







МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР  
СЕВЕРО-КАВКАЗСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

---



# ГЕОЛОГИЯ СССР



СЕВЕРНЫЙ  
КАВКАЗ

ЧАСТЬ I  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ



Редактор *В. Л. Андрущук*  
Соредакторы: *А. Я. Дубинский, В. Е. Хаин*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1968

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ  
«ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н.  
БЕЛОУСОВ В. В.  
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.  
БОГДАНОВ А. А.  
БОРУКАЕВ Р. А.  
БОРОВИКОВ Л. И.  
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.  
ГОРБУНОВ Г. И.  
*(зам. главного редактора)*  
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.  
ЕСЕНОВ Ш. Е.  
ЗУБАРЕВ Б. М.  
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.  
КОСОВ Б. М.  
КУЗНЕЦОВ Ю. А.  
МАГАКЪЯН И. Г.  
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.  
*(зам. главного редактора)*  
МАЛЫШЕВ И. И.  
МАРКОВСКИЙ А. П.  
МАШРЫКОВ К. К.

МЕННЕР В. В.  
МИРЛИН Г. А.  
МИРЧИНК М. Ф.  
МУРАТОВ М. В.  
НАЛИВКИН Д. В.  
ОРВИКУ К. К.  
ПЕЙВЕ А. В.  
*(зам. главного редактора)*  
ПОПОВ В. С.  
РОГОВСКАЯ Н. В.  
РОЖКОВ И. С.  
СЕМЕНЕНКО Н. П.  
СЕМЕНОВИЧ В. В.  
СИДОРЕНКО А. В.  
*(главный редактор)*  
СМИРНОВ В. И.  
ТРОФИМУК А. А.  
ШАТАЛОВ Е. Т.  
ЩЕГЛОВ А. Д.  
ЯНШИН А. Л.  
ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ IX ТОМА:

В. Л. АНДРУЩУК, Г. Д. АФАНАСЬЕВ, К. Д. БРЯНЦЕВ,  
Е. А. ГЛАДКАЯ, А. Я. ДУБИНСКИЙ, В. Л. ЕГОЯН,  
Г. Я. КРЫМГОЛЬЦ, В. Н. РОБИНСОН, В. Е. ХАИН,  
В. Е. ЧЕРНОПЯТОВ





ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ



Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, ч. 1 — Геологическое описание. Главный редактор А. В. Сидоренко. Редактор В. Л. Андрущук, соредакторы: А. Я. Дубинский, В. Е. Хаин. «Недра», 1968, стр. 760.

Работа подготовлена к изданию группой Тематической экспедиции СКГУ при участии большого коллектива авторов из различных производственных организаций и научных учреждений. В работе обобщен обширный фактический материал, накопленный за 200-летний период геологического изучения Северного Кавказа. На основе новейших данных, полученных при проведении геологических съемок различных масштабов, понсков, разведок, бурения, геофизических и других исследований, описаны: стратиграфия — от докембрийских до четвертичных отложений, отдельно по каждой структурно-тектонической зоне; магматизм и метаморфизм — по этапам геотектонического развития от протерозойского до мезо-кайнозойского; тектоника — со схемой тектонического районирования территории и описанием ее строения по структурным элементам и этапам складчатости; история геологического развития северной окраины Средиземноморско-Гималайского подвижного пояса Земли в различные орогенные этапы. Отдельные главы посвящены истории геологических исследований, физико-географическому описанию и экономической характеристике, геоморфологии и задачам дальнейшего изучения геологии Северного Кавказа.

Табл. 47, иллюстр. 114, библиограф. 1000.



## ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа обобщает данные геологических исследований, накопленных более чем за стопятидесятилетний период. Особенно ценные материалы по строению региона получены в результате геолого-геофизических исследований и глубокого бурения за последние 20 лет (1945—1965 гг.).

Обобщение новых данных позволило внести в ранее сложившиеся представления существенные изменения и дополнения:

1) проведено сопоставление выделенных подразделений докембрия в пределах основных структурных зон Северного Кавказа;

2) разработана литолого-стратиграфическая схема сопоставления разрезов среднего палеозоя в зоне Передового хребта;

3) произведено более обоснованное и дробное стратиграфическое расчленение континентальных средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений, а также морских верхнепермских отложений;

4) доказано распространение докембрия, а также отложений девона, карбона, среднего и верхнего триаса, юры, мела и палеогена в пределах Предкавказья. Для последнего предложено палеонтологически обоснованное, главным образом по микрофауне, детальное (зональное) стратиграфическое деление;

5) уточнены возраст и структурная позиция ряда крупных тектономагматических комплексов в горной части Северного Кавказа, положенных в основу металлогенического районирования и прогнозирования. Бурением установлено широкое распространение гранитоидов среднего — позднего палеозоя в пределах Северной моноклинали, в районах Майкопа и Ставрополя, а также юрских и меловых вулканогенных образований в основании осадочного покрова Предкавказья;

6) уточнены структурное положение и границы основных тектонических и структурно-фациальных зон горной части Северного Кавказа, сделана попытка увязать их со структурами фундамента Предкавказья. Доказано отсутствие в фундаменте Предкавказья так называемой Ставропольской глыбы кристаллических пород, выявлено, что фундамент в районе Ставропольского поднятия построен значительно сложнее. Проведено более обоснованное структурное районирование осадочного покрова в пределах Предкавказья;

7) на основании анализа геофизических данных сделана попытка представить строение глубоких частей разреза земной коры в пределах всей рассматриваемой территории и увязать структуры горной и равнинной частей Северного Кавказа.

Границами описываемого в данном томе района являются: на западе — Черное и Азовское моря, на северо-востоке — Западный и Восточный Маньчи, на востоке — Каспийское море, на юго-западе государственная граница с Азербайджанской и Грузинской ССР.

Несмотря на сравнительно хорошую геолого-геофизическую изученность описываемой территории, имеется еще немало дискуссионных

вопросов, разрешение которых требует тщательных дополнительных исследований района.

Естественно, что при сводке большого фактического материала, представляющего собой итог более чем столетних исследований, и наличии многочисленного авторского коллектива в монографии не удалось избежать ряда недостатков. Тем не менее она дает достаточное представление об основных чертах геологического строения Северного Кавказа и несомненно принесет определенную пользу при проведении дальнейших практических работ и научных исследований, а также может служить справочным пособием как для широкого круга геологов, так и для специалистов, работающих в других регионах СССР.



# Глава I

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

---

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Историю геологического изучения Кавказа можно подразделить на пять периодов:

- 1) эпизодические исследования (1750—1900 гг.);
- 2) организация Геологического комитета и начало систематических исследований Кавказа (1901—1917 гг.);
- 3) широкое развитие геологических исследований, проводимых территориальными геологическими управлениями, научно-исследовательскими институтами и различными специализированными организациями (1918—1940 гг.);
- 4) сокращение исследовательских работ в связи с Великой Отечественной войной (1941—1945 гг.);
- 5) планомерное интенсивное развитие всех видов геологических исследований (1946 г. и последующие).

Первые отрывочные сведения о геологии Кавказа встречаются в XVIII столетии в сообщениях натуралистов-путешественников. Среди них следует отметить А. И. Гюльденштедта (1768—1775 гг.), который впервые приводит описание пород Кавказа и его геологического строения. В работах ряда экспедиций Российской академии наук, возглавлявшихся Георги, П. С. Палласом, Фильком, Рейнеггом, И. Ф. Парротом, А. Я. Купфером и другими (конец XVIII и первая четверть XIX столетия), встречаются геологические описания гор Машук и Бештау, минеральных источников Пятигорья, грязевых вулканов Таманского полуострова (П. С. Паллас, 1787—1791 гг.), вулканов и лав Казбека (М. Ф. Энгельгардт, И. Ф. Паррот), пород Бокового и Главного хребтов (А. Я. Купфер, 1829 г.).

В результате работ, проведенных на Кавказе Ф. Дюбуа де Монпере (1834—1838 гг.), появляются описания осадочных и изверженных пород Большого Кавказа по Черноморскому побережью, Военно-Грузинской дороге и району Кисловодска. Сведения о полезных ископаемых приводятся А. Картероном, А. К. Анисимовым (1845), И. М. Рейнке (1885) и другими.

В 40-х годах XIX столетия начинает свои многолетние работы на Кавказе Г. В. Абих, заложивший основы фундаментального геологического изучения этого региона. Отводя преимущественное место в своих исследованиях Закавказью, Г. В. Абих в 1852 г. впервые составил геологический разрез северного склона Кавказа от Эльбруса до Бештау и опубликовал многочисленные наблюдения по вулканизму, осадочным формациям Кавказа и Закавказья.

Почти одновременно с Г. В. Абихом систематические геологические исследования на Кавказе проводят геологи Кавказского горного управления, результаты работ которых публиковались в изданиях Горного управления «Материалы для геологии Кавказа». Среди них следует назвать сохранившие свою ценность труды Н. Н. Барбот де Марни по геологии и полезным ископаемым Дагестана, Эльбрусскому полиметаллическому месторождению, статьи А. М. Коншина о прикубанских месторождениях нефти, горячих минеральных источниках Восточного Кав-

каза, источниках северного склона и по геологии Черноморского побережья. Работы Н. Н. Барбот де Марни и Н. Я. Данилевского, проведенные в связи с изучением возможности использования Маныча для водного пути и орошения, дали первые достоверные сведения о Калмыцких степях и Маныче, впоследствии пополненные описаниями Оммер де Гелля. Интересные сведения о кубанской дельте приводятся в работе Н. Я. Данилевского (1869).

В горных областях Северного Кавказа проводил обширные исследовательские работы Э. Фавр, который в 1875 г. первый нарисовал отчетливую картину геологического строения центральной части Большого Кавказа и его северных склонов, между меридианами г. Орджоникидзе и горы Эльбрус. Данные этих исследований, впоследствии дополненные Е. Фурнье (1896 г.), несмотря на ряд ошибочных положений и схематичность, имели для своего времени большое значение.

Уже в то время из составленных в результате исследований карт можно было получить довольно ясное представление о геологическом строении Северного Кавказа. Важное значение имело также то обстоятельство, что в обработке фаунистических сборов приняли участие такие крупные ученые того времени, как М. Неймайр, В. Улиг, Дм. Антула, К. Ренц; собранные растительные остатки были обработаны Г. Гёппертом. Этими работами положено начало стратиграфическим исследованиям на Северном Кавказе.

Значительным событием явились геологические работы русских ученых, принятые в связи с проектами транскавказского железнодорожного строительства, которые позволили дополнить и уточнить существующие представления о геологическом строении центральной части северных предгорий Кавказа и Главного хребта. Среди этих исследований наиболее важным является коллективный труд под редакцией А. А. Иностранцева (1896), содержащий работы А. А. Иностранцева, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Н. И. Каракаша и С. И. Стрешевского, в которых освещается геологическое строение обширного района долины р. Арсы и Архотского перевала. Собранный большой фактический материал послужил источником для таких работ обобщающего характера, как «Исследования по теоретической петрографии и вулканизму» Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, «Меловые отложения северного склона» Н. И. Каракаша, а также лег в основу многолетних исследований Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, в дальнейшем продолженных Д. С. Белянкиным, который много внимания уделил выяснению петрологических особенностей и закономерностей вулканизма Центрального Кавказа и примыкающих к нему областей. Вопросы транскавказского железнодорожного строительства обусловили необходимость исследований по другим перевалам через Главный хребет. В результате И. В. Мушкетером был подробно описан район рек Теберда и Чхалты (1896), а высокогорные области позднее описывались П. П. Пятницким (1904—1905 гг.).

Оживленный интерес к геологии Кавказа вызвал VII международный геологический конгресс, состоявшийся в Петербурге в 1897 г. Сопоставление А. Геймом и М. Бертраном Кавказского региона с Западно-Европейскими Альпами явилось толчком к более углубленному изучению геологии и тектонических особенностей Кавказа. Написанные Н. И. Каракашем, А. М. Коншиным, Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и К. Ф. Ругевичем специально для конгресса геологические путеводители по различным маршрутам как бы подвели итог накопленным к тому времени геологическим сведениям.

Интересные данные о малодоступных высокогорных частях Кавказа приводятся в сообщениях Д. Фрешфильда (1897 г.), Г. Мерцбахера (1901 г.) и Мориса фон Дечи (1905).

Сильно залесенная территория Северо-Западного Кавказа долгое время оставалась неизученной, лишь в результате поездок В. И. Воробьева, С. А. Конради и П. В. Виттенбурга были получены геологические материалы, позволившие Ф. Н. Чернышеву (1907) впервые установить наличие на Северном Кавказе отложений верхнего палеозоя и триаса.

Сведения о равнинной части Северного Кавказа приводятся в многочисленных статьях И. Ф. Синцова, обобщившего материалы бурения, что позволило составить некоторые представления о геологии площадей, закрытых мощным чехлом послетретичных осадков (долины Маньчей, Нижнее Прикумье, Зетеречная равнина). Кроме того, И. Ф. Синцовым была описана меловая фауна Кавказа, а П. А. Казанским проведены работы по изучению юрской и нижнемеловой фауны Дагестана. Ряд ценных сведений по третичным отложениям Ставрополя приводит Д. Л. Иванов (1885—1890). Большое внимание изучению геологической истории Понто-Каспийского бассейна уделил Н. И. Андрусов. Особенно детально он разработал стратиграфию неогена с точным определением возраста горизонтов и сопоставлением разрезов для различных мест. Труды Н. И. Андрусова позволили проводить картирование неогеновой толщи различных районов. Следует отметить, что основные работы этого крупнейшего ученого относятся уже к следующему периоду. Вопросы стратиграфии отложений палеогена, для которых характерно значительное литологическое однообразие и бедность фаунистическими остатками, в это время должного разрешения не получили.

Таким образом, к началу XX века по Кавказу был накоплен обширный геологический материал, но он был во многом отрывочным и неравноценным по содержанию и не давал общей картины геологического строения Кавказа в стратиграфическом и особенно в тектоническом отношении: данные по различным районам трудно увязывались друг с другом, неясно было возрастное положение многих групп отложений, очень мало сведений было по тектонике, имевшийся картографический материал был весьма скуден.

Характерной особенностью второго периода исследований является широкое применение площадного геологического картирования. В 1902 г. началось изучение нефтеносных районов Кавказа Геологическим комитетом. Общее руководство осуществлялось Н. А. Соколовым. В Грозненском районе работы проводились Е. М. Юшкиным и К. П. Калицким, в окрестностях Махачкалы и Буйнакса — К. П. Калицким, в районе Дербента — Д. В. Голубятниковым, около станций Кизлязи и Хидерзинде — С. К. Квиткой, в Кубанской области и на Таманском полуострове — К. И. Богдановичем, С. И. Черноцким, К. А. Прокоповым и М. М. Губкиным. В начальный период исследований нефтеносности наряду с равнинными и предгорными областями иногда изучались прилегающие высокогорные участки (Юго-Восточный Дагестан, Шахдаг, р. Самур и др.). Наиболее важными являются работы К. И. Богдановича по стратиграфии и тектонике высокогорья.

Широко развернулась деятельность Геологического комитета на территории Кавказских Минеральных Вод. Работы, вылившиеся впоследствии в площадное исследование Приэльбрусского района, выполнялись А. П. Герасимовым, А. Н. Огильви, Я. В. Лангвагеном, Н. Н. Славяновым и др. В результате были подробно изучены отложения палеогена и мезозоя, установлено на Кавказе наличие среднего палеозоя и более древних пород; были выяснены также основные черты вулканической деятельности Эльбруса; В. П. Ренгартемом подробно изучен разрез меловых отложений в районе г. Нальчика. А. Л. Рейнгардом, А. П. Герасимовым, В. П. Ренгартемом впервые собраны достоверные данные, свидетельствующие о многократном оледенении Кавказа.

Из других работ этого периода необходимо отметить исследования И. И. Никшича в области развития мезозойских отложений р. Белой, В. Н. Робинсона, открывшего угленосные отложения карбона по р. Малой Лабе (урочище Черноречье). В 1916 г. И. И. Никшичем, В. Н. Робинсоном, А. Н. Криштофовичем и А. Д. Стопневичем они были прослежены до Кубани.

В 1916 г. Геологическим комитетом были организованы территориальные секции, в том числе Кавказская, основной задачей которых являлось составление в возможно короткие сроки обзорных геологических карт обслуживаемых областей.

В более широких масштабах развернулись геологические исследования Кавказа после установления здесь Советской власти. Было продолжено изучение нефтеносных районов передовых хребтов (К. А. Прокопов, Н. А. Кудрявцев), Черных гор (К. А. Прокопов, Л. А. Гречишкин, Н. А. Кудрявцев, Б. А. Алферов), в Манычском районе (Б. А. Алферов, В. А. Кузнецов). В исследовании нефтеносных районов приняли участие также А. Д. Архангельский, А. Н. Розанов, Н. С. Шатский, В. А. Долицкий, Н. Н. Тихонович (Московская горная академия), Н. Ю. Успенская, И. О. Брод, Н. Т. Маркин и др. (Нефтяной геологоразведочный институт); М. Г. Танасевич, Н. Д. Елин, М. М. Жуков, А. Шаповалов и др. («Грознефть»). Проведенные работы позволили выяснить основные черты геологии нефтеносных районов. С 1923 по 1933 г. в горных районах Кавказа был проведен ряд маршрутных пересечений (О. С. Вялов, И. И. Никшич, В. Н. Робинсон, Г. П. Агалин, А. П. Герасимов, С. П. Соловьев, В. П. Ренгартен, И. Г. Кузнецов, В. Н. Соловьев, Л. А. Варданянц, Е. В. Кузнецова, Ф. Л. Мани, В. М. Дервиз, Р. Э. Квятковский, Л. С. Либрович, Д. В. Дробышев, В. Д. Голубятников).

За это же десятилетие была почти закончена пятиверстная геологическая съемка Предкавказской равнины (В. П. Колесников, С. А. Гатуев, П. А. Православлев, В. А. Кузнецов).

Обширные данные, полученные в итоге десятилетнего периода интенсивных геологических исследований, позволили уже в 1930 г. выпустить геологическую карту Кавказа. В. П. Ренгартен опубликовал обзорную работу по тектонике Кавказа этого района, впоследствии дополненную и расширенную (1930). Общие обзоры достижений по изучению геологии Кавказа были даны А. П. Герасимовым (1928).

Широко развернулись геологические исследования в период первых пятилеток.

Работы, проводившиеся ВСЕГЕИ, затрагивали разнообразные вопросы геологии Северного Кавказа. Под общим руководством председателя Кавказской секции А. П. Герасимова проводятся геологические съемки с целью составления отдельных листов детальной геологической карты, а также подготовки нового издания геологической карты Кавказа. Одновременно ведутся стратиграфические и палеонтологические исследования, разрабатываются вопросы тектоники, стратиграфии, петрографии, металлогении, геоморфологии, инженерной геологии.

Институтами геологии и палеонтологии Академии наук СССР проводятся разнообразные геологические исследования и тематические работы в районах Центрального Кавказа, на Черноморском побережье и на Тамани (Сочинская экспедиция).

Всесоюзным нефтяным геологоразведочным институтом (ВНИГРИ) проводилась крупномасштабные геологосъемочные работы и разрабатывалась стратиграфия меловых и третичных отложений с изучением макро- и микрофауны, проводились литолого-минералогические исследования нефтеносных районов.

Северо-Кавказским геологическим управлением в этот период широко проводятся геологосъемочные работы и составляется ряд листов детальной геологической карты территорий Восточного Кавказа, Осетии, Кабарды, Ставрополя. Одновременно выполняются поисковые и разведочные работы в области развития юрских углей, по рудным и неметаллическим полезным ископаемым.

Азово-Черноморским геологическим управлением, в работах которого принимали участие геологи Ростовского государственного университета и Новочеркасского индустриального института, наряду с геологосъемочными работами проводится углубленное изучение петрографии интрузивных пород западной части Центрального Кавказа и минералогии связанных с ними рудопроявлений, геологии рудных месторождений и гидрогеологии. Крупные геологосъемочные работы выполнены конторами «Грознефть» и «Майкопнефть» на территории Грозненского района, Дагестана (до р. Самур) и Северо-Западного Кавказа. В результате были изданы сводные геологические карты изученных территорий и опубликованы исследования по стратиграфии, тектонике и нефтеносности Предкавказья и его отдельных районов. Результаты этих исследований опубликованы в виде многочисленных статей, содержащих описание месторождений.

Трестом «Союзгаз» проведены большие геологопоисковые работы на Северо-Западном Кавказе и в Дагестане. Полученные материалы опубликованы в сборниках «Природные газы».

Ценные данные по стратиграфии, тектонике и геоморфологии района Кавказских Минеральных Вод получены при детальных геологосъемочных работах, проведенных под руководством Е. В. Милановского геологами Московского геологоразведочного института.

Данные работ ряда выдающихся исследователей этого периода легли в основу современных представлений о геологии Кавказа.

А. П. Герасимовым и И. Г. Кузнецовым изучалась стратиграфия докембрия, причем последним предложена местная стратиграфическая схема его расчленения, согласно которой по степени метаморфизма докембрийские отложения разделены на две серии, включающие в свою очередь несколько свит. Вещественный состав докембрийских пород изучался С. П. Соловьевым.

В 1924—1937 гг. проводилось систематическое изучение древних толщ Кавказского хребта, что позволило установить новые системы, отделы и ярусы палеозоя, уточнить стратиграфические соотношения между немymi и палеонтологически охарактеризованными его толщами (В. Н. Робинсон). Были выделены отложения предположительно кембрия на хребте Дженту, верхнего девона (К. А. Прокопов, В. Н. Робинсон), этренские слои нижнего карбона (В. Н. Робинсон, А. А. Медведюк). Выделена карачаевская серия отложений нижнего карбона (Г. П. Агалин). Обнаружены выходы перми в Северной Осетии (Л. А. Варданянц). В. Н. Робинсоном даны первые обобщения по стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя, а также выяснена принадлежность к палеозою ряда магматических комплексов. В этот же период были проведены основные палеонтологические работы по фауне перми (Б. К. Лихарев), по флоре карбона (М. Ф. Залесский), а также описаны остатки организмов из кембрия (А. Г. Вологдин). Проводятся регулярные петрографические исследования, которые, однако, не охватывают еще целых комплексов.

В 1938 г. на основе материалов систематического изучения стратиграфии палеозоя Большого Кавказа и развития его тектонической структуры в палеозойское время В. Н. Робинсон провел расчленение палеозойских осадочных метаморфических и магматических комплексов.



сов, определил их тектонические взаимоотношения и связь с залегающими в них полезными ископаемыми. Было проведено разделение метаморфической свиты на образования нижнего палеозоя и докембрия, уточнены разрезы отложений нижнего карбона и девона, строение и условия накопления континентальных толщ нижней перми.

Начало систематического изучения стратиграфии мезозойских отложений Северного Кавказа относится в основном к послереволюционному времени.

Отложения триаса, впервые установленные В. Н. Воробьевым на Кавказе еще в 1906 г., систематически изучались В. Н. Робинсоном. В 1946 г. он опубликовал подробное описание геологического строения области распространения триаса в бассейне рек Белой и Лабы. Изучение фауны триасовых отложений производилось А. С. Моисеевым (брахиоподы, кораллы) и В. Н. Робинсоном (аммониты).

Стратиграфия нижней и средней юры Северного Кавказа изучалась многими исследователями (Л. С. Либровичем, В. П. Ренгартенем, Д. В. Дробышевым, В. Д. Голубятниковым и др.), однако только в последние 10 лет описываемого периода (до 1947 г.) были получены палеонтологические данные, позволяющие установить стратиграфический разрез нижней и средней юры, расчлененной до этого лишь на ряд неувязанных между собой свит с местными географическими названиями. Обработка Г. Я. Крымгольцем собранной в различных районах фауны, в основном аммонитов, дала возможность впервые обосновать выделение в среднем и главным образом в верхнем лейасе Восточного Кавказа не только ярусов, но и зон (В. Д. Голубятников, В. М. Пац, Н. Д. Филимонов, Н. Н. Ростовцев, Н. К. Русанов, А. Д. Ишков, Н. И. Цибовский).

В бассейнах рек Уруп и Ардон юрские отложения изучались Л. А. Вардьянцем, Т. И. Ициксоном и С. С. Кузнецовым. Западнее, в пределах Кабарды, расчленение нижней и средней юры проведено И. Г. Кузнецовым, В. П. Ренгартенем, С. П. Соловьевым. В бассейне р. Малки юрские отложения выделены А. П. Герасимовым. На Кубани нижнеюрские отложения описаны Г. П. Агалиным, среднеюрские — А. Я. Затворницким, а для бассейнов рек Зеленчук и Уруп — Г. Е. Пилоченко, С. С. Кузнецовым. В бассейнах рек Лабы и Белой В. Н. Робинсоном выделен ряд охарактеризованных фауной горизонтов — от нижнего лейаса до средней юры. Детализация стратиграфии мезозоя этого разреза была впоследствии проведена В. В. Белоусовым.

В этот период издан ряд специальных статей и монографий, в которых описывалась фауна нижней и средней юры Кавказа: по брахиоподам — А. С. Моисеева, по пластинчатожаберным и брюхоногим моллюскам — В. Ф. Пчелинцева, белемнитам — Г. Я. Крымгольца, аммонитам — О. С. Вялова и Г. Я. Крымгольца.

Среди работ, посвященных изучению верхнеюрских отложений, которое было начато еще Г. Абигом, следует отметить труды по обработке фауны В. Ф. Пчелинцева (1928—1933), А. С. Моисеева (1934), П. К. Чихачева (1933), И. Е. Худяева (1932), С. И. Ильина (1932). Материал для этих палеонтологических работ был собран при изучении разрезов верхней юры В. П. Ренгартенем (1933), И. Г. Кузнецовым (1926), А. П. Герасимовым (1916—1932), И. И. Никшичем (1916), В. В. Белоусовым и Б. М. Трошихиным (1939), О. К. Григорьевой (1938), Н. П. Лупповым, М. В. Муратовым и др.

Отложения меловой системы, богатые фауной, изучались многими исследователями (В. Ф. Пчелинцев, Б. М. Келлер и Т. А. Мордвилко, К. А. Прокопов, А. П. Герасимов, Л. С. Либрович, В. П. Ренгартен, Д. В. Дробышев, О. К. Григорьева, Н. П. Луппов).

Палеогеновые отложения, описанные еще Н. И. Андрусовым (1915 г.), детально исследовались Н. С. Шатским (1925), расчленившим майкопскую свиту (серию) в Дагестане. Эти работы продолжались В. Д. Голубятниковым, Н. Ю. Успенской, В. А. Долицким. Необходимо также отметить стратиграфические исследования Н. Б. Вассоевича, выделившего белоглинскую свиту и расчленившего эоцен северного склона Северо-Западного Кавказа, К. А. Прокопова, установившего в основании майкопской серии хадумские слои, В. П. Шматкова и М. А. Ржонсничкой, изучавших разрезы Кабарды, а также палеонтологические работы В. В. Меннера, И. А. Коробкова, В. С. Слодковича, Н. И. Суботиной, В. П. Ренгартена, Д. В. Дробышева и М. С. Швецова.

Изучение неогена, начато Н. И. Андрусовым, было продолжено Н. С. Шатским, Н. М. Ледневым, В. Д. Голубятниковым, Ю. Н. Успенской, И. Ф. Пустоваловым, А. Г. Эберзиным, В. П. Колесниковым, А. А. Хуциевым, В. В. Богачевым. Многочисленные сборы фауны обработаны Б. П. Жижченко, М. А. Мясниковой и С. А. Гатуевым.

В. В. Белоусов (1936—1939 гг.) составил серию карт литофаций и мощностей юрских, меловых и третичных отложений Большого Кавказа, что дало возможность восстановить историю развития Главного хребта и сделать важные теоретические выводы общетектонического значения. Важные работы по неогену Кавказа были выполнены В. П. Колесниковым, Б. П. Жижченко и А. Г. Эберзиным и нашли свое отражение в изданном в 1940 г. томе «Стратиграфия СССР», посвященном неогену.

Необходимо отметить также работы по сопоставлению континентальных и морских отложений неогена Черноморского и Каспийского бассейнов А. Д. Архангельского, А. П. Павлова, В. В. Богачева, Н. Б. Вассоевича и А. Г. Эберзина. Четвертичные отложения изучались А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым, работы которых посвящены преимущественно истории Черноморского бассейна. Г. Ф. Мирчинком изучались вопросы сопоставления равнинного оледенения в кавказским. Вспросам стратиграфии морских и континентальных четвертичных отложений посвящены также работы А. Л. Рейнгарда (1932), В. Д. Голубятникова, М. М. Жукова (1938) и др.

Большое развитие получили исследования магматизма и метаморфизма пород Северного Кавказа.

В 1922 г. А. П. Герасимовым была составлена схема вулканических циклов Центрального Кавказа, причем выделены три этапа гранитных интрузий (каледонский, варисский и альпийский). Эта схема существенно дополнена и уточнена Д. С. Белянкиным. И. В. Поповым описаны интрузивные образования хребтов Эхреску и Ахуба (1926) и ультрабазиты верховьев Кубани (1929). Г. П. Агалиным (1929) изучались гранитоиды и серпентиниты, развитые по рекам Худес и Даут. И. И. Никшич и О. С. Вялов определили дотриасовый возраст интрузий Даховского и Сахрайского массивов. П. И. Лебедевым (1930) опубликовано монографическое описание древних вулканогенных образований эффузивных пород перми, развитых на Теберде и Кубани, индышских гранитов, сиенитов Аманкола, а также серпентинитов Кубани. Установлено зональное распределение ультраосновных пород и широкое развитие пород кварц-кератофирового состава. В 1932—1937 гг. опубликован ряд статей Д. П. Сердюченко по минералогии и петрографии ультрабазитовых пород бассейнов Зеленчука и Большой Лабы, а в 1931—1940 гг. — работы С. П. Соловьева по петрографии изверженных пород и стратиграфии древних толщ Приэльбрусья.

Н. А. Игнатьевым (1936) изучены интрузии Мало-Лабинского района и оконтурены олигоклаз-альбитовые диориты. При петрографиче-

ской обработке материалов В. П. Робинсона по Северо-Западному Кавказу Л. А. Варданянц (1934—1937) установил образования, отнесенные им к неогинтрузиям; Г. Е. Пилюченко (1938—1939) описал интрузии серпентинитов, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов и снитов по рекам Зеленчук и Уруп; В. Н. Робинсон (1938) дал геолого-петрографическую характеристику среднепалеозойских интрузий рек Аксаут и Маруха. Сопоставление пород Даховской и Сахрайской интрузий с гранитоидами Главного Кавказского хребта проведено Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1941 г.). Кристаллические породы Лабы описаны А. Г. Кобилевым (1935—1938); характеристика интрузий бассейна Теберды дана А. А. Медведюком. Обобщающие работы по петрографии и магматизму опубликованы А. П. Герасимовым, П. И. Лебедевым, И. Г. Кузнецовым, С. С. Кузнецовым.

Заслуживает внимания сводка И. Г. Кузнецова (1940а) по истории вулканических явлений Большого Кавказа, в которой рассматривались вопросы эволюции магматической деятельности в пределах тектоно-магматических циклов.

Г. М. Ефремовым (1941) для зоны Главного хребта выделены два типа гранитоидов — балкарский и белореченский.

Вопросам структуры Кавказа посвящены работы А. П. Герасимова (1935а), отметившего важность каледонских и герцинских движений и магматизма в формировании Большого Кавказа. В. П. Ренгартен уточнил и дополнил схему тектонической зональности Кавказа. В 1941 г. Л. А. Варданянц установил важную роль верхнеюрских и в основном предкелловейских движений в создании структуры Центрального Кавказа вопреки сложившимся представлениям о чрезвычайно молодом возрасте структуры Кавказа в целом.

Большие достижения в этот период были достигнуты при изучении полезных ископаемых Северного Кавказа. За годы восстановления народного хозяйства и индустриализации значительно увеличились запасы полезных ископаемых, были открыты новые месторождения.

В годы Великой Отечественной войны геологические исследования ограничивались в основном поисками местного минерального сырья. Все опубликованные в это время немногочисленные статьи базировались исключительно на довоенном материале.

В послевоенный период геологические исследования на Кавказе развернулись в значительно большем по сравнению с предыдущими периодами объеме. Исследования проводятся многими производственными и научными организациями (Северо-Кавказское геологическое управление — основной координирующий центр геологических исследований Северного Кавказа, «Краснодарнефть», «Ставропольнефтегаз», «Грознефть», «Дагнефть» с подчиненными им трестами и конторами глубокого бурения, южное отделение Геолстромтреста, северокавказские геологические экспедиции Всесоюзного гидрогеологического треста, Кавказская комплексная экспедиция АН СССР, Грозненский НИИ и его Ставропольский филиал, ВНИИ и его Краснодарский филиал, ВСЕГЕИ, ВИМС, КИМС, ВНИИГаз; научно-исследовательские секторы МГУ, МГРИ, Новочеркасского политехнического института, Ростовского государственного университета; Геофизический институт АН СССР, Институт геофизики АН Грузинской ССР и др.), выполнявшими работы по геологическому картированию, геофизике, тектонике, геохимии, геоморфологии, гидрогеологии, инженерной геологии, стратиграфии, минералогии, петрографии и изучению различного вида полезных ископаемых. Ведущими являлись комплексные геологические съемки, проведение которых обеспечивало целенаправленность всех других видов геологических работ.

До 1956 г. почти вся территория Северного Кавказа была покрыта государственной среднемасштабной геологической съемкой. Необходимость расширения на Кавказе сырьевой базы действующих горно-эксплуатационных предприятий и выявления новых видов полезных ископаемых обусловили проведение крупномасштабного геологического картирования в перспективных на нефть и газ районах Предкавказья и в пределах горной части Северного Кавказа. Проведенное геологическое картирование способствовало углубленному изучению геологического строения Северного Кавказа и обнаружению многих проявлений полезных ископаемых.

В процессе геологической съемки были выявлены и рекомендованы для дальнейшего изучения 40 нефтегазоносных площадей и 6 угольных проявлений. За этот период была доказана промышленная газонефтеносность юрского и мелового комплекса во многих районах Предкавказья; установлена перспективность на медь полосы вулканогенных пород девона в зоне Передового хребта, а также выявлены перспективные площади на редкие металлы, химическое сырье, промышленные и минеральные воды. На Северо-Западном Кавказе в шлихах установлена киноварь, что расширило перспективы открытия ртутных месторождений в Краснодарском крае.

Значительные результаты были получены в изучении геологического строения Северного Кавказа и Предкавказья — его стратиграфии, тектоники, магматизма и металлогении. Геологосъемочные работы, различные виды бурения и геофизические исследования позволили выяснить основные черты геологического строения Предкавказья и его связь с Большим Кавказом и Донбассом.

Требования бурно развивающейся на Северном Кавказе промышленности и сельского хозяйства обусловили широкое развитие гидрогеологических и инженерно-геологических исследований регионального и прикладного характера. Из работ этого направления следует отметить монографию С. А. Шагоянца (1947—1949 гг.), посвященную изучению гидрогеологии центральной и восточной частей Северного Кавказа, работы Черноморской оползневой станции (Е. П. Емельянова и др., 1949 г.) Большое развитие получили также исследования нефтеносности и газоносности различных районов Северного Кавказа, которые привели к открытию крупных месторождений газа и мезозойской нефти. Вопросам перспектив нефтегазоносности отдельных районов Северного Кавказа посвящены работы А. И. Цатурова (1948), И. О. Брода (1959), А. В. Ульянова (1941) и многих других.

Образования протерозоя Северного Кавказа изучались Е. А. Снежко (1954—1960 гг.), Д. С. Кизевальтером, В. И. Славиным, В. Н. Робинсоном, С. М. Кропачевым (1954—1958 гг.), О. М. Надарейшвили (1958 г.); верхнепалеозойские отложения — А. А. Беловым (1956 г.), М. М. Мстиславским (1958), Н. И. Погребновым (1956), А. П. Резниковым (1958, 1959), В. И. Славиным, Е. А. Снежко и др.

Стратиграфия нижней и средней юры Западного и Центрального Кавказа разработана И. Р. Кахадзе и А. Л. Цагарели (плинсбахская угленосная толща), Е. Е. Мигачевой (зональное расчленение ааленских отложений Кубани), Е. В. Мамонтовой (микрофауна ниже-среднеюрских отложений), К. О. Ростовцевым (нижняя и средняя юра бассейнов рек Белой и Лабы), Н. В. Ренгартемом и З. М. Старостиной (литология лейасовых отложений). Наиболее полная сводка по стратиграфии юрских отложений Центрального и Западного Кавказа приводится в работах сотрудников Всесоюзного научно-исследовательского института газа и Кавказской экспедиции Московского государственного университета



(Н. В. Живаго, Н. В. Безносова, Ю. Г. Леонова, Н. В. Гришиной, Д. И. Панова, М. Г. Ломизе и др.).

Стратиграфия нижнего мела Дагестана разработана В. П. Ренгартеном и М. П. Кудрявцевым, вопросы стратиграфии нижнего мела Северного Кавказа рассматриваются в работах М. С. Эристави (1960), Т. А. Мордвилко (1960), В. Л. Егояна (1959—1960). Литология, фации и перспективы нефтегазоносности нижнемеловых отложений Западного Кавказа освещены в работах И. А. Конюхова (1955, 1958), Ю. К. Бурлина (1958, 1961) и др.

По верхнему мелу следует назвать работы В. П. Ренгартена, М. М. Москвина (1959), Л. В. Захаровой-Атабекян (1957), С. Л. Афанасьева (1960 г.). Обширный материал по верхнему мелу Предкавказья, полученный по данным глубокого бурения, приводится в работах Е. К. Шуцкой и Л. С. Темина (1956), А. Г. Алексина и А. И. Цатурова (1957), И. В. Гришиной, К. Н. Паффенгольца (1959).

Палеогеновые отложения Центрального Предкавказья и Ставрополя изучались при среднемасштабных геологических съемках Н. И. Лупаревым и Н. М. Прохоренко (1957, 1959), Н. С. Волковой (1959) и др. Новая схема стратиграфии палеогена центральной части Северного Кавказа разработана Г. П. Леоновым и В. П. Алимариной (1964). Материалы по стратиграфии палеогена Северо-Западного Кавказа обобщены В. А. Гроссгеймом и В. Т. Малышек (1960).

Стратиграфия неогена разработана Б. П. Жижченко (1936—1964 гг.), Н. С. Волковой (1953, 1956), Н. А. Лебедевой (1959), Л. И. Алексеевым (1959), Г. Н. Родзянко (1959), Е. М. Великовской (1960).

Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Центрального и Западного Предкавказья рассматриваются в работах Н. И. Лупарева (1950, 1956 гг.), И. Н. Сафронова, А. В. Кожевникова (1959 г.), М. В. Муратовым (1960) описана четвертичная история Черноморского бассейна и приведено сравнение с историей Средиземного моря. Обобщения по стратиграфии четвертичных отложений и геоморфологии сделаны И. Н. Сафроновым, составившим геоморфологическую карту Северного Кавказа.

Обобщение материала геологосъемочных работ, проведенных на территории Кавказа и Предкавказья, выполнил К. Н. Паффенголец, составивший геологическую карту указанных территорий, сопровождавшуюся объяснительной запиской. В 1963 г. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин опубликовали монографию «Геологическое строение Кавказа».

Интрузивные образования отдельных районов Кавказа изучались при производстве геологосъемочных работ И. С. Красивской, А. Л. Лупповым (1956 г.), Г. А. Михеевым (1955 г.), И. Б. Полищуком (1956 г.), Ю. А. Потапенко (1957 г.), М. Х. Срабоняном (1955 г.) и др. В результате этих работ были получены новые данные по фациальному составу, стратиграфии, тектонике, металлогении и генезису интрузивных образований. Из региональных исследований магматических образований необходимо отметить работы Г. Д. Афанасьева (1950—1960), А. А. Каденского (1956 б), Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1959). Г. Д. Афанасьевым еще в 1950 г. предложена схема расчленения пород палеозойского магматизма Северного Кавказа, которая позже была им значительно уточнена и дополнена. Г. Д. Афанасьевым проведены многочисленные определения абсолютного возраста палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. В работах Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили развиваются идеи метасоматического происхождения гранитоидных пород Северного Кавказа. А. А. Каденским в зоне Передового хребта выделен докарбонный комплекс интрузивных образований — дифференциатов



габбровой магмы. В составе комплекса им описаны серпентиниты, габбро, габбро-сиениты и сиениты.

Изучение тектонического строения Северного Кавказа в рассматриваемом периоде проводилось также в широком масштабе. Обобщение этих материалов было проведено Л. А. Варданянцем, составившим оригинальную тектоническую (структурную) карту Кавказа. М. В. Муратовым (1948, 1956, 1960) рассмотрены особенности тектонической структуры западной половины Кавказа.

С 1950 по 1956 г. изучение тектонического строения северных зон Кавказа и Предкавказья проводили сотрудники Комплексной южной геологической экспедиции (КЮГЭ, позже НИЛНефтегаз) под руководством И. О. Брода: А. Я. Дубинский (ВСЕГЕИ), М. Р. Пустильников, А. Н. Шарданов, И. П. Жабрев и др. История тектонического развития Предкавказья и вопросы районирования этих областей рассматриваются в работах В. Д. Голубятникова, М. С. Бурштара, Б. К. Лотиева, Н. И. Цибовского, А. Я. Дубинского, А. Н. Шарданова, М. Ф. Мирчинка, Н. И. Крылова, А. И. Летавина и др.

В 1961 г. геологами Кавказской экспедиции МГУ Г. Д. Ажгиреем, Е. Е. Милановским, В. Е. Хайным составлена тектоническая карта Западного Кавказа, которая отражает современное представление о структуре этого района.

Развитие работ по изучению минеральных ресурсов Северного Кавказа обусловило необходимость проведения металлогенического районирования территории. Исследования, начатые еще в тридцатые годы И. Г. Кузнецовым, Л. А. Варданянцем, Д. И. Щербаковым, В. Г. Грушевым и др., являются первыми попытками выделения металлогенических эпох в развитии Кавказа, тектонического и металлогенического районирования его территории. Результаты металлогенических исследований приводятся в работах В. И. Смирнова (1956—1960), Г. А. Твалчрелидзе (1957), С. С. Кузнецова (1956а), М. С. Баклакова (1957в) и др.

Г. А. Твалчрелидзе в 1962 г. составил металлогеническую карту, обобщив весь накопленный материал по металлогении Кавказа. Металлогенические исследования Северного Кавказа проводятся Северо-Кавказским геологическим управлением, составляется прогнозно-металлогеническая карта Северного Кавказа.

### ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые геофизические исследования с целью решения прикладных геологических задач были поставлены на Северном Кавказе еще в конце тридцатых годов. В это время здесь и в других районах Советского Союза (Курская магнитная аномалия, Урал) были проведены работы, положившие начало созданию и развитию советской структурной и рудной геофизики. Основными результатами явились разработка и совершенствование методики и аппаратуры геофизических исследований, создание кадров высококвалифицированных отечественных геофизиков.

К наиболее интересным и важным работам этого периода следует отнести электроразведочные исследования, проводившиеся французской фирмой Шлюмберже с участием советских геофизиков в Грозненском и Малгобекском нефтяных районах в 1929—1931 гг. Они показали высокую эффективность геофизических методов при картировании и выявлении погребенных нефтяных структур.

К этому же периоду (1929 г.) относятся работы треста «Грознефть», поставленные в Затеречной равнине. На большой по тому времени площади были проведены исследования с гравитационными вариометрами для выявления и оконтуривания антиклинальных структур в третичных

отложениях Восточного Предкавказья (В. М. Озерский и др.). Использовались гравитационные вариометры отечественного производства, показавшие хорошие результаты.

В 1929 г. на Северном Кавказе были поставлены первые опытные сейсморазведочные работы, проводившиеся партией Сейсмологического института АН СССР под руководством Н. В. Райко в районе Грозненских нефтяных промыслов.

Начиная с 1930 г. количество проводимых на Северном Кавказе геофизических работ непрерывно растет. Совершенствуется методика, техника и аппаратура геофизических исследований. В некоторой степени расширяется и круг геологических задач, решаемых геофизическими методами. Геофизические работы периода 1930—1941 гг. внесли много ценного в познание глубинной геологии Кавказа и Предкавказья и существенно помогли развитию нефтяной промышленности (С. С. Жуков, Н. Н. Кухаренко, И. И. Короленко, Г. С. Морозов, С. С. Василенко, В. П. Компанцев, Н. Б. Сажина и др.).

Представляют интерес в геологическом и методическом отношении работы по проведению комплексного (гравиразведка с вариометром, электроразведка и магниторазведка) профиля Тихорецк — Сальск — Волгоград, выполненные в 1935 г. под руководством Н. Н. Самсонова, А. С. Семенова и А. Т. Донабедова. Профиль Тихорецк — Волгоград дал первые надежные сведения для изучения взаимоотношений погребенных структур Предкавказской равнины и юга Русской платформы. Он позволил выделить на юго-восточном погружении складчатой системы Донбасса области сравнительно неглубокого залегания угленосного карбона и тем самым положил начало геологическому и геофизическому решению так называемой «проблемы Большого Донбасса» (П. И. Степанов, А. И. Дюков, А. Т. Донабедов и др.).

В 1937—1938 гг. В. О. Урысоном были проведены электроразведочные работы, имевшие целью решение ряда гидрогеологических задач при разведочных работах на минеральные воды на курортах Кавказских Минеральных Вод — Пятигорск, Ессентуки и Кисловодск.

Практически первой и единственной геофизической работой, проведенной на рудных объектах Северного Кавказа в предвоенный период, были опытные геофизические исследования, выполненные в 1940 г. под руководством А. С. Семенова на Буронском полиметаллическом месторождении в Северной Осетии. Работы А. С. Семенова доказали высокую эффективность методов сопротивлений и естественного электрического поля при поисках и разведке полиметаллических месторождений.

Основное развитие геофизические исследования в пределах Северного Кавказа получили в послевоенный период. На этот период (с 1945 г. и по настоящее время) приходится 80—90% всех выполненных к настоящему времени геофизических работ. В этот период наблюдается четыре основных направления геофизических исследований: региональные работы, структурные или нефтегазопромысловые работы, геофизические работы в рудных районах и работы в помощь гидрогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям.

В послевоенное (с 1945 г.) время важное значение приобретают региональные геофизические работы, которые проводились в основном в предгорной части Северного Кавказа и имели своей задачей расчленение Предкавказской равнины на ряд структурных единиц первого (Кубанская и Терская депрессии) и второго порядков и изучение взаимоотношений погребенных форм Предкавказского прогиба и южного склона Русской платформы.

Средне- и мелкомасштабные аэромагнитные работы проводились на Северном Кавказе, на южном склоне Кавказского хребта (в Крас-

нодарском крае) и в примыкающей части акваторий Азовского, Черного и Каспийского морей. В результате аэромагнитных работ для всей территории Северного Кавказа и прилегающих районов составлены сводные мелкомасштабные и среднемасштабные карты  $\Delta T_a$ , на которых зафиксирован ряд аномалий, отвечающих геологическим структурам первого, второго и третьего порядков.

Для Северо-Западного и Центрального Предкавказья был выполнен значительный объем работ по обобщению геофизических съемок разных лет, давший ценный материал для структурного районирования Северного Кавказа. М. Р. Пустильниковым и другими исследователями на основе геофизических данных составлен ряд тектонических схем.

Результаты региональных исследований и обобщений в отдельных районах освещены в работах С. Н. Кондрашова, П. А. Виноградова, Е. А. Маевой и А. Я. Дубинского, Р. М. Рогова, А. И. Хребтова, А. А. Климарева, Б. З. Лабковскис, В. Ф. Соколова и Л. З. Коган, С. С. Лось, В. Е. Зайцева, Т. В. Яковлевой и др.

Для поисков нефти и газа применялись структурные исследования. Практически единственным методом структурных геофизических исследований, имеющих целью поиски и картирование структур, перспективных на нефть и газ, была площадная сейсморазведка методом отраженных волн.

Основными организациями, проводившими на Северном Кавказе нефте- и газопоисковые работы, были тресты «Краснодарнефтегеофизика» и «Грознефтегеофизика», систематически изучавшие Прикубанскую и Терско-Кумскую низменности. В изучении погребенного строения Ставропольского поднятия и в открытии Ставропольского газового месторождения большую роль сыграла Кавказская геофизическая экспедиция Центрального треста Министерства геологии СССР.

Результаты структурных исследований в отдельных районах приводятся в работах О. К. Глотова, В. П. Федорова, Л. Я. Бурдюгова, О. П. Королева, И. М. Музыка, Б. З. Лабковскис, Г. А. Квинт, П. В. Масленникова, Е. В. Рязановой, Л. И. Шишченко, В. М. Белова, Ю. Е. Гончарова, В. Е. Минеева и др.

В последнее время все большее и большее значение приобретают геофизические исследования в рудных районах с целью поисков и разведки рудных месторождений. В период 1949—1963 гг. эти работы выполнялись организациями Северо-Кавказского геологического управления — Кабардино-Балкарской комплексной экспедицией (б. Кубанской) и Орджоникидзевской геофизической партией.

Основные геофизические исследования проведены в основном на территории двух рудных провинций Северного Кавказа, в области меденосных вулканогенных отложений палеозоя и Северо-Осетинского полиметаллического пояса.

Геофизическими работами, проведенными Б. М. Вышинским и В. Д. Шепелевым, были расширены масштабы ранее известных месторождений и выявлены новые рудопроявления. Одновременно с площадными поисками проводились и систематические детальные геофизические исследования в пределах уже известных и эксплуатируемых месторождений Садона и Згида.

Кроме указанных двух основных районов, геофизические исследования проводились на Малкинском месторождении природнолегируемых железных руд и в некоторых других районах горной части Северного Кавказа.

Основные работы на рудных объектах проводили геофизики И. А. Безрук, М. А. Выгоднер, Б. М. Вышинский, А. Е. Гезин,

В. Е. Зайцев, Э. И. Зеленцова, В. Ф. Соколов, Ю. А. Спасенных, В. Д. Шепелев, С. А. Шмарьян.

Геофизические исследования с задачами поисков и оконтуривания линз пресных вод успешно проводились в районах Черных земель и г. Ставрополя.

В дальнейшем следует всемерно форсировать проведение различных модификаций электроразведочных исследований с целью поисков рудных месторождений в горной части Северного Кавказа и особенно на Восточном Кавказе, в районе Дагестанской АССР и на Западном Кавказе, в районе Краснодарского края. Электроразведочные работы желательно продолжить также в пределах Азовской, Черноморской и Каспийской акваторий, примыкающих к Кавказу и Предкавказью.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ  
И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

## РЕЛЬЕФ

Территория Северного Кавказа по характеру рельефа разделяется на две провинции — Большой Кавказ и Предкавказье. Граница между ними проходит вдоль северных предгорий Большого Кавказа.

В пределы описываемой территории входит северный склон Большого Кавказа — от Керченского пролива на северо-западе до р. Самур на юго-востоке и часть южного склона к северо-западу от р. Мзымта.

Характерной особенностью Большого Кавказа является зональное развитие основных форм его рельефа — горных хребтов и разделяющих их межгорных депрессий с преобладающим направлением с северо-запада на юго-восток (рис. 1).

Остов Большого Кавказа составляют Главный и Передовой высокогорные хребты. Главный хребет его части представляет собой системы кулисообразно расположенных горных хребтов, сложенных докембрийскими кристаллическими сланцами и гранитами. Срединное положение в этой горной системе занимает Центральный водораздельный хребет, протягивающийся от верховьев р. Большой Зеленчук до ущелья р. Ардон. Наибольшей высоты он достигает в истоках р. Черек, где его высшей точкой является гора Шхара (5201 м).

К северу от Центрального водораздельного хребта, на протяжении от истоков Кубани до р. Ардон, расположен ряд горных массивов, объединяемых под общим названием Бокового (Суганского) хребта. В его пределах находятся наибольшие высоты Кавказского хребта — горная группа Дых-тау (5198 м), Коштан-тау (5145 м) и высочайшая вершина Кавказа потухший вулкан Эльбрус (5663 м). Центральный и Боковой хребты к востоку от истоков р. Черек разделяются четко выраженной в рельефе продольной Штулинской депрессией, сложенной нижнеюрскими и аспидными и глинистыми сланцами.

К югу от Центрального хребта расположено Западный водораздельный хребет с вершинами София (3838 м), Псеашхо (3257 м) и Чугуш (3240 м), протягивающийся от истоков Теберды до горы Фишт. От Центрального хребта он отделен узкой продольной депрессией, сложенной нижнеюрскими сланцами.

К северу от главного хребта, параллельно ему, от р. Белой до р. Чегем протягивается Передовой высокогорный хребет, сложенный осадочными, метаморфизованными и магматическими породами палеозоя и частью карбонатными породами триаса (северо-западное окончание хребта). Основными звеньями Передового хребта являются: на западе в бассейнах рек Белой и Малой Лабы — хребты Челепсы (2942 м) и Бамбак (2784 м), в средней части — хребет Абишира-Ахуба с вершиной Чилик (3236 м) и горный массив горы Киныр-чат (3539 м) и на востоке, в бассейне р. Баксан, хребет с вершинами Джуарген (3770 м) и Тырныауз (3547 м).

Передовой хребет в географической литературе часто рассматривают как часть Бокового (Суганского) хребта Центрального Кавказа (Н. А. Гвоздецкий, 1954, 1958 гг.). В действительности же эти хребты не имеют между собой ни орографической, ни структурно-тектонической



кой связи, а являются совершенно самостоятельными орографическими единицами Большого Кавказа (см. рис. 1).

К востоку от вулканического конуса Казбека (5047 м), на продолжении Центрального водораздельного хребта, расположен продольный ряд горных массивов, получивший название Бокового хребта. На крайнем востоке, в бассейне р. Самур, он делится на две ветви — Самурский и Фалфанский хребты. Высшими точками Бокового хребта являются вершины Тебулос-Мта (4494 м) и Диклос-Мта (4275 м).

Южнее Бокового хребта протягивается сдвинутый кулисообразно к востоку Восточный водораздельный хребет с максимальными высотами до 3000—3500 м. Оба хребта здесь сложены ниже- и среднеюрскими песчано-сланцевыми толщами и разделены Бежетинской продольной депрессией, наиболее широкой на участке от истоков р. Терек до верховьев р. Аварское Койсу.

К западу от горы Фишт (2852 м), в области развития нижеюрских сланцевых толщ и мелового флиша, единого водораздельного хребта не существует. Водоразделом рек северного и южного склонов здесь являются несколько параллельных хребтов, причем главный водораздел постепенно снижается к западу до 900 м и ниже (у г. Геленджика).

Севернее Передового хребта расположена полоса значительного понижения рельефа, сложенная песчано-сланцевыми породами нижней и средней юры. В литературе она известна под названием «Северной юрской депрессии». Она протягивается и далее к юго-востоку, в область Центрального Кавказа, а затем в пределы Дагестана, где теряет свою орографическую обособленность.

К северу от этой продольной депрессии, на протяжении от р. Белой до р. Терек, расположена зона среднегорных хребтов, выраженных в рельефе тремя почти параллельными моноклиналными хребтами (куэстами) с крутыми южными и пологими северными склонами.

Наиболее высокий южный хребет, сложенный известняками верхней юры и нижнего мела, носит название Скалистого и четко выражен на всем протяжении от Белой до Терек; наибольшие его высоты: на западе — гора Шидехт (1105 м), в средней части — вершины Баранаха (1709 м), Джисса (1610 м), Бермамыт (2642 м) и Кара-Кая (3690 м), на востоке — гора Кион-Хох (3423 м). Второй хребет с вершинами Кизинчи (1154 м), Эльбурган (1299 м) и Джинал (1542 м), сложенный известняками верхнего мела, полностью выражен в рельефе только на протяжении от р. Белой до р. Баксан. Третий хребет, сложенный неогеновыми породами, проходит от р. Иль до р. Кубань; его высоты — Кунак-тау (789 м), Джелтмесские (917 м) и Сычевы (860 м).

В северо-западном направлении полоса куэст, теряя свой характерный морфологический облик, постепенно переходит в область тектонического погружения Большого Кавказа. Здесь получают широкое развитие складчатые хребты, сложенные флишевыми фациями верхней юры, мела и отчасти палеогена.

К востоку от р. Терек полоса куэст переходит в зону складчатых хребтов и плато внутреннего Дагестана, сложенных верхнеюрскими и меловыми отложениями. Наиболее четко выражена в рельефе южная цепь известняковых хребтов с вершинами Матлам (3002 м) и Дайхос (2852 м). К северо-востоку от нее расположены моноклиналные хребты Андийский Салатау и Гимрийский с высотами до 2500—2800 м. С севера и востока они окаймлены зонами складчатых предгорий, сложенных палеогеновыми и неогеновыми отложениями; абсолютные высоты хребтов здесь не превышают 1000 м.

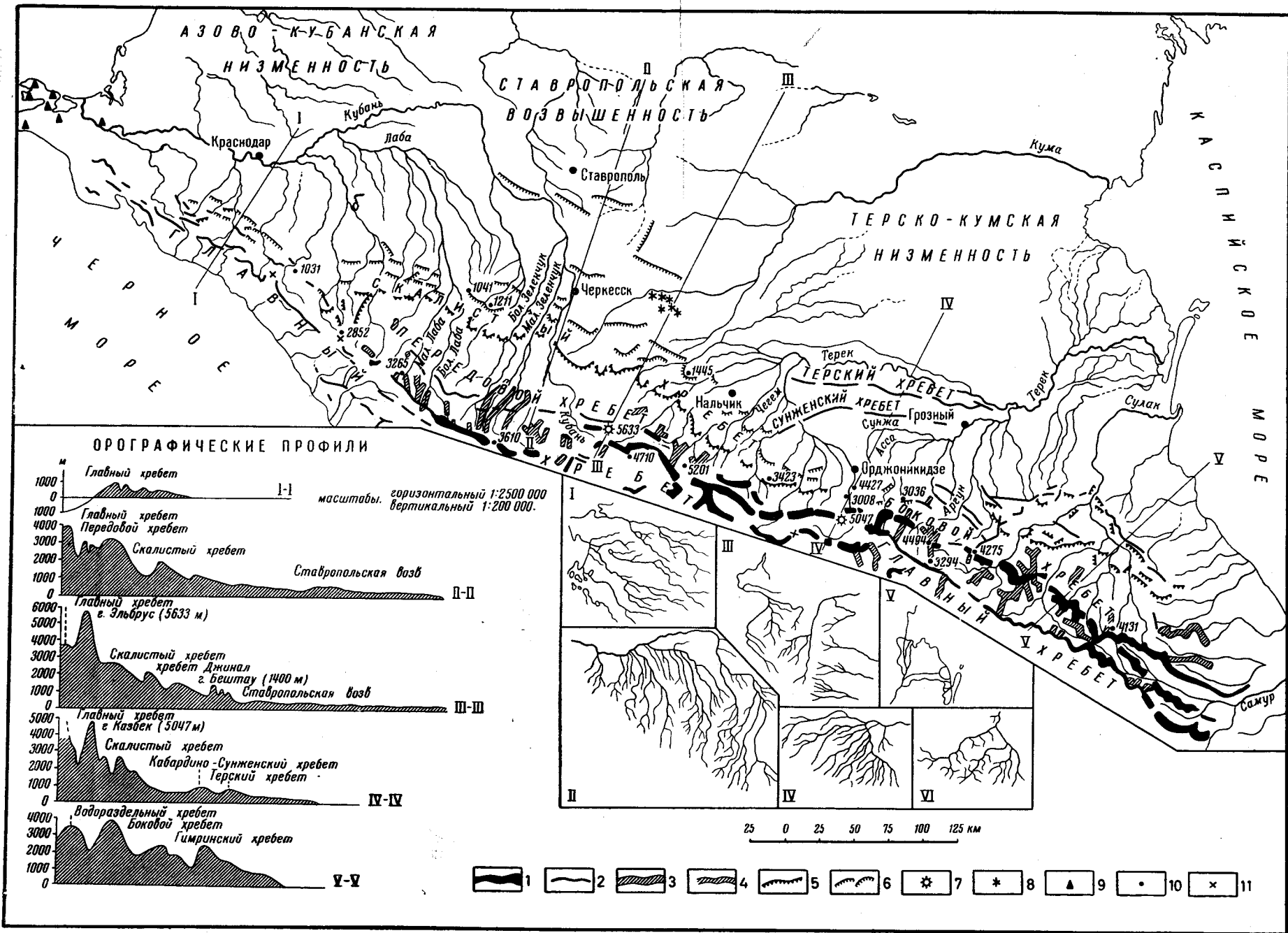


Рис. 1. Орогидрографическая схема Северного Кавказа. Составлена И. Н. Сафроновым (с использованием материалов Н. А. Гвоздецкого)

1 — основные горные хребты кавказского направления с высотами более 3000 м и 2 — с высотами менее 3000 м; 3 — второстепенные поперечные горные хребты с высотами более 3000 м и 4 — с высотами менее 3000 м; 5 — обрывы моноклиальных хребтов-куэст и другие обрывы, выраженные в рельефе; 6 — крутые откосы возвышенностей и гряды, выраженные в рельефе; 7 — конусы потухших вулканов; 8 — лакколиты; 9 — сопки грязевых вулканов; 10 — высотные отметки; 11 — важнейшие перевалы. Типы речной сети: 1 — субпараллельный (реки Азово-Кубанской низменности); 2 — параллельный (левые притоки р. Кубань); 3 — радиальный (реки Ставропольской возвышенности); 4 — центростремительный (западная часть бассейна р. Терек); 5 — аллювиальный (дельтовый) (дельта р. Терек); 6 — решетчатый (реки Внутреннего Дагестана)

К северу полоса куэстовых гряд переходит в предгорные наклонные (Кубанская, Минераловодская, Кабардинская) и межгорные синклинальные (Северо-Осетинская, Сунженская) равнины с широко развитыми четвертичными террасами, сложенными аллювиальными галечниками и суглинками.

В пределах Минераловодской, наиболее приподнятой равнины, расположена своеобразная вулканическая область Пятигорья с резко поднимающимися среди почти равнинной местности 18-ю уединенными горами, представляющими собой лакколиты и небольшие дайки, частью скрытые, частью обнаженные. Наиболее крупными являются Бештау (1400 м), Джуца (1201 м), Змеевая (994 м), Машук (993 м) и Верблюды (896 м).

Особое положение в орографии Северного Кавказа занимает район передовых хребтов Восточного Предкавказья, отделенных от северного склона Кавказского хребта Терско-Сунженской равниной, и Таманский полуостров. Передовые хребты выражены в виде двух невысоких антиклинальных хребтов: северного — Терского с высотами до 600—700 м и южного — Кабардино-Сунженского с высшей точкой горы Заманкул (926 м). Оба хребта сложены неогеновыми и четвертичными отложениями и разделены синклинальной долиной р. Алханчурт.

Орография Таманского полуострова связана с его своеобразной тектонической структурой как краевой части Кавказской орогенной области. Невысокие возвышенности (до 160 м), соответствующие брахи-антиклинальным складкам, чередуются с понижениями рельефа, часто занятыми лиманами, и связаны здесь с синклинальными мульдами, сложенными главным образом неогеновыми осадками. Гребни возвышенностей несут на себе многочисленные конусы грязевых сопок.

Северный склон Большого Кавказа характеризуется очень глубоким (в осевой части до 1500—2000 м) и сложным эрозионным расчленением. Преобладает поперечное расчленение. Благодаря этому Большой Кавказ почти на всем протяжении, за исключением крайней западной сильно залесенной части, отличается хорошей обнаженностью.

Осевая высокогорная часть Большого Кавказа труднопроходима. Многочисленные перевалы через Главный хребет, кроме западной его части до горы Фишт, отличаются большой высотой и труднодоступностью. Полностью освоены только четыре перевала: Гойтх (343 м), Клухорский (2816 м), Мамисонский (2911 м) и Крестовый (2381 м).

По Кубано-Терскому водоразделу северный склон Большого Кавказа смыкается со Ставропольской возвышенностью, занимающей центральную часть Предкавказья. Ставропольская возвышенность наиболее приподнята в южной части, где расположены высокие, глубоко расчлененные равнины и депрессии (Янкульская и Сенгилеевская котловины) с отдельными останцовыми возвышенностями, поднимающимися до 832 м абсолютной высоты (гора Стрижамент). В центральной ее части развиты обширные платообразные поверхности, бронированные стойкими породами среднего сармата и частью среднего миоцена (Ставропольские, Бешпагирские и Прикалаусские высоты), с преобладающими высотами от 400 до 600 м. На периферии возвышенности они переходят в холмистые равнины, сложенные лёссовидными суглинками, с абсолютными высотами 200—400 м.

Ставропольская возвышенность характеризуется сложным долино-балочным расчленением с преобладающим радиально-коленчатым направлением речной сети. Истоки главных ставропольских рек — Калаус и Егорлык — лежат на южном крае возвышенности, а их водораздел несколько смещен к западу, на Ставропольские высоты. Восточный склон возвышенности расчленяется левыми притоками Кумы, истоки

которых лежат на Прикалаусских высотах. Для главных рек Ставропольской возвышенности характерно одностороннее развитие притоков: у Егорлыка развиты правые притоки, у Калауса — левые.

К востоку и западу от Ставропольской возвышенности до берегов Каспийского и Азовского морей простираются обширные низменные равнины — Терско-Кумская и Азово-Кубанская.

Терско-Кумская равнина сложена морскими и континентальными верхнеплиоценовыми и четвертичными осадками. Крайняя восточная часть ее лежит ниже уровня Черного моря до отметки —26 м, к западу ее абсолютные высоты возрастают до 100—250 м (Прикумская часть). Равнина связана с северным склоном Большого Кавказа транзитной речной сетью. В ее пределах находится нижний широтный отрезок р. Терек с обширной дельтой и р. Кума с раздвоенным руслом в низовьях. Местная речная сеть представлена Курой и Горькой Балкой с системой сухих остаточных русел («староречий»).

Азово-Кубанская низменная равнина сложена континентальными плиоценовыми и четвертичными осадками. Ее абсолютные высоты возрастают от нуля (Азовское море) до 150—200 м (западный склон Ставропольской возвышенности). За исключением дельты Кубани, она не связана речной сетью с Кавказом. В пределах равнины получила развитие самостоятельная субпараллельная речная сеть с местным водоразделом в ее восточной части.

К северу от Ставропольской возвышенности за пределами описываемой территории расположена Ергенинская возвышенность с абсолютными высотами до 218 м (гряда Чолон-Хамур). Эти возвышенности разделены террасированной долиной рек Западного и Восточного Манычей с оз. Маныч-Гудило и другими более мелкими проточными и бессточными озерами. Водораздел этих рек расположен к западу от устья р. Калаус и имеет абсолютную высоту 22 м.

### ГИДРОГРАФИЯ

Реки. Речные системы Северного Кавказа принадлежат бассейнам Азовского и Каспийского морей и частично бассейну Черного моря. Водораздельная линия между реками Каспийского и Азовского морей проходит от Ергеней через Манычскую долину, юго-западную часть Ставропольской возвышенности (г. Ставрополь, ст. Водораздел), гору Кумбаши — в Скалистом хребте, гору Эльбрус. Водоразделами между реками Азовского и Черного морей являются пониженные части Кавказского хребта от г. Анапы до верховий Мзымты.

Большая часть бассейна Азовского моря занята системой р. Кубань, дренирующей северные склоны Кавказского хребта; кроме того, ему принадлежат незначительные реки северной части Азово-Кубанской равнины — Ея, Челбас, Бейсуг, Кирпили и Егорлык, по которой в настоящее время осуществляется сток части кубанской воды.

Бассейну Каспийского моря принадлежат: р. Калаус, протекающая по центральной части Ставропольской возвышенности, сливающаяся в низовьях с р. Восточный Маныч; р. Кума, начинающаяся на Скалистом хребте, дренирующая северные склоны куэст и восточные склоны Ставропольской возвышенности; система р. Терек, собирающая воды с северных склонов Центрального Кавказа, и реки Дагестана.

К бассейну Черного моря относятся короткие горные реки юго-западных склонов Кавказского хребта: Пшада, Туапсе, Сочи, Мзымта, Псоу. Наиболее крупная и полноводная река района — Мзымта частично питается ледниковыми водами.



Густота речной сети наиболее значительна на западе горной части края ( $1 \text{ км/км}^2$ ), что обуславливается большим количеством атмосферных осадков и малой испаряемостью в этом районе. Наименьшей густотой отличаются сухие степи Приазовья и Прикаспийской низменности ( $0,05 \text{ км/км}^2$ ). Соответственно распределяется и речной сток; на отрезке Кавказского хребта от горы Фишт до истоков р. Черек он равняется  $50\text{--}75 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$ , у истоков р. Самур до  $25 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$  и  $0,5 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$  у устья этой реки (А. М. Воскресенский, 1962 г.). Минимальное значение речной сток имеет в Восточном Предкавказье ( $0,3 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$ ), в силу чего протекающие здесь реки Кума, Калаус, Восточный Маныч, Кура имеют слепые устья, теряющиеся в плавнях.

Наиболее крупными речными системами Северного Кавказа являются Кубань и Терек. Река Кубань образуется от слияния Учкулана и Улукама, берущих начало у ледников Эльбруса на высоте 2970 м. Площадь бассейна Кубани  $59\,970 \text{ км}^2$ , длина 943 км, средний годовой расход воды у Краснодара  $411 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Речная система Кубани асимметрична, почти все притоки впадают с левой стороны со склонов Кавказского хребта: Даут, Теберда, Малый и Большой Зеленчук, Уруп, Лаба, Белая, Псекупс, Афиц. В горной части имеются незначительные правые притоки: Худес, Мара, Джегута. В равнинной части притоков справа Кубань не имеет, за исключением незначительной р. Барсуки, по которой теперь частично сбрасываются воды Невинномысского канала. В верхнем течении, до Невинномысска, Кубань имеет скорость течения  $1,5\text{--}6 \text{ м/сек}$ , ширина русла изменяется от 20 до 130 м. В среднем течении, до устья Лабы, русло расширяется и меандрирует среди обширной поймы. В нижнем течении скорость снижается до  $0,5\text{--}0,8 \text{ м/сек}$ , река откладывает большое количество аллювия, русло располагается выше окружающей местности, что приводит к образованию плавней (Л. К. Давыдов, 1936, 1955 гг.). В 116 км от устья русло дробится на протоки, образуя заболоченную дельту. В XIX в. большая часть воды Кубани поступала в Черное море у Анапы по безводному теперь протоку Старая Кубань.

Кубань имеет смешанное питание: 60% приходится на атмосферные осадки, 20—25% на ледниковые воды. В летнее время проходит до 60—70% годового стока. Наибольшей величины среднегодовой расход достигает у Краснодара ( $413 \text{ м/сек}$ ). Воды реки используются для обводнения засушливых степей и в энергетических целях. С 1948 г. по Невинномысскому каналу кубанской водой снабжается Кубано-Егорлыкская обводнительно-оросительная система, питающая водохранилища Маныча. Выше станицы Усть-Джегутинской создано водохранилище строящейся Кубань-Калаусской системы, ниже устья р. Белой — Тшикское и Шапсугское водохранилища.

Терек — вторая по величине река Северного Кавказа — берет начало к югу от вершины Казбека, на высоте 2713 м, имеет длину 591 км, площадь бассейна  $43\,700 \text{ км}^2$ , среднегодовой расход  $350 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Ниже г. Орджоникидзе река выходит на предгорную равнину, где принимает многочисленные левые притоки. В среднем течении, ниже устья Малки, Терек резко сворачивает к юго-востоку и протекает по низменной равнине, вдоль Терского хребта. В нижнем течении, после впадения Сунжи, он сворачивает на северо-восток, а русло реки расширяется до 500—1000 м. Ниже ст. Каргалинской Терек образует обширную дельту площадью до  $4000 \text{ км}^2$ , изобилующую плавнями, возникающими при прорыве прирусловых валов. Река разделяется на два рукава — Старый и Новый Терек (Кардоник), по которому проходит до 80% стока. Терек, также имеющий смешанное питание, отличается обильным твердым стоком (до 30 млн. т за год) и быстрым ростом дельты. Наибольшее раз-



витие у Терека имеют левые притоки, несущие воды с ледников Центрального Кавказа: Гизельдон, Фиэгдон, Ардон, Урсдон, Урух, Лескен, Аргудон, Черек, Нальчик, Чегем, Баксан и Малка, начинающаяся от ледников северного склона Эльбруса. Наиболее значительный правый приток Терека — р. Сунжа берет начало в Черных горах, имеет многочисленные правые притоки — Аргун, Асса и др., собирающие воды с северных склонов Восточного Кавказа.

Реки Дагестана делятся на речные системы, дренирующие его внутренние части и стекающие в Каспийское море с его восточных склонов. Среди рек первой группы выделяется р. Сулак, образуемая от слияния рек Андийское и Аварское Койсу, имеющих в свою очередь систему разветвленных притоков (Кара-Койсу, Казикумухское Койсу и др.). Многие реки внутреннего Дагестана протекают в каньонах, достигающих глубины более 1000 м. С восточных склонов в Каспийское море стекают реки Шура-Озень, Манас, Кара-Озень, Уллу-чай и др. Наиболее значительная из них р. Самур, протекающая по южной границе Дагестана.

По режиму реки Северного Кавказа разделяются на реки с подъемом в весеннее время (реки равнинного Предкавказья), реки с максимальным подъемом уровней в летний сезон (предгорный и горные районы) и реки Черноморского бассейна с паводочным режимом. У рек высокогорий, включающих в свой бассейны ледники и снежники, половодье длится весь теплый период года, с апреля по сентябрь, летние ливни придают ему гребенчатый характер.

В северных частях территории ледяной покров на реках держится 2—3 месяца, часто прерывается оттепелями. У горных рек, при большой скорости течения, обычно образуются только забереги и временами шугоход, вызывающий подъемы уровней.

Наибольшую мутность воды имеют горные реки Восточного Кавказа и в особенности Дагестана, что связано с наличием здесь легкоразмываемых горных пород и разреженностью растительного покрова. Реки Восточного Предкавказья (Кума и др.), протекающие в районах лёссовидных суглинков, также отличаются большой мутностью и значительной минерализацией воды, делающие воды степных рек малопригодными для технических и питьевых целей. Руслу рек горных районов и предгорий, включая широтные отрезки Кубани и Терека, подвержены частым деформациям, здесь постоянно требуется проведение берегоукрепительных работ.

Озера. На Северном Кавказе преобладают небольшие по площади озера. В равнинной территории распространены озерные котловины, возникающие при отмирании речных русел и в устьевых частях рек. Наиболее значительные озера Северного Кавказа сконцентрированы в Приазовье. Здесь выделяются пресноводные лиманы, почти утратившие связь с морем: Ахтанизовский (336 км<sup>2</sup>), Витязевский (55 км<sup>2</sup>), Кизилташский (142 км<sup>2</sup>), Курчанский, Восточный и др. Вдоль побережья Азовского моря расположены соленое Ханское озеро (109 км<sup>2</sup>) и лиманы рек Приазовья — Ейский (244 км<sup>2</sup>), Бейсугский, Кирпильский, имеющие малые глубины и различную степень солености. В Прикаспийской низменности имеются небольшие озера на Терско-Кумском водоразделе, в дельтах рек и вдоль Каспийского побережья Дагестана. Наиболее значительны из них Чаковское и Ак-Гель, сульфатные озера Большое и Малое Турали, южнее Махачкалы.

В горном районе наибольшее количество озер относится к типу каровых, обычно это небольшие, округлые, глубокие водоемы, располагающиеся в приледниковой зоне: Клухорское (50 м глубиной), Хаджибейские, Муруджинские и др. На более низких уровнях известны не-

большие моренно-запрудные озера Туманлы-кель (Форельное) в долине р. Гоначхир, Кара-кель в бассейне Теберды, Кара-кель в долине р. Маруха, оз. Чилик на хребте Абишира-Ахуба, оз. Кардывач в верховьях Мзымты и др. В предгорном районе и на Ставропольской возвышенности образование озер связано с особенностями рельефа и литологических условий. В полосе куэст имеются карстовые озера — Голубое озеро (Церик-кель), колодец глубиной свыше 250 м близ Нальчика, Черное озеро на Скалистом хребте, в бассейне р. Уруп и др. Возле Пятигорска расположены Большое и Малое Тамбуканские озера с практически неисчерпаемыми запасами лечебных грязей, на Ставрополье — соленые озера: Птичьё, Довсун, цепь озер в долине Калауса; наиболее значительное бессточное Сенгилеевское озеро близ Ставрополя превращено в запасной водоем Кубано-Егорлыкской системы.

### КЛИМАТ

Климатические условия Северного Кавказа весьма разнообразны. В его пределы входят равнинные территории с климатом сухих степей, высокогорные участки с нивальным климатом и районы субтропического климата на Черноморском побережье Кавказа.

Климат Северного Кавказа определяется циркуляцией атмосферы, радиационными факторами, условиями рельефа, влиянием Черного и отчасти Каспийского морей.

Годовая суммарная радиация сравнительно велика и достигает 120—125 ккал/см<sup>2</sup>. По мере поднятия в горы вследствие увеличения эффективного излучения радиационный баланс тепла уменьшается с 43—46 ккал/см<sup>2</sup> на равнинах до 23 ккал/см<sup>2</sup> на уровне около 2600 м, что сказывается на распределении температуры воздуха.

Циркуляция атмосферы в пределах Северного Кавказа выражается в смене воздушных масс различного происхождения. Сюда могут проникать арктические воздушные массы, вызывающие резкие похолодания зимой, заморозки весной и осенью; с приходом атлантического воздуха связано выпадение осадков, потепление зимой и похолодание летом; распространение тропического воздуха сопровождается повышением температуры во все сезоны года и образованием оттепелей зимой. Во время прохождения циклонов и фронтов наблюдается ненастная с осадками погода, при антициклонах — ясная и сухая погода.

Самым холодным месяцем на большей части Северного Кавказа является январь, в высокогорной (свыше 2000 м) зоне — февраль; наиболее теплые месяцы июль—август. Средняя месячная температура января на Азово-Кубанской равнине и Терско-Кумской низменности равняется минус 2—4°С, на Ставропольской возвышенности минус 4—5°С. В горной зоне Западного Кавказа январские температуры колеблются от 0,0 до 4°С, в Восточном Кавказе от —3 до —6° и в высокогорной зоне от —5,5 до —17,5°С. На Каспийском побережье температура в январе в среднем равна плюс 1 — минус 2° и на Черноморском побережье 0,0 — плюс 5,7°С. Самая низкая температура (абсолютный минимум) достигала на Северном Кавказе —36°С.

Средние июльские температуры на равнинной части территории и побережье морей удерживаются на уровне 20—25°, в горной зоне от 20 до 12° и в высокогорной зоне от +12 до —0,4°С (на Эльбрусе). Летом наиболее жаркими являются равнины Восточного Предкавказья — максимальные температуры достигают 42—44°, на Азово-Кубанской равнине 38—41°; в горной зоне и на побережье морей 34—40°, в высокогорной зоне 26°С.

На равнинах Предкавказья в холодное время года господствуют восточные и юго-восточные ветры, повторяемость которых доходит до 60—65%; на Азово-Кубанской равнине они принимают северо-восточное направление. Ветры восточных румбов устойчивы и могут продолжаться около недели. К лету происходит уменьшение повторяемости восточных и усиление западных ветров (до 40—60%). Ветры западного направления менее устойчивы. Средняя месячная скорость ветра колеблется на равнинах от 2,5—5 м/сек (в летнее время года) до 5—7 м/сек (в холодное время). Максимальная скорость может достигать 24—40 м/сек.

В горных долинах устойчивы горно-долинные ветры, часто отмечаются фёны; средняя месячная скорость ветров составляет 2—4 м/сек, максимальная до 20—26 м/сек. В высокогорной зоне преобладают ветры западного направления (55—80%) со средней месячной скоростью около 8 м/сек, на Мархотхском перевале до 10,3 м/сек, на Эльбрусе до 11,2 м/сек; максимальная скорость ветров достигает 50—56 м/сек (на Мархотхском перевале 80 м/сек).

Выпадение осадков на Северном Кавказе связано с происхождением циклонов и фронтов; в горных районах существенное значение имеют конвекционные осадки. Наветренные склоны получают осадков больше, чем подветренные склоны или замкнутые котловины. Количество осадков возрастает до уровня 2500 м, выше сокращается вследствие уменьшения влагосодержания воздуха.

На Азово-Кубанской равнине и на западных склонах Ставропольской возвышенности годовая сумма осадков составляет 450—600 мм. На высоких участках Ставропольской возвышенности (г. Ставрополь) за год выпадает 600—700 мм, на восточных склонах возвышенности около 400 мм и на Терско-Кумской низменности 250—350 мм. Наибольшее количество осадков выпадает в горах Западного Кавказа — на высоте около 2000 м абсолютной высоты (в районе горы Ачишхо 2500—3000 мм, на Клухорском перевале около 2000 мм); на Центральном Кавказе (Крестовый перевал) — не более 1500 мм, на Восточном Кавказе — около 1000 мм. В горных долинах и котловинах количество осадков резко уменьшается: в верховьях Кубани, на высоте около 1500 м, 400—500 мм, в долинах Дагестана, на высоте от 1000 до 1660 м, от 330 до 520 мм. На Черноморском побережье количество осадков возрастает в южном направлении — от 417 мм в Анапе до 1500 мм в районе Сочи.

На равнинах Предкавказья наибольшее количество осадков выпадает с мая по июль, наименьшее — в зимнее время. Осадки теплого периода года, с апреля по октябрь, составляют 70—80% годовой суммы. На Черноморском побережье период с наибольшим количеством осадков длится с сентября по февраль, с максимумом в декабре, минимум наблюдается с мая по август. В горах Западного Кавказа, примерно до р. Белой, большую роль играют осадки зимнего периода. В горной зоне, от р. Белой до Эльбруса, основное количество осадков выпадает с апреля по октябрь или ноябрь. На остальной части горной зоны максимум приходится на май—июль, минимум на январь—февраль.

На побережье Каспийского моря максимум осадков смещается на осенний период, минимум отмечается летом.

Осадки на Северном Кавказе имеют преимущественно ливневый характер, особенно в летнее время. На равнинах Предкавказья ежегодно можно ожидать сильных дождей с суммой осадков 40—45 мм/сутки, в горах возможны осадки в 50—85 мм, на побережье Черного моря — около 90 мм/сутки. Максимальные суточные суммы осад-

ков достигали на равнинах 100—125 мм, в горах 140—220 мм и на побережье Черного моря до 246 мм.

На Азово-Кубанской равнине и на Терско-Кумской низменности высота снежного покрова в среднем не превышает 10—15 см. Появляется снежный покров обычно в первой половине декабря и сходит в первой половине марта.

На Ставропольской возвышенности снежный покров более устойчивый. Появляется он в среднем в конце ноября — начале декабря и полностью сходит во второй половине марта. Во время сильных оттепелей снежный покров может также полностью исчезать. Высота снежного покрова здесь к концу зимы доходит до 10—20 см.

В горах снежный покров распределяется крайне неравномерно, на гребнях хребтов высота снежного покрова небольшая и значительно увеличивается на перевалах и седловинах (на Бермамыте средняя из наибольших декадных высот 21 см, на метеостанции «Клухорский перевал» 189 см).

В западной части горной зоны высота снежного покрова больше, чем в восточной. Так, в районе метеостанции Ачишхо средняя из максимальных высот достигает 470 см, на Крестовом перевале 225 см, в горах Дагестана 20 см. В горной зоне, ниже 2000 м, снежный покров образуется около 20 ноября, сходит в конце марта — начале апреля. На высоте около 2000 м снежный покров сохраняется примерно с 20 октября — до середины мая (район Ачишхо до 15 июня). На высоте около 4000 м снежный покров лежит круглый год.

На Черноморском побережье снежный покров в среднем сохраняется в течение 8—16 дней при высоте 5—8 см. На побережье Каспийского моря средняя высота снежного покрова достигает 10 см, продолжительность снежного покрова 16—25 дней.

На равнинах Предкавказья и в предгорной зоне средняя глубина промерзания почвы составляет 10—40 см, максимальная 30—80 см. В горах, на высоте около 2000 м, средняя глубина промерзания почвы достигает примерно 60 см, а максимальная 110—150 см.

Вся территория Северного Кавказа может быть разделена на следующие климатические области: 1) Азово-Кубанская, 2) Ставропольская, 3) Терско-Кумская, 4) Западно-Кавказская, 5) Восточно-Кавказская, 6) Высокогорная, 7) Причерноморская, 8) Прикаспийская.

### ОЛЕДЕНЕНИЕ

Кавказ представляет собой один из значительных районов современного оледенения. Наибольшим развитием ледников характеризуются северные склоны Кавказского хребта, на долю которых приходится 1230 км<sup>2</sup>, или 68,6% общей площади оледенения, по данным на 1946 г. равной 1780 км<sup>2</sup> (П. А. Иванов, 1959 г.; С. В. Колесник, 1937 г.; Г. К. Тушинский, 1963 г.). В пределах северного склона Кавказского хребта первое место по площади оледенения принадлежит Центральному Кавказу (834,17 км<sup>2</sup>, или 68%), второе — Западному (281,78 км<sup>2</sup>, или 23%) и третье — Восточному Кавказу (114,43 км<sup>2</sup>, или 9%).

На Западном Кавказе признаки оледенения появляются в районе горы Фишт; отсюда до верховий р. Большой Лабы встречаются только небольшие каровые ледники общей площадью менее 30 км<sup>2</sup>. От р. Лабы до Эльбруса площадь оледенения закономерно возрастает, увеличивается число каровых ледников, появляются долинные ледники, длина которых достигает 7 км. Общая площадь ледников на данном участке составляет 252 км<sup>2</sup>. Из них до 90 км<sup>2</sup> приходится на верховья Кубани, 82 км<sup>2</sup> на бассейн Теберды. На Западном Кавказе ледники встречаются

преимущественно по водораздельному хребту, на Передовом хребте имеются только снежники. На Центральном Кавказе ледники тянутся почти сплошной полосой по водораздельному гребню и вершинам Бокового хребта. Наиболее мощными узлами оледенения здесь являются Эльбрус с площадью оледенения  $139 \text{ км}^2$ , от фирнового поля которого радиально спускаются 15 крупных ледников, и Казбек с площадью оледенения  $81 \text{ км}^2$ . На Центральном Кавказе расположены наиболее значительные долинные ледники Северного Кавказа: Безенги (длиной около 20 км), Дыхсу (15 км). В Восточном Кавказе оледенение резко сокращается, ледники располагаются разрозненными группами на Боковом хребте на высотах более 4000 м. Площадь оледенения в бассейне притоков Терека  $68 \text{ км}^2$ , в бассейне Самура  $37 \text{ км}^2$  и Сулака  $10 \text{ км}^2$ .

Ледники Кавказа находятся в стадии отступления, которая осложняется периодами остановок и даже наступания в некоторых районах. Отступление сопровождается расчленением крупных массивов льда на мелкие ледники и увеличением высоты снеговой линии. С 1890 по 1946 г. площадь оледенения в целом сократилась на 16,5%, в том числе в пределах Восточного Кавказа на 33,5%, Центрального на 12,5%. В районе Западного Кавказа она увеличилась на 6,5%. Высота снеговой линии изменяется от уровня 2744 м на западе до 3700—3800 м на Центральном Кавказе и 3557 м — на Восточном Кавказе.

### ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Сложность физико-географических условий создает большое разнообразие почв и растительного покрова Северного Кавказа. Здесь выделяются вытянутые с северо-запада на юго-восток зоны каштановых, черноземных, бурых горно-лесных и бурых горно-луговых почв, закономерно сменяющих друг друга на водораздельных участках от Манычской долины к высокогорьям Кавказа по мере увеличения высоты местности, изменения климата и других факторов почвообразования.

Зона каштановых почв, включающая темнокаштановые, каштановые и светлокаштановые почвы, охватывает северо-восточную часть Предкавказья. Эти почвы характеризуются малой мощностью гумусового горизонта, высоким залеганием солей кальция, широким распространением солончаков. Для зоны каштановых почв характерны полынно-злаковые полупустынные степи, переходящие близ Каспийского побережья в полынные и солянковы пустыни, служащие зимними пастбищами (Черные земли).

Дельты Терека, Кубани, Сулака и Кумы с плавнево-болотными почвами заняты болотами с зарослями тростников (плавни) и солончаками.

Западная и центральная части Предкавказья и нижние уровни предгорий принадлежат черноземной зоне со значительным разнообразием почвенных типов; среди них выделяются Предкавказские черноземы с мощностью гумусового горизонта до 150 см — на Азово-Кубанской равнине, среднегумусные и малогумусные черноземы — на пологих склонах, солонцеватые черноземы — во впадинах, выщелоченные, оподзоленные и горные черноземы — на возвышенных участках. Распространенные в зоне черноземных почв типчакowo-ковыльные и разнотравно-злаковые степи полностью распаханы. В высоких частях Ставропольской возвышенности и в предгорьях встречаются лесостепные участки с дубово-грабовыми лесами и луговыми степями. На высоких уровнях куэст лесостепи переходят в субальпийские луга. На равнинах, по долинам крупных рек (Кубани, Кумы), распространены аллювиальные почвы с участками пойменных лесов.



Большая часть склонов Кавказского хребта принадлежит лесному поясу с дубовыми и буковыми лесами, сменяющимися на верхних уровнях пихтово-еловыми лесами и сосняками — на южных склонах и скальных участках. Под лесами распространены бурые горно-лесные почвы с разной степенью оподзоленности. Наибольшие массивы леса сконцентрированы на Западном Кавказе. Восточнее Теберды леса редуют, в котловинах появляются заросли ксерофильных горных кустарников. На Бечасынском плато полоса лесов прерывается, разреженные сосновые леса вновь появляются уже восточнее Эльбруса.

На верхних уровнях горные леса переходят в субальпийское криволесье, сменяющееся высокотравными субальпийскими лугами с низкорослым травостоем («альпийские ковры»). Луга альпийского пояса формируются на отчетливо выраженных скелетных бурых горно-луговых торфяных почвах. Выше 3000—3500 м на скалах распространяются лишайники и мхи.

Дагестан выделяется широким распространением ксерофильной растительности. Полынные и солянковыи пустыни Каспийского побережья в предгорьях сменяются дубовыми лесами и зарослями колючих трав и кустарников. Во внутреннем Дагестане на сухих склонах распространены древовидные можжевельники, фригана, шибляк, на влажных участках — небольшие леса из березы и сосны, сменяющиеся выше альпийскими лугами.

Черноморское побережье Северного Кавказа имеет субтропическую растительность. В более сухой части, к северу от Туапсе, имеются дубовые леса, шибляк и можжевельное редколесье, здесь, как и во внутреннем Дагестане, распространены коричневые горные почвы сухих лесов и кустарников. В южной части побережья на желтоземных почвах растут влажные леса колхидского типа с лианами и вечнозелеными кустарниками. На более высоких уровнях эта растительность сменяется буковыми, смешанными лесами и субальпийской растительностью.

### ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Северный Кавказ — крупный экономический район юга СССР. В его состав входит Краснодарский край с Адыгейской автономной областью, Ставропольский край с Карачаево-Черкесской автономной областью, Дагестанская, Чечено-Ингушская, Северо-Осетинская и Кабардино-Балкарская автономные республики.

Площадь описываемой территории 254,3 тыс. км<sup>2</sup>, население 9122 тыс. чел. Географическое положение Северного Кавказа, в северной части Кавказского перешейка с выходами к морям, способствует развитию экономических связей с другими районами СССР. Наличие здесь разнообразных и значительных природных и энергетических ресурсов способствует комплексному развитию народного хозяйства. За период социалистического строительства Северный Кавказ превратился в мощный индустриально-аграрный район, около 65% продукции хозяйства которого дает промышленное производство. Здесь развита разнообразная промышленность с собственной минерально-сырьевой базой, высокоразвитое сельское хозяйство и связанная с ним пищевкусовая и легкая промышленность.

Союзное значение имеют следующие отрасли промышленного производства Северного Кавказа: нефтяная, нефтеперерабатывающая, газовая, химическая, горнорудная, цветная, производство оборудования для нефтяной промышленности, производство цемента и различных строительных материалов.

Основные источники энергии Северного Кавказа — гидроэнергоресурсы горных рек и каналов, нефть, горючие газы, каменный уголь.

Северный Кавказ обслуживается железнодорожным, морским и речным транспортом, разветвленной сетью автомобильных дорог и авиатранспортом. Густота транспортных путей наиболее значительна в западной части территории. Первое место в перевозке грузов принадлежит железным дорогам. Крупными портами на Черном море являются Новороссийск и Туапсе, на Каспийском — Махачкала. Речное судоходство имеется только на Кубани.

На территории Северного Кавказа находятся две крупные автомагистрали, проходящие по Черноморскому побережью. Автомобильными дорогами связана большая часть крупных населенных пунктов. Связь Северного Кавказа с Закавказьем, помимо железных дорог, обеспечивается также перевальными трактами (Военно-Грузинская, Военно-Осетинская и Военно-Сухумская дороги). Авиатранспорт обеспечивает связь городов и курортов Северного Кавказа со многими городами страны.

## Глава III СТРАТИГРАФИЯ

### ДОКЕМБРИЙ

Несомненный докембрий, перекрывающийся кембрием, в пределах Северного Кавказа почти неизвестен. К нему условно, начиная с работ А. П. Герасимова (1929) и И. Г. Кузнецова (1939, 1947 гг.), был отнесен комплекс кристаллических сланцев, образующий сложнопостроенный фундамент, на котором в последующем отлагались палеозойские и мезозойские осадки. На поверхности он вскрывается во всех тектонических зонах Северного Кавказа, но наиболее широко распространен в области Главного хребта и в зоне Северо-Кавказского краевого массива (Бечасынская зона). В пределах Предкавказья докембрий залегает на большой глубине под осадочным чехлом более молодых отложений.

Разработка стратиграфии кристаллических сланцев Кавказа представляет весьма трудную и еще не решенную задачу. А. П. Герасимов и И. Г. Кузнецов, учитывая различия в степени метаморфизма и пользуясь ими как показателями разновозрастности, предлагали выделять среди кристаллических пород образования нижнего докембрия, или археозоя, и верхнего докембрия, или протерозоя. К первому комплексу ими были отнесены глубокометаморфизованные породы зоны Главного хребта, а ко второму — менее метаморфизованные образования Северо-Кавказского краевого массива. В зоне Передового хребта, кроме того, выделялась еще толща так называемых метаморфических сланцев, возраст которой на основании единичных находок фауны считался раннепалеозойским.

После работ В. Н. Робинсона (1947 г.) и Г. М. Ефремова (1941) многие кристаллические сланцы, ранее считавшиеся докембрийскими, стали относить к нижнему палеозою. Часть кристаллических сланцев, развитых в зоне Главного хребта, рассматривалась даже как среднепалеозойские образования (В. А. Мельников и др.). Однако эти представления не могут считаться достаточно обоснованными. Так, например, даже в зоне Северо-Кавказского краевого массива, где нижнепалеозойский возраст метаморфических толщ признается большинством исследователей, он не может считаться доказанным. Главными аргументами в пользу нижнепалеозойского возраста этих пород служило трансгрессивное налегание на них мощной толщи песчаников, считающихся силурийскими, и найденная в этом районе не в коренном залегающей глыба известняков с фауной среднего кембрия (А. П. Герасимов, 1940а). Д. С. Кизевальтер (1960) предполагает, что эта глыба затянута по разлому из толщи метаморфических сланцев. Силурийский возраст толщи песчаников он обосновывает наличием постепенного перехода ее к фаунистически охарактеризованному верхнему силуру.

Однако геологическое положение глыбы известняков исключает возможность происхождения ее из толщи метаморфических сланцев. Более того, по своему составу и степени метаморфизма среднекембрийские известняки резко отличаются от тех известняков, которые встречаются

среди метаморфических сланцев. Нет убедительных доказательств и силурийского возраста толщи песчаников. Исследования, проведенные Ю. Я. Потапенко (1963—1964 г.), подтвердили точку зрения А. П. Герасимова о том, что контакт между толщей песчаников и силурийскими отложениями тектонический и признаки перехода отсутствуют. В толще песчаников Б. В. Тимофеевым (1962) были определены растительные остатки, указывающие, по его мнению, на доордовикский возраст песчаников.

Все эти данные показывают, что на современном этапе изученности метаморфических толщ более обоснованным представляется их докембрийский возраст. Возраст толщи песчаников скорее всего раннепалеозойский. В таком случае базальный конгломерат, отмечающийся в основании толщи песчаников, возможно, фиксирует перерыв на границе докембрия и кембрия, отчетливо выраженный во многих районах земного шара.

Столь же мало убедительных данных и о палеозойском возрасте кристаллических сланцев, развитых в зоне Главного хребта. До пятидесятих годов комплекс пород, развитый в этой зоне, относился к нижнему докембрию (А. П. Герасимов, 1940а; И. Г. Кузнецов, 1947 г.). Позже В. А. Мельниковым (1959) и Е. А. Снежко (1954 г.) было установлено, что среди пород зоны Главного хребта по стратиграфическому положению и отчасти по степени метаморфизма могут быть выделены две самостоятельные толщи, которые предлагалось именовать сериями. Нижняя серия представлена относительно глубоко метаморфизованными породами, отвечающими альбит-эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям, верхняя серия сложена менее измененными породами, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев. Нижняя серия (кристаллических сланцев) по месту своего наиболее полного развития может быть названа зеленчукской, верхняя (метаморфических сланцев) — лабинской. Обе серии отличаются не только по степени метаморфизма, но и по исходному составу пород.

Возраст кристаллических сланцев зеленчукской серии одними исследователями считался раннепалеозойским, другими — протерозойским. Произведенные в последнее время определения абсолютного возраста в какой-то мере подтвердили докембрийский возраст кристаллических сланцев. З. В. Студениковой для пород правобережья р. Маруха был определен возраст в 720 млн. лет, а для пород хребта Аркасара не менее 520 млн. лет. Других данных для определения возраста пород зеленчукской серии пока нет, поэтому она условно отнесена к докембрию.

Лабинская серия метаморфических сланцев занимает, что можно считать сейчас вполне доказанным, более высокое стратиграфическое положение, чем кристаллические сланцы. Ее возраст многими исследователями считается среднепалеозойским. Единственным основанием для такого заключения служит якобы наблюдаемое сходство в строении и составе толщ метаморфических сланцев Главного хребта с зеленокаменно-измененными среднепалеозойскими отложениями Передового хребта. В связи с такими представлениями о возрасте метаморфических сланцев предполагалось, что они отделены от кристаллических сланцев крупным разломом, хотя последний пока еще никем не описан.

Анализ накопленных к настоящему времени данных показывает, что между метаморфическими сланцами Главного хребта и породами среднего палеозоя Передового хребта существует гораздо больше различий, чем сходства. Обе толщи пород существенно отличаются по внутреннему строению, по первичному составу и по интенсивности метаморфических преобразований. Метаморфические сланцы Главного

хребта имеют гораздо большее сходство с метаморфическими породами среднего течения Малки (зона Северо-Кавказского краевого массива), хотя и здесь наблюдать полную аналогию весьма трудно. Наконец, при определении возраста метаморфических сланцев Главного хребта не следует исключать и указания Е. А. Снежко (1954 г.) о наличии постепенных переходов между кристаллическими и метаморфическими сланцами, их согласном залегании и в общем одинаковой последовательности проявлений различных типов метаморфизма в кристаллических и метаморфических сланцах, что вряд ли могло бы наблюдаться в случае их резкого возрастного различия.

Поскольку возраст кристаллических сланцев зеленчукской серии вероятнее всего докембрийский, лабинская серия, как согласно залегающая на зеленчукской и имеющая одинаковую степень метаморфизма, также скорее всего относится к докембрию. Не исключено, однако, что верхняя ее часть отвечает по возрасту началу палеозоя. Однако объективных данных для такого предположения на Северном Кавказе пока нет.

Строение метаморфических толщ, условно относимых к докембрию, в различных зонах Северного Кавказа различно, в силу чего их характеристика приводится раздельно по тектоническим зонам и географическим районам, а некоторые соображения о возможных вариантах сопоставления даны в конце раздела.

### **ЗОНА ГЛАВНОГО ХРЕБТА**

#### **ЗЕЛЕНЧУКСКАЯ СЕРИЯ (КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ)**

Кристаллические сланцы зоны Главного хребта обнажаются с большими перерывами от верховьев р. Белой на западе до р. Терек на востоке, т. е. на протяжении около 450 км. Область их развития насыщена различными интрузиями гранитоидов, среди которых кристаллические сланцы сохранились в виде отдельных изолированных пятен и полос. Исключение составляют лишь районы верхних течений рек Большой и Малой Лабы, Большого Зеленчука и истоков Баксана и Черекон, где кристаллические сланцы или преобладают над интрузиями, или имеют с ними примерно равное площадное распространение. На территории Лабино-Зеленчукского района проводили работы И. И. Бессонов (1938а, б), А. Г. Кобилев (1936), О. Ш. Надарейшвили (1958), Е. А. Снежко (1958, 1959 гг.), М. Х. Срабонян (1960, 1961 гг.) и др., Баксано-Черекского — Г. М. Ефремов (1937), И. Г. Кузнецов (1947, 1951 гг.), С. П. Соловьев (1938, 1958), В. М. Андреев (1962, 1963 гг.) и др. Несмотря на значительные успехи, достигнутые в изучении кристаллических сланцев, стратиграфия их разработана еще очень слабо и единой схемы их расчленения до сих пор не существует. Поэтому описание кристаллических сланцев дается по отдельным районам, а наиболее вероятные сопоставления приводятся в конце раздела.

#### ***Лабино-Зеленчукский район***

В Лабино-Зеленчукском районе единая в структурно-формационном отношении зона Главного хребта разделена тектонической депрессией на два различно построенных блока. В юго-западном блоке (Софийский горст) кристаллические сланцы слагают большую часть площади блока, а гранитоиды встречаются небольшими телами. Северо-восточный блок (Тебердинский горст), напротив, сложен в основном гранитоидами, а кристаллические сланцы имеют здесь подчиненное значение.



Среди кристаллических сланцев Лабино-Зеленчукского района на основании работ Е. А. Снежко (1954, 1958 гг.) и М. Х. Срабоняна (1960—1961 гг.) выделяются две свиты: буульгенская и макерская. В составе первой преобладают биотитовые парагнейсы и разнообразные амфиболиты, вторая сложена преимущественно слюдяными сланцами и гнейсами. Буульгенская свита обнажается в водораздельной части Главного хребта, вдоль южной окраины Софийского горста. Она слагает ядро крупной антиклинальной структуры, погружающейся в западном направлении, и прослеживается относительно узкой полосой от Клухорского перевала до истоков р. Большой Зеленчук. Макерская свита распространена значительно шире. Она слагает северную часть Софийского и целиком Тебердинский горсты. Обе свиты в восточной части района разделены узкой тектонической депрессией, выполненной осадками нижней юры. Непосредственные взаимоотношения между свитами устанавливаются только в Софийском горсте, по долине р. Пшиш. Здесь можно наблюдать согласное налегание слюдяных сланцев и гнейсов макерской свиты на амфиболовые породы буульгенской и тем самым установить более древний возраст последней.

*Буульгенская свита* на большей части своего развития, от Теберды (рис. 2) до истоков Марухи, сложена чередующимися пачками биотитовых, биотит-роговообманковых гнейсов и разнообразных амфиболитов. Изредка встречаются отдельные линзы мраморов мощностью от 5—10 м. Мощность пачек колеблется от первых метров до нескольких десятков метров, а общая мощность свиты составляет не менее 2000 м. Несколько иной разрез свиты наблюдается по р. Пшиш. Здесь она отчетливо разделяется на две толщи. Нижняя толща представляет собой переслаивание биотитовых гнейсов и амфиболитов с преобладанием первых. Верхняя, мощностью до 400 м, сложена почти исключительно амфиболовыми породами, среди которых преобладают полевошпатовые и мигматизированные полосчатые амфиболиты. В верхней части толщи амфиболитов встречаются пачки грубозернистых мусковит-гранатовых сланцев. Такое различие в строении свиты скорее всего объясняется фаціальными изменениями. Это подтверждается ясно наблюдаемым в бассейне р. Пшиш увеличением мощности амфиболитовой толщи с востока на запад. Весьма характерной особенностью буульгенской свиты, отличающей ее от макерской, является почти полное отсутствие в области ее развития интрузий гранитоидов Главного хребта. В ней встречаются только небольшие по размерам интрузии рассланцованных гранитоидных пород, названных И. И. Бессоновым (1938а, б) тектонитами.

*Макерская свита* сложена почти исключительно слюдяными сланцами и гнейсами, подчиненное значение имеют мраморы и амфиболовые породы. Она является главной вмещающей средой для гранитоидов Главного хребта и потому в большинстве случаев, особенно в пределах Тебердинского горста, сохранилась лишь в виде небольших пятен или полос. Относительно широкое распространение свита имеет к западу от р. Пшиш, где гранитоиды образуют небольшие массивы. Однако и здесь породы свиты испытали интенсивное контактное воздействие, благодаря чему в значительной степени утратили свои первоначальные особенности состава и структуры, столь важные для более детального стратиграфического расчленения. Особенно широко распространены контакто-измененные породы, в том числе различного рода мигматиты и инъекционные сланцы, на правом берегу р. Пшиш и в районе левых притоков Большой Лабы (Макры и Мамхурца). Между этими двумя участками и к западу от последнего (по рекам Дамхурц и Цахвоа) распространены менее измененные породы, как правило, лишенные мигма-

титов, что позволяет здесь выявить в общих чертах последовательность напластования внутри свиты.

В Лабино-Зеленчукском районе макерская свита разделяется на две толщи: толщу гнейсов и толщу слюдяных сланцев.

Наиболее древними породами свиты следует считать тонкополосчатые мелкозернистые гнейсы, состоящие из щелочных полевых шпатов и кварца и небольшого количества мусковита и биотита. Последний часто хлоритизирован. По составу и структуре эти породы приближа-



Рис. 2. Гнейсы буульгенской свиты с линзами мраморов. Верховье Теберды, зуб горы Белалы-кая. Фото Э. В. Стативкина

ются к гранулитам, но в отличие от последних не содержат граната. Такие гнейсы обнажаются в ядрах пологих антиклинальных структур в истоках р. Дукки (бассейн р. Архыз) и в нижнем течении р. Дамхурц. Они же обнажены и на хребте Аркасара, где слагают основание свиты и залегают непосредственно на толще амфиболитов буульгенской свиты. Своеобразный состав и структурно-текстурные особенности гнейсов, их обособленное положение в разрезе позволяют рассматривать эти породы как самостоятельную стратиграфическую единицу. Однако отсутствие надежной верхней границы не позволяет пока выделить их в отдельную свиту, хотя они и имеют мощность около 500—600 м.

Вышележащая часть макерской свиты сложена преимущественно грубозернистыми кварцево-слюдяными сланцами, содержащими очень небольшое количество полевых шпатов. Подчиненное положение в ней имеют небольшие по мощности залежи амфиболитов и амфиболовых сланцев, которые на отдельных участках играют роль маркирующих горизонтов.

Наиболее полный разрез толщи слюдяных сланцев наблюдается на хребте Аркасара (Снежко, 1959 г.). Выше толщи гнейсов здесь залегают грубозернистые кварц-хлорит-мусковитовые сланцы, содержащие

пластообразные тела амфиболитов и лейкократовых ортогнейсов. Последние, по Е. А. Снежко, представляют собой гранитоидные породы, полностью утратившие в процессе метаморфизма интрузивный облик. Выше залегает маркирующий горизонт амфиболовых сланцев мощностью до 30 м. С ним тесно ассоциируют прослои скарнированных мраморов мощностью от 1 до 2 м. Выше маркирующего горизонта на хребте Аркасара залегает пачка грубозернистых шелковистых кварцево-сланяных сланцев, среди которых значительным развитием пользуются породы, содержащие в качестве основных компонентов гранат и андалузит. Такие породы распространены преимущественно в нижней части пачки и довольно хорошо прослеживаются на значительной территории. Они, по-видимому, представляют собой самостоятельный стратиграфический горизонт и несколько отличаются по первичному составу от обычных слюдяных сланцев. Заканчивается разрез толщи слюдяных сланцев кварцитовидными сланцами мощностью до 400 м, почти не содержащими цветных компонентов и, несомненно, ранее представлявшими собой кварцевые песчаники. Общая мощность толщи слюдяных сланцев на хребте Аркасара составляет не менее 1800 м, а всей свиты в целом 2600—2800 м.

К востоку (р. Пшиш) и к западу (реки Большая Лаба, Макера, Мамхурц) от хребта Аркасара макерская свита представлена в основном мигматизированными породами и высокоглиноземистыми биотитовыми сланцами с силлиманитом и гранатом. Детальное расчленение их по первичному составу пока не проведено.

Менее измененные породы обнажаются по р. Дамхурц и к западу от нее. Здесь непосредственно на толщу гнейсов налегает довольно выдержанный горизонт амфиболитов мощностью до 100 м, хорошо прослеживающийся по обоим бортам долин рек Дамхурц и Имеретинка. Амфиболиты представляют собой довольно однородные породы, состоящие из амфибола и небольшого количества минералов эпидот-цоизитовой группы, и являются скорее всего метаморфизованными известково-глинистыми образованиями. По р. Имеретинка в них отмечаются тонкие прослои крупнозернистых скарнированных мраморов. Выше амфиболитов располагаются довольно однородные грубозернистые слюдяные сланцы с многочисленными тонкими линзообразными инъекциями кварца, полностью аналогичные слюдяным сланцам хребта Аркасара. В связи с этим можно предполагать, что горизонт амфиболитов р. Дамхурц по своему стратиграфическому положению в какой-то мере сопоставим с маркирующим горизонтом амфиболовых сланцев и мраморов хребта Аркасара. В средней части толщи слюдяных сланцев по р. Дамхурц встречаются мощные (до 30 м) пачки графитизированных кварцево-сланяных сланцев.

В пределах Тебердинского горста макерская свита представлена преимущественно интенсивно мигматизированными слюдяными породами, возникшими в процессе контактового воздействия гранитоидов Главного хребта. Породы, относительно слабо затронутые контактовым метаморфизмом, обнажаются только вдоль южной окраины горста, по границе его с юрской депрессией. Они слагают узкую, шириной до 2 км, полосу, прослеживающуюся от р. Маруха до р. Гоначхир и отделенную от гранитоидов крупным разломом. Здесь широко распространены как кварцево-сланяные сланцы, так и амфиболиты и слюдяные гнейсы. Надежных стратиграфических аналогов толщам Софийского горста пока не установлено. Можно лишь предполагать, что мелкозернистые гнейсы, обнажающиеся по долине р. Теберда, выше впадения в нее р. Гоначхир, и в районе верховьев р. Аксаут, соответствуют нижней, гнейсовой толще Софийского горста. Выше гнейсов на северном склоне

горы Кургашин-чат залегают амфиболиты с мраморами, которые могут быть сопоставимы с амфиболитами р. Дамхурц и хребта Аркасара. Выше гнейсов и амфиболитов располагается толща кварцево-сланцевых сланцев, по составу и структурно-текстурным признакам идентичных кварцево-сланцевым сланцам верхней толщи макерской свиты Софийского горста. Совершенно неясным остается стратиграфическое положение мощной (до 700 м) толщи амфиболитов, выделенной М. Х. Срабоняном (1961 г.) в долине р. Гоначхир. Пространственно она расположена между слюдяными сланцами и мигматитами, примыкающими к ней с севера, и гнейсовой толщей, однако возрастное положение ее по отношению к окружающим породам пока не может считаться выясненным.

### ***Баксано-Фиагдонский район (Балкария и Северная Осетия)***

Второй район относительно широкого распространения кристаллических сланцев располагается между истоками Череха Балкарского и Баксана. Начиная с работ И. Г. Кузнецова (1947 г., 1951), здесь принято различать по петрографическому составу три свиты: уллучиранскую, безенгийскую и лабарданскую. Стратиграфические соотношения между ними пока не установлены. Предположительно считается, что уллучиранская свита древнее безенгийской.

*Уллучиранская свита*, или свита слюдяных гнейсов с мраморами (по И. Г. Кузнецову), распространена в южной части района, протягиваясь узкой полосой от Череха Балкарского до истоков р. Чегем. В ней преобладают тонкополосчатые мелко- или среднезернистые слюдяные гнейсы, состоящие из кварца, полевых шпатов, мусковита и биотита. На контакте с гранитоидами в гнейсах появляются новообразования граната, андалузита, силлиманита, иногда кордиерита. Степень насыщенности гнейсов контактовыми минералами закономерно убывает с севера на юг, а поскольку породы уллучиранской свиты падают на север, то возрастание роли контактового метаморфизма, следовательно, происходит вверх по разрезу. Вместе с биотитовыми гнейсами встречаются лейкократовые гнейсы с гранатом (гранулиты) и редкие пачки амфиболитов. Последние образуют пласты мощностью от 1 до 50 м. Специфической особенностью свиты является широкое развитие в ней тонких прослоев мраморов мощностью до 5—7 м, образующих, по представлениям И. Г. Кузнецова, единый горизонт. Состав мраморов разнообразен: встречаются чистые мраморы, мраморы с графитом и флогопитом и мраморы, превращенные в гранат-везувиановые, гранатовые и пироксеновые скарны. Общая мощность свиты около 2000 м, основание ее нигде не установлено. К этой же свите И. Г. Кузнецов относит и лейкократовые гранулитовые гнейсы, обнажающиеся у пос. Верхняя Балкария.

*Безенгийская свита* располагается к северу от уллучиранской и отделена от нее полосой гранитоидных пород. По И. Г. Кузнецову, она прослеживается от долины Череха Балкарского, через ущелья Череха Безенгиевского и Чегема до р. Кестанты. В составе свиты главную роль играют кварцево-сланцевые сланцы, отличающиеся от гнейсов уллучиранской свиты небольшим содержанием полевых шпатов, реже отмечаются типичные гнейсы и амфиболиты. Сланцы характеризуются ясной слоистостью и наличием послойных линзовидных скоплений кварца. Повсеместным развитием пользуется андалузит, роль которого иногда настолько велика, что породы могут быть отнесены к андалузитово-сланцевым сланцам. Обычно строение свиты довольно однородно и только по Череху Безенгиевскому ее можно разделить на две литологические



толщи (В. М. Андреев, Е. Л. Москалев, 1962 г.). Нижняя толща (мощностью около 2000 м) сложена исключительно слюдяными сланцами и гнейсами, а верхняя (мощностью до 100 м) состоит из переслаивания кварцево-слюдяных сланцев и амфиболитов. Последние образуют довольно мощные пласты и на отдельных участках составляют до 50% общей мощности толщи.

Породы обеих свит прорываются разнообразными по составу древними гранитоидными интрузиями, которые вызывают их интенсивные контактовые изменения. Особенно интенсивным изменением с образованием мигматитовых пород подверглись гнейсы уллучиранской свиты. Есть основание полагать, что это обусловлено положением гнейсов уллучиранской свиты в подошве мощных пластообразных тел гранитоидов, в то время как породы безенгийской свиты слагают кровлю этой же интрузии.

*Лабарданская свита* обнажается в значительно более северной зоне, по правому склону долины р. Чегем, в районе р. Лабардан-су, что не позволяет установить ее отношение к двум предыдущим. Свита состоит из пачек роговообманковых сланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов и слюдяных сланцев. И. Г. Кузнецов (1947 г.) предполагает, что первоначально это были изверженные породы основной магмы и частично осадочные образования. Однако никаких реликтовых структур не сохранилось, породы полностью перекристаллизованы. Мощность свиты не установлена, во всяком случае она не менее нескольких сот метров.

Вопрос о стратиграфическом расчленении кристаллических сланцев к западу от описанного района разработан пока недостаточно. В бассейне р. Баксан кристаллические сланцы слагают две субширотные полосы, разобщенные интрузией гранитоидов. Сланцы северной полосы (р. Кыртык), описанные Д. С. Кизевальтером (1960) как кырткская свита, в нижней части представлены слюдяными гнейсами с микроклином. По составу они сходны с гнейсами уллучиранской свиты, но в отличие от последних не содержат мраморов. Верхняя, большая по мощности часть свиты сложена двуслюдяными сланцами и гнейсами, сходными с породами безенгийской свиты. Южная полоса сланцев обнажена на широтном отрезке верхнего течения р. Баксан и по его левым притокам: Адыл-су, Юсеньги и Донгуз-орун. В последнее время она была детально изучена В. М. Андреевым (1964 г.). Среди развитых здесь кристаллических сланцев он выделяет уллучиранскую и безенгийскую свиты и, кроме того, свиту кварцево-серичитовых и серичит-хлоритовых сланцев, занимающую, по его представлениям, самую верхнюю часть разреза. Все свиты связаны между собой взаимными переходами и поэтому границы между ними проводятся условно. Наиболее широко распространены сланцы безенгийской свиты, а уллучиранская, представленная здесь также биотитовыми гнейсами с мраморами, обнажена только по правому борту долины р. Адыл-су.

Кроме различного рода сланцев и гнейсов, в бассейне р. Баксан широко развиты мигматиты и гнейсо-граниты. Последние представляют собой мелкозернистые тонкополосчатые породы гранитоидного состава, отличающиеся от развитых здесь же гранитоидов большим содержанием биотита и его ориентированным расположением. По наблюдениям В. М. Андреева и Г. И. Баранова, мигматиты и гнейсо-граниты образуют довольно четко выраженную полосу северо-восточного простирания, ориентированную почти перпендикулярно общему простиранию структур района.

Южная полоса кристаллических сланцев Баксана на западе прослеживается в верховьях Кубани. Кристаллические сланцы здесь представ-



лены в основном мигматизированными породами, среди которых Т. М. Дембо (1937) по степени пропитывания пород гранитным материалом выделяет следующий ряд: слюдяные гнейсы, инъекционные гнейсы, мигматиты и небулиты, переходящие в гнейсо-граниты с параллельным расположением составных частей. А. Л. Лунев (1963) последние породы предлагает выделять в качестве полосчатых гранитов и рассматривать их как крайнюю степень преобразования пород субстрата. Ввиду очень сильного метаморфизма и слабой изученности кристаллические сланцы Кубани ни с одной из выделенных в Восточной Балкарии свит сопоставить пока невозможно.

Кристаллические сланцы, аналогичные кубанским, прослеживаются и далее к западу, в бассейне Теберды. В связи с этим, естественно, встает вопрос о сопоставлении стратиграфических схем, разработанных для Балкарии и Лабино-Зеленчукского района. Наиболее вероятный вариант такого сопоставления представлен в табл. 1. Весь комплекс

Таблица 1

Лабино-Зеленчукский район	Балкария
Макерская свита Толща слюдяных сланцев с амфиболитами и мраморами в основании	Лабарданская свита Безенгийская свита Слюдяные сланцы
Толща гнейсов	Улучиранская свита Слюдяные гнейсы с мраморами
Буульгенская свита Толща амфиболитов Толща переслаивания амфиболитов и биотитовых парагнейсов	

слюдяных сланцев и гнейсов Балкарии, т. е. улучиранская и безенгийская свиты, по-видимому, отвечает макерской свите Лабино-Зеленчукского района. Причем улучиранская свита, в составе которой резко преобладают гнейсы с микроклином, близка к нижней, гнейсовой, толще макерской свиты. Безенгийская свита, сложенная в основном кварцево-слюдяными сланцами, по составу вполне идентична верхней, сланцевой, толще макерской свиты. Обе толщи макерской свиты разделены горизонтом амфиболитов с мраморами, который, возможно, соответствует горизонту мраморов Балкарии. Правда, последний причисляется к улучиранской свите, однако стратиграфическое положение горизонта мраморов внутри свиты пока еще не установлено и не исключена возможность приуроченности его к границе между свитами.

Что касается буульгенской свиты, то достоверных аналогов ее в Балкарии пока не установлено. По составу ей в какой-то мере соответствует лабарданская свита, сложенная также амфиболовыми породами, однако стратиграфическое положение последней и отношение ее к улучиранской и безенгийской свитам неясно. Возможно, что лабарданская свита занимает и более высокое стратиграфическое положение и соответствует верхней толще безенгийской свиты, в составе которой

также значительную роль играют амфиболиты, или даже мамхурцевской свите лабинской серии метаморфических сланцев.

В Северной Осетии кристаллические сланцы пользуются относительно небольшим распространением. Они изучены еще недостаточно и поэтому сопоставить их со свитами Балкарии пока невозможно. В Дигории выходы кристаллических сланцев образуют две прерывистые полосы: вдоль северного и южного склонов Балкаро-Дигорского хребта. Кристаллические сланцы северного склона, вмещающие интрузию гранитов Главного хребта, представлены кварцево-сланцевыми сланцами и гнейсами мощностью около 2000 м. Сланцы южного склона являются непосредственным продолжением сланцев Балкарии и служат, по-видимому, постелью этой интрузии. В этой полосе, по В. Е. Чернопьянову (1955 г.), преобладают гнейсы и амфиболиты с пачками мраморов.

Кристаллические сланцы, обнажающиеся в бассейне р. Ардон, известны в литературе под названием *буронской свиты* (И. Г. Кузнецов, 1947 г.), которая развита между долиной р. Бад на востоке и горой Сау-хох на западе. Меньшие площади занимает она к востоку и северо-востоку от сел. Верхний Унал, в междуречье Фиагдон — Гурондон и на правом склоне долины р. Цагатдон. Совсем небольшие по размерам выходы располагаются в северо-восточной части Холстинского гранитного массива и на правом борту долины р. Джимидон.

Свита сложена четырьмя неравнозначными по значению группами пород: кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами и кварцитами.

Группа кристаллических сланцев в зависимости от вариаций минералогического состава подразделяется на хлоритовые, серицит-хлоритовые, мусковитовые, мусковит-хлоритовые и биотит-хлоритовые разности, связанные между собой постепенными переходами. Цвет их колеблется от темно-зеленого до светло-зеленого. Для пород этой группы характерны резко выраженная кристаллизационная сланцеватость, интенсивная плейчатость и наличие линзовидных послойных сегрегаций кварца.

Группа гнейсов объединяет биотитовые, мусковит-хлоритовые, очковые гнейсы и полевошпатовые сланцы. Все они связаны постепенными переходами как между собой, так и с породами вышеописанной группы. В некоторых разностях мелкозернистых мусковитовых гнейсов встречаются реликты обломочной осадочной структуры.

Группа амфиболитов объединяет амфиболиты, актинолитовые, актинолит-полевошпатовые, кварцево-актинолитовые и эпидот-актинолитовые сланцы, иногда переходящие в эпидот-альбитовую породу. Это темно-зеленые мелкозернистые плотные породы, обладающие шелковистым блеском. Некоторые разновидности пород этой группы занимают секущее положение к вмещающим их кристаллическим сланцам и гнейсам.

Последняя группа объединяет кварциты и графитизированные сланцы. Это светло-серые, белые и темно-серые породы. Многие кварциты содержат реликты структуры, свойственной сильно окварцованной и перекристаллизованной основной массе лавы, и образуют переходы от типичных кварцитов к породам явно эффузивного облика.

Главными породообразующими минералами пород буронской свиты являются кварц, хлорит, серицит, мусковит, биотит, метасоматический альбит, роговая обманка, актинолит, плагиоклаз, реже графит и альмандин. Из второстепенных присутствуют кварц, биотит, эпидот, метасоматический альбит, микроклин и роговая обманка. Вторичные представлены магнетитом, карбонатом, хлоритом, серицитом, реже андалузитом, алемандином, очень редко кордиеритом. Аксессуарные минералы пред-

ставлены рутилом, цирконом, апатитом, магнетитом, сфеном, эпидотом, ильменитом, реже андалузитом и реликтами пироксенов.

Структуры пород гранолепидобластовые и лепидобластовые; текстуры сланцеватые, полосчатые, массивные, тонкослоистые, иногда спутанно-волоконистые.

Породы буронской свиты являются «полиметаморфизованными», претерпевшими на различных этапах своего развития влияния метаморфизирующих факторов. Наличие второстепенных признаков, таких, как линейная вытянутость разновидностей пород, четкая реликтовая слоистость, наличие хорошо окатанных зерен циркона и некоторых других минералов, указывает на осадочное происхождение пород свиты. Исключением являются линзы амфиболитов, занимающие местами секущее положение к вмещающим породам, и некоторые линзы кварцитов, сохранившие реликты лав. Первые сформировались, вероятно, за счет жильных образований типа габбро или габбро-диабазов, о чем свидетельствуют реликты пироксенов, а вторые — за счет эффузивов.

Вывод Л. А. Варданянца (1935), В. Н. Робинсона (1948), Л. Н. Пламеневского (1948 г.), Г. М. Ефремова (1945—1950 гг.), А. Д. Масленникова (1939 г.) и некоторых других исследователей о первичной осадочно-вулканогенной природе пород буронской свиты является наиболее обоснованным.

Возраст буронской свиты определяется только на основании аналогии с кристаллическими образованиями Западного и Центрального Кавказа как докембрийский.

Самый восточный на Северном Кавказе выход кристаллических сланцев известен по р. Фиагдон. Они представлены здесь кварцевослюдяными сланцами и сохранились в кровле интрузии.

Рассмотрев основные черты распространения кристаллических сланцев и их стратиграфию, целесообразно хотя бы кратко остановиться на вопросе их происхождения, прежде всего на природе первичного материала и на характере тех метаморфических процессов, которые обусловили современное состояние кристаллических сланцев.

По петрографическому составу, отражающему в значительной степени и исходный материал породы, кристаллические сланцы можно разделить на две группы: группу слюдяных сланцев и гнейсов, включая сюда и разнообразные мигматиты, и группу амфиболовых сланцев и гнейсов. Работами С. П. Соловьева (1938а, б), Е. А. Снежко (1958), М. Х. Срабояна (1960, 1961 гг.) и других исследователей вполне определенно доказано, что подавляющее большинство слюдяных сланцев и гнейсов имеет первичноосадочное происхождение. Они возникли в результате метаморфизма глинистых, песчано-глинистых и песчаных осадков. Исключение составляют лишь некоторые гнейсы рек Дамхурц и Пшиш, которые рассматриваются Е. А. Снежко как древнейшие гранитоидные интрузии, полностью утратившие интрузивный облик. Это сильно рассланцованные средне- или мелкозернистые породы, состоящие из кварца, кислого плагиоклаза, мусковита, реже хлорита. В некоторых случаях в их составе появляется большое количество калиевого полевого шпата. Эти гнейсы залегают обычно в виде согласных пластобразных тел мощностью до 100—150 м. Лишь изредка в них удается наблюдать тонкие инъекции, под косым углом пересекающие сланцеватость. По степени метаморфических преобразований гнейсы весьма сходны с интрузиями полевошпатовых амфиболитов и вместе с последними представляют собой древнейшие интрузивные образования зоны Главного хребта. По составу и степени метаморфизма с гранито-гнейсами Дамхурца и Пшиша сходны и микроклиновые гнейсы Баксана,

для которых С. П. Соловьевым (1938а, б) также предполагается интрузивное происхождение.

Сложнее решается вопрос о природе исходного материала амфиболовых пород. Они, бесспорно, представляют собой гетерогенные образования. Большинство исследователей полагает, что преобладающая масса амфиболитов буульгенской и лабарданской свит является продуктом метаморфизма пород основного состава. Однако четкого разделения их на интрузивные и эффузивные фации пока не проведено, хотя можно полагать, что среди амфиболитов Главного хребта присутствуют как те, так и другие. Амфиболовые породы макерской и части буульгенской свит являются скорее всего первичноосадочными образованиями. Об этом свидетельствуют особенности их минерального и химического состава и некоторые общегеологические данные, в частности залегание в виде тонких слоев, часто в ассоциации с мраморами. По-видимому, до метаморфизма они представляли собой известково-глинистые осадки. На вероятность образования амфиболовых пород Баксана в результате метаморфизма мергелей указывает и С. П. Соловьев (1938а, б).

Таким образом, следует признать, что подавляющая масса кристаллических сланцев Главного хребта первоначально представляла собой осадочные образования, магматические породы имеют резко подчиненное значение.

Процесс преобразования первичного материала в кристаллические сланцы был длительным и многофазным. Предположительно можно наметить три главные стадии метаморфизма, проявившиеся с той или иной степенью интенсивности на всей территории Северного Кавказа.

1. Прогрессивный региональный метаморфизм, возможно, частично связанный с внедрением древнейших интрузий, превращенных в последующем в гранито-гнейсы. Этот этап метаморфизма вызвал появление биотитовых гнейсов, слюдяных и гранатово-слюдяных сланцев, различных амфиболитов. С ним же, по-видимому, следует связывать и мигматизацию пород буульгенской свиты. Вероятно, в этот период проявились некоторые черты зональности метаморфизма, что привело к более глубокому изменению пород буульгенской свиты по сравнению с макерской.

2. Возникшие в процессе регионального метаморфизма породы подвергались затем относительно слабому регрессивному метаморфизму. В результате этого многие породы были превращены в диафториты. Такие высокотемпературные минералы, как гранат, биотит, оказались неустойчивыми и были замещены хлоритом. В этот же этап произошла и альбитизация полевого шпата. Ассоциация минералов этого этапа метаморфизма альбит — кварц — хлорит — мусковит характерна для фации зеленых сланцев. Однако регрессивный региональный метаморфизм полностью не уничтожил минеральные ассоциации первого этапа метаморфизма, что привело к наличию в кристаллических сланцах неравновесных ассоциаций. Основываясь на соотношениях между внедрениями интрузий и процессами регионального метаморфизма, можно предполагать, что метаморфизм низких ступеней проявлялся неоднократно.

3. На регионально метаморфизованные породы в последующем был наложен довольно интенсивный контактовый метаморфизм, связанный с внедрением интрузии гранитов Главного хребта (средний — верхний палеозой). Контактный метаморфизм проявился на значительных площадях и вызвал появление во внутренних зонах различных мигматитов, биотитовых гнейсов и сланцев, содержащих гранат, андалузит, силлиманит. Во внешних зонах контактового ореола обильное развитие получили слюдяные минералы и тонкие инъекции кварца. По представлениям некоторых исследователей (Афанасьев, 1950; Снежко, 1958;

Михеев, 1960 г.), контактовый метаморфизм сопровождался интенсивным привнесом калия, что привело к образованию в слюдяных сланцах и гнейсах калиевого полевого шпата.

Для некоторых районов Кавказа устанавливается зональное расположение отдельных разновидностей кристаллических сланцев относительно массивов гранитоидов. С. П. Соловьевым для бассейна р. Баксан (1938а) и О. Ш. Надарейшвили для бассейна р. Зеленчук (1958) намечается следующая последовательность зон в порядке возрастания метаморфизма: слюдяная, гранатовая, андалузитовая, силлиманитовая. Последняя зона наряду с мигматитами обычно располагается непосредственно вблизи интрузивных тел.

### ЛАБИНСКАЯ СЕРИЯ (МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ)

Серия метаморфических сланцев зоны Главного хребта обнажена преимущественно в западной части Кавказа. Она образует ряд изолированных выходов, протягивающихся вдоль южной окраины зоны Главного хребта. Крайние западные выходы известны в верховьях Белой, Шахе и Пшехи. Метаморфические сланцы слагают здесь горстообразное поднятие (Чугушский горст), зажатое между полосами глинистых сланцев нижней юры. К юго-востоку от Чугушского горста метаморфические сланцы скрываются под отложениями нижней юры и на поверхности не обнажаются. Вновь их выходы появляются только в истоках р. Малой Лабы, откуда они узкой полосой прослеживаются до р. Санчаро (левый приток Большой Лабы). В этом районе метаморфические сланцы слагают южную часть Софийского горста и на севере непосредственно контактируют с кристаллическими сланцами зеленчукской серии. Южная граница распространения метаморфических сланцев совпадает с надвигом Главного хребта, по которому они вместе с кристаллическими сланцами надвинуты на юрские отложения. Крайние восточные выходы метаморфических сланцев на территории Северного Кавказа известны в Осетии, по р. Ардон, к югу от интрузии кассарских гранитов.

#### *Лабинский район*

Наиболее полно лабинская серия метаморфических сланцев представлена в верховьях рек Большой и Малой Лабы, по их притокам: Цахвоа, Дамхурцу, Мамхурцу, Макере и Санчаро. Первое стратиграфическое расчленение метаморфических сланцев этого района было проведено Е. А. Снежко (1957 г.). Им были выделены две свиты: нижняя, дамхурцевская, и верхняя, лаштракская. Более дробное расчленение с выделением отдельных пачек и подсвит было проведено М. Л. Соминым (1962 г.), предложившим нижнюю часть дамхурцевской свиты выделять как самостоятельную — мамхурцевскую свиту.

*Мамхурцевская свита* занимает нижнюю часть разреза метаморфических сланцев и приблизительно соответствует нижнему и среднему девону по В. А. Мельникову. Она сложена в основном мелкозернистыми, часто полосчатыми хлоритовыми сланцами и гнейсами, переслаивающимися с хлорит-амфиболовыми сланцами, кварцитами, порфироидами и пластовыми телами амфиболитов (рис. 3). Свита характеризуется отсутствием устойчивых маркирующих горизонтов. Однако в общей нижней части преобладают амфиболовые породы, а в верхней — хлоритовые. Венчается разрез свиты пачкой хлоритовых гнейсов мощностью до 200 м с линзовидными прослоями мраморов. Мощность отдельных прослоев мраморов достигает 40 м, а протяженность 1,5 км. Пачка гнейсов с мраморами довольно хорошо прослеживается в Лабин-



ском районе и является своеобразным маркирующим горизонтом, отделяющим мамхурцевскую свиту от вышележащей дамхурцевской. В контакте с силикатными породами мраморы обычно скарнированы, но мощность скарновых оторочек не превышает 1 м. Взаимоотношения мамхурцевской свиты с нижележащей макерской недостаточно ясны. Большинство исследователей (В. А. Мельников, М. Л. Сомин и др.) считают, что контакт между ними тектонический. Однако часто наблюдаемое переслаивание в контактовой зоне зеленых хлорит-амфиболовых

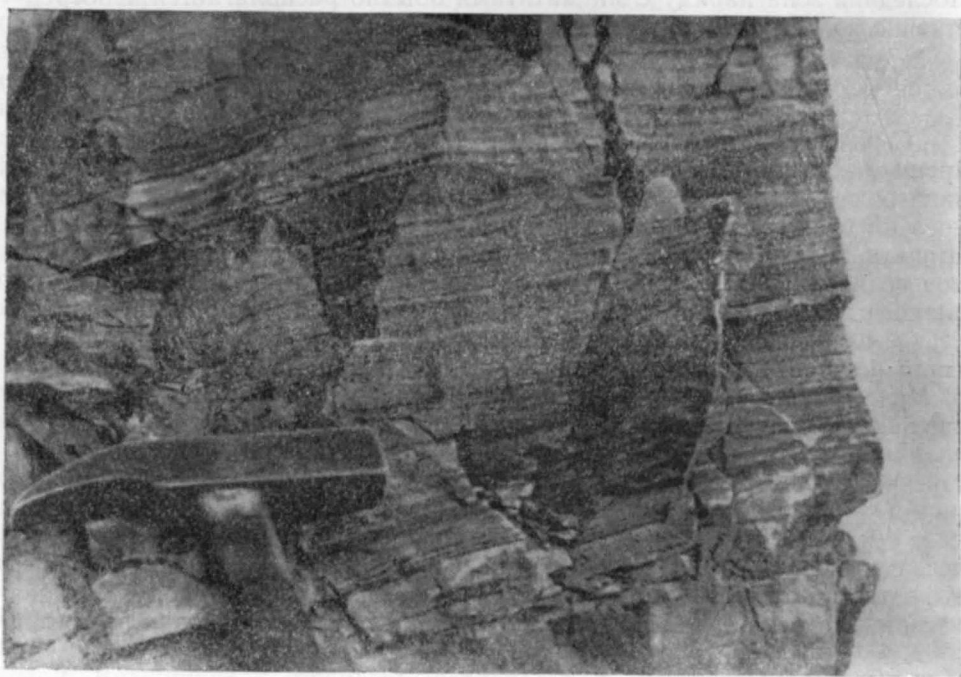


Рис. 3. Полосчатые амфиболиты мамхурцевской свиты. Река Мамхурц. Фото Ю. Я. Потапенко

сланцев с кварцево-сланцевыми сланцами, сходными со сланцами макерской свиты, скорее свидетельствует о нормальном стратиграфическом контакте. Поскольку породы обеих свит падают в южном направлении, логично предположить, что мамхурцевская свита является более молодой, чем макерская.

*Дамхурцевская свита* включает большую часть метаморфических сланцев Лабинского района. Она представлена в основной массе зелеными альбит-хлоритовыми и альбит-хлорит-амфиболовыми сланцами первичновулканогенного происхождения, что резко отличает ее от других свит лабинской серии. Подчиненное положение в свите занимают кварцево-сланцевые и графитизированные сланцы. М. Л. Сомин предлагает выделять среди дамхурцевской свиты три подсвиты. Однако последние не имеют четких границ и не прослежены в пространстве, в связи с чем их лучше пока именовать толщами.

Нижняя толща начинается пачкой сильно метаморфизованных конгломератовидных пород мощностью от 100 до 300 м. Обломки в них довольно однообразны и представлены хлоритовыми и лейкократовыми микрогнейсами, сходными с гнейсами мамхурцевской свиты. Величина обломков обычно не превышает 5—8 см, а их количество составляет

40—50% объема породы. Цемент конгломератов имел, по-видимому, осадочное происхождение, но в настоящее время он нацело перекристаллизован и превращен в кварц-биотитовый или кварц-альбит-амфиболовый агрегат. Выше конгломератов залегает пачка (мощностью 150—400 м) зеленых кварц-альбит-хлоритовых, альбит-хлоритовых и роговообманковых сланцев с прослоями тонкозернистых амфиболитов и кварц-мусковитовых сланцев. В кровле пачки встречаются невыдержанные линзовидные прослои скарированных мраморов. Первоначально породы этой пачки представляли собой скорее всего вулканогенные образования основного и среднего состава, что подтверждается их химическим составом и присутствием реликтов бластопорфировых структур (Снежно, 1954 г.; Солин, 1962 г.).

Средняя толща дамхурцевской свиты сложена в основном кварцево-сланцевыми сланцами первичноосадочного происхождения. Она не имеет повсеместного распространения, а образует ряд линзовидных тел мощностью до 400 м. Одна из таких линз обнажается по правобережью р. Дамхурц, а другая — в бассейне р. Цахвоа.

Верхняя толща дамхурцевской свиты распространена преимущественно на водоразделе рек Дамхурц и Лашипсе. Она сложена в основном светло-серыми кварц-серицитовыми и кварцитовыми сланцами, среди которых довольно часто можно наблюдать реликты бластопорфировых структур. Это позволяет присоединиться к мнению М. Л. Солина о том, что большая часть этих пород первоначально представляла собой вулканогенные образования кислого состава. Мощность верхней толщи достигает 400 м и ее разрез венчается пачкой мраморов мощностью около 40 м.

Общая мощность дамхурцевской свиты по р. Дамхурц составляет около 1300—1500 м.

К востоку от р. Дамхурц свита прослеживается в верховьях рек Макры и Санчаро вплоть до перевала Цегеркер. Ее нижняя часть представлена здесь роговообманковыми сланцами и гнейсами, содержащими мощные пачки кварцево-сланцевых сланцев и линзы скарированных мраморов. В верхней части свиты преобладают хлоритовые сланцы и порфиритоиды заведомо вулканогенного генезиса, включающие ряд пиритизированных зон. Так же как и на Дамхурце, разрез свиты заканчивается мраморами мощностью до 50 м, хорошо прослеживающимися от истоков р. Санчаро до Лаштракского минерального источника.

*Лаштракская свита* обнажена по долинам рек Санчаро и Лаштрак, а также в верховьях р. Дамхурц. Она представляет собой мощную толщу тонкообломочных терригенных пород, превращенных в результате контактового и регионального метаморфизма в различного рода слюдяные сланцы. Свита залегает вполне согласно с дамхурцевской и граница между ними проводится по кровле горизонта мраморов.

В районе рек Лаштрак и Санчаро свита в нижней части сложена черными кварц-серицитовыми филлитовидными сланцами, часто с порфиробластовыми выделениями граната. Эти сланцы чередуются с гранат-ставролитовыми и кварц-серицит-хлорит-гранатовыми сланцами и роговикоподобными породами. Верхняя часть свиты, непосредственно примыкающая к интрузии санчарских кварцевых диоритов, начинается андалузитовыми и гранат-андалузитовыми сланцами, а затем следуют чередующиеся слои гранат-мусковитовых сланцев и биотитовых роговиков. Контактное происхождение таких высокотемпературных минералов, как гранат, ставролит, андалузит, несомненно. Своим появлением они обязаны контактовому воздействию интрузий санчаро-кардывачского комплекса.

Сходные по составу породы, которые можно считать аналогами сланцев р. Лаштрак, обнажаются и в районе Дамхурцевских перевалов. Они представлены темно-серыми филлитовидными кварц-мусковитовыми сланцами с реликтами глинистого вещества и новообразованиями порфиروبласт граната и андалузита. Постепенно обогащаясь слюдами, эти породы переходят в слюдяные сланцы с гранатом и андалузитом, мало чем отличающиеся по внешнему облику от кристаллических сланцев макерской свиты.

Верхний контакт свиты всюду тектонический и сохранившаяся мощность ее составляет около 400—500 м.

### **Белореченский район**

Метаморфические сланцы Белореченского района по степени метаморфизма и составу сходны с метаморфическими сланцами верховьев р. Большой Лабы и в то же время существенно отличаются от кристаллических сланцев, на что было обращено внимание еще Г. М. Ефремовым (1938б). Крупным продольным разрывом метаморфические сланцы Белореченского района разделены на два тектонических блока, отличающихся по строению и составу пород. Породы северного блока выглядят более глубокометаморфизованными и потому до недавнего времени относились к докембрию. Породы южного блока метаморфизованы значительно слабее и считались нижнепалеозойскими (Г. М. Ефремов, 1938в; Белоусов, 1939).

Детальное изучение внутреннего строения северного блока было проведено в последнее время С. В. Савиным и Г. И. Барановым (1962 г.), которые отнесли метаморфические сланцы к нижнему палеозою и выделили среди них две свиты: свиту хребта Армянского (нижнюю) и свиту реки Чессу (верхнюю).

*Свита хребта Армянского* сложена в основном альбит-хлоритовыми и альбит-хлорит-амфиболовыми сланцами. Первичный материал этих пород скорее всего имел вулканогенное происхождение. Меньшим распространением в свите пользуются кварцево-слюдяные сланцы с гранатом и андалузитом. Они имеют первичноосадочный генезис и преобладают в нижней части свиты. В кварц-альбит-амфиболовых сланцах верхней части свиты местами отмечается появление обильной гальки гранитоидов и гнейсов и породы приобретают конгломератовидный облик. Мощность пачки конгломератовидных пород 250—300 м. К верхней части свиты приурочены линзы мраморов мощностью до 20 м. Почти повсеместно в составе свиты присутствуют амфиболиты, образующие согласные пластовые залежи мощностью до 100 м. Общий облик пород свиты хребта Армянского, а именно: преобладание метаморфизованных пород первичновулканогенного генезиса и наличие конгломератов сближает их с породами дамхурцевской и мамхурцевской свит Лабинского района.

Комплекс пород, выделенных Г. И. Барановым в *свиту реки Чессу*, представляет собой скорее всего разновозрастные образования. В нем целесообразно выделять три толщи: собственно свиту реки Чессу, толщу амфиболитов и толщу слабо метаморфизованных пород, слагающих южный тектонический блок.

Собственно свита реки Чессу сложена амфиболитами и биотитовыми парагнейсами, по составу, строению и степени метаморфизма очень сходными с породами буульгенской свиты верховьев Большого Зеленчука. Эта часть свиты имеет мощность около 1800 м и разделяется, по Г. И. Баранову, на три пачки (снизу вверх): мелкозернистых амфиболитов мощностью 300—350 м, биотитовых парагнейсов — 450 м

и амфиболитов с гранат-слюдяными сланцами в верхней части — 1000 м.

Толща амфиболитов, с пачками амфибол-эпидотовых и кварцево-мусковитовых сланцев, залегает по р. Белой выше альбитовых сланцев и мраморов свиты хребта Армянского. Биотитовых парагнейсов, столь характерных для собственно свиты реки Чессу, здесь нет, хотя мощность толщи и достигает 2000 м. М. Л. Сомин (1962 г.) считает, что амфиболиты имеют интрузивное происхождение и залегают в виде крупных пластообразных залежей. Прослой пород, сохранившихся между амфиболитами, он отождествляет с лаштракской свитой Лабинского района, поскольку они расположены стратиграфически выше мраморов. Однако, если учесть указания С. В. Савина и Г. И. Баранова (1962 г.), что амфиболиты представляют собой метаморфизованные эффузивы, а мраморы, как было показано выше, встречаются в Лабинском районе по всему разрезу дамхурцевской свиты, то станет очевидным, что эта толща скорее всего относится еще к дамхурцевской свите. Это положение в какой-то мере может подтверждаться и залеганием по р. Белой толщи амфиболитов выше конгломератов, которые в разрезе р. Дамхурц залегают в основании дамхурцевской свиты.

Толща слабо метаморфизованных пород, слагающая южный тектонический блок, обнажается по долинам Бущего и Бушуйки. В отличие от метаморфизованных пород северного блока она сложена первично-осадочными породами, испытывшими относительно неглубокий метаморфизм. По литологическому составу толща пород ручья Бущего разделяется на две части. В нижней, мощностью до 700 м, преобладают метаморфизованные мелкозернистые песчаники, содержащие тонкие прослой мраморизованных известняков. Верхняя часть толщи, мощностью до 300—400 м, характеризуется более пестрым составом. В ней преобладают темно-серые кварц-серицитовые сланцы. Реже встречаются кварцитовидные и зеленые (хлорит-эпидотовые) сланцы. В районе горы Хуко толща метаморфизованных пород южного тектонического блока трансгрессивно перекрыта отложениями среднего карбона. Других данных для определения возраста этой толщи пока нет. Предположение о том, что толща пород ручья Бущего относится к свите реки Чессу (Г. И. Баранов), вряд ли справедливо, так как они резко различаются между собой как по степени метаморфизма, так и по первичному составу пород. Более обоснованным представляется мнение М. Л. Сомина, выделяющего эту толщу в самостоятельную бушийскую свиту. Провести надежное сопоставление бушийской свиты с другими свитами досреднекарбонных образований Северного Кавказа пока невозможно. Она обладает известными чертами сходства как с отложениями нижнего карбона (ацгаринская толща кольтюбинской свиты) Передового хребта, так и с лаштракской свитой Лабинского района. Последняя, правда, сложена более метаморфизованными породами, но если учесть, что появление высокотемпературных минералов связано с контактовым метаморфизмом, эти различия могут и не иметь стратиграфического значения.

Схема возможного сопоставления стратиграфии метаморфических сланцев различных районов приведена в табл. 2.

### *Район Северной Осетии*

Крайние восточные выходы метаморфизованных пород, которые вероятно, соответствуют лабинской серии метаморфизованных сланцев, обнажаются в Северной Осетии, в области погружения кристаллического ядра Большого Кавказа. В литературе они известны под названием кассарской свиты, а В. Н. Робинсон (1947) называет их свитой полосчатых метаморфических сланцев.



Лабинский район	Белореченский район	Северная Осетия
?	Бушійская свита	Кассарская свита
Лаштракская свита	?	
Дамхурцевская свита	Толща амфиболитов свиты реки Чессу	
Мамхурцевская свита	Свита хребта Армянского	
Серия кристаллических сланцев	Свита реки Чессу	Буронская свита (?)

*Кассарская свита* слагает полосу шириной 2—3 км в верховьях рек Цей, Ардон и Бад. Кроме того, она занимает небольшие площади в междуречье Бубисцкали — Чашури. На севере она граничит с интрузией кассарских гранитов, на юге имеет тектонический контакт с отложениями нижней юры. Свита сложена мелкозернистыми кварц-хлоритовыми, актинолитовыми, актинолит-биотитовыми сланцами с единичными прослоями мраморов. Последние, по В. А. Мельникову, залегают в верхней части свиты, образуя прерывистый горизонт вдоль ее контакта с отложениями нижней юры. Основными породообразующими минералами всех этих пород являются биотит, хлорит, актинолит. В меньших количествах присутствуют кварц, альбит, серицит и магнетит. Из вторичных минералов развит железистый карбонат. Структуры преобладающих разновидностей пород — нематобластовая, лепидобластовая, и гранолепидобластовая. Породы кассарской свиты в отличие от пород буронской свиты претерпели «одноэтапный» метаморфизм, о чем свидетельствуют их большая мелкозернистость и плотность, слабо проявленная кристаллизационная сланцеватость, четко проявленная слоистость и весьма четкие контакты между разновидностями пород.

Возрастное положение кассарской свиты неясно. Возраст устанавливается только на основании сопоставления с другими отложениями Большого Кавказа. Л. А. Варданянц (1935б), Г. М. Ефремов (1946 г.), В. Ф. Морковкина (1950) и другие исследователи считают ее разновозрастной с буронской свитой, развитой к северу от кассарской интрузии, и на этом основании относят к нижнему палеозою. Различия в метаморфизме между буронской и кассарской свитами они объясняют главным образом различной интенсивностью контактового воздействия гранитоидной интрузии. В. Н. Робинсон и В. А. Мельников относят ее к нижнему карбону по аналогии с отложениями верховьев р. Уруштен, считавшимися нижекарбонными, для которых в настоящее время установлен пермский возраст. Наконец, Ю. Г. Моргуновым было высказано предположение о том, что кассарская свита является аналогом нижней части десской серии Сванетии и, следовательно, отвечает верхнему девону — нижнему карбону. Поскольку такие далекие параллелизации вряд ли могут быть оправданы, а в тектоническом отношении кассарская свита вместе с другими метаморфическими и кристаллическими



сланцами составляет одно целое, представляется целесообразным впредь до получения более надежных данных рассматривать ее в качестве субстрата, на котором в последующем отлагались средне- и верхнепалеозойские осадки.

### *Район междуречья Теберды и Баксана*

Среди метаморфических толщ зоны Главного хребта обособленное положение занимают метаморфические сланцы, слагающие узкую полосу, протягивающуюся вдоль границы Главного и Передового хребтов от р. Теберда до р. Баксан. Ширина этой полосы измеряется несколькими сотнями метров и только по долине р. Баксан составляет около 2 км. Первоначально эти породы рассматривались как докембрийские, затем как нижнепалеозойские. Д. С. Кизевальтер выделил их в аманчатскую свиту, причем вначале считал ее нижнепалеозойской (1960), а затем отнес к нижнему — среднему палеозою (1962 г.). Единственным аргументом при этом служила степень метаморфических преобразований пород свиты.

В западной части района своего развития, между Тебердой и Малкой, породы этой полосы представляют собой катаклазированные кварцево-хлоритовые, кварцево-мусковитовые (серицитовые) и хлорит-мусковитовые сланцы. Сланцы содержат мелкие линзовидные тела интенсивно катаклазированных гранитоидов и прорываются гранитами Главного хребта. Однако контактное воздействие последних в большинстве случаев весьма ограничено.

В восточной части, в бассейне р. Баксан, где, собственно, эти породы и были выделены как аманчатская свита, они слагают три узких продольных блока, резко отличающихся по степени интенсивности метаморфизма.

Южный тектонический блок, расположенный в верховьях рек Кестанты и Герхожан, сложен кварцево-мусковитовыми, часто мигматизированными сланцами и гнейсами, по составу ничем не отличающимися от обычных слюдяных сланцев зеленчукской серии зоны Главного хребта, за которые они и принимались всеми исследователями. Никаких доказательств в пользу их палеозойского возраста пока нет.

Средний тектонический блок сложен милонитизированными породами, сходными с кварцево-хлоритовыми и кварцево-мусковитовыми сланцами рек Теберда и Малка.

В северном тектоническом блоке породы изменены значительно слабее. Д. С. Кизевальтер описывает их как листоватые тонкозернистые мусковитовые и хлоритовые сланцы, среди которых залегают столетровая пачка крупнозернистых катаклазитов, возникших, по его мнению, по песчаникам и кислым эффузивам. Сланцам подчинены тонкие прослой мраморизованных известняков и аркозовых песчаников.

В целом, за исключением южного блока, можно считать, что породы, выделяемые как аманчатская свита, представляют собой по существу полосу катаклазированных и милонитизированных пород. Эта полоса располагается на стыке двух тектонических зон, разделенных глубинным разломом, по которому тектонические движения проявлялись в течение всего палеозоя и раннего мезозоя. По-видимому, эта полоса и представляет собой ту зону интенсивных деформаций в фундаменте, по которой произошло разделение Главного и Передового хребтов. Отсюда следует, что выделение аманчатской свиты как самостоятельной стратиграфической единицы нельзя считать оправданным.

Заканчивая характеристику метаморфических сланцев, можно отметить некоторые их общие черты.

1. Серия метаморфических сланцев по сравнению с кристаллическими сланцами характеризуется более низкой степенью метаморфизма. Современный облик слагающих ее пород обязан в основном двум этапам регионального метаморфизма. Первый этап носил прогрессивный характер и привел к преобразованию первичного материала в породы актинолитовой субфации фации зеленых сланцев (лаштракская свита и большая часть дамхурцевской). Породы мамхурцевской, а в Белореченском районе и дамхурцевской свит испытали преобразования в условиях альбит-эпидот-амфиболовой фации. Последующий этап регионального метаморфизма носил регрессивный характер, он протекал в несколько более низкотемпературных условиях, в результате чего некоторые минералы оказались неустойчивыми и заменились хлоритом. Благодаря довольно слабым проявлениям регионального метаморфизма в метаморфических сланцах лабинской серии можно довольно часто наблюдать реликтовые структуры первоначальных пород. Исключение составляют лишь контактовые ореолы вокруг интрузий гранитоидов, где степень метаморфизма значительно возрастает. Однако гранитоидные породы в области развития метаморфических сланцев распространены незначительно.

2. Среди метаморфических сланцев наряду с осадочными породами широко развиты различные вулканогенные образования, превращенные в хлорит-альбитовые сланцы и амфиболиты. Эта особенность метаморфических сланцев также отличает их от кристаллических сланцев; первичный материал которых имел преимущественно осадочное происхождение.

3. Во всех районах развития метаморфических сланцев относительно широко распространены карбонатные породы, часто образующие пласты мощностью до 30—50 м.

4. Особенностью метаморфических сланцев лабинской серии является повсеместное присутствие в них конгломератов.

5. Среди метаморфических сланцев (кроме мамхурцевской свиты) отсутствуют древнейшие интрузии гранито-гнейсов, довольно широко распространенные среди кристаллических сланцев.

Общая мощность кристаллических и метаморфических сланцев составляет около 7,5—8 км, из них на долю кристаллических сланцев приходится около 4,6 км, а на метаморфические сланцы около 3 км. Ни кровля, ни подошва этого комплекса пока не установлены.

Несмотря на то что вопросы стратиграфии метаморфизованных пород некоторых районов Главного хребта не могут считаться достаточно выясненными и полную параллелизацию с хорошо изученными разрезами провести не всегда возможно, имеющийся в настоящее время материал позволяет предложить следующую схему стратиграфии метаморфических толщ Главного хребта (табл. 3).

Для указанных в табл. 3 свит характерна следующая последовательность пород:

- буульгенская свита — песчано-глинистые и известково-глинистые породы с подчиненным значением основных эффузивов;
- макерская свита — главным образом терригенные породы (алевролиты и песчаники, иногда кварцевые), реже известковисто-глинистые породы;
- мамхурцевская свита — тонкообломочные песчаные и туфогенные породы, основные эффузивы;
- дамхурцевская свита — главным образом вулканогенные породы, в нижней части преимущественно основного и кислого состава, в верхней — кислого. Осадочные породы играют подчиненную роль, в нижней части — конгломераты, в средней — песчано-глинистые породы, в верхней — кварцитовидные песчаники;
- лаштракская свита — глинистые сланцы, алевролиты, реже песчаники.

Таблица 3

Возраст	Серия	Мощность, м	Свита, состав пород
Палеозой (?)			Бушійская свита Метаморфизованные песчаники, филлитовидные сланцы, прослои хлорит-эпидотовых сланцев и мраморов
Докембрий	Лабинская серия метаморфических сланцев	500	Лаштракская свита Слюдяные сланцы с гранатом, андалузитом, филлитовидные сланцы, биотитовые роговики
		1500	Дамхурцевская свита Верхняя толща; кварц-альбит-мусковитовые сланцы по порфириодам, порфириоды; вверху горизонт мраморов Средняя толща: кварцево-слюдяные сланцы. Нижняя толща: хлорит-альбитовые сланцы с прослоями тонкозернистых амфиболитов и мраморов; в основании толщи пачки конгломератовидных пород
		1000	Мамхурцевская свита Хлоритовые и хлорит-амфиболовые сланцы и гнейсы, прослои кварцитов, порфиритоидов, пластовые тела амфиболитов; внизу—переслаивание зеленых и слюдяных сланцев
	Зеленчукская серия кристаллических сланцев	1600—1800	Макерская свита Толща слюдяных сланцев, безенгийская свита в Балкарии Кварцево-двуслюдяные сланцы, иногда с гранатом и андалузитом Горизонт амфиболитов и амфиболовых сланцев с мраморами
		Около 1000	Толща полосчатых лейкократовых парагнейсов с пачками слюдяных сланцев; в Балкарии уллучиранская свита
		Более 2000	Буульгенская свита Толща амфиболитов Толща биотитовых парагнейсов, переслаивающихся с амфиболитами

Таким образом, наблюдается определенная направленность в развитии процессов осадконакопления — вначале преобладало накопление мощных толщ терригенных пород, затем — вулканогенных и позже тонкообломочных глинистых. На фоне этой направленности удается наметить два цикла: нижний цикл отвечает зеленчукской серии кристаллических сланцев, а верхний — лабинской серии метаморфических сланцев. В начале каждого цикла отмечается излияние эффузивов, сменяемое накоплением терригенных пород.

## БЕЧАСЫНСКАЯ ЗОНА

Севернее Передового хребта из-под перекрывающих юрских отложений по глубоким долинам Кубани, Малки, Баксана и Чегема и их притоков выступают метаморфические сланцы, возраст которых также скорее всего докембрийский. Аналогичные породы, по данным бурения, известны в бассейне р. Подкумок.

Метаморфические породы рассматриваемой зоны изучались А. П. Герасимовым (1929, 1936, 1939, 1940), С. П. Соловьевым (1936, 1938а, б, 1940), И. Г. Кузнецовым (1939, 1947 г.), Г. П. Агалиным (1929), Л. И. Пазюком (1937), А. А. Медведюком (1938), Д. С. Кизевальтером (1956, 1960), А. П. Резниковым (1948а), Г. М. Ефремовым и Н. А. Доброродным (1951 г.), Е. А. Снежко и А. М. Седых (1955 г.), С. М. Седенко (1957 г.), Ю. Я. Потапенко (1959 г.), И. С. Красивской (1951а, б), Г. М. Заридзе (1962) и др. Наиболее подробно эти породы описаны Д. С. Кизевальтером (1960), который разделил их на чегемскую и хасаутскую свиты и установил широкое распространение среди сланцев чегемской свиты альбитовой фельдшпатизации и выделил шаукольскую толщу (1956).

Породы чегемской свиты всеми исследователями вначале относились к верхнему докембрию, причем А. П. Герасимов (1936) более интенсивно метаморфизованные сланцы верховьев Малки относил к нижнему докембрию. И. Г. Кузнецов (1939) применял название «чегемская свита» лишь для небольшой, менее метаморфизованной части этой толщи, которую он относил к верхнему протерозою. Большая часть толщи относилась им к нижнему протерозою. Д. С. Кизевальтер (1960) высказал мнение о нижнепалеозойском возрасте верхней части чегемской свиты, а позднее пришел к выводу о большей обоснованности нижнепалеозойского возраста ее в целом.

Породы хасаутской свиты А. П. Герасимовым (1939, 1940) были отнесены к верхнему докембрию, однако он не исключал и возможности нижнепалеозойского возраста. В. Н. Робинсон (1946) пришел к выводу о принадлежности их к нижнему палеозою, сопоставив эти отложения с породами хребта Дженту, которые он считал кембрийскими. Позднее А. А. Каденский (1956б) допускал возможность отнесения этой свиты к девону, однако ее досилурийский возраст был установлен достаточно определенно (Кизевальтер, 1960), а недавно убедительно обоснован И. С. Красивской, выделившей, кроме того, верхнюю часть этой толщи в особую малкинскую свиту (1961б).

Возраст отложений хребта Дженту большинством геологов считается теперь среднепалеозойским (Кизевальтер, 1964; Мельников, 1959). В связи с этим доводы, приводившиеся В. Н. Робинсоном (1946) и Д. С. Кизевальтером (1960) в пользу нижнепалеозойского возраста хасаутской свиты, частью отпали. Б. В. Тимофеев (1962) указал на находку в сланцах на р. Хасаут микроскопической водоросли из рода *Pterosperrnis* W. Wetzel., показавшей, что сланцы эти не древнее синия, но не исключен и более молодой возраст хасаутской свиты. Учитывая близость степеней метаморфизма и небольшую величину углового несогласия по отношению к силурийским породам, местами хорошую сохранность первичной структуры обломочных пород, Д. С. Кизевальтер относит хасаутскую свиту к нижнему палеозою. Он считает, что это единственная толща, в которой можно рассчитывать найти коренное залегание известняков с фауной среднего кембрия, глыба которых была найдена А. П. Герасимовым (1919б) и И. Г. Кузнецовым в 1918 г. на р. Чегет-Лахран. Чегемскую свиту, представляющую собой единую толщу с вышележащей хасаутской свитой и обладающую не особенно



большой мощностью (около 3 км), он также считает нижнепалеозойской.

Тот же возраст метаморфического комплекса на р. Малка принимали Е. А. Снежко (1956 г.) и на р. Кубань — Ю. Я. Потапенко (1960). В настоящее время они считают более вероятным докембрийский возраст описываемых толщ. Нельзя, однако, считать исключенной возможность присутствия в них и низов нижнего палеозоя.

Общая мощность докембрия — нижнего палеозоя около 6500 м. В составе его выделены чегемская и хасаутская свиты. Выше трансгрессивно залегают песчаники урлешской свиты (рис. 4).

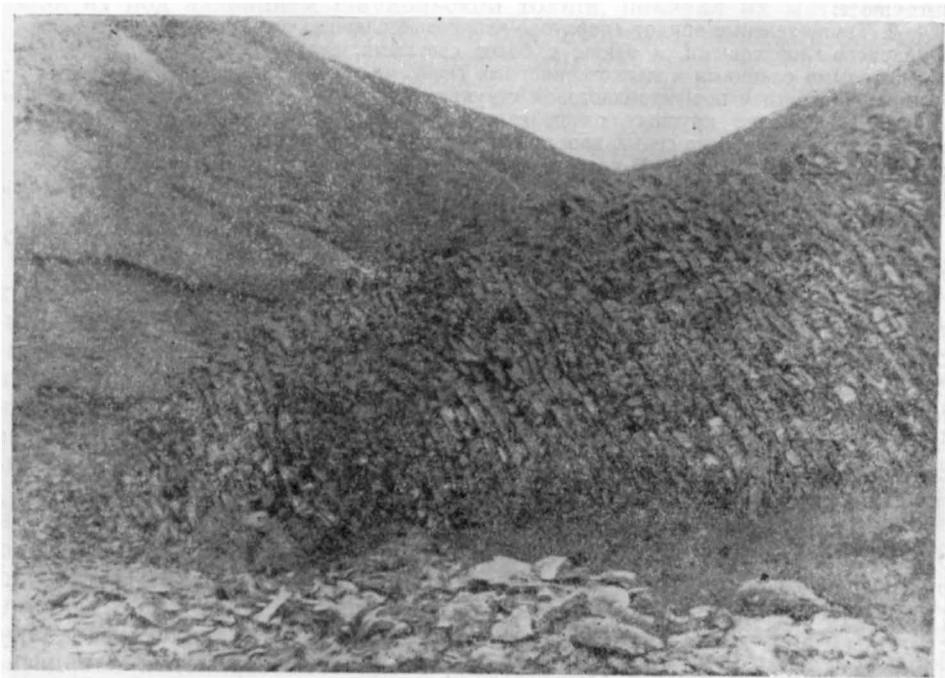


Рис. 4. Песчаники урлешской свиты. Река Шиджатмаз, левый приток р. Хасаут. Фото Ю. Я. Потапенко

*Чегемская свита* развита в южной части этой полосы, от р. Культубе до р. Чегем, причем особенно крупный участок сложен породами этой свиты между реками Малка и Баксан. Свита представлена серыми и темно-зелеными, очень мелкозернистыми кристаллическими сланцами и гнейсами, обычно ясносланцеватыми, нередко с интенсивной плйочатостью. Местами в составе свиты преобладают кварциты. Породы чегемской свиты залегают слоями мощностью 15—45 м, образуют они и более мощные (до 120 м) однообразные пачки, а иногда — представляют собой чередование тонких пластов. Как это было установлено еще С. П. Соловьевым (1938а, б), в составе свиты господствуют первично-осадочные терригенные породы. Очень редки туфогенные и известковистые разности. По характеру и типу метаморфизма чегемская свита представляет собой сложный и разнородный комплекс, образовавшийся в результате дислокационно-регионального метаморфизма, сопровождавшего процессы альбитовой фельдшпатизации с образованием пород, выделяемых под названием шаукольской толщи.



Основание свиты не вскрыто и условия соотношения ее с более древними породами неизвестны. Наиболее полный разрез чегемской свиты обнажается по р. Баксан, где по правому склону долины в 370 м к северу от устья р. Герхожан выступают:

- |   |            |
|---|------------|
| 1. Темно-зеленые и темно-серые кварц-актинолит-хлоритовые, актинолит-биотитовые, актинолит-хлорито-кварцевые сланцы с прослоями серых хлоритовых кварцитов и почти белых гранатово-кварцево-полевошпатовых мелкозернистых гнейсов . . . . .                   | 350—400 м  |
| 2. Светло-серые и серовато-белые карбонатно-кварцевые и мусковито-кварцевые сланцы с пластами белых кварцево-альбитовых мелкозернистых гнейсов . . . . .  | 400—450 „  |
| Эти две толщи развиты к югу от устья р. Соухош-су. Севернее выступают:  |            |
| 3. Темно-зеленые эпидот-хлоритово-кварцевые сланцы, чередующиеся с кварцево-хлоритовыми, а также с более светлыми, серыми кварцево-серицитовыми сланцами и мелкозернистыми гнейсами. Встречаются амфиболовые разности с порфиробластовой структурой . . . . . | 850—900 „  |
| 4. Чередование крупных пачек светлых кварц-альбит-серицитовых сланцев и темных зелено-серых хлоритовых сланцев, содержащих прослойки светлых разностей. В нижней части разреза преобладают темные, в верхней — светлые разности . . . . .                     | 750—1000 „ |

Общая мощность чегемской свиты не менее 2700 м, но, вероятно, в действительности значительно больше.

На р. Чегем сланцы фашиально замещаются пачкой слоистых белых кварцитов мощностью более 300 м, выступающих в ядре мелкой антиклинали. В верхней части пачки и в стороны от ядра кварциты замещаются своеобразными гематитово-мусковитовыми и другими сланцами и постепенно переходят в обычные сланцы. В верховьях р. Джуарген встречаются тонкослоистые кварцево-альбитовые и альбит-известковые сланцы. В горах Джор-Шаук важную роль приобретают эпидот-хлоритовые и актинолитовые сланцы.

Большой ширины достигает полоса выходов чегемской свиты на р. Кубань, где они выступают вдоль долины от рудника «Эльбрус» до ручья Кара-Сырх. По данным И. С. Красивской и Ю. Я. Потапенко (1957—1959 гг.), сланцы образуют здесь крупную сложную антиклиналь с ядром близ устья ручья Джалан-кол. В ядре складки в основании разреза залегает толща темно-серых, очень тонкозернистых кварцитовидных сланцев и филлитов. В отсыпях здесь найдены обломки серых мраморов. Видимая мощность около 500—600 м. Выше в южном крыле антиклинали выступают:

- |   |           |
|---|-----------|
| 1. Роговообманковые сланцы, микрогнейсы и порфиритоиды(?). Последние, возможно, представляют собой пластовые интрузивные тела . . . . . | 500—520 м |
| 2. Зеленые хлорит-кварцево-альбитовые и кварцево-альбитовые сланцы, вверху — микрогнейсы по аркозовым песчаникам . . . . .              | 530 „     |
| 3. Кварциты и хлорит-альбит-кварцевые сланцы по аркозовым среднезернистым песчаникам . . . . .  | 420—450 „ |
| 4. Кварцево-серицитовые, а выше кварцево-серицит-хлоритовые мелкозернистые сланцы, местами графитизированные . . . . .                  | 470 „     |
| 5. Темно-зеленые хлоритовые и хлорит-альбитовые, нередко полосчатые сланцы . . . . .  | 400—500 „ |
- К югу они переходят в сильно альбитизированные крупнозернистые сланцы (шаукольская толща), выяснить первичный разрез которых пока не удалось.

Общая мощность чегемской свиты на р. Кубань может быть приближенно определена в 2900—3100 м.

Для района Кубани характерно преобладание метаморфизованных песчаников кварцевого и аркозового состава, а также присутствие реликтов обломочных структур. Несмотря на эти отличия, стратиграфи-

ческое единство кубанских и баксанских сланцев не вызывает сомнений, хотя точно сопоставить разрезы обоих районов невозможно.

Вдоль южной окраины полосы чегемских сланцев они интенсивно фельдшпатизированы с образованием очень своеобразных крупнозернистых гнейсовидных альбитизированных сланцев. Они отличаются развитием крупных порфиробластических зерен альбита, в различной степени замещающих первичный состав породы. Альбитизации подверглись и кислые и основные разности сланцев. Характерно также присутствие турмалина. Эти породы первоначально были приняты И. Г. Кузнецовым (1924 г.) и Г. М. Ефремовым и Н. А. Доброродным (1951 г.) за интрузивные диорито- и гранито-гнейсы. Д. С. Кизевальтер (1956), выделивший их под названием шаукольской толщи, показал их метасоматическое происхождение. На р. Кубань они широкими полосами развиты и в северной части выходов чегемской свиты.

Севернее полосы шаукольской толщи на р. Баксан (между реками Сакашиль и Перюкол), а также к западу развиты более интенсивно метаморфизованные сланцы с неориентированно растущими порфиробластами биотита, магнетита, граната, амфибола (баксанская толща). Выделение этих толщ не имеет стратиграфического значения и подчеркивает лишь существенные изменения характера метаморфизма.

Породы чегемской свиты интенсивно метаморфизованы, соответствуя фации зеленых сланцев Эскола, а на юге достигают амфибол-эпидот-альбитовой фации. Главную роль играл термально-дислокационный региональный метаморфизм, на который местами наложилось контактовое влияние гранитных интрузий. Выделяется четыре основных этапа преобразований. Главная фаза метаморфизма (первый этап), имевшая региональный характер, протекала в условиях достаточно высоких температур при ведущей роли динамических воздействий. Второй этап выразился в широкой альбитизации с образованием пород шаукольской толщи под воздействием натрийсодержащих растворов, вероятно, связанных с очагами натриевых каледонских гранитов. Третий этап метаморфизма обусловлен контактовым воздействием герцинских гранитных интрузий Главного хребта и Бечасынской зоны. С ним связано образование порфиробластических сланцев баксанской толщи и различных инъецированных и гранитизированных пород на р. Кубань. Четвертый этап связан, видимо, с более поздними фазами герцинского магматизма и выразился в проявлении диафтореза с широким ретроградным изменением порфиробласт.

*Хасаутская свита* развита в северной части полосы метаморфических пород, главным образом между реками Малка и Баксан. Кроме того, выходы ее имеются в верховьях рек Хасаут и Эшкакон и, возможно, по р. Кубань выше ручья Кара-Сырх. Свита выражена серыми сланцами, частью вулканического происхождения, отличающимися зеленокаменным типом метаморфизма. Сланцы эти метаморфизованы слабее вышеописанных пород чегемской свиты и обычно сохраняют реликтовые структуры первичных пород. Хасаутская свита залегает с постепенным переходом на породах чегемской и граница проводится по появлению первых прослоев вулканогенных пород. Верхняя часть хасаутской свиты в последнее время выделяется И. С. Красивской (1961б) в особую малкинскую свиту. Однако, поскольку малкинская свита еще не изучена на всей площади ее развития, полностью провести это деление невозможно.

Наиболее полный разрез хасаутской свиты развит по левому склону долины р. Малка между ручьями Караны-кол и Уллу-Лахран. Нижние слои свиты выступают в ядре антиклинали, по северному крылу которой наблюдается следующий разрез:

1. Кварцево-мусковитовые инъекционные сланцы и роговики, альбитовые амфиболиты, слюдяные и гранато-мусковитовые сланцы . . . . . 550—580 м
2. Сланцы биотит- и альбит-хлоритовые с пачками черных альбит-биотит-хлоритовых порфиroidных сланцев и мелкозернистых амфиболитов . . . . . около 500 „
3. Сланцы светло-серые с мощными прослоями темно-серых и черных, в верхней половине почти исчезающих. Преобладают кварцево-мусковитовые, кварцево-альбитовые, кварц-альбит-хлоритовые и серицитовые сланцы, а также альбит-биотит-хлоритовые и двуслюдяные сланцы. Они содержат подчиненные пласты порфиroidов (образовавшихся за счет плагиоклазовых и дацитовых порфиритов) и альбит-амфиболовых сланцев. Как и в нижележащей толще, характерны сланцы с blastoporphiroвой структурой, возникшие главным образом за счет туфов среднего состава. Встречаются сланцы с реликтовой диабазовой структурой. В верхней части толщи (230 м) имеются два пластовых тела эпидиабазов (16 м) и гранофировых плагиогранит-порфиров (50 м). В самом верху залегает пачка кварц-хлорит-альбитовых сланцев, переполненных мелкими (0,8—5 мм) обломками микропегматита, плагиоклаза, плагиогранит-порфира, представляющих собой, вероятно, милонитизированные туфы . . . . . до 900 „
4. Сланцы альбит-хлорит-серицитовые, серицитовые, альбит-хлоритовые (внизу); филлиты хлорит-серицитовые и хлорит-альбит-биотитовые (вверху). Толща содержит многочисленные пласты рассланцованных туфов и туфопесчаников, а также пластовые тела эпидиабазов, диабазовых и плагиоклазовых порфиритов и гранофировых плагиогранитов. В основании толщи залегают своеобразные серицитовые порфиroidные сланцы с включениями мелких обломков и глыб до 1 м гранофировых плагиогранит-порфиров и очень редко — кварцитов и альбитофиров. Мощность этих пород достигает 50 м и они представляют собой прекрасный маркирующий горизонт, прослеженный до устья р. Шиджатмаз. По мнению одних исследователей (Кизевальтер, 1960), эти породы представляют собой лавобрекчии, по мнению других (Каденский, 1956; Красивская, 1961б), — конгломераты\*.
- Общая мощность 1600—1700 м.
- Эта толща и рассматривается И. С. Красивской как особая малкинская свита.

Общая мощность хасаутской свиты 3600 м (вместе с пластовыми интрузивными телами).

В составе пород этой свиты наблюдаются заметные фациальные изменения. На правом берегу р. Малка, по рекам Хасаут, Тызыл и Баксан, в верхних толщах появляется большое количество туфов и туфопесчаников, хорошо сохраняющих первичную структуру, местами почти полностью исчезают пластовые интрузивные тела. На р. Баксан свита образует опрокинутое крыло антиклинали. Здесь заметно увеличивается роль первичноосадочных пород. Видимая мощность свиты составляет 2500 м.

Породы хасаутской свиты метаморфизованы в фации зеленокаменных сланцев и филлитов. На общий дислокационно-региональный метаморфизм наложилось контактовое влияние гранитов Малкинского массива, выразившееся во внутренней зоне в образовании инъекционных сланцев, мигматитов и роговиков, а во внешней — в появлении порфиroidов и обильном развитии согласных прожилков кварца.

Развитая в Бечасынской зоне толща досилурийских метаморфических сланцев представляет собой единый в структурном отношении комплекс, достаточно четко подразделяющийся на две части: нижнюю, состоящую из первичноосадочных мелкообломочных и глинистых пород, отвечающую чегемской свите, и верхнюю, в которой наряду с первично-

\* Конгломераты представляют собой внутриформационные осадочные образования. Их цементом является метаморфизованный песчано-глинистый материал. Мощность пачки осадочных пород, содержащих обломки плагиогранит-порфиров, значительно больше. Конгломераты в ней встречаются на различных стратиграфических уровнях. — *Прим. ред.*

осадочными породами широкое развитие приобретают туфогенные и эффузивные породы (хасаутская свита). Ко времени формирования последней приурочены также многочисленные проявления интрузивного магматизма, тесно связанного с вулканизмом. Весь этот комплекс формировался в обширном бассейне в условиях длительного прогибания, лишь в середине накопления хасаутской свиты прерванного кратковременным поднятием с образованием грубообломочных пород и следами размыва. Отложению вышележащей силурийской(?) толщи предшествовало крупное поднятие, сопровождавшееся складкообразованием, метаморфизмом и последующим размывом. Однако и позже, в течение герцинского цикла, продолжалось усложнение структуры и развитие метаморфизма.

Границы распространения описанного комплекса не установлены. Самые северные выходы отмечены по буровым скважинам в районе г. Кисловодска. В области Главного хребта подобные толщи не обнаружены. Ближе всего к чегемской свите стоят породы макерской свиты (истоки р. Большая Лаба), однако сопоставление их требует специального изучения.

Более детальное расчленение досилурийского метаморфического комплекса Бечасынской зоны предложено Ю. Я. Потапенко (1960—1963 гг.). Вместо чегемской и хасаутской свит он выделил две серии под теми же названиями. Хасаутская серия в междуречье Малки и Баксана отвечает по объему хасаутской свите Д. С. Кизевальтера (1960) и подразделяется на ряд свит (табл. 4). К хасаутской серии Ю. Я. Потапенко склонен относить и основную часть метаморфических сланцев р. Кубань, которые Д. С. Кизевальтер полностью включает в состав чегемской серии.

Таблица 4

Северная подзона		Южная подзона			
		реки Чегем—Баксан	р. Тызыл	р. Малка	р. Кубань
Хасаутская серия (P <sub>1</sub> )	Урлешская свита (P <sub>z1</sub> )				
		Чегемская серия		Чегемская серия	
	Шиджатмазская свита	Мораллыккольская свита		Мораллыккольская свита	
	Малкинская свита	Малкинская свита			Кубанская свита
	Муштинская свита		Муштинская свита		

Среди хасаутской серии, по Ю. Я. Потапенко, могут быть выделены два типа разрезов — северный и южный. Выходы северного типа, наблюдаемые только по долине Малки к северу от интрузии малкинских гранитов, перекрыты конгломератами урлешской свиты нижнего палеозоя. В южных выходах хасаутская серия связана постепенным переходом с чегемской серией, которую Ю. Я. Потапенко в отличие от принятой нами точки зрения считает более молодой. Характер нижней границы хасаутской серии не вполне ясен. Возможно, за основание ее следует принимать конгломерат с галькой кварца, встреченный в верховьях Малки близ южного контакта малкинской интрузии гранитов. В разрезе хасаутской серии северного типа выделяются (И. И. Греков,

Ю. Я. Потапенко, В. А. Снежно) три свиты, связанные постепенными переходами (снизу вверх): муштинская, малкинская и шиджатмазская.

В муштинской свите, испытавшей интенсивное контактное воздействие интрузии гранитов, преобладают биотит-кварцевые и биотит-альбит-кварцевые сланцы с подчиненными прослоями амфиболовых сланцев. Все разновидности сланцев образовались при метаморфизме осадочных, преимущественно пелитовых, пород. Мощность свиты достигает 600 м.

Малкинская свита характеризуется сложным сочетанием пород вулканогенного и осадочного происхождения. Свита состоит из шести толщ (снизу вверх): 1) амфиболовых и хлоритовых сланцев, 2) биотит-мусковитовых сланцев, 3) туфоидов и мусковит-кварцевых сланцев, 4) туфоидов и конгломератов, 5) филлитов, 6) филлитов и известняков. Мощность свиты около 1300 м. Впервые малкинская свита была выделена И. С. Красивской (1961а) в несколько ином объеме. По ее данным, эта свита залегает несогласно на подстилающих отложениях, вмещающих мелкие интрузивные тела плагиогранит-порфиров, и начинается базальным конгломератом с галькой плагиогранит-порфиров. Детальное картирование показало, что конгломерат является внутриформационным и тесно связан с вулканогенными отложениями, залегающими ниже по разрезу. В связи с этим нижняя граница опущена до подошвы горизонта амфиболовых и хлоритовых сланцев.

В шиджатмазскую свиту выделена мощная толща зеленокаменных пород, залегающих выше толщи филлитов и известняков, венчающих стратигипический разрез малкинской свиты. Шиджатмазская свита отличается монотонным строением. Слагающие ее средне- и мелкозернистые породы близки к туффитам среднего состава. Отчетливо выражена ритмичная слоистость с постепенным переходом мелкообломочных пород вверх по разрезу в тонкозернистые хлорит-серицитовые сланцы. Мощность свиты около 1000 м.

В разрезах южного типа в верховьях р. Малка в составе хасаутской серии Ю. Я. Потапенко выделяет муштинскую, малкинскую и мораллыккольскую (аналог шиджатмазской) свиты. С верхнемалкинским разрезом сопоставляются метаморфические толщи Баксана (Гижгит, Кестанты), Тызыла и Кубани. В бассейне р. Кубань достаточно уверенно выделяется лишь мораллыккольская свита, а подстилающие ее отложения объединены в кубанскую свиту. Последняя должна соответствовать малкинской и муштинской свитам опорного разреза.

### ЗОНА ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

Относительно небольшие по площади выходы кристаллических сланцев известны в тектонической зоне Передового хребта. Они обнажены в месте наибольшего воздымания зоны, в междуречье Большой и Малой Лабы, и являются тем субстратом, на котором залегают все более молодые заведомо палеозойские отложения.

Кристаллические сланцы имеют мощность около 5 км и представлены перемежающимися пачками слюдяных, гранатово-слюдяных сланцев и амфиболитовых пород. В большинстве случаев это грубозернистые сланцеватые породы, содержащие крупные порфиробласты альбита и граната. По петрографическому составу среди них выделяются две свиты: нижняя свита амфиболитов и верхняя свита слюдяных сланцев и гнейсов. Границы между свитами нерезкие и проводятся условно по преобладанию в составе каждой свиты характерных минеральных ассоциаций.



Нижняя свита обнажена только по р. Малая Лаба, в районе хребта Большие Балканы. Она слагает небольшую куполовидную антиклиналь и служит кровлей интрузий гнейсированных тоналитов уруштенского комплекса. Свита характеризуется широким развитием в ее составе амфиболитов и амфиболовых гнейсов, часто с порфиробластами граната, переслаивающихся с плагиогнейсами. В нижней части свиты преобладают амфиболовые породы, в верхней — плагиогнейсы. Мощность свиты достигает 2000 м. По-видимому, к ней же следует отнести и гранатовые амфиболиты, обнажающиеся по долине Большой Лабы, южнее устья р. Малый Блыб.

Верхняя свита распространена значительно шире. В ее основании залегает выдержанная пачка кварцево-мусковитовых сланцев с обильными крупными порфиробластами граната. Выше следует толща чередования мощных пачек кварцево-мусковитовых и кварцево-мусковит-амфиболовых сланцев. Существенно амфиболовые породы для этой толщи не характерны. Вверх по разрезу степень метаморфизма постепенно убывает, и верхние горизонты свиты сложены альбит-хлорит-эпидотовыми сланцами с прослоями амфиболитов. Г. Д. Афанасьев (1950) предполагает, что верхние горизонты отделены от основной части свиты тектоническим нарушением. Мощность свиты достигает 3000 м.

Для определения возраста кристаллических сланцев Передового хребта пока нет достаточных данных. По петрографическому составу и степени метаморфизма эти сланцы сходны с породами шаукольской толщи чегемской серии, возраст которой безусловно досилурийский, скорее всего протерозойский. Исходя из этого можно было бы предположить, что и кристаллические сланцы Передового хребта также имеют протерозойский возраст. Однако это казалось бы простое и логичное решение пока не полностью подтверждается общегеологическими данными. На хребте Дженту и по р. Малая Лаба кристаллические сланцы Передового хребта перекрываются зеленокаменноизмененными породами, для которых наиболее вероятен девонский возраст. Поэтому характер контакта представляет несомненный интерес для выяснения вопросов стратиграфии древнейших образований Северного Кавказа и, в частности, для выяснения возраста кристаллических сланцев. Этот контакт изучался многими исследователями, но единого мнения о нем до сих пор нет. В настоящее время по этому вопросу существуют две точки зрения.

Согласно первой, высказанной вначале В. Н. Робинсоном (1932а), а затем поддержанной А. Г. Кобилевым (1954), В. А. Мельниковым (1962 г.) и другими, контакт между кристаллическими сланцами и зеленокаменными породами представляет собой скрытое стратиграфическое несогласие. Поэтому обе толщи являются резко разновозрастными: кристаллические сланцы — докембрийскими, а зеленокаменные породы — палеозойскими. В доказательство этого положения А. Г. Кобилев указывает на наличие в основании зеленокаменных пород горизонта метаморфизованных аркозовых песчаников, содержащих обломки полевых шпатов, идентичных полевым шпатам толщи кристаллических сланцев.

Согласно второй точке зрения (Г. М. Ефремов, 1941, 1957 г., Г. Д. Афанасьев, 1950 и др.) контакт является интрузивным, лишь впоследствии нарушенным тектоническими подвижками. Зеленокаменные породы обнаруживают постепенные переходы в кристаллические сланцы и являются, следовательно, близкими по возрасту. Их более слабый метаморфизм объясняется тем, что они практически не испытали контактового воздействия со стороны интрузии гранитов уруштенского комплекса. В последнее время к этой же точке зрения склонился и В. Н. Ро-

бинсон, который вместе с С. С. Кругловым (1962) специально изучал этот контакт.

Пока в свете имеющихся фактов более обоснованной представляется первая точка зрения, согласно которой кристаллические сланцы и зеленокаменные породы являются резко разновозрастными образованиями. Поэтому в дальнейшем изложении кристаллические сланцы Передового хребта рассматриваются как докембрийские образования.

### **ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ДОКЕМБРИЮ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА**

Таким образом, толщи кристаллических и метаморфических пород, которые с известной долей условности можно относить к докембрию, обнажаются во всех трех тектонических зонах: Главного и Передового хребта и в Бечасынской зоне. Несмотря на непосредственное соседство указанных выше тектонических зон, докембрийские породы, развитые в них, существенно отличаются друг от друга. Прежде всего это объясняется тем, что они испытали различный контактовый метаморфизм, связанный с различными по составу и возрасту гранитоидными интрузиями. Весьма характерно, что для каждой зоны намечается преобладание определенного типа интрузий и связанного с ними контактового метаморфизма.

В зоне Главного хребта на породах докембрия сказалось влияние интрузии гранитоидов Главного хребта. Оно сопровождалось интенсивной мигматизацией и калиевым метасоматозом. В зоне Передового хребта породы испытали интенсивное контактовое воздействие и натриевый метасоматоз со стороны гранитоидов уруштенского комплекса и совершенно не подвергались влиянию интрузий Главного хребта. Такая же картина наблюдается и в Бечасынской зоне. Одна часть пород этой зоны (чегемская свита) на обширных площадях подверглась натриевому метасоматозу, что привело к сходству их с кристаллическими сланцами Передового хребта. В другой части зоны породы (хасаутская свита) испытали контактовое воздействие со стороны интрузий северных гранитов (малкинский тип). Влияние последних сказалось на небольшом расстоянии и привело к слабой мигматизации и превращению окружающих пород в роговики.

Если исключить влияние контактового метаморфизма, то развитые в различных зонах породы обнаруживают между собой уже некоторые черты сходства, хотя в общем в Главном хребте они выглядят более метаморфизованными, чем в Бечасынской зоне. Однако и в этом случае надежного сопоставления между выделенными внутри каждой зоны стратиграфическими подразделениями провести не удастся, поскольку даже относительно слабо измененные породы развиты на значительном удалении друг от друга.

Единственным критерием, который в какой-то мере может быть положен в основу сопоставления развитых в различных зонах пород, является характер исходного материала и циклическое строение разрезов, наблюдаемое в каждой зоне. Значительную помощь при сопоставлениях могут сыграть и характерные, но редко встречающиеся горизонты.

Последовательность накопления докембрийских отложений в отдельных зонах представляется в следующем виде (снизу вверх): в зоне Главного хребта осадочно-вулканогенная — терригенная — осадочно-вулканогенная; в зоне Передового хребта осадочно-вулканогенная — терригенная; в Бечасынской зоне терригенная — осадочно-вулканогенная — терригенная.

Изучение регионального метаморфизма, который в какой-то мере может свидетельствовать о последовательности напластования, показы-

вает, что нижняя осадочно-вулканогенная толща метаморфизована в амфиболитовой фации, метаморфизм же верхней осадочно-вулканогенной толщи проявился в фации зеленых сланцев. Таким образом, можно предположить, что хасаутская свита Бечасынской зоны может быть с известной долей условности сопоставлена с лабинской серией. Обе толщи близки между собой по исходному составу пород (первичноосадочно-вулканогенные толщи) и отчасти по степени метаморфизма. Первичновулканогенные породы с реликтами вулканических структур в обоих случаях перекрываются кварцитовыми или мусковит (серицит)-кварцитовыми сланцами. Примерно в средней части толщи Е. А. Снежко (1954 г.) для Главного хребта, а Ю. Я. Потапенко (1964 г.) для Бечасынской зоны отмечают наличие тонких прослоев графитизированных сланцев в ассоциации с хлоритовыми и роговообманковыми породами. Для обеих толщ характерно наличие в нижней части пластов и линз мелкозернистых амфиболитов и амфиболовых сланцев и относительно равномерное распределение по разрезу карбонатных пород.

Возможно, с лабинской серией и хасаутской свитой можно сопоставить и ту пачку хлоритовых сланцев с реликтами вулканических структур и прослоями амфиболовых сланцев, которая отмечается в зоне Передового хребта, на водоразделе рек Блыб и Бескес. Эта пачка венчает разрез кристаллических сланцев Передового хребта и занимает как бы промежуточное положение по степени метаморфизма между кристаллическими сланцами и зеленокаменно-измененными породами среднего палеозоя.

Ниже метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород во всех трех зонах залегают мощные толщи первичноосадочного происхождения. Они имеют приблизительно одинаковую (порядка 2,5 км) мощность и испытали более интенсивный региональный метаморфизм, чем вышележащие толщи метаморфических сланцев. С известной долей условности можно предположить, что макерская свита зоны Главного хребта является аналогом чегемской свиты Бечасынской зоны. По-видимому, одновозрастной с ними следует считать и свиту слюдяных сланцев Передового хребта, первичный материал которой также имел осадочное происхождение.

Самое низкое положение в разрезе кристаллических сланцев Главного хребта занимает буульгенская свита. Каких-либо сходных с ней по составу пород в Бечасынской зоне пока не обнаружено. Возможно, что они пока еще не вскрыты эрозией. В Передовом хребте с буульгенской свитой по первичному составу пород и их современному облику может быть сопоставлена свита амфиболитов. Мощность обеих свит приблизительно одинаковая (около 2 км) и они представляют собой чередование амфиболовых пород со слюдяными плагиогнейсами. Примечательно, что в верхней части буульгенской свиты и в кровле свиты амфиболитов залегает пачка высокоглиноземистых гранат-мусковитовых сланцев.

Сопоставление стратиграфических единиц различных зон дано в табл. 5.

Конечно, эта схема является лишь одним из вариантов возможного сопоставления, но пока, в свете накопленного к настоящему времени материала, она представляется наиболее вероятной.

Если предложенная выше схема справедлива, то общую структуру обнаженной части докембрия Северного Кавказа можно представить себе как огромный антиклинорий. В его ядре располагаются глубоко-метаморфизованные кристаллические сланцы Главного и Передового хребтов и чегемская свита, а крылья сложены метаморфическими сланцами, находящимися на более низкой ступени метаморфических преобразований. Южное крыло сложено метаморфическими сланцами лабин-

Таблица 5

Зона Главного хребта		Зона Передового хребта	Бечасынская зона
Лабинская серия	Лаштракская свита	Хлоритовые сланцы с прослоями амфиболовых	Хасаутская свита
	Дамхурцевская свита Мамхурцевская свита		
Зеленчукская серия	Макерская свита	Свита слюдяных сланцев	Чегемская свита
	Буульгенская свита	Свита амфиболитов	

ской серии, северное — метаморфическими сланцами хасаутской свиты. Общая мощность отложений докембрия на Северном Кавказе будет в таком случае составлять около 8 км.

Но независимо от того или иного сопоставления можно утверждать, что формирование докембрийских пород в обнаженной части Кавказа происходило в геосинклинальных условиях. В докембрии область Северного Кавказа представляла собой типичную эвгеосинклиналь, в которой накапливались огромные по мощности (не менее 8 км) толщи осадочно-вулканогенных пород. Процесс осадконакопления имел вполне определенное направленное развитие, на фоне которого отмечается более мелкая цикличность.

Вулканизм этого времени пока изучен еще чрезвычайно слабо. Основываясь на примере зоны Главного хребта, можно лишь высказать предположение о том, что в течение развития эвгеосинклинали он проявился на двух этапах. В самом начале произошло накопление преимущественно основных пород, а в конце — сложно дифференцированных (основных, средних, кислых). Мощность вулканических пород измеряется в пределах 1—1,5 км. Процесс вулканической деятельности заканчивался накоплением кремнистых и известковистых пород. В докембрии Северного Кавказа пока не установлено и заведомо интрузивных образований. Возможно, к этому возрасту относятся измененные до неузнаваемости некоторые амфиболиты и гранито-гнейсы, довольно широко развитые в зоне Главного хребта. Но и в этом случае можно говорить скорее о гипабиссальном характере этих пород, чем о проявлении настоящего глубинного магматизма. Заведомо гипабиссальными и синхронными хасаутской свите являются плагιοгранит-порфиры и эпидиобазы, обнажающиеся по р. Хасаут и в устье р. Гижгит.

По-видимому, перед отложением кембрия весь этот сложный комплекс осадочных и вулканогенных пород претерпел региональный метаморфизм. Об этом можно судить по наличию в конгломератах урлешской свиты, возраст которой по Ю. Я. Потапенко и Б. В. Тимофееву является кембрийским, гальки уже метаморфизованных пород хасаутской свиты. Да и сама урлешская свита по сравнению с хасаутской представляется менее метаморфизованной, на что было обращено внимание еще А. П. Герасимовым.

Более поздние стадии метаморфизма, в значительной степени обусловившие современный облик пород, происходили уже в палеозое.

Возвращаясь еще раз к вопросу о возрасте кристаллических и метаморфических толщ фундамента Северного Кавказа, необходимо подчеркнуть условность отнесения их к докембрию. Основанием для

этого служат более значительный метаморфизм этих пород по сравнению с заведомо палеозойскими отложениями, несогласное налегание в бассейне р. Хасаут на метаморфических сланцах конгломератов и песчаников урлешской свиты кембрия (?), единичные определения абсолютного возраста.

### ДОКЕМБРИЙ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

В пределах Предкавказья докембрийские образования входят в состав складчатого основания, скрытого под осадочным чехлом, и известны только по скважинам. Косвенные данные — наличие ксенолитов кристаллических пород докембрийского типа в лакколитах Минераловодской группы, аномалии силы тяжести, указывающие на присутствие более плотных пород под Ставропольским поднятием, наличие обнажений древних кристаллических пород, выступающих из-под осадочных отложений юры в непосредственной близости от Предкавказья в верхних течениях Кубани и Малки, — позволили А. Д. Архангельскому (1926, 1932) высказать предположение о наличии рассматриваемых образований в Предкавказье. А. П. Герасимов (1935б) также предполагал достаточно широкое распространение докембрия в пределах Предкавказской равнины, основываясь при этом, кроме приведенных выше фактов, также и на данных бурения скважины, вскрывшей кристаллические сланцы в Кисловодске (А. Н. Огильви, 1937 г.).

В настоящее время многочисленные скважины вскрыли докембрийские кристаллические породы в ряде пунктов Предкавказья на разных глубинах (от 400 до 2400 м и более) под отложениями меловой и режюрской системы. Наибольшее количество таких скважин расположено в Северо-Западном Предкавказье (районы Ростова—Ейска—Куцевской). Кроме того, одиночными скважинами аналогичные породы обнаружены в районе восточнее г. Тихорецка (Незамаевская и Калниболотская скважины), севернее г. Кропоткина (скв. № 2 Кропоткинская), южнее Невинномысска (Ровненские скважины № 1 и 3). А. П. Карпинским (1911) описаны породы докембрия, вскрытые скважиной в г. Таганроге.

Сведения о кристаллических породах Северо-Западного Предкавказья приведены в работах Л. А. Варданянца и А. Я. Дубинского (1959), А. И. Летавина (1960), А. Я. Дубинского и Л. А. Варданянца (1961), М. Ф. Мирчинка и др. (1963), а по району южнее Невинномысска они приводятся в статье Л. А. Варданянца и др. (1963).

Относительно лучше докембрийские породы изучены в районах Ростова, Куцевской и Ейска, в связи с чем удалось увязать между собой приазовскую часть Украинского щита и Ростовский выступ последнего (рис. 5).

Проведенное авторами изучение состава докембрийских образований показало, что среди них по аналогии с Украинским щитом и районом Курской магнитной аномалии могут быть выделены породы архейского и протерозойского возраста.

К породам архейского возраста относятся большая часть гранитов, все гнейсо-граниты, гнейсы и амфиболиты.

Граниты и гнейсо-граниты обнаружены в 16 пунктах и представлены разновидностями как микроклиновыми, так и плагиоклазовыми, причём те и другие большей частью биотитовые. Микроклиновые граниты вскрыты в скважинах № 1 Канеловской и Маргаритовской, а плагиограниты в скважинах № 35, 40, 42 (восточнее Ростова-на-Дону), Канеловских № 1 и 2 и Куцевских № 3 и 6. Гнейсо-границы вскрыты в скважинах Куцевских № 2 и 10, Воронцовских № 1 и 3, скв. № 29 (южнее Ростова-на-Дону).



По внешнему виду это светло-серые, розоватые, плотные породы, иногда значительно вторично измененные: они серицитизированы, эпидотизированы, окварцованы, частично катаклазированы и огнейсованы. Структура их чаще всего гипидиоморфно-зернистая, иногда порфири-видная, катакластическая или цементная. Состав: кислый плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит; акцессорные — апатит, циркон, лейкоксен,

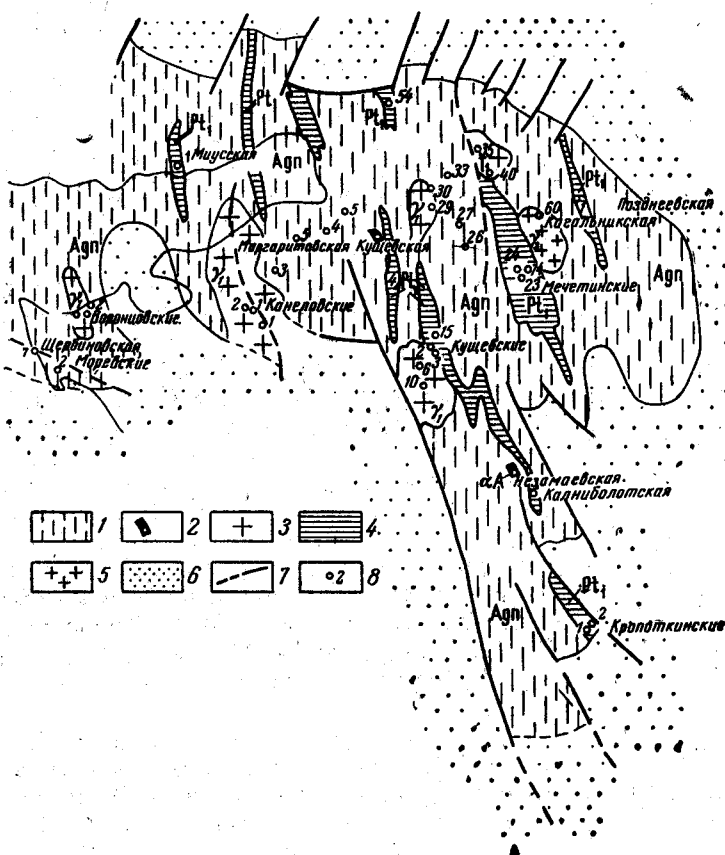


Рис. 5. Схема распространения пород архея и протерозоя в Северо-Западном Предкавказье (по данным бурения). Составили А. Я. Дубинский и Н. А. Маценко

1 — гнейсы архея; 2 — амфиболиты архея; 3 — граниты архея; 4 — сланцы нижнего протерозоя; 5 — граниты протерозоя; 6 — послекарельские складчатые образования; 7 — разрывы; 8 — скважины, вскрывшие породы архея и протерозоя

магнетит; вторичные — серицит, хлорит, мусковит, эпидот. В некоторых гранитах отмечается значительная постумная метасоматическая микроклинизация.

Гнейсы встречены в 21 скважине. Они представлены гранито-гнейсами, плагиогнейсами, биотитовыми, биотит-роговообманковыми гнейсами, микрогнейсами. По внешнему виду это светло-серые, серые, темно-серые, светло-зеленые, зеленые и розоватые, мелко-, средне-крупнозернистые породы, нередко разбитые вторичными трещинками, выполненными кальцитом. Структура их гранобластовая, лепидобластовая, иногда зубчатая и гетеробластовая с явно выраженной сланцеватой текстурой. В гнейсах часто наблюдаются вторичные изменения: оквар-

цевание, серицитизация, эпидотизация, карбонатизация. Состав гнейсов: кислый плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, мусковит; акцессорные — циркон, апатит, магнетит, сфен; вторичные — серицит, хлорит, эпидот, карбонат. Для некоторых разностей характерны явления метаматического замещения плагиоклаза микроклином.

Амфиболиты обнаружены только в двух скважинах: Куцевской № 11 и Незамаевской № 1. По внешнему виду это темная, зеленовато-серая, средне-крупнозернистая порода с гранобластовой структурой. Состав амфиболитов: плагиоклаз (средний андезин), кварц, синевато-зеленая роговая обманка, биотит; акцессорные — апатит, циркон, магнетит; вторичные — эпидот, серицит, вторичный биотит по роговой обманке.

К породам протерозойского возраста относятся микроклиновые граниты из скв. № 60 Кагальникской, а также различные зеленые и серые сланцы. Гранит представлен здесь светлой свежей крупнокристаллической породой, имеющей гранитовую структуру с мирмекитовой структурой плагиоклазов. Состав: плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, мусковит; акцессорные — циркон, апатит, магнетит; вторичные — серицит и хлорит. В породе преобладают плагиоклаз и микроклин. Плагиоклаз свежий, с заметными призматическими очертаниями и с ясными триадными двойниками, что указывает на магматическое происхождение гранита. Возраст его определен калий-аргоновым методом (лаборатория ВСЕГЕИ) в 1390 млн. лет. Это подтверждает протерозойский возраст данного гранита.

Сланцы встречаются в 14 скважинах. Они представлены филлитизированными биотит-хлоритовыми, серицит-хлоритовыми, хлоритовыми (скважины № 23, 24, 74 в районе станицы Мечетинской, № 1 Калниболотская, № 54 севернее Ростова-на-Дону), биотитовыми, биотит-рогово-обманковыми, роговообманковыми (скв. № 78 Александровская в районе южнее с. Маргаритовки, скв. № 1 Позднеевская в районе хутора Веселого на Маныче, скв. № 1 Миусская западнее Таганрога), кварцито-видными слюдяными (скв. № 15 Куцевская), известковистыми сланцами (скв. № 4 Куцевская).

По внешнему виду это зеленые, зеленовато-серые, светло-зеленые, серые, светло-серые, тонкополосчатые сланцеватые породы с шелковистым блеском на поверхностях ясной сланцеватости, иногда с вторичными трещинками, выполненными кальцитом. Структура их гранолепидобластовая, лепидогранобластовая, нематогранобластовая. Состав: кварц, плагиоклаз, роговая обманка, биотит, мусковит, хлорит, гранат; акцессорные — циркон, апатит, рутил, сфен, пирит, магнетит; вторичные — серицит, хлорит, карбонат. Характерной особенностью этих пород является заметное количество в них аутигенного зеленого турмалина, типичного минерала метаморфизованных нижнепротерозойских филлитизированных сланцев Русской платформы. Эта группа пород, по-видимому, имеет нижнепротерозойский возраст.

К отложениям этого же возраста относятся и вскрытые в 1962—1963 гг. в скв. № 2 Кропоткинской листоватые глинистые сланцы светло-серые, местами черные. По определению Л. А. Варданянца, это серицитизированный (филлитизированный), обогащенный графитовым материалом аргиллит с почти параллельным расположением чешуек серицита, неправильными выделениями карбоната, прожилками каолинита с хлоритом, обилием аутигенного почти бесцветного турмалина.

На южной границе Ставропольского поднятия (в 10 км юго-западнее Невинномысска) на Ровенской площади двумя скважинами на глубине около 2300—2400 м вскрыты сланцы, также характерные для нижнего протерозоя (Варданянц и др., 1963). Это сильно дислоцирован-

ные серые и темно-серые, тонкополосчатые и сланцеватые породы, обладающие слабым шелковистым блеском на поверхностях слоистости и сланцеватости, составляющих с осью зерна угол от 10 до 70°. В скв. № 1 сланцы тонкозернистые кварц-каолинит-серицит-углистые, пересеченные дайкой мелкокристаллического порфирита. Состав сланцев: полевой шпат, хлорит; акцессорные — пирит, лейкоксен, апатит и аутигенный буровато-зеленый турмалин. В скв. № 3 вскрыты следующие разновидности (сверху вниз): мелкозернистый кварц-хлорит-серицитовый сланец с остатками граната; слюдисто-магнетитовый сланец, подвергшийся интенсивному раздроблению, развальцеванию, серицитизации и хлоритизации; гранат-хлорит-карбонатный сланец, обогащенный апатитом и магнетитом; кварц-серицит-хлорит-магнетит-гранатовый сланец.

Как показано на рис. 5, для докембрийских пород Северо-Западного Предкавказья отмечаются те же закономерности их распространения и залегания, которые характерны для Украинского щита и района Курской магнитной аномалии. В последних районах основное поле кристаллического фундамента также сложено различными архейскими гнейсами. Среди этого поля отдельные площади, имеющие более округлую форму, заняты архейскими гранитами и гнейсо-гранитами. Данные бурения пока не позволяют оценить относительную роль раннепротерозойских гранитов, столь широко распространенных на Украинском щите, в том числе и в районах его, тяготеющих к Северо-Западному Предкавказью, где пока к протерозою может быть отнесен только гранит, обнаруженный в скв. № 60 Кагальникской.

Распространение нижнепротерозойских сланцев характеризуется узкими вытянутыми телами, имеющими север-северо-западные — юго-восточные простирания. Преобладание северо-западного простирания отмечено, как известно, для Украинского щита и района Курской магнитной аномалии.

Наличие кристаллических пород в пределах горной части Большого Кавказа, а также в Южном Предкавказье (Ровненские скважины) и указанные выше закономерности распространения их в Северо-Западном Предкавказье не оставляют сомнения в том, что и на остальной площади Предкавказья, под складчатыми средне-позднепалеозойскими породами, а местами и непосредственно под мезозоем, залегает достаточно мощная толща кристаллических и метаморфических пород нижнего протерозоя и архея. Для района Ставропольского поднятия этот вопрос рассматривался уже раньше (Варданыц и др., 1963).

## ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

На Северном Кавказе палеозойские отложения имеют довольно широкое распространение. Фаунистически доказано присутствие верхнего силура, среднего и верхнего девона, всех отделов карбона и перми. Кембрийские отложения достоверно на Северном Кавказе не установлены. Условно к ним могут относиться песчаники урлешской свиты, трансгрессивно залегающие на метаморфических сланцах хасаутской серии докембрия. Ордовик на Северном Кавказе не установлен.

По генетическому признаку палеозойские отложения Северного Кавказа разделяются на три естественных стратиграфических комплекса, последовательно сменяющих друг друга во времени.

Нижний комплекс включает отложения кембрия (?), представленные морскими молассами. Второй комплекс, отвечающий среднему палеозою (верхний силур, девон, нижний карбон), представлен осадками

геосинклинального типа и характеризуется мощным развитием вулканических формаций. Третий комплекс отвечает по времени позднему палеозою (средний и поздний карбон, пермь). На большей части территории Северного Кавказа он представлен в нижней части (средний и верхний карбон) угленосной, а в верхней (пермь) красноцветной молассовыми формациями. Его формирование происходило в заключительные этапы развития палеозойской геосинклинали Северного Кавказа. В несколько отличных фациях верхнепалеозойские отложения известны на Южном склоне, где их накопление происходило в условиях продолжающегося геосинклинального погружения.

Взаимоотношения первого и второго комплексов пока не установлены, второй от третьего отделен резко выраженным проявлением орогенной (по терминологии Г. Д. Аджирея) складчатости и глубинным магматизмом.

Породы всех трех комплексов с резким несогласием перекрываются на большей части площади своего развития напластованиями мезозоя.

В пространственном расположении палеозойских пород намечается отчетливая продольная зональность, возникшая в процессе герцинских тектонических движений. Кристаллический фундамент Северного Кавказа был в это время разбит на ряд узких тектонических блоков-пластин, каждая из которых характеризовалась специфическими условиями осадконакопления и магматизма.

С севера на юг в горной части Северного Кавказа выделяются следующие тектонические зоны: Бечасынская, Передового хребта и Главного хребта. В западной части Северного Кавказа, южнее зоны Главного хребта, выделяется, кроме того, зона Южного склона; она распространена в основном на территории Грузинской ССР и на территорию Северного Кавказа заходит лишь своей крайней западной частью. Вместе с кристаллическими и метаморфическими сланцами докембрия палеозойские породы образуют тот фундамент, на котором покоятся более молодые осадки мезозоя и кайнозоя. В структуре этого фундамента зона Передового хребта представляет собой грабен-синклинорий. С севера и юга он ограничен тектоническими разрывами и поднятиями, которые можно рассматривать как горст-антиклинорий. Благодаря такой структуре палеозойские породы наиболее широко и полно представлены лишь в грабен-синклинории Передового хребта, а в горст-антиклинориях они сохранились от предъюрского размыва на очень незначительных площадях. Возможно, что в некоторые периоды они здесь и не отлагались.

В зоне Передового хребта палеозойские отложения образуют полосу длиной до 280 км, протягивающуюся в субширотном направлении от р. Белой до р. Чегем. Ширина этой полосы в западной части составляет около 30 км, а в восточной только 1,5 км. В ее пределах развиты геосинклинальные отложения среднего и молассовые отложения верхнего палеозоя, залегающие непосредственно на кристаллическом фундаменте. Породы более древние, чем средний палеозой, здесь достоверно не установлены.

В зоне Главного хребта палеозой обнажается в области ее погружения: на западе в верховьях рек Белой и Уруштен, на востоке по рекам Фиагдон и Гизельдон. Он представлен здесь осадками верхнего палеозоя, с резким несогласием перекрывающимися более древние (докембрийские) породы. Возможно, к палеозою, более древнему, чем верхний, следует относить мощную толщу метаморфизованных осадочных пород (бушийскую свиту), рассмотренную при описании метаморфических сланцев Главного хребта.

В Бечасынской зоне палеозойские осадки также развиты на ограниченной площади. Достоверно они установлены по среднему течению р. Малка и ее притоку р. Хасаут и представлены отложениями кембрия (?) и верхнего силура.

### НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Отложения нижнего палеозоя на Северном Кавказе в коренном залегании достоверно не установлены. До недавнего времени к кембрию относились метаморфические толщи р. Большая Лаба, вмещающие известняки хребта Дженту, в которых В. Н. Робинсон нашел окаменелости плохой сохранности, определенные А. Г. Володиным как *Archaeocyathus* sp. Однако исследованиями последних лет установлен девонский возраст этих толщ.

Другое указание на наличие нижнепалеозойских отложений мы находим у А. П. Герасимова (1940а). В 1918 г. он совместно с И. Г. Кузнецовым обнаружил в поле развития силурийских отложений среднего течения р. Малка «свободно лежащую» глыбу известняков с фауной кембрия.

Е. В. Лермонтовой отсюда были определены трилобиты: *Solenopleura radugini* Legm., *Koldinia latifrons* Legm., *Angostus fallax* Lings, var. *crassa* Legm., *Actotreta gerassimovi* Legm. и брахиоподы *Nisusia* sp. — формы, характерные для зоны *Paradoxides forghhammeri* среднего кембрия. Однако происхождение глыбы известняков осталось невыясненным, и до последнего времени существовало несколько вариантов трактовки возраста древних толщ р. Малка. А. И. Герасимов (1940в) условно относил к нижнему палеозою мощную толщу песчаников, подстилающих силурийские известняки. Позднее Д. С. Кизевальтер предложил именовать эту толщу урлешской свитой и причислил ее к силуру. По его мнению (1960), глыба кембрийских известняков затянута по разлому из хасаутской свиты. Ю. Я. Потапенко и С. П. Момот (1965), выяснив происхождение глыб кембрийских известняков, пришли к выводу о нижнекембрийском возрасте урлешской свиты. Верхний кембрий, ордовик и нижний силур в Бечасынской зоне отсутствуют. В других районах Северного Кавказа нижнепалеозойские отложения также пока не обнаружены.

### КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

На Северном Кавказе кембрийские отложения достоверно выделяются только в Бечасынской зоне, в среднем течении р. Малка. К кембрию здесь, по данным Ю. Я. Потапенко и С. П. Момота (1965), следует относить мощную толщу песчаников, известную под названием урлешской свиты (Кизевальтер, 1963а). Впервые эта толща была выделена А. П. Герасимовым (1940в). Первое детальное петрографическое описание песчаников выполнено В. А. Гребенниковым и Д. С. Кизевальтером (Муратов, 1948). Л. И. Пазюк (1937) впервые обнаружил кварцевый конгломерат в основании толщи песчаников; позднее этот конгломерат отмечали В. П. Бархатов (1951 г.), Е. А. Снежко (1955 г.), И. С. Красивская (1961б). При геологическом картировании толща изучалась С. М. Седенко (1957 г.) и Ю. Я. Потапенко (1960 г.). В 1963 г. последний провел литологическое изучение толщи.

*Урлешская свита* представлена слоистыми, красноватыми и реже зеленоватыми аркозовыми песчаниками с подчиненными прослоями кирпично-красных алевролитов.



Выходы урлешской свиты прослеживаются полосой по левому и правому склонам долины р. Хасаут. В районе горы Манглай они перекрываются нижнеюрскими отложениями и затем от истоков ручья Уллу-Лахран протягиваются на правый склон долины р. Малка. Крайние восточные выходы свиты известны по р. Гедмыш (правый приток Малки), крайние западные — в верховьях р. Эшкакон. Породы имеют крутое залегание (46—70°) с падением к северо-востоку.

Свита с угловым несогласием и конгломератом в основании налегает на подстилающие метаморфические сланцы хасаутской серии. Трансгрессивное залегание ее наблюдается по правому склону р. Хасаут к западу от устья Мушты. Восточнее Мушты контакт осложнен рядом сбросов северо-восточного простирания, а в долине Малки — надвигом. Однако и здесь в отдельных тектонических блоках установлен базальный конгломерат урлешской свиты (Потапенко, 1963).

Базальный конгломерат мощностью до 5 м состоит из галек кварца (1—15 см, в среднем 5—7 см) и мелкого щебня подстилающих пород хасаутской серии. Помимо галек жильного кварца, составляющих до 95% обломков, установлены: гранофир, гранит-порфир, кварц-гематитовая порода (валуны в нижнем слое конгломерата), микрокварцит, окварцованный аплит, кварцевый порфир, альбитофир, серицитолит и грейзен. Все эти породы имеют массивный облик и в подстилающих урлешскую свиту отложениях неизвестны. Состав галек и ориентировка их указывают на поступление обломочного материала с севера, с территории современного Предкавказья.

Выше залегает мощная толща песчаников. Песчаники по составу аркозовые средне- и мелкозернистые. Слоистость по всей толще параллельного типа, мощность пластов в среднем 0,1—0,2 м, реже 0,4—1 м. Массивные пласты сложены крупнозернистыми песчаниками и неравномерно обогащены гравийным материалом. Песчаники содержат тонкие (1—3 см) прослойки красно-бурых алевролитов. Кровля алевролитовых прослоев обычно неровная со следами незначительного перемыва, книзу они постепенно, но быстро переходят в песчаники. В средней части толщи намечаются ритмы мощностью 15—75 м, основание которых сложено массивными и крупнослоистыми песчаниками, а верхняя часть переслаивающимися среднеслоистыми песчаниками и алевролитами. В верхней части наиболее полного разреза свиты, наблюдаемого к востоку от р. Урлеш, возрастает роль алевролитов.

Общая мощность урлешской свиты около 1500 м.

Аркозовые песчаники состоят из кварца (30—75%) и альбита № 4—8 (25—50%). Альбит обычно полисинтетически сдвойникован. Характерно отсутствие калиевого полевого шпата. Зерна слабо окатаны или угловаты, часто заметно катаклазированы. Отдельные прослои в свите представлены кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, иногда с известковистым цементом.

Алевролиты по минеральному составу аналогичны песчаникам. Характерно отсутствие сортировки обломочного материала, в котором преобладают кварц, альбит и мусковит.

По парагенезу пород урлешскую свиту следует относить к красноцветным молассовым формациям, характерным для заключительных этапов развития геосинклинальных областей. Породы свиты, образовавшиеся за счет разрушения древних плагиигранитов, накапливались в компенсированном прогибе.

В вопросе о возрасте урлешской свиты первостепенное значение имеет характер взаимоотношений ее с обнажающейся севернее лахранской свитой верхнего силура. А. П. Герасимов (1940в) считал контакт между указанными свитами тектоническим. Позднее Д. С. Кизевальтер

(1963а) указал на наличие постепенного перехода между лахранской и урлешской свитами (ручей Урлеш) и высказал мнение о силурийском возрасте последней. По данным Ю. Я. Потапенко (1963), контакт урлешской и лахранской свит к западу от Малки, в том числе и в районе ручья Урлеш, имеет тектонический характер. Только на правобережье Малки известняки силура без видимого углового несогласия налегают на песчаники урлешской свиты. Здесь в нижней части толщи силурийских отложений Ю. Я. Потапенко и С. П. Момот (1965) обнаружили горизонт внутрiformационных конгломератов, содержащих глыбы известняков с обильными остатками кембрийских трилобитов. Одну из этих глыб в переотложенном состоянии и наблюдал в свое время А. П. Герасимов. Совместно с известняками в конгломератах присутствуют гальки и глыбы песчаников. Эти песчаники аналогичны по составу песчаникам урлешской свиты и совершенно чужды более древним свитам р. Малка, сложенным метаморфизованными вулканогенными и глинистыми осадками геосинклинального типа. Приведенные данные позволяют считать, что известняки среднего кембрия венчали разрез урлешской свиты.

Набор форм кембрийских трилобитов из коллекции Ю. Я. Потапенко и С. П. Момота дополняет сборы А. П. Герасимова (1940в) и, по заключению Н. Е. Чернышевой, характерен для верхов среднего кембрия (верхняя часть майского яруса). Определены следующие формы: *Homagnostus* aff. *pater* (H. et Wgard.), *Koldiniella* aff. *latifrons* Lerm., *Orloviella caucasica* N. Tschern. sp. nov., *Orloviella* (?) *trapezoidalis* N. Tschern. sp. nov., *Solenopleura raduginiformis* N. Tschern. sp. nov., *Rina longa* N. Tschern. sp. nov., *Bonneterrina* (?) *convexa* N. Tschern. sp. nov. По заключению Н. Е. Чернышевой, кавказский комплекс трилобитов наиболее близок салаирскому, что свидетельствует о несомненном сообщении кавказского морского бассейна с сибирским в конце среднекембрийской эпохи.

В пользу нижнепалеозойского возраста урлешской свиты свидетельствуют также данные спорово-пыльцевого анализа. В алевролитах этой свиты Б. В. Тимофеевым (1962) обнаружены: синезеленая водоросль *Gleocapsamorpha* cf. *prisca*, встречающаяся в синийских и раннекембрийских отложениях Восточной Сибири и в ордовикских сланцах Эстонии, а также микроскопические водоросли из родов *Monotrematum* и *Trematosphaeridium*, широко распространенные в кембрийских отложениях Евразии. Из сборов Ю. Я. Потапенко он определил *Protolophosphaeridium* sp. и *Turuchanica* sp. По мнению Б. В. Тимофеева, первая форма свидетельствует о доордовикском возрасте вмещающих пород. Таким образом, на современном этапе изученности более обоснованным является нижнепалеозойский, точнее кембрийский, возраст урлешской свиты; по-видимому, фиксируется длительный перерыв на границе докембрия и кембрия, отчетливо выраженный во многих районах земного шара.

На территории Кавказа неизвестны отложения, которые можно было бы коррелировать с урлешской свитой р. Малка. Литолого-петрографические сопоставления показывают большое сходство ее с терригенными формациями кембрия Сибири (Иркутский амфитеатр, Енисейский кряж) и венденского комплекса (нижний кембрий или рифей) европейской части СССР. Интересно отметить, что аналогия с кембрием Сибири еще явственнее проявляется по фауне, определенной из глыб известняков р. Четет-Лахран.

Урлешская свита, как и кембрийские отложения многих районов земного шара, отвечает определенному этапу цикла осадконакопления, соответствующему фазе орогенеза и денудации в области размыва.

Цикл осадконакопления, видимо, завершился карбонатными породами среднего кембрия. Вслед за этим наступил длительный перерыв в осадконакоплении, отвечающий по времени верхнему кембрию, ордовику и нижнему силуру.

### СРЕДНИЙ ПАЛЕЗОЙ

Отложения среднего палеозоя пользуются на Северном Кавказе довольно широким распространением. Они установлены в зоне Передового хребта, в Бечасынской зоне и участвуют в строении складчатого фундамента Предкавказья. Наиболее древние слои среднего палеозоя известны в Бечасынской зоне. Они представлены известняками и филлитами верхнего силура, залегающими, по данным Ю. Я. Потапенко (1965 г.), со стратиграфическим перерывом на песчаниках кембрия. Можно предполагать постепенный переход от силура к девону, исходя из литологического сходства верхних горизонтов силурийских отложений Бечасынской зоны и нижних горизонтов девона Передового хребта.

В зоне Передового хребта к среднему палеозою (девон, нижний карбон) отнесены сложные по составу и строению толщи геосинклинальных осадочных и вулканогенных пород, с резким несогласием перекрытые отложениями среднего карбона. Фаунистическая охарактеризованность досреднекарбонных отложений недостаточна и поэтому многие вопросы стратиграфии и тектоники остаются пока еще не совсем ясными.

До пятидесятих годов общепринятой стратиграфической схемой досреднекарбонных образований зоны Передового хребта была схема, предложенная В. Н. Робинсоном (1946). Он предлагал различать нижний палеозой, девон и нижний карбон.

Девонские отложения подразделялись В. Н. Робинсоном на четыре литологические свиты: первую — вулканогенную, вторую — грубообломочную, третью — карбонатную и четвертую — мелкообломочную. Палеонтологически были охарактеризованы только верхние слои карбонатной свиты, содержащие фауну верхнего девона. Две нижние свиты были отнесены к девонской системе условно. Непосредственных соотношений между девонскими и нижнепалеозойскими отложениями В. Н. Робинсоном не наблюдалось. Среди нижнего карбона В. Н. Робинсон предлагал выделять три серии: нижнюю, отвечающую турнейскому ярусу, среднюю — визейскому и верхнюю (карачаевскую), соответствующую намюрскому ярусу.

К нижней серии нижнего карбона, являющейся непосредственным продолжением девонских отложений и тесно связанной с ними пространственно и генетически, были отнесены известняки р. Гидам, содержащие микрофауну этренского возраста, и вышележащая толща глинистых и хлорит-серцитовых сланцев с пластовыми телами порфиритов и габбро-диабазов.

Средняя серия нижнего карбона была выделена только в восточной оконечности Передового хребта, в районе месторождения Тырнауз. В ней различались две литологические свиты — тырнаузская и центральная. Возраст центральной свиты датировался как визейский, исходя из аналогии ее строения с фаунистически охарактеризованными отложениями, обнажающимися в зоне Главного хребта, в верховьях Малой Лабы и Уруштена. Возраст тырнаузской свиты намечался в пределах конец визейского и начало намюрского века.

Верхняя (карачаевская) серия, выделенная как самостоятельная стратиграфическая единица Г. П. Агалиным (1929), также развита в восточной части Передового хребта. Она представляет собой непре-

рынную толщу отложений, состоящую из четырех свит (Робинсон, 1946). Первая сложена глинистыми сланцами, вторая — порфиритами, третья — глинистыми сланцами и песчаниками, четвертая — глыбовыми конгломератами. Стратиграфические соотношения карачаевской серии с нижележащими толщами В. Н. Робинсоном не наблюдались. Возраст серии определялся: наличием в кремнистых сланцах третьей свиты радиолярий, определенных А. В. Хабаковым (1932) как *Staurostylus caucasicus* Chab., *Lithapium* sp.; присутствием в глыбовых конгломератах валунов известняков с фауной верхнего девона; отличием по степени метаморфизма пород карачаевской серии от других отложений среднего палеозоя. В вулканогенных породах карачаевской серии хорошо сохранилась шаровая и подушечная отдельность, в то время как вулканогенные породы девона и нижнего палеозоя выглядят всегда рассланцованными.

Начиная с пятидесятих годов на Северном Кавказе в области развития палеозоя были проведены широкие исследования коллективом геологов Северо-Кавказского геологического управления, Московского государственного университета и других организаций. Результаты этих работ позволили существенно уточнить предложенную В. Н. Робинсоном схему стратиграфии.

Работами Д. С. Кизевальтера (1959, 1963) было установлено, что средняя серия нижнего карбона В. Н. Робинсона представлена разновозрастными элементами. В ней присутствуют, с одной стороны, породы карачаевской серии (большая часть тырныаузской свиты), а с другой — нерасчлененные отложения среднего и верхнего девона, которые Д. С. Кизевальтер предложил именовать суарыкской свитой.

Многочисленными сборами микрофауны (Д. С. Кизевальтер, 1959 г., 1963а; Кропачев, 1962; А. Д. Миклухо-Маклай и др., 1962) был доказан верхнефаменский возраст карбонатной свиты и гидамских известняков, которые В. Н. Робинсон считал разновозрастными образованиями и относил первые к франскому ярусу, а вторые — к этренским слоям.

Но особенно существенные изменения коснулись нижнего палеозоя. В тех же известняках хребта Дженту, где в свое время были обнаружены археоциаты, В. А. Мельниковым (1962 г.) были собраны среднепалеозойские строматопоры, представленные, по определению В. И. Яворского, *Clathrodictyon* sp. На продолжении этих известняков на горе Маркопидж В. В. Пермяковым и Ю. Д. Бочковым (1953 г.) найдены многочисленные остатки остракод, среди которых С. В. Горакком (1962 г.) были определены *Leperditia* sp., *Entomis* sp., *Cypridina* sp., свидетельствующие, по его мнению, о возрасте вмещающих пород не древнее силура. Тем самым был поставлен вопрос о принадлежности известняков хребта Дженту к среднему палеозою и об одновозрастности этих метаморфических толщ и развитых к востоку фаунистически охарактеризованных отложений девона. В связи с этим было предпринято повторное определение археоциат, но однозначных результатов оно не дало. А. Г. Вологдин подтвердил свое первоначальное заключение (Ажгирей, 1962; Круглов и Робинсон, 1962), а по определению А. Ю. Розанова (Кизевальтер, 1963б), археоциаты представляют собой неорганические образования или по крайней мере неопределимые органические остатки. Что же касается строматопор и сирингопор, то они также не являются надежными критериями, так как, хотя и распространены в основном в среднем палеозое, но не исключают, однако, и ордовикский возраст.

В 1963 г. в тех же известняках хребта Дженту В. Ф. Поветкинским были обнаружены плохо сохранившиеся остатки ортоцератид (опреде-



ления И. П. Батусовой), свидетельствующие о более молодом, чем кембрий, возрасте известняков.

Противоречивость и недостаточность фаунистических данных отчасти искупается во многих районах достаточно хорошей обнаженностью и возможностью путем детального картирования проследить отдельные горизонты и тем самым сопоставить фаунистически охарактеризованные разрезы девона с отложениями спорного возраста. Результаты исследований последних лет (Кизевальтер, 1963б; Снежко и Греков, 1962) в общем подтвердили точку зрения В. А. Мельникова и В. В. Пермякова об одновозрастности отложений, выделявшихся как средний и нижний палеозой. Они показали, что в отложениях среднего и нижнего палеозоя развиты одни и те же литологические горизонты, занимающие одинаковое положение в разрезе. Незначительные отклонения в их составе и строении следует рассматривать как результат фациальных изменений.

Новые данные, полученные в процессе работ последних лет, позволили ряду исследователей (Кропачев, 1962; Мельников, 1962 г.) предложить свои схемы расчленения среднепалеозойских отложений. В них отрицается наличие в Передовом хребте отложений нижнего палеозоя и последние отождествляются с породами девонского и нижнекаменноугольного возраста. Они разработаны только применительно к западной части Передового хребта и не рассматривают средний палеозой в целом.

Первая попытка разработки новой схемы стратиграфии среднепалеозойских отложений для области Передового хребта с учетом новых данных была предпринята Д. С. Кизевальтером (1963а). Сопоставление ее со стратиграфическими схемами других авторов приведено в табл. 6. За исключением нижнего палеозоя, наличие которого Д. С. Кизевальтер отрицает, в его схеме выделены по существу те же литологические свиты, что и в схеме В. Н. Робинсона, но в отличие от последней им приданы географические наименования и несколько уточнен возраст. Д. С. Кизевальтер, так же как и В. Н. Робинсон, относит карачаевскую серию к нижнему карбону и считает ее эталоном разреза нижнекаменноугольных отложений Северного Кавказа.

В последнее время рядом исследователей получены новые данные, позволяющие пересмотреть вопрос о нижнекарбонном возрасте карачаевской серии и отнести ее к среднему и частично верхнему девону. Основанием для этого послужили:

1) наличие в пачке карбонатных песчаников с известняками, венчающих разрез карачаевской серии, фораминифер, характерных для верхнего девона (А. Д. Миклухо-Маклай, Е. А. Снежко, И. И. Греков, 1965 г.). Этот факт уже сам по себе исключает более молодой, чем поздний девон, возраст карачаевской серии;

2) присутствие почти по всему разрезу карачаевской серии крупных глыб и обломков известняков, содержащих фауну среднего девона и франского яруса (Робинсон, 1947 г.; Лунев, 1957 г.; Круть, 1963). И. В. Круть считает, что крупные глыбы и линзы известняков являются биогермами, но даже если поставить под сомнение синхронность образования известняков и вмещающих их пород, то и в таком случае возраст карачаевской серии может быть только девонским.

В связи с данными, полученными за последнее время, возникла необходимость пересмотра существующих схем стратиграфии среднепалеозойских отложений. Предложенная новая схема и принята в настоящем томе. Принципиальным ее отличием от ранее предложенных является признание моноциклического строения среднепалеозойских отложений Северного Кавказа, в противоположность ранее существовавшим представлениям об их полициклическом строении.



Сопоставления стратиграфических схем досред

По В. Н. Робинсову (1947 г.)					По В. А. Мельникову (1962 г.)			По С. М. Кропачеву (1962 г.)					
Система	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Система	Отдел	Свита	Система	Отдел	Ярус	Свита		
Карбон	Нижний	Намюр	Верхняя (каратаевская)	Глыбовые конгломераты	Карбон	Нижний	Терригенная	Карбон	Нижний	Турне	Тебердинская Кыркольская		
				Глинистые сланцы и туфопесчаники									
				Порфиритовая									
				Глинистые сланцы									
				Тырныаузская									
				Центральная									
				Гидамские известняки, глинистые сланцы									
				Четвертая—мелкообломочная									
				Третья—карбонатная									
				Вторая—грубообломочная									
Девон	Верхний			Четвертая—мелкообломочная	Девон		Терригенная	Девон	Верхний	Фамен	Агурская		
				Третья—карбонатная							D <sub>3</sub>	Карбонатная	Пастуховская
				Вторая—грубообломочная							D <sub>1-2</sub>	Вулканогенная	Семиродниковская
				Первая—вулканогенная							S <sub>2</sub>	Филлитов	Сосновская
Девон	Средний			Вторая—грубообломочная	Девон		Терригенная	Девон	Средний—верхний		Андрюкская		
				Первая—вулканогенная							S <sub>2</sub>	Филлитов	
Девон	Нижний и средний			Первая—вулканогенная	Девон		Терригенная	Девон	Средний—верхний		Андрюкская		
				Вторая—грубообломочная							D <sub>1-2</sub>	Вулканогенная	
Кембрий и ордовик				M <sub>3</sub> —сланцевая	Девон	Нижний	Терригенная	Девон	Нижний	Турне	Чиликская		
				M <sub>2</sub> —известняковая							Верхний	Карбонатная	Ацгаринская
				M <sub>1</sub> —сланцевая							Нижний—средний	Вулканогенная	Кыркольская
Кембрий и ордовик				M <sub>3</sub> —сланцевая	Девон	Нижний	Терригенная	Девон	Средний—верхний		Семиродниковская		
				M <sub>2</sub> —известняковая							Верхний	Карбонатная	Сосновская
Кембрий и ордовик				M <sub>2</sub> —известняковая	Девон	Нижний	Терригенная	Девон	Средний—верхний		Сосновская		
				M <sub>1</sub> —сланцевая							Нижний—средний	Вулканогенная	

По Д. С. Кизевальтеру (1963 г.)				По Е. А. Снежко (1964 г.)						
Система	Отдел	Ярус	Свита	Система	Отдел	Ярус	Свита			
Карбон	Нижний	Турне—намюр	Картджюртская	Девон	Верхний	Фаменский	Пастуховская			
			Чемарткольская				Средний и верхний	Живетский и франский	Картджюртская	
			Артыкчатская				Средний		Бахмуткинская	
Карбон	Нижний	Турне	Разновозрастные элементы (верхний девон—нижний карбон)	Карбон	Нижний	Турне	Культюбинская (без гидамских известняков)			
			Разновозрастные элементы (девон—нижний карбон)							
Девон	Верхний	Фамен	Пастуховская	Девон	Верхний	Фамен—згрень	Пастуховская			
			Средний—верхний				Урупская серия	Семиродниковская	Средний Верхний	Картджюртская
			Нижний—средний					Даутская	Средний	Кызылкольская
Карбон	Нижний	Турне—визе (?)	Чиликская	Карбон	Нижний	Турне—визе (?)	Ацгаринская толща (метаморфизованный аналог культюбинской свиты)			
			Ацгаринская							
Девон	Верхний и нижний	Фамен—турне	Джентинская (аналог пастуховской и частично марухской)	Девон	Верхний		Пастуховская			
			Урупская серия				Средний—верхний	Картджюртская		
							Кызылкольская			

В зоне Передового хребта отложения среднего палеозоя представлены мощной (до 6,5 км) толщей пород, разделяющейся на три естественных литологических комплекса, отвечающих определенным этапам развития палеозойской геосинклинали Северного Кавказа: нижний — сланцевый, средний — вулканогенный и верхний — карбонатно-терригенный.

Нижний сланцевый комплекс, представленный аспидной формацией мощностью до 1500 м, выделяется всеми исследователями как самостоятельная свита, которую Д. С. Кизевальтер (1963б) предложил именовать андюкской, а Е. А. Снежко (1961 г.) бахмуткинской. Фаунистически возраст этой свиты доказан не был, условно ее относили к нижнему — среднему девону. В последнее время возраст свиты как девонский был обоснован фаунистически Г. Д. Афанасьевым (1963 г.) и В. А. Снежко (1964 г.), а поскольку стратотипический разрез ее с наличием фауны и четкими стратиграфическими контактами с вышележащим вулканогенным комплексом обнажен по Бахмутке и Косой (притоки р. Уруп) и по р. Уруп, на участке между устьями указанных рек, свиту целесообразно именовать бахмуткинской. Условно к ней следует относить и песчано-сланцевую свиту (артыкчатскую, по Д. С. Кизевальтеру) карачаевской серии, которая ранее относилась к нижнему карбону. Ее взаимоотношения с окружающими породами не выяснены, но наличие в ней биогермов с фауной среднего девона (Круть, 1963) позволяет считать ее одновозрастной с бахмуткинской свитой.

Вулканогенный комплекс (мощностью до 4 км) в нижней части представлен преимущественно эффузивными образованиями, а в верхней вулканогенно-обломочными и терригенными породами. Породы этого комплекса подверглись довольно значительному дислокационному метаморфизму. Интенсивность метаморфических преобразований по площади проявилась в различной степени, в связи с этим среди вулканогенного комплекса можно выделять две серии, различающиеся по степени метаморфизма.

Первая серия, известная под наименованием карачаевской, представлена относительно слабо измененными породами, довольно отчетливо сохранившими первоначальные текстурно-структурные особенности. Большинство исследователей она отнесена к нижнему карбону. Находки фауны, как в ней самой, так и в подстилающих и перекрывающих породах (И. В. Круть, И. И. Греков, Е. А. Снежко), позволяют считать ее девонской. Более того, поскольку эта формация охарактеризована фаунистически, она должна быть принята в настоящее время за стратотип разреза девонского вулканогенного комплекса. По литологическому составу формация расчленяется на две свиты. Нижняя свита сложена в основном эффузивами, ее наиболее полный разрез обнажен в районе Худесского (Кызылкольского) медноколчеданного месторождения. Поэтому Е. А. Снежко предложил именовать ее кызылкольской. Она соответствует большей части порфиритовой свиты В. Н. Робинсона и нижней части чемарткольской свиты Д. С. Кизевальтера. Верхняя свита представлена туфогенными и в меньшей степени терригенными породами. Ее наиболее полный разрез обнажен в районе пос. Картджурт, поэтому она может быть названа картджуртской. В стратиграфической схеме Д. С. Кизевальтера картджуртской свите соответствует верхняя часть чемарткольской и полностью его картджуртская свита.

Возраст картджуртской свиты на основании наличия в глыбах известняков фауны живетского и франского ярусов и согласного залегания выше нее отложений франского яруса должен быть не древнее среднего девона. Возраст кызылкольской свиты также среднедевон-

ский, поскольку она подстилается фаунистически охарактеризованной аспидной формацией среднего девона.

Вторая серия вулканогенного комплекса сложена более интенсивно измененными и рассланцованными породами. Возраст ее фаунистически не обоснован. Условно, на основании согласного залегания с подстилающими и перекрывающими породами, содержащими фауну девона, она также может считаться девонской. По Е. А. Снежко (1962 г., 1963а), Д. С. Кизевальтеру (1963а), С. М. Кропачеву (1962), эта серия может быть расчленена на две свиты, отвечающие последовательным этапам развития вулканического процесса: нижнюю — эффузивную и верхнюю — туфогенно-осадочную. Поскольку верхняя свита по составу и строению часто даже в деталях сходна с картджуртской, есть основание считать обе свиты разновозрастными образованиями. Эффузивную свиту в таком случае можно рассматривать как более метаморфизованный аналог кызылкольской свиты. Несмотря на то что в настоящее время есть все основания считать обе вулканогенные серии разновозрастными, значительное различие их в степени метаморфизма и обособленное пространственное положение позволяют присвоить им собственные географические наименования. Первую, сложенную слабо измененными породами, часто с подушечной отдельностью, целесообразно именовать карачаевской, вторую, по месту ее наиболее полного развития, урупской.

Верхний, карбонатно-терригенный комплекс в своей нижней части относится еще к девонской системе, а в верхней — содержит микрофауну турнейского яруса. Границу между верхним девоном и нижним карбоном целесообразно проводить по смене карбонатных фаций, содержащих в верхней части микро- и макрофауну верхнего фамена и этренских слоев, мелкообломочными терригенными отложениями, среди которых карбонатные породы в большинстве случаев играют резко подчиненную роль. Эта граница четко выражена в разрезах и хорошо прослеживается на местности. На некоторых участках к ней приурочен маркирующий горизонт кварцевых конгломератов с галькой верхнефаменских известняков. Нижнюю часть комплекса с преобладанием карбонатных пород, отвечающую карбонатной свите В. Н. Робинсона, Д. С. Кизевальтер предложил именовать пастуховской свитой. Предлагаемое С. М. Кропачевым деление этой части комплекса на две самостоятельные свиты (нижнюю — пастуховскую и верхнюю — агурскую) нецелесообразно ввиду их значительной фациальной изменчивости и невозможности проведения границ между ними на больших площадях. Их следует рассматривать только как литологические толщи, развисяющиеся в отдельных фациальных зонах.

Верхней части комплекса ( $C_1$ ), соответствующей по схеме В. Н. Робинсона четвертой мелкообломочной свите девона и нижней серии нижнего карбона без гидамских известняков, целесообразно присвоить наименование кольтюбинской свиты и стратотипом считать разрезы, обнажающиеся в истоках р. Куль-тубе (ручьи Кыр-кол, Корулы-кая) и по р. Маруха, выше ее коленообразного изгиба. Выделяемые С. М. Кропачевым (1962) среди этой части комплекса кыркольскую и тебердинскую свиты следует рассматривать как местные стратиграфические подразделения, применимые для отдельных фациальных зон. Это же относится и к марухской свите Д. С. Кизевальтера, которая, даже по его представлениям, распространена только в бассейнах Большого Зеленчука и Марухи. По стратиграфическому положению, а именно: по залеганию выше этренских известняков, в состав кольтюбинской свиты следует включить и толщу пород, выделенных Д. С. Кизевальтером в качестве кенделярской свиты.

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения на Северном Кавказе достоверно известны лишь в одном районе — по среднему течению р. Малка. Присутствие силура на Кавказе впервые установлено А. П. Герасимовым (1916а), обнаружившим богатую фауну самых верхних горизонтов силура в известняках, залегающих в толще глинистых пород. В 1940 г. эти отложения изучались В. А. Гребенниковым и Д. С. Кизевальтером (Мура-тов, 1948) и затем В. Н. Робинсоном (1947 г.). Позднее (с 1957 г.) полоса силурийских пород изучалась при геологическом картировании (Ю. Я. Потапенко, С. М. Седенко и др.). Д. С. Кизевальтер (1963) выделил верхнесилурийские отложения р. Малка в лахранскую свиту.

*Лахранская свита* развита по левобережью р. Хасаут к востоку от ручья Урлеш, по долинам рек Уллу-Лахран и Четг-Лахран, а также в верховьях р. Гедмышх. Она представляет собой толщу филлитовых сланцев, в нижней части которой залегает мощная пачка известняков. Вследствие больших различий в механических свойствах глинистые сланцы обычно отделены от песчаников урлешской свиты и от известняков межслоевыми разрывами. Согласно залегание известняково-сланцевой толщи на породах урлешской свиты можно видеть лишь местами по левым притокам р. Хасаут (реки Урлеш, Шиджатмаз) и на южном склоне г. Манглай\*. Здесь наблюдается постепенный переход и граница проводится по исчезновению пачек песчаников и смене их песчанистыми сланцами. На породах лахранской свиты с размывом залегают нижнеюрские отложения, а с северо-востока они ограничены Малкинским массивом гипербазитов.

Преобладающими породами свиты являются серовато-зеленые листоватые серицито-хлоритовые филлитовые сланцы, темно-серые аргиллитовые сланцы и кристаллические известняки серого, реже розовато-серого цвета. Среди известняков характерны перекристаллизованные органогенные разности, состоящие из остатков брахиопод, криноидей, ортоцератид и водорослей. Встречаются также пелитоморфные и доломитизированные известняки, глинистые и известняковые сланцы. Филлитовые сланцы развились за счет аргиллитовых и частично за счет алевролитовых сланцев. В последних по балке Шиджатмаз были встречены неопределимые растительные остатки (Герасимов, 1940а). Присутствие морской фауны и характер слоистости этих отложений доказывает их морское происхождение.

Наиболее полный разрез лахранской свиты имеется в долине р. Уллу-Лахран. На правом склоне выше песчаников урлешской свиты без видимого углового несогласия лежат:

1. Известково-глинистые, серицито-хлоритовые и песчанистые сланцы около 100 м
2. Выше, отделяясь тектоническим контактом, выступает толща известняков, состоящая из пачек слоистых и массивных известняков (по 10—35 м) и пачек известково-глинистых сланцев (по 5—6 м), вверху более частых. В долине р. Уллу-Лахран в известняках имеется обильная фауна кораллов, брахиопод, криноидей, ортоцератид, трилобитов и др. 160—180 м
3. Темно-серые и зеленовато-серые аргиллитовые и филлитовые сланцы, внизу имеются известково-глинистые сланцы, вверху — прослой плагноклазово-кварцевых песчаников. Толща плохо обнажена и сильно перемята, в связи с чем ее видимая мощность может быть лишь приблизительно определена в 600—800 м.

Верхняя часть разреза срезана по разрыву массивом гипербазитов. Общая видимая мощность лахранской свиты 800—1100 м.

\* По новейшим исследованиям Ю. Я. Потапенко, контакт между урлешской и лахранской свитами в этих местах тектонический. — *Прим. ред.*



Полные списки фауны из известняков этой свиты опубликованы А. П. Герасимовым (1916а—г, 1947а) и М. Э. Янишевским (1917). Здесь характерны из брахиопод *Leptaena comitans* Вагг., *Spirifer superstes* Вагг., *Pentamerus linguifer* Sow., *Atrypa canaliculata* Вагг.; из пелеципод *Cardiola interrupta* Sow., *Linulicardium carolinum* Вагг., *L. detersum* Вагг.; из гастропод *Hercynella bohémica*(?) Вагг., *H. radians* Вагг.; из ортоцератид *Orthoceras annulatum* Sow., *O. originale* Вагг., *O. pleurototomum* Вагг.; из трилобитов *Cheirurus quenstedti* Вагг., *Phocops* aff. *bronni* Вагг. и многие другие. В останце известняков, надвинутых на толщу песчаников на р. Черет-Лахраң, Г. Р. Егером описаны многочисленные пелециподы из родов *Linulicardium*, *Silurina*, *Vlasta*, *Slava*, *Panenka* и др. Из ортоцератид здесь встречен только *Orthoceras grewingki* Вагг.

Эта фауна характерна для верхних частей цефалоподового известняка Чехии (горизонт Е<sub>2</sub> Барранда) и указывает на лудловский ярус. *Spirifer superstes* Вагг., *Hercynella bohémica*(?) Вагг., встречающиеся здесь, известны из более верхних горизонтов, относимых к нижнему девону. Это может указывать на переходный характер всей фауны. Тогда перекрывающая известняки верхняя толща сланцев может, хотя бы в верхней части, оказаться нижнедевонской. Аналогичные представления высказывались ранее А. П. Герасимовым (1940в). В связи с этим уместно заметить, что предположение В. А. Мельникова (1959) о силурийском возрасте нижней сланцевой свиты на реках Большая Лаба, Уруп и Андрюк отпадает в свете новых данных о более молодом возрасте эффузивно-осадочного комплекса девонских отложений (Кизевальтер, 1963а) и обнаружения Г. Д. Афанасьевым (1963) девонской фауны на р. Уруп.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Фаунистически охарактеризованный девон известен только в зоне Передового хребта. Здесь девонские отложения слагают обширные площади и достигают большой мощности. Установлены средний и верхний отделы, представленные образованиями эвгеосинклинального типа. Нижний отдел пока неизвестен, возможно, он отвечает перерыву в осадконакоплении, существовавшему на границе каледонского и герцинского этапов тектогенеза. По литологическим и отчасти фаунистическим данным девонская система в зоне Передового хребта расчленяется на ряд местных стратиграфических единиц — свит: бахмуткинскую, кызыл-кольскую, картджуртскую и пастуховскую. Первые две свиты отвечают по возрасту среднему девону, третья — среднему девону и франскому ярусу, четвертая — фаменскому ярусу и этренским слоям. Рассмотрение этренских слоев при описании девонской системы объясняется их литологическим сходством с фаменским ярусом и в связи с этим отсутствием четкой границы между ними. В то же время от отложений нижнего турне этренские слои отличаются литологически. В Предкавказье девонские отложения выделяются условно и встречаются относительно редко. Они вскрыты только буровыми скважинами и представлены терригенными осадками.

Бахмуткинская свита является наиболее древней среди образований девонской системы. Она обнажена в двух районах: на западе в бассейнах Урупа и Лабы, на востоке в междуречье Малки и Кубани. Породы свиты обоих районов несколько отличаются по степени метаморфизма (на западе они более метаморфизованы).

В бассейнах рек Уруп и Лаба свита обнажается только по долинам рек и их крупных притоков, а на водоразделах между ними скрыта

под напластованиями нижней юры. В ней резко преобладают темно-серые филлитовые сланцы с характерным шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Подчиненное значение имеют прослои метаморфизованных песчаников и конгломератов, исключительно редко встречаются тонкие (до 10 см) прослои карбонатных пород. Конгломераты представляют собой внутрiformационные образования. Они имеют мощность около 2 м и состоят из гальки кремнистых пород и известняков. Среди них по руслу р. Уруп, в 500 м выше устья Бахмутки, В. А. Снежко и С. П. Момотом (1964 г.) были обнаружены единичные кораллы, определенные Э. З. Бульванкер как *Trematophyllum*, которые, по ее мнению, свидетельствуют скорее всего об эйфельском возрасте отложений. В конгломератах и прослоях известняков встречены и остатки микрофауны, представленные, по определению А. Д. Миклухо-Маклая, водорослями *Renalsis* sp., *Chabakovia* sp., *Epiphyton* sp. и единичными экземплярами фораминифер *Archaeosphaera* sp. Точный возраст пород до яруса или отдела по микрофауне ввиду ее плохой сохранности определить не удастся, но она также указывает на принадлежность пород к девонской системе.

Точно в таких же породах, но уже в верховьях Власинчихи, в устье ее притока ручья Гудок, Г. Д. Афанасьевым и В. В. Свиридовым (1963 г.) были обнаружены одиночные кораллы *Rugosa*, очень сходные с девонскими родами *Thomnophyllum* или *Macgela* (определены Л. М. Улитиной), а по р. Косой многочисленные остатки фораминифер, скелеты которых нацело перекристаллизованы и замещены кварцем и турмалином (?). А. М. Куликова условно относит их к *Archaeosphaera*, *Parathuramina*, *Vicinesphaera*, также характерным для девона.

Мощность свиты по р. Уруп составляет не менее 1500 м, а по рекам Большой Лабе и Андрюк около 800 м. Основание ее пока нигде не установлено.

В бассейнах рек Уруп и Большая Лаба свите подчинены субвулканические тела плагиоклазовых порфиритов и фельзитов мощностью от 5 до 200 м, располагающихся преимущественно в нижней части свиты.

Аналогом бахмуткинской свиты в восточной части Передового хребта следует считать свиту глинистых сланцев, выделенную Г. П. Агалиным (1929) и В. Н. Робинсоном (1947 г.) в составе карачаевской серии нижнего карбона. В последующем эту же толщу пород А. Л. Лунев (1956 г.) и Е. Е. Милановский (1956) именовали песчано-сланцевой свитой, Д. С. Кизевальтер (1963а) предложил называть ее артыкчатской. Так же как и в бассейне р. Уруп, свита сложена главным образом глинистыми сланцами, но заметно менее метаморфизованными. Подчиненное значение в ее составе имеют песчаники и прослои кремнистых сланцев, известковистых мелкогалечных конгломератов и караваяобразные скопления известняков, размером 2×2×0,5 м. Эта толща пород хорошо прослеживается по простирацию от р. Куль-тубе до верховьев Малки. Видимая мощность ее составляет около 2000 м, причем основание нигде не наблюдается, оно на всем протяжении срезано разломом. По-видимому, к этой же толще следует относить, как это и предполагал В. Н. Робинсон, изолированный выход глинистых сланцев по долине Теберды у пос. Нижнетебердинского.

До недавнего времени всю эту толщу пород относили по возрасту к нижнему карбону. В последнее время И. В. Круть и др. (1963а, б) в обоснованиях известняков по р. Тохана, которые они считают биогермами, были собраны кораллы *Thamnopora poluiforata* Schlot, *Scoliopora denticulata* (M. Edw.), *Placocoenites* sp., *Cladopora* sp. (опре-

деления Г. Т. Шарковой и И. И. Чудиновой), позволяющие предполагать наиболее вероятным живетский возраст пород. На этом же участке обнаружены единичные споры, по заключению А. Д. Архангельской (Круть и др., 1963а, б), также девонского облика.

К востоку от р. Малка свита достоверно не установлена. Возможно, ей соответствует толща пестроцветных филлитов в районе месторождения Тырнауз, залегающая ниже вулканогенных пород. Здесь она заметно сильнее метаморфизована и в ней присутствуют лиловые глинистые и кремнистые сланцы, нехарактерные для свиты в местах ее наиболее полного развития.

*Кызылкольская (эффузивная) свита* в зоне Передового хребта обнажена довольно слабо. В западной части зоны она образует ряд отдельных выходов, разобщенных более молодыми отложениями среднего и верхнего палеозоя: на южном склоне хребта Дженту, по долинам рек Большая Лаба, Уруп, Кяфар, Большой Зеленчук и Маруха. В восточной части зоны свита слагает узкую, линейновытянутую полосу, прослеживающуюся почти без перерывов от р. Теберда до р. Баксан и разделенную продольными нарушениями на ряд узких тектонических блоков (рис. 6).

Кызылкольская свита подстилается глинистыми и филлитовидными сланцами среднего девона (бахмуткинская свита), а вверх по разрезу сменяется картджуртской (туфогенно-осадочной) свитой, содержащей фауну живетского и франского ярусов. Признаков несогласия в залежании кызылкольской и картджуртской свит не установлено, но почти повсеместное развитие в нижней части картджуртской свиты крупнообломочных туфов, песчаников, туфоконгломератов и брекчий указывает на наличие перерыва в вулканической деятельности. Этот перерыв знаменуется не только прекращением излияний, но и совсем другим составом туфов по сравнению с составом эффузивов кызылкольской свиты. Учитывая отмеченные особенности залежания свиты, можно полагать, что накопление огромной (более 1,5 км) мощности эффузивных пород было относительно кратковременным.

Кызылкольская свита сложена в той или иной мере измененными, различными по составу и структуре эффузивами. Среди них различаются диабазы, диабазовые порфириды, спилиты, андезитовые и кварцевые порфириды и кварцевые альбитофиры. Реже отмечаются пирокластические разновидности тех же пород и совсем редко — осадочные породы. Последние представлены кремнистыми и кремнисто-гематитовыми породами и мелкими линзами известняков. В состав свиты входят также различные по кислотности залежи и дайки субвулканических пород, верхняя граница внедрения которых определяется наличием их обломков в основании картджуртской свиты.

По интенсивности метаморфических преобразований среди свиты целесообразно различать два типа пород: зеленокаменно-измененные породы, входящие в состав урупской серии, и относительно слабо измененные породы карачаевской серии. Породы урупской серии всегда рассланцованы и их минеральный состав почти не зависит от первичного состава лав. Они различаются по существу только количественными соотношениями минералов и некоторыми особенностями структур основной массы. Однако часто и микроструктурный рисунок основной массы почти полностью утрачен и породы представляют собой различные порфиroidы, порфиритоиды, а то и просто кварцево-серицитовые и альбит-эпидот-хлоритовые (актинолитовые) сланцы. Эффузивные образования карачаевской серии по минеральному составу почти не отличаются от зеленокаменных пород, но они не рассланцованы и в связи с этим в них почти всегда хорошо сохранились первичные

особенности микроструктур основной массы, а в большинстве случаев и первичная подушечная отдельность. Эффузивные породы карачаевской серии представляют собой типичную спилит-кератофировую формацию.

Наиболее полные разрезы кызылкольской свиты наблюдаются в районе Худесского (Кызылкольского) месторождения и к западу от него, в верховьях левых притоков р. Чучкур (по рекам Чемарт-кол, Быккылы-кол, Эльмез-тюбе). На основании работ Т. Я. Гончаровой (1957), Н. С. Скрипченко (1958—1963 гг.), Е. А. Снежко (1962 г.) и др. среди свиты выделяются две толщи, различающиеся по составу и условиям накопления вулканических пород. Нижняя толща характери-

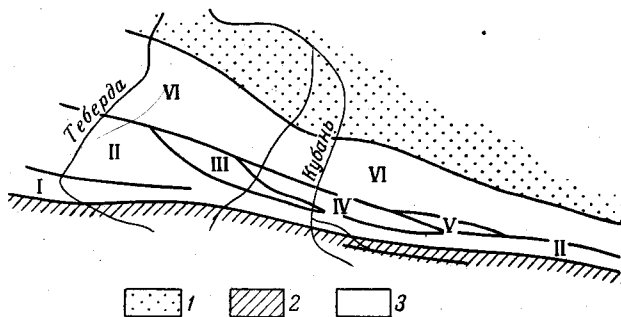


Рис. 6. Схема размещения тектонических блоков в восточной части Передового хребта. По Е. А. Снежко и И. И. Грекову

1 — Карачаево-Черкесский антиклинорий; 2 — тектоническая зона Главного хребта; 3 — тектоническая зона Передового хребта; тектонические блоки: I — Мушинский, II — Кенделарский, III — Дженаитский, IV — Кубанский, V — Быккылькольский; VI — область распространения карачаевской серии

зуется преобладанием лав основного и среднего состава, а верхняя отличается крайне частой перемежаемостью различных по кислотности лав с пирокластическими и осадочными породами.

В основании видимой части разреза нижней толщи на отдельных участках залегают кварцевые порфиры, которые выше сменяются подушечными лавами основного состава (спилиты). Они не имеют сплошного площадного распространения. Накопление их ограничивалось двумя участками: к востоку от р. Чемарт-кол и к западу от р. Эльмез-тюбе. К востоку от р. Чемарт-кол подушечные лавы образуют сложно построенную линзу, последовательность напластования в которой, по Н. С. Скрипченко (1961), имеет следующий вид (снизу вверх): гематитизированные плагиоклазовые порфиры с подушечной отдельностью; крупнообломочные туфы основного состава, образующие линзовидное тело, быстро выклинивающееся по простиранию; вариолитовые лавы мощностью до 200—250 м; гематитизированные порфиры, аналогичные предыдущим; диабазы. Такое строение основных лав устанавливается только в центральной части Кызылкольского месторождения. К западу и востоку от него в результате выклинивания туфов, вариолитов и диабазов линза основных лав имеет более однородное строение. Максимальная мощность основных лав отмечается в верховьях р. Конушкол и по балке Кривой, несколько западнее месторождения, и достигает около 1200 м. К западу в сторону р. Чемарт-кол мощность основных лав сокращается и они выклиниваются. Сокращение мощности лав основного состава устанавливается и в восточном направлении — на хребте Ташлы-сырт 400 м.

К западу от р. Эльмез-тюбе основные лавы имеют более однородное строение. Туфы здесь отсутствуют, а вариолитовые лавы появляются только в верхней части и распространены незначительно. Мощность основных лав на этом участке достигает 400 м. К востоку они выклиниваются, а к западу срезаны крупным надвигом и скрыты под напластованиями нижней юры.

Лавы основного состава выше по разрезу сменяются лавами среднего и кислого состава (андезитовые и дацитовые порфириды), их туфами и туфобрекчиями. Накопление лав среднего и кислого состава, по Е. А. Снежко (1961 г.), происходило преимущественно на участке, где в предыдущий период лавы основного состава или вообще не накапливались или же имели небольшую мощность. Комплекс лав среднего и кислого составов также образует сложно построенную линзу, прослеживающуюся от р. Эльмез-тюбе до верховьев балки Кривой, т. е. до западного фланга Кызылкольского месторождения. К востоку и западу от указанных пределов она выклинивается. Максимальная мощность наблюдается в центральной части линзы и достигает 1000 м.

Верхняя толща, как уже отмечалось, имеет сложное строение и неоднородный состав. По долине р. Чемарт-кол она залегает на лавах среднего и кислого состава, а в районе Кызылкольского месторождения: на диабазах и спилитах нижней части толщи. В толще преобладают плагноклазовые порфириды с крупной подушечной отдельностью. Значительную роль играют кварцевые порфириды, разнообразные туфы и агломератовые брекчии. Все эти породы сложно взаимно переслаиваются, и отдельные горизонты могут быть выделены только при крупномасштабном картировании. Характерной особенностью толщи является присутствие в ней яшм, образующих многочисленные прожилки и гнезда в лавах и отдельные прослои мощностью до 1—2 м. Вся эта пестрая по составу гамма пород довольно хорошо прослеживается по простиранию от р. Малка до р. Быккылы-кол, к западу от которой она выклинивается. Максимальная мощность толщи (до 700 м) отмечается по балке Кривой и в долине р. Чемарт-кол, т. е. приблизительно в том же месте, где наблюдается и максимальная мощность лав основного состава. Обычно верхняя толща заканчивается подушечными лавами основного состава, образующими относительно выдержанный горизонт, но местами (р. Чемарт-кол) в самых верхах толщи отмечаются кварцевые альбитофиры, мощность которых достигает 100 м.

Максимальная мощность свиты (1800 м) наблюдается по р. Чемарт-кол, т. е. непосредственно к западу от месторождения. К востоку и западу от р. Чемарт-кол она заметно меньше. По долинам рек Кубань и Даут кызылкольская свита имеет более простое строение. Здесь выделяются два горизонта: нижний (мощностью до 500 м), сложенный кварцсодержащими диабазами, и верхний (мощностью около 500 м), представленный фиолетовыми подушечными лавами основного состава. Горизонт подушечных лав имеет относительно однородное строение и только по р. Кубань в верхней его части появляются многочисленные мелкие тела вариолитов. По составу и структуре подушечные лавы Даута и Кубани сходны с лавами нижней толщи Худесского района. Верхняя толща здесь не обнажена, она или вообще не отлагалась, или оказалась скрытой под напластованиями нижней перми.

Крайний восточный выход неметаморфизованных эффузивных пород, сходных по составу и строению с эффузивами карачаевской серии, отмечается в долине р. Суарык, на хребте Таш-Орун. Эффузивная свита образует здесь небольшую по протяженности линзу, находящуюся в очень сложных взаимоотношениях с вышележащей туфо-



генно-осадочной свитой. На хребте Таш-Орун породы свиты круто падают в южном направлении и имеют, по-видимому, опрокинутое залегание, так как последовательность напластования в этом районе обратная таковой Худесского района. С юга на север последовательно обнажаются: подушечные гематитизированные лавы основного состава, содержащие в средней части вариолиты и прослойки туфов и лавобрекчий; дацитовые и андезитовые порфириды с многочисленными прослоями сургучно-красных яшм; преимущественно туфы и туфобрекчий порфиритов с прослоями яшм и отдельными телами кварцевых порфиритов; горизонт пестроокрашенных яшм и кремнистых сланцев с прослоями мелкообломочных туфов, сходный с горизонтом кремнистых сланцев, залегающим в основании картджуртской свиты Худесского района. Мощность эффузивной свиты на хребте Таш-Орун около 400 м.

Еще далее к востоку, по р. Тырнауз-су, отмечается новый выход эффузивных пород, правда, значительно более измененных по сравнению с эффузивами карачаевской серии, которые А. В. Пэком (1962) описаны как зеленокаменная свита. По литологическому составу она весьма неоднородна. В ней условно выделяются диабазы, порфириды, кварцевые альбитофиры. Контакты свиты с окружающими породами тектонические, поэтому ее стратиграфическое положение неясно. По косвенным соображениям можно предполагать, что она соответствует кызылкольской свите более западных районов.

Наиболее полный разрез эффузивной свиты урупской серии с наличием подстилающих и перекрывающих пород обнажен в районе Урупского медноколчеданного месторождения. Здесь же он впервые был детально описан Н. В. Ивановым и В. А. Заварицким в 1952 г. и послужил стратотипом при последующем расчленении вулканогенных образований в других районах.

Эффузивная свита в Урупском районе расчленяется на две толщи: в нижней преобладают породы основного и среднего состава, в верхней развиты исключительно кислые породы. В основании непосредственно на филлитовидных сланцах бахмуткинской свиты залегает довольно однородный горизонт сильно измененных диабазоподобных пород (горизонт диабазовых порфиритов) мощностью от 140 до 200 м; выше — горизонт пестроокрашенных миндалекаменных порфиритов, содержащих обильные прослойки яшм и кремнистых сланцев и многочисленные тела кварцевых альбитофиров. Он наблюдается по р. Власинчиха (левому притоку р. Уруп), где его мощность достигает 100 м, и в пределах собственно Урупского месторождения (мощность порядка 40 м). Верхняя толща эффузивной свиты сложена кварцевыми альбитофирами и их туфами, образующими сложную линзу мощностью до 350 м, тупо заканчивающуюся по тектоническому контакту на западе (в долине Власинчиха) и постепенно выклинивающуюся на востоке. Туфы обычно слагают верхнюю часть линзы и по контакту их с нижележащими лавами в отдельных случаях (месторождение Власинчиха) отмечается маломощная пачка осадочных пород, содержащая прослойки мраморизованных известняков и карбонатных песчаников. Кварцевые альбитофиры и их туфы согласно перекрываются вышележащей туфогенно-осадочной свитой. Общая мощность эффузивной свиты на западе (по Власинчихе) составляет около 800 м, к востоку она сокращается до 250 м.

Приведенный выше разрез эффузивной свиты характерен только для небольшого участка, охватывающего собственно Урупское рудное поле. К западу от него, в верховьях Власинчиха и в бассейне Большой Лабы и р. Андрюк, разрез свиты несколько иной: свита сложена только породами среднего и основного состава, а кислые породы

играют резко подчиненную роль. В основании свиты в этих районах залегают толща метаморфизованных основных лав, сходная по составу и строению с горизонтом диабазовых порфиритов урупского разреза, но отличающаяся значительно большей мощностью (до 700 м). Эта толща состоит из двух относительно хорошо выдержанных по простиранию горизонтов: нижнего (мощностью до 250 м), сложенного диабазами, и верхнего (мощностью до 460 м), в составе которого главную роль играют кварцсодержащие диабазы и их агломератовые лавовые брекчии. Последние располагаются преимущественно в верхней части горизонта. Толще лав основного состава подчинены залежи кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиритов, представленных в большинстве случаев субвулканическими образованиями.

Остальная (верхняя) часть свиты имеет в этом районе очень сложное строение и выделяется Е. А. Снежко и И. И. Грековым (1962) как эффузивно-эксплозивная толща. Она имеет мощность до 400 м и состоит из сложного чередования гематитизированных миндалекаменных порфиритов андезитового состава, базальтовых и кварцевых порфиритов, их лавобрекчий и туфов и содержит многочисленные мало-мощные прослои кремнистых сланцев и яшм. Эта пестрая по составу и строению толща хорошо выдерживается по простиранию и может служить своеобразным маркирующим горизонтом. В урупском разрезе эффузивно-эксплозивной толще соответствует горизонт миндалекаменных порфиритов.

Самая верхняя часть разреза эффузивной свиты Урупского района — кварцевые альбитофиры и их туфы — в разрезе р. Большая Лаба отсутствует.

Подобное строение свиты довольно хорошо прослеживается в меридиональном направлении по долине Большой Лабы от балки Грушевой до балки Нефтянки, а отсюда уже в широтном направлении до Бескесского месторождения. В районе последнего обнажена преимущественно верхняя часть свиты (эффузивно-эксплозивная толща), а ниже-лежащая толща лав основного состава встречена только на восточном склоне горы Большой Пщицер и вскрыта горными выработками непосредственно на месторождении. Так же как и на Большой Лабе, толща лав основного состава представлена здесь сильно измененными диабазовыми порфиритами, содержащими тела кварцевых альбитофиров иногда значительной (до 150 м) мощности. Эффузивно-эксплозивная толща (мощностью до 450 м) начинается на Бескесском месторождении горизонтом сильно измененных пестроокрашенных миндалекаменных порфиритов, чередующихся с зелеными (хлорит-эпидотовыми) и лиловыми (кремнисто-гематитовыми) сланцами. Этот горизонт служит кровлей рудного тела и имеет мощность до 100 м. Выше-лежащая часть разреза сложена агломератовыми порфиритоидами мощностью до 150 м с прослоями порфиритоидов и хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев. Стратиграфически выше агломератовых пород залегает горизонт, в котором главную роль играют однородные порфиритоиды и тонкозернистые, часто полосчатые хлорит-эпидотовые сланцы. Последние преобладают в верхней части горизонта и переслаиваются с пиритизированными кварц-серицитовыми сланцами и порфиридами. Два последних горизонта в разрезе р. Большая Лаба неизвестны, их стратиграфическим аналогом, по-видимому, является горизонт туфов и туфобрекчий порфиритов, венчающий на Большой Лабе разрез эффузивной свиты.

Сходный разрез свиты отмечается и к югу от Бескесского месторождения: по Малой Лабе, южным склонам хребтов Дженту и Абишира-Ахуба. Эффузивная свита здесь сложена преимущественно породами основного и среднего состава, а продукты кристаллизации кислой

магмы встречаются редко и обычно образуют маломощные тела. Все породы настолько сильно изменены процессами метаморфизма, что их первичная природа устанавливается с большим трудом, а в связи с этим пока еще остаются и слабо изученными особенности внутреннего строения свиты. Для этих районов, так же как и для Бескеса, характерно отсутствие четких границ между эффузивной и туфогенно-осадочными свитами.

Вопрос о наличии эффузивной свиты в крайней западной части Передового хребта (бассейны рек Уруштен и Киши) остается пока открытым, так как здесь она не отделена от вышележащей туфогенно-осадочной свиты.

По особенностям строения к Большелабинскому разрезу близок и разрез эффузивной свиты, обнажающейся по долине Марухи, ниже ее коленообразного изгиба. Этот разрез первоначально был изучен В. Н. Робинсоном (1938), и поскольку эффузивная и туфогенно-осадочная свиты перекрывались здесь фаунистически доказанными отложениями верхнего девона, он служил эталоном для девонских вулканогенных образований. Основание свиты не вскрыто, однако и обнаженная часть имеет мощность более 1500 м, значительно больше, чем в западной части Передового хребта. По сравнению с западной частью марухский разрез отличается значительно меньшим метаморфизмом пород и его неравномерным проявлением. Здесь наряду с сильно измененными породами, практически не отличающимися от пород эффузивной свиты, распространенных в западной части Передового хребта, широко распространены лавы с хорошо выраженной подушечной и столбчатой отдельностью, очень сходные с таковыми карачаевской формации.

В долине Марухи эффузивная свита состоит из двух толщ. Нижняя толща мощностью до 1000 м сложена в основном фиолетовыми лавами порфиритов, часто с хорошо выраженной подушечной отдельностью. Среди порфиритов преобладают пироксеновые разновидности с интерсертальной и микролитовой микроструктурами, реже отмечаются покровы кварцевых порфиритов (преимущественно в верхней части) и пластообразные тела кварцевых и бескварцевых альбитофиров. Мощность альбитофиров обычно небольшая (первые десятки метров) и они представляют собой жильные образования. Не совсем ясен генезис наиболее крупного (мощностью до 200 м) тела кварцевых альбитофиров, залегающего в средней части разреза толщи и обнаженного по правому борту Марухи.

Верхняя толща (мощностью до 500 м) имеет пестрый состав. Она представляет собой частое чередование лав пестроокрашенных миндаленных порфиритов с их пирокластическими образованиями. Последние слагают не менее 50% объема толщи, причем широко распространены агломератовые туфобрекчии с размером обломков до 15 см и более. Весьма характерной особенностью верхней толщи является насыщенность ее прожилками и мелкими пропластками кремнисто-гематитовых пород. По особенностям строения верхняя толща сильно напоминает верхнюю эффузивно-эксплозивную толщу Большелабинского разреза, но отличается от нее заметно меньшим проявлением метаморфизма. С другой стороны, эффузивная свита долины Марухи обнаруживает значительное сходство и с эффузивными породами карачаевской серии. Они сходны между собой не только по последовательности напластования, но и по общему массивному облику пород, отсутствию сланцеватости, наличию подушечной отдельности и микроструктурному рисунку основной массы. Различия между эффузивами карачаевской серии и марухского разреза сказываются прежде всего в несколько

большей измененности пород марухского разреза и, в частности, в почти повсеместном развитии процессов эпидотизации, которые в породах карачаевской серии развиты слабо.

Таким образом, эффузивная свита долины Марухи занимает как бы промежуточное положение между метаморфизованными эффузивами западной части Передового хребта и почти неизменными породами кызылкольской свиты. Последовательность напластования и первичный состав пород во всех трех случаях остаются однотипными, что наряду с фаунистическими данными также может свидетельствовать о возможной разновозрастности эффузивной свиты Большешлабинского, Марухского и Худесского разрезов.

В восточной части Передового хребта, между Тебердой и Малкой, к югу от пород карачаевской серии располагается вторая полоса выходов эффузивной свиты. Продольными тектоническими разрывами она разделена на четыре тектонических блока: Дженаитский, Кубанский, Кенделярский и Мухинский. Блоки протягиваются почти параллельно друг другу и различаются интенсивностью метаморфических изменений слагающих свиту пород (см. рис. 6).

В Кенделярском блоке породы эффузивной свиты интенсивно рассланцованы и превращены большей частью в порфиритоиды и порфиroidы, лишь в очень слабой степени сохранившие свои первичные структурные особенности. Эффузивная свита в нем имеет отчетливое дуэльное строение: в нижней части развиты преимущественно породы основного состава, в верхней — кислого.

Наиболее полный разрез свиты в Кенделярском блоке наблюдается по долине р. Даут, выше одноименного месторождения. В основании видимой части разреза залегает пачка пород основного состава с реликтами микроструктур, характерных для порфиритов и диабазов. Она обнажается на участке между горой Горалы-баши и долиной р. Даут и имеет мощность около 140—150 м. Выше по разрезу залегает пачка рассланцованных кварцевых альбитофиров с единичными прослоями кварцевых диабазов и мелкообломочных туфов кислого состава. Мощность пачки колеблется от 360 м на р. Дженаит до 160 м на левом склоне р. Даут. На кварцевых альбитофирах залегает сложная пачка, в строении которой главную роль играют породы основного и среднего состава. Среди них выделяются диабазы, кварцевые диабазы, порфириты, их лавовые брекчии и туфы, туфопорфиритоиды и развитые по ним порфиритоиды, эпидот-альбит-хлоритовые и эпидот-альбит-хлорит-актинолитовые сланцы. Эта пачка содержит различные по мощности (2—40 м) тела кварцевых альбитофиров, часть которых представляет собой жильные субвулканические образования. Мощность пачки на левом борту долины р. Даут составляет около 1000 м, а на горе Горалы-баши 700 м.

Благодаря тому что средняя пачка распространена локально, а нижняя и верхняя имеют сходный петрографический состав и в местах отсутствия средней пачки трудноразличимы, представляется целесообразным выделять все три пачки как единую толщу, слагающую нижнюю часть свиты. Общая мощность толщи в разрезе р. Даут 1200—1300 м, однако основание ее, так же как и во всей полосе, пока нигде не установлено.

Нижняя толща в пределах отмеченной полосы распространена повсеместно, хотя и имеет неоднородное строение. Последнее выражается в непостоянстве соотношения различных по кислотности лав и их обломочных образований. Она в виде узкой полосы прослеживается от верховьев р. Куль-тубе до истоков Малки. К ней же, по-видимому, следует относить и нижнюю вулканогенную пачку джуаргенской толщи,



выделенную Е. Е. Милановским и др. (1956) в верховьях р. Гитчусенчи (бассейн р. Кыртык). Она имеет здесь мощность не более 150 м и сложена в основном рассланцованными диабазами с актинолитом.

Верхняя часть эффузивной свиты (верхняя толща) имеет относительно однородное строение. Она представлена измененными и рассланцованными кварцевыми альбитофирами и их туфами. Последние относятся преимущественно к кристаллокластическим разновидностям и отличаются от исходных по составу лав с большим трудом. Верхняя толща в противоположность нижней не имеет повсеместного распространения, а ее мощность колеблется от нуля до 600 м. Максимального значения она достигает по р. Даут. К западу от нее мощность верхней толщи уменьшается постепенно, а к востоку резко, благодаря этому в междуречье Кубани и Эльмез-тюбе свита представлена только нижней толщей. Вновь верхняя толща имеет значительное распространение и мощность на участке гор Эльмез-тюбе и Садырляр, а еще далее к востоку — в верховьях р. Чемарт-кол.

В Дженайтском и Кубанском блоках породы выглядят менее метаморфизованными, заметные отличия наблюдаются и во внутреннем строении свиты, хотя двучленное деление сохраняется. К нижней толще в этом блоке следует относить частое чередование кварцевых альбитофинов, их туфов и лавобрекчий с кварцсодержащими диабазами и их лавобрекчиями. Соотношение кислых и основных пород в нижней толще этого участка приближается 1:1. Кварцсодержащие диабазы и их лавобрекчии более или менее равномерно распределены по разрезу и обычно имеют мощность от 5 до 40 м. Обломочные вулканогенные породы концентрируются преимущественно в пределах Учкулан-Даутского района, где они составляют до 30—40% общей мощности толщи. Восточнее, на горе Эльбаши, обломочные породы встречаются в заметно меньших количествах. Верхняя толща имеет более однородный состав и строение. Она сложена разнообразными как по микроструктурным особенностям, так и по внешнему облику относительно слабо измененными кварцевыми альбитофирами, их туфами и лавобрекчиями. Мощность верхней толщи непостоянна: около 100 м на участке Даутского месторождения, 5—10 м по балке Нарзанной (левый приток р. Кубань) и 200 м на горе Эльбаши.

Восточным продолжением эффузивной свиты Дженайтского и Кубанского блоков являются выходы эффузивных пород, слагающих Быккылькольский блок. Последний представляет собой узкую полосу, протягивающуюся от р. Эльмез-тюбе до р. Чемарт-кол, ограниченную с севера и юга продольными взбросами. Эффузивная свита Быккылькольского блока сложена слабо измененными, большей частью массивными кварцевыми альбитофирами и их лаво- и туфобрекчиями. Реже встречаются подушечные лавы порфиритов, которые по внешнему облику сходны с эффузивами кызылкольской свиты, но в то же время являются непосредственным продолжением эффузивных пород Дженайтского и Кубанского блоков. Это лишний раз свидетельствует о том, что степень метаморфических преобразований не может служить надежным признаком расчленения пород на разновозрастные образования. Так же как и в большинстве районов, эффузивная свита Быккылькольского блока перекрывается туфогенно-осадочной свитой с горизонтом кремнистых сланцев в основании.

Таким образом, по особенностям состава и строения эффузивной свиты выделяется два типа разрезов. Первый тип характеризуется резким преобладанием лав основного и среднего состава, кислые породы играют в нем подчиненную роль и представлены преимущественно субвулканическими телами. В разрезах второго типа наряду



с породами основного и среднего состава широко развиты продукты кристаллизации магмы кислого состава, которые, как правило, слагают верхнюю часть разреза. На большинстве участков по генетическим признакам, а отчасти и по петрографическому составу пород представляется целесообразным выделять в свите две толщи: нижнюю, состоящую преимущественно из лав основного и отчасти среднего состава, и верхнюю, пеструю по составу толщу, представленную многократным чередованием различных по кислотности лав с их пирокристаллическими производными. Кислые породы обычно залегают в верхней части каждой толщи, причем в нижней они проявились незначительно, а в верхней, хотя и имеют локальное развитие, достигают иногда значительной мощности, чем и обуславливают наличие двух типов разрезов. Причем в разрезах второго типа они настолько хорошо отличаются от нижележащих пород, что заслуживают выделения в виде самостоятельной литологической толщи, занимающей вполне определенное стратиграфическое положение. Весьма характерно, что самая верхняя кислая по составу толща распространена в основном в тех районах, где разделение эффузивной свиты на две толщи (собственно эффузивную и эффузивно-эксплозивную) выражено наименее четко.

Довольно однородный состав нижней толщи, слабое развитие в ней пирокластических пород и ряд других признаков позволяют высказать предположение о преимущественно трещинном характере излияния лав. Исходя из условий высокой подвижности лав основного состава, можно также предположить, что наибольшие мощности нижней толщи приурочены к пониженным участкам геосинклинального ложа. Эффузивно-эксплозивная толща формировалась в более сложной тектонической обстановке: излияния лав чередовались с кратковременным затишьем вулканической деятельности, сопутствующим накоплению маломощных слоев осадочных пород. Широкое развитие в эффузивно-эксплозивной толще грубых пирокластических образований свидетельствует и об ином типе излияния магмы. По-видимому, в это время преобладали излияния, близкие к центральному типу. Такая же обстановка существовала и в момент накопления кислых пород. Локальное развитие последних, наличие на участках с большой мощностью кислых пород грубых пирокластов и лавобрекчий также скорее всего свидетельствуют об узко локализованном распространении вулканических аппаратов, изливавших кислые магмы. Относительно большая вязкость кислых магм позволяет предположить, что участки с максимальной мощностью в какой-то мере соответствуют участкам максимальной вулканической активности.

Пространственное положение отдельных типов разрезов и, в особенности, их строение дают возможность наметить в Передовом хребте нескольких продольных зон, разделявших геосинклинальный прогиб на более мелкие фациальные единицы (рис. 7). Наиболее отчетливо устанавливается зона, протягивающаяся от р. Большая Лаба (балки Горелая и Грушевая) через р. Маруха, верховья р. Худес и его приток Чучкура до р. Суарык (худесский тип разреза). В этой зоне эффузивная свита имеет наибольшие мощности (1200—2000 м), сложена преимущественно породами основного и среднего состава, и отчетливо распадается на собственно эффузивную и эффузивно-эксплозивную толщи. Кислые породы для этой зоны не характерны. Эта же зона характеризуется, как будет видно в дальнейшем, и наибольшими мощностями туфогенно-осадочной свиты и ее наиболее полным строением.

В восточной части Передового хребта, к югу от первой, располагается вторая зона, протягивающаяся от р. Теберда до р. Малка. Она также характеризуется значительными мощностями свиты (более

1000 м), но отличается от предыдущей зоны наличием в верхней части свиты мощной толщи кислых пород и относительно слабым развитием в ее нижней части пирокластических и осадочных образований, что в свою очередь затрудняет выделение эффузивной и эффузивно-эксплузивной толщ (кенделярский тип разреза).

Эффузивная свита в третьей зоне, расположенной в западной части Передового хребта и протягивающейся от хребта Дженту до хребта Абишира-Ахуба, сложена также главным образом породами основного и среднего состава (джентинский тип разреза). Ее внутреннее строение здесь изучено еще достаточно слабо и выделение отдельных толщ пока

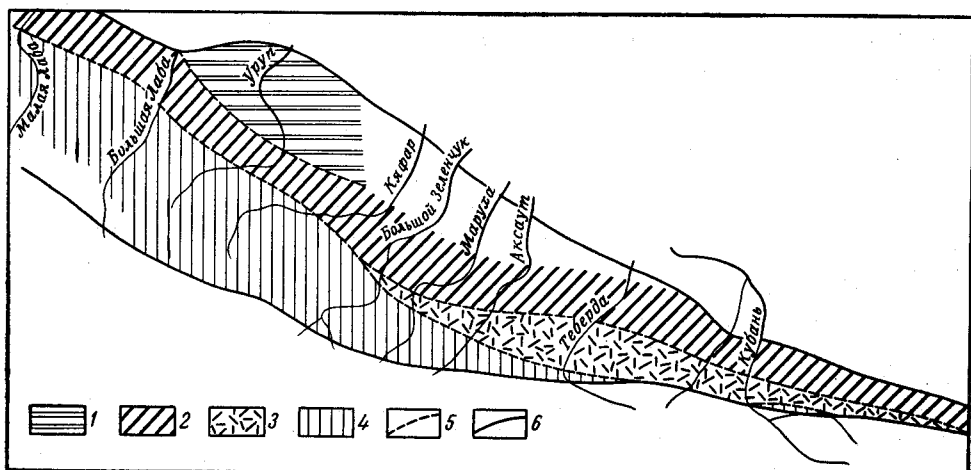


Рис. 7. Схема строения кызылкольской свиты на территории Передового хребта. По Е. А. Снежко и И. И. Грекову

Области распространения разрезов: 1 — урупского, 2 — худесского, 3 — кенделярского и 4 — джентинского типов; границы: 5 — между типами разрезов, 6 — тектонической зоны Передового хребта

невозможно. Однако отсутствие крупных обособлений в верхней части свиты пород кислого состава, отвечающих бы по положению толще кислых лав второй зоны и Урупского района, можно считать твердо установленным. Поскольку основание свиты в этой зоне нигде не вскрыто, судить о ее мощности трудно. Мощность же обнаженной части составляет всего 300 м. Крайним восточным продолжением выходов эффузивной свиты этой зоны следует считать разрезы, обнаженные по рекам Муху, Джемагат и Уллу-Хурзук.

К северу от линии Большая Лаба—Маруха—Худес в западной части Передового хребта располагается еще одна зона, отличающаяся иным строением свиты (урупский тип разреза). Эффузивная свита в этой зоне обнажена только в районе Урупского рудного поля, а на остальной площади скрыта под напластованием нижней юры. По строению и составу она сходна с эффузивной свитой второй зоны, но имеет значительно меньшую мощность. В верхней части свиты здесь также широко распространены кислые породы, достигающие мощности 350 м.

Границы между отдельными зонами пока могут быть проведены только условно. В большинстве случаев они скрыты под напластованиями более молодых пород, а там, где они обнажены, являются тектоническими. Схема сопоставления разрезов кызылкольской свиты приведена в табл. 7.

3 *Картджуртская (туфогенно-осадочная) свита* распространена в тех же районах, что и эффузивная, но обнажена на значительно больших площадях. Генетически она тесно связана с нижележащей эффузивной свитой, но резко отличается от нее преимущественно обломочным характером вулканогенных пород.

Свита характеризуется резкими фаціальными изменениями, обусловленными наличием сложно расчлененного вулканического рельефа в момент формирования свиты и неравномерностью конседиментационных тектонических движений. Главную роль в ее строении играют разнообразные по составу и величине обломков туфы, туфогенно-осадочные породы (туфопесчаники, туфоалевролиты) и специфические крупнообломочные туфогенные породы, содержащие гальку плагиигранитов. Реже отмечаются осадочные породы — глинистые и кремнистые сланцы, песчаники и совсем редко известняки.

Несмотря на преимущественно вулканогенный характер свиты, покровы лав встречаются исключительно редко. Туфы относятся главным образом к кристаллокластическим разностям и состоят из обломков альбитизированного и эпидотизированного полевого шпата, реже кварца, погруженных в цементирующую рассланцованную кварц-хлоритовую массу. В разновидностях, содержащих большое количество обломков кварца, в цементирующей массе значительным развитием пользуется серицит. Литокластические разновидности туфов распространены значительно реже и почти всегда отличаются более грубозернистым обликом. Различные вариации в величине обломочного материала и его количественные соотношения с цементирующей массой обуславливают наличие в туфах хорошо заметной слоистости, еще более подчеркиваемой прослоями осадочных пород (алевролитов, глинистых, реже кремнистых сланцев). Туфоконгломераты отличаются от обычных крупнообломочных литокластических туфов наличием в цементе существенного количества осадочного материала и окатанных обломков. Среди обломков, помимо преобладающих эффузивов нижележащей свиты, иногда значительную роль играют плагииграниты, гранофиры и микропегматиты, пока нигде на Северном Кавказе не установленные в коренном залегании. Детальное описание состава галек конгломератов дано в работах А. А. Каденского (19566), А. М. Демина, С. М. Кропачева (1963а) и др.

Нижняя граница свиты в большинстве районов четкая и проводится по резкой смене эффузивных пород туфогенно-осадочными, причем в ряде случаев по контакту между свитами залегают кремнистые или кремнисто-гематитовые сланцы. Верхняя граница также устанавливается довольно легко по смене туфогенно-осадочных пород карбонатно-терригенными отложениями пастуховской свиты.

На большей части своего развития свита отчетливо разделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена в основном туфогенными породами, верхняя — осадочными породами и туфоконгломератами; вулканогенные образования играют в ней подчиненную роль. Четких границ между подсвитами не устанавливается.

В предлагаемом объеме картджуртская свита включает как образования, которые относились ранее к нижнему карбону (свиты глыбовых конгломератов и перемежаемости В. Н. Робинсона, картджуртская свита и верхняя часть чемарткольской свиты Д. С. Кизевальтера), так и образования, ранее условно причисляемые к девону (верхняя часть вулканогенной и полностью грубообломочная свиты В. Н. Робинсона, семиродниковская свита Д. С. Кизевальтера).

Стратотипом туфогенно-осадочной свиты следует считать разрезы, обнаженные по долине р. Кубань у пос. Картджурт и по ее притокам:

## Схема сопоставления разрезов

р. Худес	р. Уруп	р. Большая Лаба	р. Бескес
Верхняя толща Андезитовые и кварцевые порфириды, спилиты, туфы, агломератовые брекчии, кварцевые альбитофиры, яшмы	Верхняя толща Кварцевые альбитофиры и их туфы	Верхняя толща Туфы и туфобрекчии порфиритов, порфириды, кремнистые сланцы. Миндалекаменные пестроцветные порфириды и их туфы, кремнистые сланцы	Порфиритоиды, хлоритовые и серицитовые сланцы. Агломератовые порфиритоиды, сланцы. Пестроокрашенные миндалекаменные порфириды, яшмы
Нижняя толща Андезитовые и кварцевые порфириды, их туфы и туфобрекчии. Спилиты, вариолиты, диабазы	Нижняя толща Миндалекаменные пестроцветные порфириды с яшмами, кварцевые альбитофиры	Нижняя толща Порфириды, кварцсодержащие диабазы, их брекчии, кварцевые альбитофиры. Диабазы, порфиритоиды	Порфиритоиды диабазового состава, порфириды

Све и Чучкуру. К западу по р. Даут наблюдается аналогичный разрез верхней части свиты, а к востоку в верховьях левых притоков р. Худес вскрыта преимущественно нижняя часть разреза свиты.

В основании свиты почти повсеместно залегает маркирующий горизонт кремнистых сланцев мощностью от 50 до 150 м, содержащих частые прослои полимиктовых и туфогенных песчаников. На некоторых участках (западный фланг Худесского месторождения, оз. Харла-кель) ниже кремнистых сланцев располагаются крупнообломочные и даже валунные брекчии и конглобрекчии, состоящие почти целиком из обломков эффузивов кызылкольской свиты. Мощность конглобрекчий достигает 50 м. Помимо обломков эффузивов, конглобрекчии содержат линзовидные обособления и глыбы песчаников и известняков, среди которых И. В. Круть и др. (1963а, б) обнаружили остатки кораллов, остракод, брахиопод и криноидей, напоминающих, по заключению А. И. и Г. П. Ляшенко, некоторые франские формы, а также некоторые виды из среднего девона Волго-Уральской области. Среди собранной фауны были определены: *Aulopora* sp., *Atrypa* sp., *Novakia* sp. nov., *Styliolina* sp., *Schizophoria* sp., *S. ex gr. striatula* Schl., *Tentaculites* sp., *Uncinulus* sp.

Вышележащая часть разреза, выделяемая вместе с кремнистыми сланцами как нижняя подсвита, имеет сложное и неоднородное по простиранию строение. В верховьях Малки и Чемарт-кола (рудное поле Худесского месторождения) она сложена чередующимися глинистыми и кремнистыми сланцами и туфопесчаниками. К западу от р. Чемарт-кол количество туфопесчаников резко возрастает, увеличивается мощ-

Таблица 7

## КЫЗЫЛКОЛЬСКОЙ (ЭФФУЗИВНОЙ) СВИТЫ

р. Маруха	р. Даут (кенделарский блок)	р. Кубань (кубанский блок)	Хребет Дженту
Верхняя толща Пестроокрашенные миндалекаменные порфириды, их туфы и туфобрекчии, яшмы	Верхняя толща Порфириды, кварцевые альбитофиры и их туфы	Верхняя толща Кварцевые альбитофиры и их туфы	
Нижняя толща Подушечные лавы андезитовых порфиритов, кварцевые порфириды, кварцевые альбитофиры. Диабазы и их брекчии	Нижняя толща Порфиритоиды, порфириты, их туфы. Кварцевые альбитофиры Порфиритоиды. Диабазовые порфириты	Нижняя толща Порфириты, кварцсодержащие диабазы, кварцевые альбитофиры, их туфы, лаво-и туфобрекчии	Порфиритоиды, порфириты, их туфы, диабазовые порфириды, кварцевые альбитофиры

ность отдельных пластов и величина обломочного материала. И по р. Эльмез-тубе, примерно в 15 км к западу от р. Чемарт-кол, почти весь разрез нижней подсвиты выше горизонта кремнистых сланцев представлен чередующимися грубообломочными туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками, а глинистые сланцы играют здесь резко подчиненную роль. К западу от р. Эльмез-тубе мощность туфогенных пород уменьшается и снова возрастает роль глинистых сланцев. Последние вместе с туфопесчаниками образуют ритмичное переслаивание флишоидного типа. Такое строение нижней подсвиты характерно для долины Кубани и Све. Указанные особенности строения нижней подсвиты в междуречье Кубани и Малки позволяют предполагать наличие в районе р. Эльмез-тубе местного центра вулканической активности. Вероятнее всего, это был вулкан центрального типа, создавший в процессе своей деятельности насыпной конус из пирокластических пород мощностью до 800 м.

Верхняя подсвита обнажена только по долинам Кубани и Даута, далее к востоку она срезана продольным тектоническим разрывом. Верхняя подсвита представляет собой ритмичное переслаивание песчаников, туфопесчаников, туфоконгломератов, алевролитов и глинистых сланцев. В местах наиболее полного развития (реки Кубань и Даут) она расчленяется на две литологические толщи. Нижняя толща (мощностью до 900 м) состоит из переслаивающихся песчаников, туфопесчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Верхняя толща (мощностью до 400 м) сложена крупногалечными конгломератами с прослоями песчаников, реже глинистых сланцев и алевролитов; в составе облом-



ков конгломератов присутствуют главным образом разнообразные по составу эффузивы кызылкольской свиты, реже отмечаются окатанные гальки плагиигранитоидов и известняков.

Характерной особенностью верхней толщи является присутствие в ней отдельных пластов конгломератов, содержащих крупные глыбы и линзовидные обособления известняков. Большинство исследователей они рассматривались как обычные обломки более древних пород. В последнее время появились сообщения о том (Круть и др., 1963а, б), что эти «глыбы» в значительной своей части представляют биогермы и, следовательно, время образования известняков и конгломератов можно считать примерно одновозрастным.

В известняках была собрана довольно многочисленная фауна, характерная для франского яруса. В. Н. Робинсоном (1947 г.) здесь были обнаружены: *Alveolites maillieuxi* L e s., *Trematophyllum* sp. (определения Б. Б. Чернышева); А. Л. Луневым — *Hypothyridina* ex gr. *cuvoidea* S o w., *Atrypa posturalica* M a r k., *Gypidula comis* O w e n, *Spinatrypa* ex gr. *bibidaeformis* T s h e r n. (определения М. А. Ржонсницкой); И. В. Круть и др. (1963а, б) — *Hypothyridina cuboides* S o w., *Gypidula* cf. *brevirostris* P h i l l., *Atrypa* ex gr. *planosulcata* W e b s t., *Spinatrypa* ex gr. *aspera* S c h l., *Schizophoria* ex gr. *bistriata* T s c h e r n., *Atrypa* ex gr. *devoniana* W e b s t. (определения А. И. Ляшенко). Кроме того, из верхней подсвиты были собраны споры (Круть и др., 1963а, б), сходные, по определению А. Д. Архангельского, с комплексом спор, характерным для верхней части среднефранских отложений Русской платформы.

В нижней части верхней толщи встречаются линзы своеобразных крупнообломочных лавовых брекчий порфиритов. Они имеют мощность в несколько десятков метров и довольно хорошо прослеживаются по простиранию.

По долине Кубани верхняя подсвита вполне согласно перекрыта карбонатными песчаниками с прослоями известняков, содержащих обильную микрофауну фаменского яруса и относящихся уже к пастуховской свите.

Общая мощность картджуртской свиты в междуречье Кубани и Малки составляет около 2500 м.

К востоку от р. Малка, в верховьях р. Ислам-чат, обнажена преимущественно нижняя подсвита. Она залегает согласно на кызылкольской свите и, так же как и в районе Худесского месторождения, состоит из переслаивающихся кремнисто-глинистых сланцев и туфогенных пород общей мощностью до 1000 м. В нижней части заметно преобладают туфы и туфобрекчии, в верхней — кремнисто-глинистые сланцы. В нижней же части отмечается присутствие мощных (до 100 м) залежей кварцевых порфиритов.

Еще дальше к востоку, в верховьях рек Джуарген и Суарык, строение свиты резко меняется. Здесь почти весь ее разрез сложен разнообразными туфами и туфобрекчиями, а прослой осадочных пород имеют резко подчиненное значение. В туфах преобладают обломки разнообразных эффузивов, несколько отличающихся от эффузивов кызылкольской свиты. Редко встречаются обломки известняков. Размеры последних обычно небольшие, но иногда встречаются крупные обособления размером до 30×15 м. Обособления обычно окружены тонкой «рубашкой» из глинистых сланцев, приурочены к туфам, насыщенным прослоями осадочных пород, и вместе с последними образуют выдержанный горизонт. Такие условия залегания обособлений, а также отсутствие в туфах постороннего материала, который мог бы рассматриваться

как результат размыва, позволяют предполагать, что известняки представляющие собой образования, практически одновременные с туфами и, возможно, являюся остатками захороненных коралловых рифов. В мелких обломках известняка Е. А. Снежко были собраны неопределимые остатки кораллов и *Stringocephalus* sp. indet., указывающая, по определению М. А. Ржонсницкой, на их возможный живецкий возраст.

Сходный разрез наблюдается и на хребте Гитче-Тырныауз, но помимо различных туфогенных пород здесь встречаются редкие покровы пироксен-плагиоклазовых порфиритов.

По особенностям литологического состава толщу туфов р. Суарык и хребта Гитче-Тырныауз следует сопоставлять с нижней подсвитой р. Эльмес-тубе. В таком случае отличия ее от разрезов, обнажающихся к западу, следует искать в особенностях ее формирования. В частности, почти исключительное развитие туфов, в том числе и крупнообломочных, а также наличие покровов эффузивов, по-видимому, свидетельствуют о том, что накопление толщи в данном районе происходило вблизи от центра вулканической активности.

Аналогов верхней подсвиты к востоку от р. Малка достоверно не установлено. По литологическим особенностям и, в частности, по присутствию крупногалечных конгломератов с гальками плагиогранитов к верхней подсвите следует относить туфовую толщу р. Ислам-чат. Однако нижняя ее часть, сложенная главным образом туфами и туфобрекчиями, возможно, отвечает еще нижней подсвите.

Редкие находки фауны не позволяют точно датировать возраст картджуртской свиты, можно лишь предполагать, что она относится к среднему — верхнему девону. Причем в нижней подсвите были обнаружены остатки фауны среднедевонского облика, а в верхней отмечается присутствие форм, характерных только для франского яруса.

Строение туфогенно-осадочной свиты в урупской формации в общем аналогично строению картджуртской свиты междуречья Кубани и Малки. В ней можно выделить несколько типов разрезов, слагающих узкие полосы, вытянутые в субширотном направлении.

Первый тип разреза характерен для полосы, протягивающейся от р. Маруха (ниже ее коленообразного изгиба) через р. Кяфар в долину Большой Лабы (балки Горелая и Грушевая). Эта полоса является непосредственным продолжением по простиранию полосы выходов картджуртской свиты карачаевской формации в междуречье Кубани и Малки. Наиболее полно разрезы свиты в этой полосе изучены по долинам Марухи (Кизевальтер, 1963а) и Большой Лабы (Снежко и Греков, 1962).

По долине Марухи свита имеет отчетливое двучленное строение. Нижняя подсвита в нижней части состоит из толщи крупнообломочных туфов смешанного состава мощностью до 200 м, в верхней — из толщи мелкообломочных кристаллокластических туфов среднего состава с прослоями туффитов, туфопесчаников и кремнистых сланцев. Мощность толщи мелкообломочных туфов 450—500 м, а нижней подсвиты в целом около 700 м.

Верхняя подсвита сложена в основном осадочными породами с большой примесью вулканического материала. Ее разрез начинается довольно мощной (до 800 м) толщей переслаивания глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и туфопесчаников, содержащей отдельные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Вышележащая часть разреза подсвиты представлена толщей (мощностью до 500 м) крупногалечных туфогенных конгломератов с прослоями и пачками песчаников и алевролитов. В составе гальки конгломератов преобладают эффузивы кызылкольской свиты, различные гранитоиды и известняки.

Точно такая же последовательность напластования внутри свиты наблюдается и по долине Большой Лабы. Здесь на эффузивах кызыл-кольской свиты согласно залегает горизонт пестроокрашенных кремнистых сланцев с редкими прослоями алевролитов. Так же как и в между-речье Кубани и Малки, он хорошо выдержан по простиранию и является маркирующей границей между двумя свитами. На кремнистых сланцах без видимых признаков несогласия залегает толща туфогенных пород. В ее нижней части преобладают туфы, содержащие кристаллокласты кварца и сплюснутые обломки альбитофиров, в верхней — мелко- и среднеобломочные туфы смешанного состава, с преобладанием в обломках кристаллокластов эпидитозированного плагиоклаза. Туфовая толща района р. Большая Лаба имеет мощность около 300 м и по своему положению в разрезе и составу пород вполне аналогична нижней подсвите разреза р. Маруха, несколько отличаясь от нее наличием хорошо выраженной сланцеватости.

Верхняя подсвита в районе Большой Лабы также состоит из двух толщ: нижней туфосланцевой и верхней — туфоконгломератовой. Специфической особенностью туфосланцевой толщи является присутствие в ее нижней части горизонта пироксеновых порфиритов и их туфов мощностью до 200 м. Постепенное увеличение в туфосланцевой толще роли грубообломочных пород приводит к появлению в разрезе верхней, туфоконгломератовой толщи. Она представлена частым чередованием туфоконгломератов, песчаников, глинистых сланцев, образующих слой мощностью от 10 до 40 м. Во всех этих породах в заметном количестве присутствует вулканогенный материал, а в конгломератах, помимо этого, обильная окатанная галька плагиогранитоидов. Видимая мощность туфоконгломератовой толщи в районе р. Большая Лаба почти такая же, как и в районе Марухи (500 м), но ее кровля здесь размыта.

Сходный разрез туфогенно-осадочной свиты, по данным С. М. Кропачева (1962) и И. И. Грекова, наблюдается и по левым притокам р. Малая Лаба — Андрюку и балке Никитиной.

К юго-западу от полосы Малая Лаба — Маруха общая мощность свиты уменьшается до 600 м и, хотя свита продолжает сохранять двухчленное строение, горизонты и отдельные пачки осадочных пород или полностью выклиниваются или резко уменьшаются в мощности. Разрезы такого типа наблюдаются по долине Большого Зеленчука (между устьями балок Касаевской и Линевой) и в Бескесском рудном поле. В них также повсеместно развит горизонт пироксеновых порфиритов, но представлен он почти исключительно туфами и туфобрекчиями. Стратиграфическое положение его вполне аналогично положению в разрезе Большой Лабы: он перекрывает нижнюю подсвиту, выше залегает туфоконгломератовая толща. Пространственное положение разрезов подобного типа показывает, что они также образуют продольную полосу, в общем согласную с простиранием Передового хребта и занимающую промежуточное положение между двумя главными полосами.

В западной части Передового хребта, к западу от Большого Зеленчука, располагается вторая полоса выходов пород туфогенно-осадочной свиты. Она протягивается вдоль южной окраины зоны Передового хребта и охватывает хребты Дженту и Абишира-Ахуба. Особенностью строения свиты в этой полосе является почти полное отсутствие в ее составе туфоконгломератов. Свита по всей мощности (до 300 м) сложена довольно однородными рассланцованными мелкообломочными туфами смешанного состава. Прослой осадочных пород в ней редки, а туфоконгломераты образуют отдельные маломощные, невыдержанные, линзовидные тела. В восточной части этой полосы, на хребте Абишира-

Ахуба, туфоконгломераты пользуются уже значительно бóльшим развитием и достигают мощности 300 м.

К юго-западу от хребта Дженту и Абишира-Ахуба, в так называемой Промежуточной зоне, мощность свиты опять возрастает и она снова приобретает отчетливое двучленное строение. Нижняя часть свиты сложена мелкообломочными, рассланцованными туфами мощностью около 250—300 м, верхняя, мощностью до 300 м, состоит из различных по мощности слоев туфоконгломератов и мелкообломочных туфов. По своему характеру разрез туфогенно-осадочной свиты Промежуточной зоны сходен с разрезами второй полосы, обнажающимися по долине Большого Зеленчука, у впадения в нее балки Касаевской.

Сопоставление разрезов туфогенно-осадочной свиты по отдельным полосам западной части зоны Передового хребта и особенности ее фациальных изменений показаны на рис. 8. Из схемы видно, что по линии рек Большая Лаба — Маруха располагалась наиболее прогнутая часть древнего бассейна, где и накопилась огромная по мощности толща осадочных и туфогенных пород. По линии хребтов Дженту—Абишира-Ахуба, напротив, отмечается полоса относительных поднятий, поэтому мощность свиты здесь значительно меньше, а осадочные породы и туфоконгломераты не характерны.

Сходные черты фациальных изменений в составе свиты наблюдаются и в восточной части Передового хребта, в бассейнах Кубани и Теберды. В этом районе наиболее прогнутая часть совпадает с тектоническим блоком, сложенным породами карачаевской формации. Описание строения туфогенно-осадочной свиты этого блока было дано выше.

К югу от него располагаются Дженаитский и Кубанский тектонические блоки. Строение свиты в них близко к строению свиты в карачаевской формации, но мощность отдельных толщ и подсвит здесь несколько меньше. В общем виде разрез свиты Дженаитского блока может быть изображен по Е. А. Снежко и И. И. Грекову (1963) в следующем виде (снизу вверх):

1. На эффузивную свиту согласно налегает маломощный (до 50 м) горизонт пестроокрашенных кремнистых сланцев, алевролитов и туфопесчаников. Он развит почти повсеместно, но на отдельных участках различается количественными соотношениями слагающих его пород.
2. Туфы и туфопесчаники смешанного состава с прослоями глинистых и кремнистых сланцев и мелкими (до 5 м по длине) линзами известняков. В нижней части преобладают грубообломочные литокристаллокластические, в верхней — мелкообломочные кристаллокластические туфы 400—500 м
3. Туфы и туфобрекчи пироксеновых порфиритов, очень редко эпидотизированные пироксен-плаггиоклазовые порфириты . 100 „
4. Переслаивание глинистых сланцев, песчаников и мелкогалечных конгломератов 50—100 „
5. Туфоконгломераты, мощностью до 300 м, с редкими прослоями песчаников и кремнистых сланцев. В нижней части конгломераты характеризуются повышенным содержанием карбонатов, присутствующих как в виде мелких линз и прослоев, так и в составе цемента.

В расположенной еще далее к югу второй полосе (Кенделярский блок), протягивающейся от р. Теберда до р. Малка, разрез свиты несколько иной и породы отличаются большей интенсивностью метаморфических преобразований, хотя петрографический состав их остается тот же самый. В западной части этой полосы (в верховьях р. Культюбе) почти на тридцатикилометровом отрезке свита сложена исключительно туфами смешанного состава и ее мощность не превышает 40—50 м. Иногда она полностью выпадает из разреза и на эффузивную свиту налегают карбонатно-терригенные породы пастуховской свиты верхнего девона. Весьма характерно, что резко выраженного размыва,

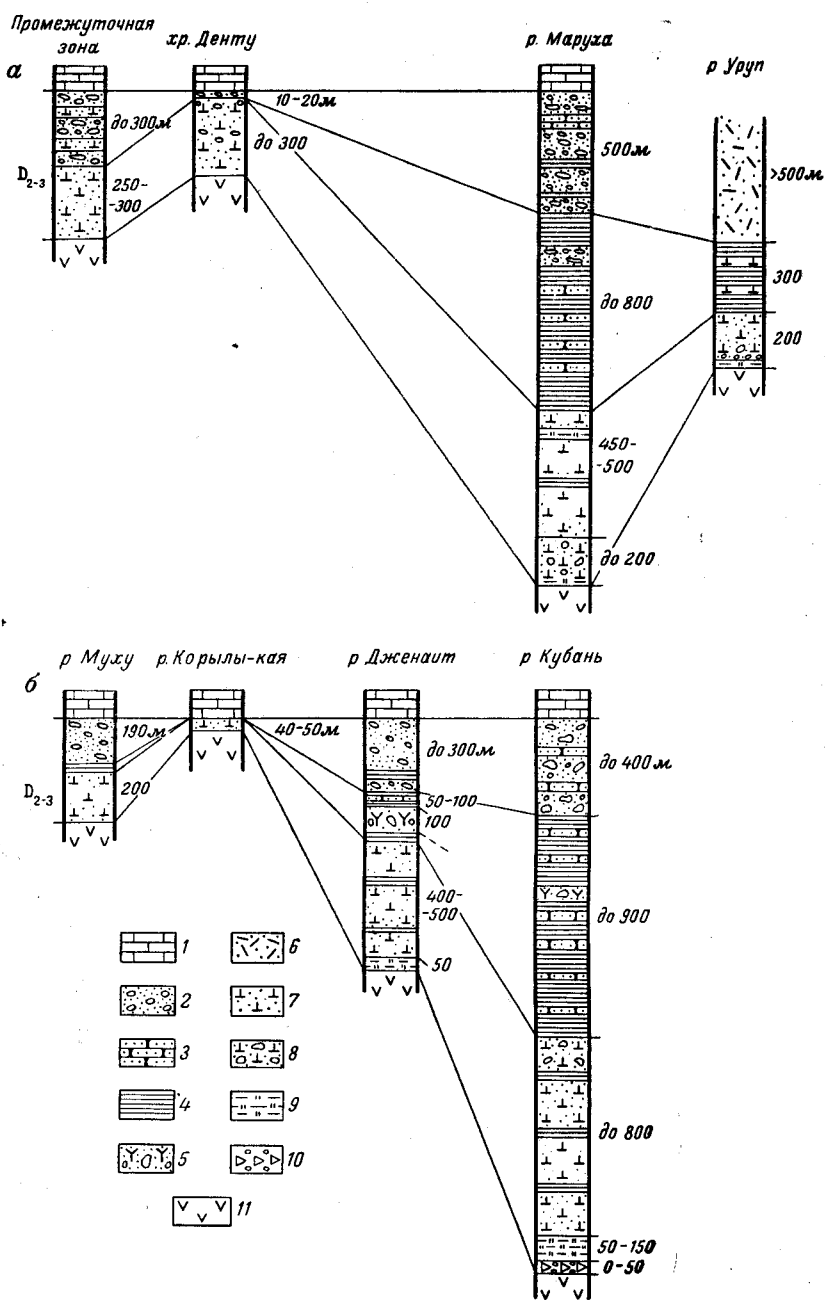


Рис. 8. Сопоставление разрезов картджуртской свиты ( $D_{2-3}$ ) западной (а) и восточной (б) частей зоны Передового хребта. По Е. А. Снежко и И. И. Грекову

1 — известняки пастуховской свиты ( $D_3$ ); 2 — туфоконгломераты; 3 — песчаники; 4 — филлиты, алевриты; 5 — лавобрекчи порфиритов; 6 — туфы кислого состава; 7 — туфы смешанного состава мелко- и среднеобломочные; 8 — туфы смешанного состава крупнообломочные; 9 — кремнистые сланцы; 10 — конглобрекчи; 11 — эффузивы кызылкольской свиты ( $D_2$ )



способного удалить километровую толщу пород, здесь не наблюдается. Более того, всюду отмечаются согласные залегания пород. Вероятнее всего, этот отрезок полосы во время накопления туфогенно-осадочной свиты представлял собой относительно приподнятый участок, на котором не происходило отложение пород, но в то же время отсутствовал и значительный размыв.

К западу от верховьев р. Куль-тюбе, т. е. от приподнятого участка, мощность свиты постепенно возрастает до нескольких сот метров (основание ее неизвестно) и в ее верхней части, под пастуховской свитой, появляются туфоконгломераты с галькой плагиогранитов.

Такая же картина постепенного увеличения мощности свиты устанавливается и к востоку от р. Куль-тюбе. Здесь свита участвует в строении узкого тектонического блока, располагающегося южнее пород карачевской формации. На современном эрозионном срезе в этом блоке сохранилась только нижняя часть свиты, представленная толщей туфов смешанного состава мощностью до 300 м. Наиболее полные разрезы свиты на этом участке можно наблюдать на южных склонах гор Зараус и Кизил-кая. Здесь в нижней части свиты залегают крупнообломочные туфогенные породы, а в верхней — мелкообломочные туфы с прослоями кварц-хлоритовых и кремнистых сланцев. В обильном количестве на различных стратиграфических уровнях наблюдаются мелкие линзы известняков.

К югу от палеовулканического поднятия располагается новая полоса накопления туфогенно-осадочных пород, охватывающая участок продольных долин рек Муху и Джемагат (Мухинский блок). Здесь обнажены основание и кровля свиты и мощность ее составляет всего около 300—400 м. Нижняя часть (мощностью 200 м) соответствует по составу нижней подсвите. Она сложена сильно рассланцованными мелкообломочными туфами смешанного состава. Верхняя часть отвечает верхней, туфоконгломератовой подсвите. Она представлена довольно однородной толщей туфоконгломератов с галькой плагиогранитов. В ее нижней части отмечаются прослой кремнистых сланцев и известковистых песчаников, которые по своему положению соответствуют туфосланцевой толще разрезов Большой Лабы и Марухи.

Сравнение фациальных изменений свиты в западной и восточной частях Передового хребта показывает их почти полную аналогию. В обоих случаях выделяется три полосы, причем наиболее прогнутая занимает северную часть зоны.

Своеобразным типом разреза, резко отличающимся от других участков, является разрез свиты в Урупском рудном поле, расположенном к северу от продольной линии Большая Лаба — Маруха. Здесь свита условно расчленяется на три литологических горизонта: горизонт туфов порфиритов (на месторождении получивших наименование горизонта туфов среднего состава), туфосланцевый горизонт и горизонт туфов кварцевых альбитофиров. Общая сохранившаяся от размыва мощность свиты составляет около 1000 м, а отдельных горизонтов — соответственно 200, 300 и 500 м. Туфы нижнего горизонта ни по составу, ни по интенсивности метаморфических преобразований не отличаются от аналогичных пород, развитых на других участках, и это позволяет видеть в них аналоги туфовой толщи разреза рек Маруха и Большая Лаба. Туфосланцевый горизонт Урупа по особенностям строения и состава сопоставляется с туфосланцевым горизонтом Большой Лабы. Естественно, встает вопрос о положении в разрезе свиты горизонта туфов кварцевых альбитофиров. Этот горизонт, помимо Урупского рудного поля, устанавливается также и в разрезе по р. Даут (Дженаитский блок), где он описан Е. А. Снежко и И. И. Грековым (1962). Здесь он залегает также

выше туфовой толщи и отделяется от нее пачкой переслаивания туфов, кремнистых и глинистых сланцев мощностью около 50 м. К западу от р. Даут, в верховьях р. Дженаит (исток р. Куль-тюбе), туфы кварцевых альбитофиров фациально замещаются туфоконгломератами, в которых вначале преобладают крупные обломки кварцевых альбитофиров, а далее к западу уже появляются и гальки плагногранитов. Эти данные со всей очевидностью указывают на одновременное накопление туфов кислого состава и туфоконгломератов и, следовательно, их можно рассматривать как одновозрастные образования.

Вулканогенные образования в подавляющем большинстве случаев согласно перекрываются *пастуховской свитой*. Местами в контактовой зоне отмечается даже взаимное переслаивание пород, а обломочные вулканогенные породы содержат в цементе повышенное количество карбонатного материала. Лишь на южном склоне хребта Абишира-Ахуба и в районах горы Большой Пцицер отмечается налегание пород на различные горизонты картджуртской свиты, однако и в этом случае в отдельных обнажениях контакты не только согласные, но в вулканогенных породах присутствуют тонкие прослой известняков, прослеживающиеся параллельно контакту на сотни метров. Следовательно, вряд ли можно допускать наличие значительного перерыва между картджуртской и пастуховской свитами. А если так, то необходимо признать, что к началу формирования осадков пастуховской свиты существовал определенный вулканический рельеф, оказавший значительное влияние на ход осадконакопления и обусловивший резкие различия в ее фациальном составе. Согласно залегание вулканогенного и карбонатно-терригенного комплекса и наблюдаемое постепенное обогащение вулканогенных пород карбонатным материалом указывают также на невозможность резкого противопоставления по возрасту обоих комплексов.

В пределах Передового хребта пастуховская свита образует три крупных и ряд более мелких разобщенных участков. Западный участок охватывает бассейны рек Большая Лаба, Большой Зеленчук и Маруха (Лабино-Марухский район), центральный — бассейны рек Теберда и Кубань (Кубано-Тебердинский район) и восточный — бассейн р. Баксан. Мелкие выходы карбонатных пород, которые могут быть причислены к пастуховской свите, известны по долинам Киши и Уруштена, к западу от Лабино-Марухского района.

В Лабино-Марухском районе в строении свиты устанавливается отчетливая продольная зональность. На северо-востоке (гора Пастухова, р. Кяфар) и на юго-западе (хребты Дженту и Абишира-Ахуба) накапливались преимущественно карбонатные породы. Мощность свиты достигает здесь 300—500 м. В центральной части района (гора Малый Карабек, балка Касаевская) мощность свиты значительно меньше (150—200 м) и в ее составе преобладают терригенные породы. Ширина отдельных зон составляет 5—10 км.

Наиболее полный разрез пастуховской свиты обнажен по долине Марухи (ниже ее коленообразного изгиба) и на восточном склоне горы Пастухова. Здесь она имеет отчетливое двучленное строение. Нижняя подсвита, выделяемая Д. С. Кизевальтером (1963а) как кыркольская подсвита пастуховской свиты, а С. М. Кропачевым (1962) как собственно пастуховская, представляет собой сложное чередование пестроокрашенных, часто красноцветных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, содержащих довольно мощные (до 70 м) пласты карбонатных пород. Особенно характерен пласт белых мраморизованных известняков (мощностью до 50 м), залегающий обычно в основании разреза и отличающийся от других степенью метаморфизма. Остальные пласты известняков распределены по разрезу относительно равномерно. Верхняя

подсвета (агурская подсвета Д. С. Кизевальтера или нижняя часть агурской свиты С. М. Кропачева) сложена по существу только известняками и имеет мощность 150—200 м. Слои, залегающие выше мощных известняков (марухская свита Д. С. Кизевальтера), уже относятся к нижнему карбону.

В верхней подсвете по р. Маруха В. Н. Робинсоном (1938, 1947 г.) были найдены водоросли *Girvanella* sp., фораминиферы и мшанки *Cyclotrypa* sp., а из сборов Г. И. Баранова (1959) К. В. Миклухо-Маклай определены *Archaesphaera* sp., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *P. cushmani* Sul., *P. magna* Antz. В этих же отложениях Г. А. Михеевым в 1962 г. были собраны, а Е. А. Рейтлингер определены: *Umbella* cf. *ollenia* Вук., *Asterosphaera pulchra* Reittl., *Endothyra* sp., брахиоподы *Cyrtoceras* sp. В известняках по балкам Гороховой и Подорванной (северный склон горы Пастухова) В. В. Пермяковым и А. Д. Миклухо-Маклаем в 1962 г. собраны водоросли, мшанки, в значительном количестве гирванеллы, фораминиферы *Archaesphaera grandis* Lip., *Parathuramina stellata* Lip., *P. suleimanovi* Lip., *P.* cf. *radiata* Man., *Bisphaera* sp., *B. malevkensis* Bir., *Septatournayella rauserae* Lip., *Glomospiranella primaeva* (Raus.), *Endothyra communis* Raus, *Parachaetetes paleozoicum* Masl. и водоросли.

Таким образом, возраст верхней подсветы пастуховской свиты хорошо документирован фаунистически и отвечает верхнему фамену и этренским слоям.

К западу от горы Пастухова подобный разрез обнажен по р. Кыфар. Нижняя подсвета представлена здесь пестроокрашенными песчаниками и алевролитами, глинистыми и известковистыми сланцами, содержащими в основании 40—50 м горизонт светлых мраморовидных известняков; верхняя — однородными массивными известняками мощностью около 100—150 м. Органические остатки на этом участке найдены не были, однако общий литологический состав пород и последовательность их напластования настолько сходны с разрезом горы Пастухова, что вопрос об их одновозрастности не может вызывать сомнений. Известняки верхней подсветы перекрываются пачкой переслаивающихся глинистых сланцев, песчаников и известняков, которая, возможно, относится уже к нижнему карбону.

К югу от горы Пастухова и р. Кыфар разрез свиты меняется: сокращается мощность нижней подсветы, резко уменьшаются в мощности вплоть до полного выклинивания слои карбонатных пород. Примеры подобных фациальных изменений в пастуховской свите можно наблюдать в междуречье Большого Зеленчука и Марухи, где они были изучены Г. А. Михеевым (1957), С. М. Кропачевым (1962), Е. А. Снежко, И. И. Грековым (1963б).

Уже на юго-восточном склоне горы Пастухова мощность известняков верхней подсветы уменьшается с 200 до 80 м, отдельные горизонты известняков в нижней подсвете (за исключением нижнего) вообще выклиниваются, а в связи с этим уменьшается и общая мощность свиты. На горе Малый Карабек (в 3 км к югу от горы Пастухова) мощность свиты составляет всего около 200 м и в ней наблюдаются только две пачки известняков. Нижняя пачка, залегающая в основании свиты, имеет, так же как и на горе Пастухова, мраморовидный массивный облик. Верхняя (мощностью 50—60 м) сложена темными известняками, непосредственно увязывающимися с известняками верхней подсветы горы Пастухова. Между пачками известняков располагаются пестроокрашенные песчаники и глинистые сланцы.

Подобное строение пастуховская свита имеет и по обоим бортам долины Большого Зеленчука, в районе балки Касаевской. В нижней

пачке мраморовидных известняков А. Д. Миклухо-Маклаем и В. В. Пермяковым (1962 г.) были определены фораминиферы, указывающие на принадлежность ее к фаменскому ярусу верхнего девона.

Карбонатные отложения, развитые в юго-западной части района, на хребтах Дженту и Абишира-Ахуба, отделены от основной области развития пастуховской свиты поясом гипабиссальных интрузий нижнего карбона и имеют несколько иное строение.

В истоках р. Кяфар-Агур и на северном склоне хребта Абишира-Ахуба нижняя часть карбонатной толщи сложена пачкой (мощностью 100—150 м) темно-серых глинистых сланцев с прослоями известняков, а верхняя — массивными мраморизованными известняками (мощностью до 100 м). В основании глинистых сланцев отмечаются пестроокрашенные песчаники, сланцы, реже гравелиты, что придает ей сходство с нижней, пестроцветной подсвитой пастуховской свиты. На южном склоне хребта Абишира-Ахуба глинистые сланцы и песчаники почти выклиниваются и весь разрез сложен практически только известняками. В восточной части хребта Абишира-Ахуба, у пос. Архыз, мощность известняков резко сокращается и вся толща представлена темными глинистыми сланцами с прослоями гравелитов, песчаников и известняков. Несмотря на такие резкие колебания в литологическом составе, мощность толщи в продольном направлении сохраняется и составляет 200—250 м.

Одними известняками сложена толща и в верховьях рек Уруп и Ацгара и в районе хребта Дженту. Хотя эти известняки непосредственно не увязываются с известняками хребта Абишира-Ахуба, сходство строения подстилающих и перекрывающих их толщ позволяет считать известняки обоих районов одновозрастными (Е. А. Снежко, 1957 г., Кропачев, 1962; Кизевальтер, 1963а). В районе хребта Дженту известняки маркируют широкую синклиналь. В южном ее крыле они обнажаются на хребте Дженту, а в северном — на горе Большой Пцицер. Мощность известняков в южном крыле около 300 м, а в северном только около 100 м. В обоих крыльях известняки согласно, а местами даже с постепенным переходом залегают на вулканогенных породах. Иногда в их основании отмечаются мелкообломочные пестроокрашенные терригенные породы, сходные с таковыми нижней подсвиты пастуховской свиты.

К югу от известняков хребта Абишира-Ахуба и р. Ацгара, отделяясь от них верхнепалеозойскими отложениями, располагается еще одна полоса карбонатных пород, протягивающаяся на расстоянии около 20 км вдоль правого борта Загеданской долины. Никаких окаменелостей в них пока не найдено, но на основании сходства разрезов подстилающих и перекрывающих толщ можно считать, что они синхронны известнякам хребтов Абишира-Ахуба и Дженту. Мощность известняков 50—100 м.

Возрастное положение карбонатных отложений хребтов Дженту и Абишира-Ахуба и их сопоставление с разрезом горы Пастуховой пока остаются недостаточно ясными.

Обнаруженные здесь остатки фауны противоречивы и не дают надежного определения возраста. С другой стороны, сходство в строении и составе подстилающих известняки пород на хребте Дженту и в районе горы Пастухова скорее всего свидетельствуют о среднепалеозойском возрасте известняков хребта Дженту. Более точная датировка встречается серьезные затруднения и основывается только на литологических сопоставлениях. С. М. Кропачев (1962) и И. И. Греков (1965 г.) относят известняки хребтов Дженту и Абишира-Ахуба к турнейскому ярусу и считают, что аналоги пастуховской свиты здесь или совер-



шенно отсутствуют, или представлены пачкой глинистых сланцев, известняков и песчаников, залегающей под известняками. С таким представлением согласиться нельзя, так как иначе мы должны допустить наличие значительного перерыва (по крайней мере весь фамен) между отложением вулканогенных пород и известняков, что не подтверждается фактическим материалом. Кроме того, известняки и вмещающие их глинистые сланцы у пос. Архыз перекрываются кварцевыми конгломератами с галькой известняков, совершенно тождественных тем конгломератам, по которым сам же С. М. Кропачев проводит границу между верхним девонем и нижним карбоном. Исходя из последнего обстоятельства, нельзя признать убедительной и точку зрения Д. С. Кизевальтера (1963а), который считает, что известняки хребтов Дженту и Абишира-Ахуба, выделяемые им в виде самостоятельной джентинской свиты, отвечают по возрасту верхнему фамену и турне. Более правдоподобны взгляды В. А. Мельникова (1962 г.), считающего известняки хребта Дженту верхнедевонскими, т. е. одновозрастными с пастуховской свитой. В пользу этого, как нам представляется, говорит не только наличие перекрывающих известняки конгломератов, но и довольно резкая смена во времени карбонатных пород верхнего фамена и этрена терригенными осадками нижнего карбона, наблюдаемая почти во всех без исключения разрезах.

В Кубано-Тебердинском районе пастуховская свита обнаружена на отрезке от левобережья Теберды до р. Даут. К западу она скрывается под напластованиями верхнего палеозоя, а на востоке в силу общего воздымания среднепалеозойских структур исчезает из разреза. Свита участвует в строении трех продольных тектонических блоков. Блоки имеют ширину 2—3 км и в каждом из них строение свиты различно. В северном (Дженайтском) и южном (Мухинском) блоках в составе свиты главную роль играют известняки, а в центральном (Кенделярском) — глинистые сланцы и песчаники, известняки же занимают подчиненное положение и отмечаются только в верхней части разреза. Таким образом, и в Кубано-Тебердинском районе устанавливается та же фаціальная зональность, что и в Лабино-Марухском.

В Дженайтском блоке разрез свиты наиболее полно вскрыт по истокам р. Куль-тубе (Дженайт и Қорылы-кая). В общем он идентичен разрезу горы Пастухова. Здесь также устанавливается наличие двух подсвит: в нижней преобладают пестроцветные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, содержащие в основании линзовидный горизонт массивных мраморизованных известняков мощностью до 100 м. Общая мощность подсвиты составляет около 300—350 м. Верхняя толща сложена в основном известняками, внизу массивными, переходящими выше по разрезу в слоистые. Мощность толщи до 200—250 м. В этих известняках по р. Кызыл-су, левому притоку р. Дженайт, Д. С. Кизевальтером были обнаружены *Cyrtospirifer cf. calcaratus* Sow., *Productella calva* var. *multisponosa* Sok., а Е. А. Снежко *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuli* Murgsch. (определение М. А. Ржонсницкой), указывающие на их верхнефаменский возраст. Выше известняков с верхнефаменской фауной залегает толща переслаивания тонкозернистых песчаников, слоистых известняков, глинистых и известковистых сланцев. Ее возраст фаунистически не доказан. По аналогии с разрезом горы Пастухова ее можно относить к нижнему карбону.

Западным продолжением Дженайтского блока служит изолированный выход карбонатных пород в устье р. Агура. Здесь карбонатные породы вскрываются в ядре верхнепалеозойской антиклинали и представлены в нижней части слоистыми известняками (мощностью до



130 м), в верхней (мощностью до 100 м) — чередованием песчаников с глинистыми сланцами и известняками. В нижней части верхней толщи вначале К. А. Прокоповым (1936б), а затем В. Н. Робинсоном (1938) были обнаружены *Camaraphoria brachyptucta* Schug., *Cyrtospirifer verneuli* Murgsh., отвечающие, по определению Д. В. Наливкина, франскому ярусу верхнего девона. В последующем в известняках нижней толщи Д. С. Кизевальтером (1959), А. Д. Миклухо-Маклаем и В. В. Пермяковым в 1962 г. были собраны многочисленные фораминиферы *Septatournayella rauserae* Lip., *Endothyra communis* Raus., *Quasiendothyra kobeitusana* (Raus.), *Paracaligella antropovi* Lip., *Bisphaera* sp., указывающие на наличие здесь этренских слоев. Д. С. Кизевальтер относил породы р. Агура полностью к верхнему фамену. Приведенные выше списки брахиопод отнюдь не противоречат этому заключению, так как указанные формы, по современным представлениям, встречаются как во франском, так и в фаменском ярусах. Поскольку микрофауна этренских слоев была обнаружена в известняках, возможно, что вышележащая толща песчаников и глинистых сланцев отвечает уже турнейскому ярусу.

К этому же типу разрезов пастуховской свиты следует относить и изолированный выход карбонатных пород по р. Аксаут, являющийся связующим звеном между Лабино-Марухским и Кубано-Тебердинским районами. По р. Аксаут обнажена только верхняя часть пастуховской свиты. Внизу залегает мощная (до 100 м) толща массивных битуминозных известняков, переходящих выше в слоистые. Эта часть разреза, содержащая фауну, близкую к фауне агурского разреза (В. Н. Робинсон, 1947 г.), соответствует, по В. Н. Робинсону, мощной толще известняков горы Пастухова и Дженаитского блока и отвечает, следовательно, верхней части фаменского яруса, а судя по наличию в ней *Endothyra communis* Raus. (Кизевальтер, 1959 г.), возможно, и этренским слоям. Выше известняков залегает пачка глинистых сланцев и песчаников, которую Д. С. Кизевальтер относит уже к нижнему карбону.

В следующем к югу Кенделярском блоке строение свиты несколько иное, хотя и здесь четко устанавливается ее двучленное строение. Непосредственно на вулканогенных породах без признаков прерыва залегает толща переслаивания глинистых и известково-глинистых сланцев, тонкозернистых, иногда карбонатных песчаников и черных известняков. Мощность отдельных слоев 0,5—5,0 м, а общая мощность пачки 250—300 м. В ее основании вдоль границы Кенделярского и Дженаитского блоков отмечаются слои среднезернистых кварцевых песчаников, окрашенных иногда в лиловый цвет, очень сходных с породами нижней подсвиты Дженаитского блока и горы Пастухова, но мощность их здесь значительно меньше.

Постепенно, обогащаясь прослоями известняков, толща глинистых сланцев и песчаников сменяется вначале слоистыми известняками, а затем массивными. Иногда массивные известняки непосредственно налегают на толщу глинистых сланцев. Эти известняки, получившие название гидамских, имеют мощность от 30 до 150 м и являются прекрасным маркирующим горизонтом. В. Н. Робинсон (1947 г.) считал их более молодыми, чем известняки Марухи и Агура, и относил к этренским слоям. Новые данные, основанные на определениях микрофауны из известняков Марухи, Агура и Гидама, позволяют отказаться от такого противопоставления и считать их разновозрастными образованиями. С. М. Кропачев (1962) приводит следующий список фораминифер, определенных О. А. Липиной: *Septatournayella rauserae* Lip., *Parathuramina oldae* Sul., *Endothyra spinosa* N. Tchern., *Quasi-*

*dothyra* sf. *communis* R a u s., *Q. cf. kobeitusana* R a u s., *Bisphaera irregularis* B i r., *Baituganella vulgaris* L i p., *Glomospiranella rara* L i p., Помимо этого, А. Д. Миклухо-Маклай и В. В. Пермяков указывают на наличие в известняках Гидама остатков *Syringopora ramulosa* G o l d f., *S. conferta* K e u s., кораллов *Amplexus* sp., многочисленных гирванелл и фораминифер *Archaesphaera grandis* L i p., *A. minima* S u l., *Parathurrammina spinosa* L i p., *P. suleimanovi* L i p., *P. tuberculata* L i p., *Endothyra* aff. *robinsoni* N. T c h e r n., *Paracalligella antropovi* L i p. С. М. Кропачев считает, что известняки Гидама относятся к зоне *Serp-tatournayella gausegae* верхнего фамена. Однако присутствие в этих известняках многочисленных эндотиратид может указывать и на наличие, во всяком случае в верхней их части, этренских слоев. Исходя из этого представляется целесообразным проводить границу между верхним девоном и нижним карбоном, так же как и на горе Пастухова, по кровле мощного горизонта массивных известняков. Этренские слои, поскольку литологически они не отделимы от верхнего фамена, следует рассматривать в составе пастуховской свиты.

В следующем к югу Мухинском тектоническом блоке, отделенном от предыдущего крупным тектоническим разрывом, в свите опять резко преобладают известняки. Они образуют мощную гряду крутопадающих слоев, слагающих водораздельную часть хребта Кенделяр-ляр. Известняки достигают здесь большой (до 400 м) мощности и содержат редкие прослой филлитовидных глинистых и известково-глинистых сланцев. Преобладают массивные разнovidности известняков, а слоистые встречаются отдельными тонкими пачками. На южном склоне хребта Кенделяр-ляр, между перевалом Эпчик и долиной Теберды, в основании известняков залегает пачка метаморфизованных, преимущественно глинистых пород, содержащая отдельные слои известняков мощностью до 15—25 м.

На левом берегу долины Теберды и по ее притоку Муху мощность известняков уменьшается до 40 м. Они фашиально замещаются глинистыми сланцами (общей мощностью около 300 м), слагающими на данном участке почти весь разрез свиты. Известняки отмечаются только в нижней части разреза, в них А. Д. Миклухо-Маклаем и В. В. Пермяковым (1962 г.) были обнаружены единичные паратурамины и редкие ostrakody, которые скорее всего свидетельствуют о верхнедевонском возрасте этих пород.

К востоку от перевала Эпчик (в долине р. Даут) наблюдается та же картина. Прослой глинистых пород в известняках, увеличиваясь в мощности, расчленяют единую толщу известняков хребта Кенделяр-ляр на отдельные горизонты, которые прослеживаются до долины р. Даут. Далее к востоку известняки практически выклиниваются и весь сохранившийся от размыва разрез свиты представлен известково-хлоритовыми сланцами (метапесчаниками), содержащими в нижней части тонкие прослой и линзы известняков мощностью до 10—15 м. Один из таких прослоев, залегающий почти в основании свиты, прослеживается от р. Даут до рек Эльмез-тубе и Енукол, а далее к востоку, так же как и вся свита, срезается тектоническими разрывами.

Резкое преобладание в составе свиты массивных известняков, их значительная мощность, а также характер и строение подстилающих пород позволяют сопоставить разрезы хребта Кенделяр-ляр с разрезами пастуховской свиты хребтов Дженту и Абишира-Ахуба. Это сходство еще более усиливается наличием в основании известняков пачки глинистых сланцев с прослоями известняков и перекрытием их конгломератами и песчаниками нижнего карбона.

Сопоставление разрезов Лабино-Зеленчукского и Кубано-Тебердинского районов показывает их значительную, а иногда и полную аналогию. В обоих районах выделяется три полосы, которые характеризуют различную фациальную обстановку, существовавшую в момент накопления свиты.

Северная полоса, объединяющая разрезы р. Кяфар, горы Пастухова, Аксаута, Агура и Дженаитского блока, характеризуется отчетливым двучленным строением. В нижней части преобладают пестроокрашенные терригенные породы, содержащие в основании горизонт массивных известняков, в верхней — массивные, реже слоистые известняки. Накопление осадков нижней подсвиты происходило вблизи области сноса, при обильном поступлении грубообломочного терригенного материала. Временами интенсивность поступления обломочного материала была небольшой и в этой обстановке происходило формирование карбонатных пород. По некоторым признакам можно предположить, что карбонатные породы представляют собой скорее всего остатки захороненных рифов. Накопление осадков верхней подсвиты происходило при очень незначительном поступлении терригенного материала, что способствовало образованию в условиях мелкого моря значительных масс известняков. Их массивный облик, наличие многочисленных водорослей, кораллов позволяют предположить, что известняки представляют собой захороненные остатки древних рифов.

Центральная полоса, так же как и северная, имеет субширотное простираие и прослеживается от балки Касаевской (р. Большой Зеленчук) через устье р. Гидам до верховьев Куль-тубе. К западу и востоку она выклинивается, и северная и южные полосы непосредственно соприкасаются друг с другом. В центральной полосе в пастуховской свите также выделяются две литологические толщи. В нижней преобладают мелкообломочные терригенные породы, а в верхней — известняки. Прямого сопоставления толщ центральной полосы с подсвитами, развитыми в северной полосе, провести пока не удастся. Они довольно резко различаются по мощности и составу. В целом же разрезы центральной и северной полос можно считать одновозрастными. В обоих случаях они подстилаются сходными по составу вулканогенными породами и содержат в верхах фаунистически охарактеризованные слои верхнего фауны и этрена.

Обстановка осадконакопления в центральной полосе была несколько иной, чем в северной. Вначале здесь происходило накопление тонкообломочных пород, отличающихся хорошей сортировкой и слоистостью. Этому, по-видимому, благоприятствовало наличие рифовых построек в северной полосе, защищающих бассейн от поступления грубообломочного материала. В самом конце накопления осадков пастуховской свиты обстановка изменилась и стала сходной с обстановкой в северной полосе. В это время в обеих полосах происходило накопление карбонатных пород.

Южная полоса охватывает хребты Дженту, Абишира-Ахуба и Кенделяр-ляр. Она располагалась на наибольшем удалении от источников сноса и здесь по существу в течение всего времени происходило накопление карбонатных пород. Исключение составляет только средняя часть этой полосы, расположенная между реками Большой Зеленчук и Теберда, где вместо известняков накапливались глинистые осадки.

К пастуховской свите в Кубано-Тебердинском районе следует относить и пачку карбонатных песчаников с линзами известняков, обнажающуюся к северу от Дженаитского блока, по обоим бортам долины р. Кубань, около пос. Картджурт. Она залегает согласно на глыбовых конгломератах так называемой карачаевской серии (картджуртская

свита) и в свою очередь перекрывается конгломератами среднего—верхнего карбона. Общая мощность пачки составляет 100—150 м, а отдельных линз известняков до 10—15 м. Линзы известняка обычно имеют небольшую протяженность — первые десятки метров, и только отдельные слои прослеживаются на более значительные расстояния. По литологическому составу эта пачка несколько отличается от обычных пород пастуховской свиты, но ее одновозрастность с ними вряд ли может вызывать сомнение. Из сборов И. И. Грекова, А. Д. Миклухо-Маклаем были определены многочисленные фораминиферы, которые ясно указывают на верхнедевонский возраст пачки карбонатных песчаников и известняков. Отсюда были определены: *Archaeosphaera* sp., *A. minima* Sul., *A. magna* Sul., *Bisphaera* sp., *B. malevkensis* Bir., *Viesinesphaera* sp., *Parathuramina* sp., *P. aff. spinosa* Lip., *Umbella* sp., *Neotuberitina* sp., *N. cf. magna* Bjark., *Cribrosphaeroides* sp., *Eotuberitina crassa* Pojark и др.

В бассейне р. Баксан выходы пастуховской свиты образуют две параллельные полосы общекавказского простираения.

Южная полоса простирается отдельными тектоническими клиньями вдоль водораздельного гребня от истоков р. Ислам-чат, правого притока Малки, до р. Баксан. В западной части этой полосы карбонатная толща представлена переслаивающимися слоистыми известняками и известково-глинистыми сланцами, содержащими в верхней части горизонты песчаников, конгломератов, дресвяных брекчий. В восточной части развиты исключительно массивные известняки, достигающие на горе Суарык видимой мощности около 600 м. В этих известняках Д. С. Кизевальтером и др. (1957 г.) были обнаружены остатки кораллов *Rugosa*, среди которых Т. А. Добролюбовой и Н. В. Казаковой были определены *Caninia cylindrica* Scouler., *C. cf. cornucopia* Michelin, характерные, по их мнению, для турнейского яруса. Однако по литологическому составу эта толща больше сходна с пастуховской свитой, чем с нижним карбоном более западных районов, а вышеприведенные кораллы встречаются в Армении и в этренских слоях.

Северная полоса карбонатных пород, выделявшаяся Д. С. Кизевальтером (1963а) как часть суарыкской свиты среднего—верхнего девона, обнажена по долине р. Суарык. В ней к пастуховской свите следует относить толщу массивных известняков (мощностью до 200 м), залегающую на туфах картджуртской свиты и содержащую микрофауну зоны *Septatougnayella gausegae*. Массивные известняки, по Е. В. Аксаментову и Ю. А. Зайцеву, перекрываются пачкой слоистых известняков, отделенных от первых горизонтом песчаников, которые, возможно, соответствуют уже нижнему карбону, хотя фаунистических данных для однозначного решения этого вопроса пока нет. В известняках р. Джуарген, являющихся непосредственным продолжением известняков р. Суарык, Д. С. Кизевальтером были обнаружены *Syringopora* ex gr. *conferta* Keis.

## ДЕВОН СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Сведения об отложениях девонской системы, участвующих в строении складчатого фундамента Предкавказья, весьма скудны (Дубинский, 1960б, 1962). Они основываются исключительно на материалах бурения глубоких скважин, вскрывших на протяжении 1953—1964 гг. рассматриваемые отложения в немногих пунктах Предкавказья. Палеонтологическая характеристика вскрытой части девонских отложений базируется только на результатах палинологического анализа. При этом спорово-пыльцевые комплексы удалось выделить лишь из некото-



рых образцов пород. Принадлежность к девонской системе образцов, из которых не удалось выделить спорово-пыльцевые комплексы, уславливалась преимущественно по их сходству с породами девона, известными на Северном Кавказе. Сказанное позволяет судить о степени условности отнесения вскрытых в Предкавказье отложений к девонской системе, хотя некоторые образцы вероятнее всего действительно принадлежат ей.

Палинологические остатки, а также состав заключающих их пород, сходный с таковым девона Северного Кавказа, а местами и Южного Донбасса, дают основание предполагать, что известные отложения девонской системы Предкавказья, вероятно, относятся к верхнему и среднему ее отделам. Однако последовательное описание данных подразделений в соответствии с их возрастной принадлежностью, как это сделано для Северного Кавказа, провести пока нельзя, поэтому ниже излагаются сведения, полученные в результате бурения отдельных скважин.

Породы палеозоя, вскрытые в скважинах № 15 и 27 Александровской площади, № 5 Невинномысской, № 15 Безопасненской и Нагутской опорной, по внешнему виду похожи на породы девона.

Александровские скважины № 15 и 27 располагаются юго-восточнее г. Армавира. В скв. № 27 палеозой вскрыт под юрскими отложениями на интервале 2235—2338 м. В верхней части он представлен кирпично-красными, местами лиловато-серыми песчано-глинистыми слабо слюдястыми сланцами. Плотность сланцев достигает  $2,82 \text{ г/см}^3$ . Угол падения их, замеренный по хорошо выраженному напластованию в керне, достигает  $45^\circ$ . Из этих сланцев Е. М. Андреевой выделены споры *Stenozonotriletes extensus* Naum., *Acanthotriletes inferus* Naum. Первая форма известна из отложений франского яруса, а вторая характеризует породы живетского яруса Русской платформы. В нижней части разреза скважины вскрыты зеленовато-серые слюдястые сланцы, лишь изредка переслаивающиеся с красно-бурыми. Внешне они напоминают некоторые горизонты северокавказского девона, в частности разноцветные сланцы, входящие в состав его «известняковой толщи». В скв. № 15 Александровской, расположенной север-северо-восточнее скв. № 27, на интервале 1887—1892 м обнаружены серые, резко дислоцированные сланцы, из которых Е. М. Андреева выделила споры *Hymenozonotriletes turbinatus* (Waltz) Naum., которые описаны С. Н. Наумовой из отложений франского яруса Русской платформы.

Скважина № 5 Невинномысская пробурена в своде одноименной антиклинальной складки. Палеозой, залегающий здесь под слабо дислоцированными отложениями апта — альба, был вскрыт на интервале 1478—1800 м. Разрез его начинается зеленоватыми плотными филлитизированными сланцами, которые местами переслаиваются с мелкозернистыми песчаниками. На интервале 1503—1547 м залегают глинистый полосчатый сланец. Ниже, до забоя скважины, отмечено чередование глинистых и алевролито-глинистых сланцев. На глубинах 1559; 1705; 1749 и 1774 м обнаружены шоколадные, буро-лиловые глинисто-слюдястые и глинисто-хлоритовые сланцы, местами содержащие туфогенный материал. Породы, вскрытые скв. № 5, дислоцированы — углы падения, замеренные по напластованию в керне, равны  $15\text{--}30^\circ$ , увеличиваясь местами до  $70^\circ$ . Плотность пород достигает  $2,65\text{--}2,78 \text{ г/см}^3$ . По внешнему сходству с девоном Северного Кавказа они были отнесены в 1953 г. А. Я. Дубинским, а вслед за ним Н. И. Цибовским (1956 г.) к верхнедевонским. Известным подтверждением этому служат определения возраста невинномысского палеозоя спорово-пыль-



цевым анализом (М. Ф. Жаркова, ВНИГНИ), показавшие единичные споры верхнего девона.

Нагутская опорная скважина расположена в 25 км к северо-западу от г. Минеральные Воды. Фундамент был вскрыт в ней на интервале 2000—2051 м. Он представлен осадочными и прорывающими их магматическими породами, залегающими под слабо дислоцированными юрскими отложениями. Осадочный комплекс фундамента представлен серовато-зелеными глинисто-серицитовыми сланцами, слюдястыми песчаными сланцами и песчаниками. Породы эти резко дислоцированы, угол падения их, замеренный по напластованию в керне, достигает 60—85°, при плотности 2,68—2,77 г/см<sup>3</sup>. Внешне они напоминают породы описанных выше Александровских и Невинномысской скважин, а также верхнедевонские образования Северного Кавказа.

Очень сходны с невинномысскими и нагутскими породами сланцы, вскрытые в пределах Ставропольского поднятия в Янкульских и Безопасненской скважинах. Янкульские скважины № 6 и 7 располагаются в 57 км к юго-востоку от Ставрополя. Они вскрыли резко дислоцированные зеленовато-серые сланцы, плотность которых достигает 2,78 г/см<sup>3</sup> (скв. № 6). Никаких органических осадков в этих породах выделить не удалось. Самая северная точка вскрытия предположительно девонских дислоцированных отложений в Предкавказье располагается на Безопасненском поднятии (60 км севернее Ставрополя). Скважина № 15 Безопасненская вскрыла на интервале 1750—1775 м под горизонтально залегающими альбскими отложениями зеленовато-серые кварцитовые сланцы, падающие под углом 70°. Плотность их достигает 2,78 г/см<sup>3</sup>.

### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения Северного Кавказа разделяются на две разнородные по составу и генезису толщи. Нижняя соответствует нижнему отделу каменноугольной системы, верхняя — среднему и верхнему отделам. Нижний отдел сложен карбонатно-терригенными морскими осадками. На Северном Кавказе его принято относить к среднему палеозою. В составе нижнего карбона фаунистически доказано присутствие лишь турнейского яруса. Визейские и намюрские отложения не установлены. Средне- и верхнекаменноугольные отложения отделяются от нижнего карбона и более древних толщ перерывом и резким угловым несогласием. Они представлены угленосной формацией, которая на Северном Кавказе получила наименование продуктивной толщи. Отложения среднего и верхнего карбона соответствуют заключительным этапам развития палеозойской геосинклинали Северного Кавказа и формировались после главной фазы складчатости и внедрения многочисленных интрузий. Средний и верхний карбон тесно связан с отложениями перми и вместе с последними рассматривается в составе верхнего палеозоя.

#### *Нижний отдел*

Отложения нижнего карбона достоверно установлены только в зоне Передового хребта. Они представлены мощной толщей преимущественно терригенных пород, содержащих в нижней части микрофауну турнейского яруса. Возраст верхней части этой толщи фаунистически не установлен. Единой стратиграфической схемы расчленения этих отложений пока не существует. Предлагаемые С. М. Кропачевым (1962) и Д. С. Кизевальтером (1963а) стратиграфические схемы с выделением отдельных литологических свит, во-первых, не сопоставляются между собой, а, во-вторых, имеют местное значение и не могут быть

выделены по всей площади развития этой толщи. Продолжает оставаться не совсем ясной и нижняя граница нижнекарбонových отложений. Условно она может быть проведена по кровле мощного горизонта известняков, содержащего в своей верхней части микрофауну этренских слоев. Эта граница в большинстве случаев хорошо картируется в полевой обстановке и отвечает естественному рубежу: смене карбонатных пород мелкообломочными терригенными.

Из изложенного видно, что указанная толща не может быть сопоставлена с унифицированными международными геохронологическими единицами и поэтому выделяется как *культюбинская свита*. Наиболее широко она распространена в центральной части Передового хребта, в междуречье Большая Лаба — Кубань. К востоку и западу от этого района она встречается отдельными, разрозненными выходами. В междуречье Большая Лаба — Кубань породы свиты слагают три продольные полосы, отличающиеся по литологическому составу, последовательности напластования и отчасти по степени метаморфизма пород. Ввиду сложных фациальных изменений и слабой фаунистической охарактеризованности большинства разрезов детальная корреляция между отдельными полосами затруднена и не может считаться окончательно установленной.

В северной полосе, протягивающейся от р. Кяфар до верховьев р. Куль-тубе и пространственно совпадающей с северной полосой пастуховской свиты верхнего девона, отложения нижнего карбона являются непосредственным продолжением разрезов верхнего девона. Они представлены довольно мощной толщей мелкообломочных терригенных пород, содержащих прослой известняков и известковистых сланцев, но в противоположность пастуховской свите карбонатные породы имеют здесь подчиненное значение.

Наиболее полный и хорошо изученный разрез в этой полосе наблюдается по левому борту долины р. Маруха, ниже урочища Нарат-Эшик. По Д. С. Кизевальтеру (1963а), среди отложений нижнего карбона здесь выделяются четыре пачки терригенных пород, разделенных тремя горизонтами известняков. Нижняя пачка представлена пестрыми кварцевыми песчаниками и алевролитами, вторая — мелкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами, третья — алевролитами и четвертая — алевролитами и глинистыми сланцами. Карбонатные породы в разрезе образуют тонкие и многочисленные прослой, и только слои, разделяющие пачки, имеют мощность первые десятки метров. В нижнем и верхнем пластах известняков Д. С. Кизевальтер обнаружил фораминиферы, свидетельствующие о нижнетурнейском возрасте вмещающих слоев. Отсюда были собраны *Quasiendothyra communis* R a u s., *Q. koheitusana* R a u s., *Ammobaculites* sp. и др.

Общая мощность культюбинской свиты в этой полосе, уцелевшей от предсреднекарбонového размыва, составляет около 800 м.

Подобный же комплекс пород, залегающих выше этренских известняков пастуховской свиты, наблюдается и по долинам рек Аксаут и Агура, что дает основание считать эти отложения также нижнекарбонowymi. Отсюда Д. С. Кизевальтером были собраны *Cyrtospirifer* cf. *julii* De h e e, *Spirifer* cf. *distans* S o w. (?).

Таким образом, для отложений нижнего карбона северной полосы характерно отсутствие перерыва между нижним карбоном и верхним девонem и наличие, с одной стороны, относительно грубообломочных пород, а с другой — известняков.

Значительно отличается по литологическому составу разрез следующей к югу центральной полосы, также совпадающей с аналогичной

полосой пастуховской свиты. Эта полоса протягивается от р. Большой Зеленчук до верховьев р. Куль-тубе. Нижнекарбонные отложения представлены здесь в основном глинистыми породами, известняки встречаются исключительно редко, песчаники также занимают подчиненное положение и представлены мелкозернистыми разновидностями. Весьма характерен для этой полосы горизонт мелкогалечных кварцевых конгломератов и гравелитов, содержащих многочисленную гальку известняков с фауной верхнего фамена (Кропачев, 1962). Горизонт конгломератов приурочен к нижней части свиты и залегает вполне согласно с вмещающими их глинистыми сланцами. Наличие в них гальки верхнефаменных известняков указывает на размыв пород пастуховской свиты. Мощность конгломератов обычно небольшая (10—20 м) и лишь в редких случаях достигает 40—50 м. Область распространения конгломератов охватывает узкую полосу, вытянутую в общекавказском направлении на 60—70 км. Их крайний северный выход установлен на южном склоне горы Пастухова, а крайний южный — на том же меридиане, у пос. Архыз. Следовательно, ширина этой полосы в современной структуре составляет около 15 км. К северу и югу от отмеченных пунктов конгломераты отсутствуют.

Наиболее полный разрез нижнекарбонных отложений центральной полосы обнажается в истоках р. Куль-тубе и по долине Теберды.

Здесь выше гидамских известняков с фауной верхнего фамена и этренских слоев залегает пачка глинистых сланцев и песчаников мощностью от 10 до 100 м. Выше следует горизонт кварцевых конгломератов с галькой верхнефаменных известняков, сменяющийся вверх по разрезу пачкой чередующихся глинистых сланцев и мелкозернистых слюдястых тонкослоистых песчаников. Иногда в этой пачке встречаются тонкие прослои известняков и известковистых сланцев. Эта часть разреза нижнекарбонных отложений выделялась С. М. Кропачевым (1962) как кыркольская свита. Однако литологические границы ее с вышележащей толщей четко не устанавливаются, за пределами полосы эта пачка не прослеживается и поэтому целесообразность ее выделения как самостоятельной свиты сомнительна.

Темно-серые глинистые сланцы, постепенно насыщаясь плейчатыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, сменяются вверх по разрезу мощной, до 400 м, пачкой зеленых плейчатых сланцев, которые С. М. Кропачев рассматривает как тебердинскую свиту нижнего карбона, а Д. С. Кизевальтер называет ее кенделярской и относит к нижнему девону. Пачка плейчатых сланцев по всей мощности содержит многочисленные прослои темно-серых глинистых сланцев, а в верхней части — горизонт пестроокрашенных полосчатых туфогенных пород мощностью около 80 м. Венчается разрез культюбинской свиты в этой полосе темно-серыми филлитовидными сланцами с прослоями песчаников и сланцеватых известняков. Этой части разреза подчинены согласные залежи порфиринов и габбро-диабазов карабекского комплекса.

Сходно с только что описанным и строение нижнекарбонных отложений, обнаженных по р. Маруха, выше ее коленообразного изгиба. И хотя они отделены от Тебердинского района широким полем выходов верхнепалеозойских отложений, разновозрастность пород, разлитых в обоих разрезах, не может вызывать сомнений.

Культюбинская свита по р. Маруха начинается с глинистых сланцев и кварцевых конгломератов, выше которых следует пачка темно-серых глинистых сланцев с редкими прослоями известняков мощностью до 150 м, а затем пачка плейчатых кварц-хлорит-серицитовых сланцев мощностью до 400 м. Заканчивается разрез свиты пачкой глинистых сланцев и пестроцветных туфогенных пород мощностью 100—120 м.

В верхней части свиты в разрезе Марухи присутствуют мощные залежи порфиристов и габбро-диабазов.

С резким несогласием на различные горизонты культюбинской свиты налегают продуктивные отложения среднего карбона, поэтому истинная мощность свиты не устанавливается. Видимая же составляет около 800 м.

Третья полоса кулисообразно подставляет две предыдущие и располагается к юго-западу и западу от них. Она охватывает северные склоны хребтов Дженту и Абишира-Ахуба.

Здесь выше известняков Дженту согласно с ними залегает мощная (до 2000 м) толща метаморфизованных терригенных пород, которая В. Н. Робинсоном (1932а) выделялась как свита М<sub>3</sub>, а Д. С. Кизевальтером и Е. А. Снежко как ацгаринская свита. Никаких фаунистических данных для определения возраста этой толщи пока нет. Основанием для отнесения ее к нижнему карбону служат залегание выше известняков хребта Дженту и некоторые черты литологического сходства с разрезами культюбинской свиты нижнего карбона. В частности, на хребте Абишира-Ахуба и в верховьях р. Ацгара присутствуют такие же пльчатые кварц-хлорит-серицитовые сланцы, как и в разрезах центральной полосы (р. Маруха, истоки р. Куль-тубе). Одинаковое стратиграфическое положение культюбинской и ацгаринской свит позволяет рассматривать их как фациальные аналоги друг друга, но поскольку последняя несколько отличается по первичному составу пород и главное по степени их метаморфизма, целесообразно сохранить за ней наименование ацгаринской толщи. Имея огромную мощность, ацгаринская толща, возможно, не только отвечает турнейскому ярусу, но и включает в верхней части, как это предполагает Д. С. Кизевальтер, более молодые образования. С резким несогласием она перекрывается отложениями среднего карбона.

Наиболее полный разрез ацгаринской толщи обнажается в верховьях рек Ацгара и Чилик. По данным В. И. Вьюнова и Е. А. Снежко (1957 г.), она подразделяется на пять литологических пачек, хорошо прослеживающихся во всем этом районе. Первая пачка (мощностью около 200 м) сложена кварц-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми и биотит-серицит-кварцевыми сланцами, содержащими линзы и прослой метаморфизованных пород несомненно вулканогенного генезиса. Вторая пачка (мощностью до 600 м) представлена сланцеватыми и массивными метаморфизованными песчаниками и алевролитами с прослоями черных филлитовидных и зеленых хлорит-серицитовых сланцев. Третья пачка имеет очень сложное строение. Ее нижняя часть сложена тонко-сланцеватыми биотит-серицитовыми сланцами с пакетами темных филлитов, верхняя — почти исключительно зелеными сланцами, главную роль среди которых играют микропльчатые хлорит-серицитовые и хлорит-актинолитовые сланцы с прослоями графитовых сланцев. Мощность третьей пачки около 500 м. Четвертая пачка по составу аналогична второй, но имеет несколько меньшую (до 200 м) мощность. Пятая пачка сложена слюдяными и гранатово-слюдяными сланцами, представляющими собой контактово-измененные породы, скорее всего филлитовидные сланцы. Мощность ее около 500 м.

Сопоставить разрезы ацгаринской толщи с разрезами других районов развития культюбинской свиты пока не удается.

К западу от р. Ацгара, на северном склоне хребта Дженту, от размыта сохранилась только нижняя часть ацгаринской толщи, которая, по Л. А. Рудзянскому (1956 г.) и Е. С. Жадану (1955 г.), отчетливо разделяется на две пачки: нижнюю, сложенную метаморфизованными кварцевыми и аркозовыми песчаниками, и верхнюю, сложенную

преимущественно филлитовидными сланцами. Среди последней довольно часто отмечаются тонкорассланцованные, плейчатые кварц-хлорит-серицитовые сланцы, весьма близкие по составу плейчатым сланцам разреза р. Ацгара. На хребте Дженту, так же как и в верховьях р. Ацгара, широко распространены различные дайки гранитоидов, на контакте с которыми вмещающие породы превращены в биотитовые сланцы.

К востоку от р. Ацгара, в восточной части хребта Абишира-Ахуба и по р. Кяфар-Агур, две нижние пачки разреза р. Ацгара отсутствуют и непосредственно на известняки пастуховской свиты налегают вначале филлитовидные сланцы (мощностью 30—40 м), а затем плейчатые хлоритовые сланцы, порфиритоиды и филлиты мощностью до 400 м, пронизанные многочисленными силлообразными залежами интрузий основного и ультраосновного составов. Выше залегают метаморфизованные песчаники мощностью до 100 м, сменяемые затем гранат-мусковитовыми сланцами.

К этой же полосе может быть причислен и изолированный выход метаморфизованных песчаников и филлитовидных сланцев в устьевой части р. Чилик мощностью до 900 м.

Ацгаринская толща, особенно в восточной части полосы (хребет Абишира-Ахуба), является главнымместилищем для разнообразных по составу и времени внедрения интрузий, с чем, по-видимому, и связан ее значительный метаморфизм, а в связи с этим и отличие от нижнекарбонových отложений более восточных районов.

За пределами отмеченных выше полос небольшие выходы условно нижнекарбонových отложений известны по долинам рек Даут и Худес. Они располагаются на стыке двух тектонических зон — Передового хребта и Бечасынской — и представлены красноцветными терригенными породами, выделяемыми как тоханская свита. С окружающими породами она имеет тектонические контакты и поэтому положение ее в разрезе палеозойских отложений остается неясным.

По долине р. Даут тоханская свита слагает узкий тектонический клин, зажатый между кристаллическими сланцами докембрия и отложениями среднего палеозоя. Она представлена крупнообломочными, иногда даже валунными конгломерато-брекчиями, содержащими обильную гальку и линзовидные обособления известняков. В известняках И. И. Грековым была собрана, а А. Д. Миклухо-Маклаем определена многочисленная микрофауна, в том числе *Quasiendothyra cf. caucasica* M. Mac clay, *Endothyra robinsoni* Tchern., *Bisphaera malevkenensis* Bir., *Archaeosphaera minima* Sul., *Baituganella* sp., *Cribrosphaeroides aff. simplex* Reitl., указывающая, по его мнению, на нижнетурнейский возраст известняков.

К востоку от долины р. Даут сходный комплекс пород, преимущественно алевролитов, песчаников и глинистых сланцев, обнажается по долине р. Худес и в верховьях р. Тохана.

#### ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО СРЕДНЕМУ ПАЛЕОЗОЮ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

Приведенное описание свит показывает, что хотя они и имеют сплошное площадное развитие в зоне Передового хребта, в них отмечается значительная фациальная изменчивость. В связи с этим в зоне Передового хребта намечается несколько более мелких фациальных зон, отличающихся типом разреза, мощностью отдельных литологических толщ и пачек и их фациальными особенностями. Зоны имеют резко выраженный линейный характер и протягиваются в общекавказском направлении на многие десятки километров. Границы фациальных зон



обычно нечеткие. Зоны часто связаны между собой взаимопереходами и поэтому их контуры выделяются достаточно условно. Следуя с севера на юг, в зоне Передового хребта можно выделить следующие более мелкие фациальные зоны: Урупскую, Марух-Худескую, Кенделярскую, Джентинскую и Бамбакскую. Схема строения и стратиграфии среднепалеозойских отложений по отдельным зонам приводится в табл. 8 и на рис. 9.

Центральное положение в общей структуре Передового хребта занимает Марух-Худеская фациальная зона. В процессе формирования вулканогенного комплекса она представляла собой наиболее прогнутую часть геосинклиналиного ложа. Эта зона характеризуется наи-

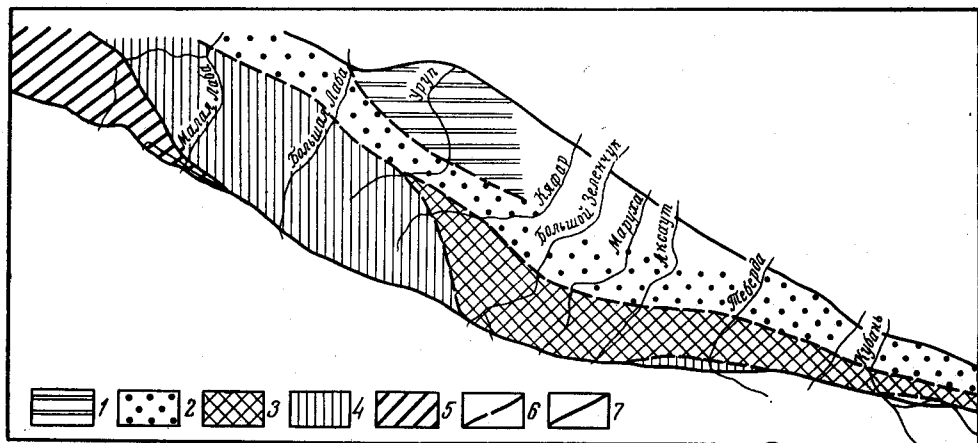


Рис. 9. Схема размещения фациальных зон в Передовом хребте. По Е. А. Снежко и И. И. Грекову

Зоны: 1 — Урупская, 2 — Марух-Худеская, 3 — Кенделярская, 4 — Джентинская, 5 — Бамбакская; границы: 6 — между фациальными зонами, 7 — тектонической зоны Передового хребта

большими мощностями эффузивной и туфогенно-осадочной свит, преимущественно основным характером изливавшихся пород, широким развитием в туфогенно-осадочной свите глинистых и кремнистых сланцев, наличием мощной толщи туфоконгломератов с галькой гранитоидных пород. В процессе формирования карбонатно-терригенного комплекса в Марух-Худеской зоне накапливались, с одной стороны, мощные толщи известняков, с другой — пестроцветные, иногда грубо-обломочные терригенные породы (северная полоса выходов пастуховской и культюбинской свит).

Наиболее отчетливо Марух-Худеская зона выражена в восточной части Передового хребта, в междуречье Кубани и Малки. Далее к западу она прослеживается отдельными изолированными выходами через долину Марухи, ниже ее коленообразного изгиба, в бассейны рек Большая Лаба (балки Горелая и Грушевая) и Андрюк. К востоку от р. Малка, судя по особенностям строения вулканогенного комплекса, Марух-Худеская зона протягивается вплоть до Тирныузского месторождения.

Кенделярская фациальная зона отмечается только в восточной части Передового хребта. Она узкой полосой прослеживается от р. Теребуда до р. Кыртык, левого притока р. Баксан. К ней же, по-видимому, следует относить и участок, обнаженный по долинам рек Маруха и Большой Зеленчук, в районе горы Малый Карабек и балок Линевой и Касаевской. Наиболее характерной особенностью этой зоны является

широкое развитие в эффузивной свите кислых пород, очень малые мощности туфогенно-осадочной свиты и почти полное отсутствие в ней туфоконгломератов. Увеличение мощности туфогенно-осадочной свиты с появлением в ней туфоконгломератов наблюдается в восточном и западном окончаниях зоны. Особенности строения вулканогенного комплекса и, в частности, туфогенно-осадочной свиты показывают, что в момент его формирования центральная часть Кенделярской зоны представляла собой относительно приподнятый участок, возможно, типа подводного вулканического острова. Во время формирования карбонатно-терригенного комплекса эта зона по сравнению с соседними представляла собой относительно опущенный участок. Об этом свидетельствует, в частности, наличие конгломератов с гальками верхнефаменских известняков, которые поступали за счет размыва известняков в соседних зонах.

Джентинская фациальная зона расположена к юго-западу от предыдущих. Она охватывает хребты Дженту, Абишира-Ахуба и Кенделяр-ляр. Эффузивная свита в Джентинской зоне представлена только основными и средними лавами. Возможно, что первоначально она представляла собой одно целое с Кенделярской зоной, но затем в последней произошло внедрение и излияние лав кислого состава, которые в Джентинской зоне практически не проявились. Во время формирования туфогенно-осадочной свиты Джентинская зона, так же как и Кенделярская, представляла собой относительно приподнятый участок, благодаря чему в ней очень слабо развиты осадочные породы и туфоконгломераты, а общая мощность свиты едва достигает 300 м. Строение карбонатно-терригенного комплекса в Джентинской зоне также отлично. Пастуховская свита в ней представлена почти исключительно известняками, а культюбинская — мощной толщей метаморфизованных обломочных пород (алевролитов и песчаников), более грубозернистых по сравнению с аналогичными по возрасту породами Кенделярской зоны.

К юго-западу от Джентинской зоны располагается Бамбакская фациальная зона, пространственно совпадающая с выделенной В. Н. Робинсоном промежуточной тектонической зоной. Ее строение пока еще плохо изучено и многие вопросы остаются неясными. Можно лишь предполагать, что во время формирования туфогенно-осадочной свиты Бамбакская зона представляла собой, по сравнению с Джентинской, более прогнутый участок, что привело к накоплению в ней довольно мощной толщи туфогенных пород, в том числе и туфоконгломератов. Строение карбонатно-терригенного комплекса в Бамбакской зоне в общем аналогично Джентинской.

Урупская фациальная зона располагается к северу от Марух-Худесской. Среднепалеозойские породы в ней обнажены очень слабо и пока установлены по существу только в районе Урупского рудного поля. Специфической особенностью Урупской зоны является малая мощность эффузивной свиты и широкое развитие в ее верхней части кислых пород. По последнему признаку Урупская зона очень сильно напоминает Кенделярскую. Карбонатно-терригенного комплекса в Урупской зоне пока не установлено. Пространственное положение Кенделярской и Урупской зон показывает, что они располагаются симметрично, но кулисообразно по отношению к наиболее подвижной Марух-Худесской зоне. Кенделярская зона представляет собой южный борт Марух-Худесской зоны на востоке, а Урупская — северный борт, но на западе.

Описанные продольные фациальные зоны различаются не только характером строения стратифицированных среднепалеозойских обра-

## Схема сопоставления стратиграфии среднепалеозойских

Система	Отдел	Ярус	Свита	Джентинская и Бамбакская зоны	Кенделярская зона
Карбон	Нижний	Турне, визе(?)	Культюбинская	Ацгаринская толща Слюдяные сланцы, метаморфизованные песчаники и алевролиты; плейчатые хлоритовые и филлитовидные сланцы	Глинистые сланцы, порфириты, габбродиабазы. Плейчатые хлоритовые сланцы, туффоиды. Глинистые сланцы, известняки. Кварцевые конгломераты с галькой верхнефаменских известняков
				Верхний	Фаменский и этренские слои
Девон	Средний и верхний	Живетский и франский	Картджуртская	Туфы смешанного состава, редкие прослои глинистых сланцев, на отдельных участках туфоконгломераты. В Бамбакской зоне конгломераты выделяются в отдельную толщу	Туфы смешанного состава, на отдельных участках туфоконгломераты
			Кызылкольская	Рассланцованные эффузивы основного и среднего состава	Верхняя толща: рассланцованные кварцевые альбитофиры Нижняя толща: рассланцованные порфириты и их туфы, порфиритоиды
			Бахмуткинская		

Таблица 8

## образований по отдельным фациальным зонам

Марух-Хулеская зона		Урупская зона
западная часть	восточная часть (карачаевская серия)	
Песчаники, глинистые сланцы, известняки с микрофауной турнейского яруса		
Верхняя подсвета Массивные известняки с фауной верхнего фамена и этренских слоев		
Нижняя подсвета Пестроцветные песчаники, глинистые сланцы, известняки	Кварцевые песчаники с прослоями известняков с микрофауной фамена	
Верхняя подсвета Толща туфоконгломератов. Толща переслаивания глинистых сланцев и туфопесчаников. Пироксеновые порфириды и их туфы	Верхняя подсвета Толща туфоконгломератов. Толща переслаивания глинистых сланцев и туфопесчаников. Туфы пироксеновых порфиридов	Туфы кварцевых альбитофинов Переслаивание туфов и глинистых сланцев
Нижняя подсвета Туфы среднего и смешанного составов. Горизонт кремнистых сланцев	Нижняя подсвета Туфы смешанного состава глинистые сланцы. Горизонт кремнистых сланцев	Туфы среднего состава Горизонт кремнистых сланцев
Эффузивно-эксплозивная толща: порфириды, туфы, яшмы. Эффузивная толща: порфириды, диабазы, рассланцованные и массивные	Эффузивно-эксплозивная толща: порфириды, туфы, брекчий, яшмы. Эффузивная толща: спилиты, вариолиты, диабазы, порфириды массивные	Верхняя толща: кварцевые альбитофиры Нижняя толща: порфириды, яшмы. Диабазовые порфириды, рассланцованные
Филлитовидные сланцы	Глинистые сланцы, песчаники. Фауна среднего девона	Филлитовидные сланцы. Фауна среднего девона

зований, но и разным проявлением глубинного магматизма. В Джентинской и Бамбакской зонах широко развиты различные по кислотности глубинные интрузии среднего палеозоя, в то время как в Марух-Худесской они почти полностью отсутствуют, а если и встречаются, то в виде мелких жильных образований. В Кенделярской зоне, на границе ее с Джентинской, широко проявлены гипабиссальные интрузии карабекского комплекса, почти неизвестные в других зонах.

Отмеченные крупные продольные фациальные зоны осложнены целым рядом более мелких поднятий и прогибов, для которых характерны разные строение и мощности отдельных свит и горизонтов.

### ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Отложения верхнего палеозоя знаменуют собой новый этап тектонического развития Северного Кавказа. Их образование происходило после интенсивных складчатых движений в конце раннего и начале среднего карбона в условиях общего поднятия страны и существования расчлененного рельефа. Наиболее широко отложения верхнего палеозоя развиты в зоне Передового хребта, относительно небольшие поля их сохранились от последующего размыва в зонах Главного хребта и Южного склона. Значительную роль отложения верхнего палеозоя, видимо, играют в строении складчатого фундамента Предкавказья.

Основы стратиграфии верхнего палеозоя Северного Кавказа были разработаны в результате многолетних исследований В. Н. Робинсона (1946, 1947 г.). По литологическим и отчасти биостратиграфическим данным им было выделено три комплекса отложений. Нижний комплекс, представленный угленосной формацией, отвечает по времени среднему и верхнему карбону. На Северном Кавказе он получил наименование продуктивной толщи благодаря наличию в нем промышленной угленосности. Средний комплекс представлен красноцветной формацией и отвечает по возрасту нижней перми, верхний — субплатформенной карбонатной формацией верхней перми. К верхнему палеозою В. Н. Робинсоном были отнесены и своеобразные пестроцветные грубообломочные породы, содержащие обломки известняков с верхнепермской фауной и несогласно перекрываемые отложениями нижней юры. Возрастное положение этих пород еще недостаточно ясно, но так как они тесно связаны с красноцветной формацией нижней перми мы также рассматриваем их в данном разделе.

Среди угленосной формации (продуктивной толщи) В. Н. Робинсоном были выделены две несколько различные по литологическому составу свиты. Это деление на свиты приблизительно совпадает с делением толщи на средний и верхний карбон, которое устанавливается на основании многочисленной ископаемой флоры. Более детальное стратиграфическое расчленение продуктивной толщи, основанное главным образом на литологических особенностях, было предложено для отдельных районов Н. И. Погребновым (1956) и А. А. Беловым (1962 г.). Однако эти схемы не могут быть распространены на всю площадь выходов продуктивной толщи и применимы только для отдельных небольших по площади районов.

Нижняя свита сложена алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками с подчиненными им прослоями конгломератов. Значительное участие в ее составе принимают эффузии кварцевых порфиров и особенно их туфов. Ископаемая флора, указывающая на принадлежность свиты к вестфальскому ярусу среднего карбона, позволяет сопоставить ее со свитами от  $C_2^3$  до  $C_2^7$  включительно карбона Донецкого бассейна.



Верхняя свита состоит из более грубообломочных пород, преимущественно из серых конгломератов и песчаников. Проявление угленосности в ней незначительное. Верхняя свита залегает согласно с нижней, но в нижней части включает горизонты и пачки крупногалечного конгломерата, состоящего из валунов и галек различных кристаллических пород, среди которых преобладают кварцевые порфиры из нижней свиты. По составу флоры она отвечает верхнему карбону и может быть приравнена к свитам  $C_3^1$  и  $C_3^2$  верхнего карбона Донецкого бассейна.

Красноцветная формация нижней перми, представленная главным образом обломочными породами, уже с самого начала ее изучения была разделена В. Н. Робинсоном на две части (толщи). Нижняя красноцветная толща, получившая впоследствии наименование аксаутской свиты, сложена главным образом мелкообломочными породами и обычно залегает согласно и даже с постепенным переходом на отложения верхнего карбона. Лишь по периферии области распространения продуктивной толщи слои аксаутской свиты несогласно перекрывают отложения среднего карбона и переходят на более древние образования палеозоя и докембрия. Первоначально в состав нижней красноцветной толщи включались и эффузивные образования, которые впоследствии были выделены А. А. Беловым в самостоятельную свиту, располагающуюся выше аксаутской.

Верхняя красноцветная толща в нижней части сложена преимущественно конгломератами, а в верхней — песчаниками и алевролитами. Первую А. А. Белов предлагает выделять под наименованием киньрадской свиты, а вторую как гималдыкскую и эпичикскую свиты. По ряду косвенных соображений А. А. Белов допускает, что гималдыкская свита может иметь уже верхнепермский возраст, а эпичикская даже нижнетриасовый. Поскольку соображения о возрасте верхней части верхней красноцветной толщи пока еще не выходят за рамки предположений, вся верхняя толща в настоящем томе рассматривается в разделе «Нижняя пермь». Верхняя толща залегает на нижней толще и более древних породах с резким перерывом и даже несогласием.

Карбонатная формация верхней перми залегает на более древних породах с перерывом и несогласием. Она имеет на Северном Кавказе относительно небольшое распространение, но хорошо документирована фаунистически.

Отложения верхнего палеозоя в западной части Кавказа с резким перерывом и несогласием перекрыты породами триаса, в восточной части — нижней юры. Исключение составляет лишь зона Южного склона, в которой верхнепермские отложения постепенно сменяются нижнетриасовыми.

В области наибольшего развития, в тектонической зоне Передового хребта, отложения верхнего палеозоя на современном эрозионном срезе сохранились в виде двух линейновытянутых полос, протягивающихся с местными перерывами от р. Белой до рек Баксан и Чегем. Северная полоса располагается вдоль северной границы зоны Передового хребта. Крайние западные выходы верхнего палеозоя в этой полосе известны по рекам Малой Лабе и Бескес, крайние восточные — в верховьях Малки и Баксана. Южная полоса располагается вдоль южной границы зоны Передового хребта и в крайней западной части, в бассейнах Белой и Уруштена, получила наименование Промежуточной зоны (Робинсон, 1932а). В центральной части зоны Передового хребта, в бассейне р. Аксаут, в результате местного погружения складчатых структур палеозоя обе полосы сливаются вместе, образуя в этом районе широкую поперечную Аксаутскую впадину.

Отмеченные полосы представляют собой остатки крупных синклинальных структур, получивших в восточной части наименование Тебердинского и Киньурчадского грабен-синклинориев. Между синклинальными структурами располагается антиклинальная структура, совпадающая в основном с осевой частью зоны Передового хребта. Отмеченная выше продольная зональность довольно значительно осложнена более мелкими поперечными структурами, большая часть которых возникла еще в процессе осадконакопления, а уже затем была окончательно сформирована в поздние этапы герцинской складчатости. В силу указанных выше причин отложения верхнего палеозоя образуют ряд отдельных изолированных выходов, детальная стратиграфическая увязка между которыми пока еще находится в стадии разрешения.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

### Средний отдел

На Северном Кавказе отложения среднего карбона и их угленосность были установлены в 1916 г. В. Н. Робинсоном и И. И. Никишичем. Дальнейшее их изучение проводили В. Н. Робинсон (1922, 1935а, б, 1946), В. П. Ренгартен (1962), Т. Д. Покатило (1935 г.), М. И. Теслинов (1951), Н. И. Погребнов (1956, 1959 г.), А. П. Резников (1958, 1959, 1962 и 1964 гг.), П. М. Меркулов (1955), А. А. Белов (1958, 1961). Сведения по стратиграфии, тектонике и угленосности среднекаменноугольных отложений получены в результате геологических и поисково-разведочных работ на каменный уголь (М. Л. Валицкий, Г. Е. Пилюченко, Н. А. Кожемякин и В. И. Бабенко, В. В. Пермяков и О. Ф. Нейман-Пермякова, В. Н. Зубцовский, А. Л. Лунев, П. С. Евсюков, Б. Е. Дмитрук, С. А. Харлов, Е. А. Снежко, Г. И. Баранов и В. Н. Вьюнов и др.). Ископаемая флора из продуктивной толщи изучалась М. Д. Залесским, Е. О. Новик и др.

Отложения средне- и верхнекаменноугольного возраста развиты главным образом в зоне Передового хребта, в меньшем количестве они встречаются в Промежуточной зоне и на южном склоне Главного хребта. В первом случае они прослеживаются прерывистой полосой от р. Малая Лаба на западе до р. Баксан на востоке, в Промежуточной зоне их выходы установлены в бассейне Белой, Уруштена и Киши, на южном склоне они развиты в районе горы Хуко. В зоне Передового хребта в отложениях среднего, а местами и верхнего карбона имеются пласты и прослойки каменного угля.

Отложения среднего карбона несогласно залегают на раннегерцинском складчатом фундаменте. В их основании обычно находится горизонт базальных конгломератов и брекчий, образовавшийся за счет разрушения подстилающих пород. Накопление продуктивной толщи происходило в континентальных условиях в межгорных прогибах. По генетическому признаку среди них А. П. Резников (1958) выделяет речные (русловые и пойменные), озерные, болотные и вулканогенные образования. По р. Большой Зеленчук (балка Богословская) М. И. Теслинов (1951) среди этих отложений обнаружил единичную пресноводную фауну *Leaia tricarinata* Меек et Worthen forma minima Pruvost, распространенную в вестфальском ярусе Западной Европы. Следует отметить, что этот вид в каменноугольных отложениях Донбасса не обнаружен.

В. Н. Робинсон (1946) установил, что в зоне Передового хребта с севера на юг, т. е. в сторону Главного хребта, состав отложений среднего карбона сравнительно резко грубеет. В последующие годы

А. П. Резников (1958, 1959) в среднекаменноугольных отложениях выделил две группы фаций: южную и северную. В первой группе преобладают русловые, пойменные, озерно-болотные и вулканогенные фации, во второй развиты фации равнинно-долинного типа (озерные, болотные и пойменные).

Литолого-петрографические исследования показывают, что угленосная толща среднего карбона сложена главным образом конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми и вулканогенными породами. Конгломераты и гравелиты обычно залегают среди песчаников, образуя в них линзы, линзовидные прослои, реже самостоятельные слои. Обломочный материал конгломератов всегда хорошо окатан, размер галек 2—3 см, состоят они из кислых и средних эффузивов, метаморфических сланцев, кремнистых пород, изредка — гранитоидов и кварцитов.

Среди песчаников выделяются кварцевые, аркозовые, полимиктовые и граувакковые типы. Для них характерна неравномернозернистая структура и полосчатая или грубослоистая текстура. В песчаниках отмечается косая ритмическая, горизонтальная или горизонтально-волнистая слоистость. Количество цементирующего материала крайне незначительно, состав его кремнистый, гидрослюдистый (серицитовый), полимиктовый, очень редко — известковистый. Алевролиты распространены в песчаниках, образуя в них линзы и прослои и в кремнисто-глинистых породах, с которыми они имеют постепенные переходы. В алевролитах часто содержатся отпечатки стеблей и корней флоры. Основными породообразующими минералами алевролитов являются зерна кварца, серицит—мусковит, изредка полевые шпаты и обломки горных пород. Цементом служит кремнисто-глинистый или кремнисто-гидрослюдистый материал.

Аргиллиты чаще всего наблюдаются в верхней части отложений среднего карбона. Для них характерны угловатый или остроугольный излом, значительное количество пылеватого углистого вещества, грубослоистое или полосчатое сложение, иногда яшмовидный облик. Кроме глинистого, в них присутствует кремнистый и гидрослюдистый материал. Обычно аргиллиты тесно связаны с кремнистыми породами и имеют с ними постепенные переходы.

Для отложений среднего карбона Северного Кавказа характерно присутствие различных по мощности горизонтов кислых лав, литокластических туфов, туфопесчаников и кремнистоподобных пород вулканогенного происхождения. Эти породы иногда слагают 30—45% разреза, причем основная их масса тяготеет к нижней части продуктивной толщи. Количество вулканогенных прослоев и горизонтов непостоянно, мощность их относительно выдержана и только вблизи центров извержений она резко возрастает. Число вулканогенных горизонтов, имеющих мощность более 8—10 м, в бассейне рек Большая и Малая Лаба один-два, в бассейне рек Уруп и Теберда оно увеличивается до трех-пяти. По структурно-петрографическому признаку среди вулканогенных пород выделяются микропорфировые и афировые кварцевые порфиры, кристаллокластические и литокластические туфы и туффиты. Породообразующие минералы вулканогенных пород представлены кварцем, анортоклазом, средним плагиоклазом, биотитом; акцессории — цирконом, апатитом, сфеном, гранатом, изредка — турмалином, роговой обманкой, рутилом, эпидотом. Вверх по разрезу продуктивной толщи в вулканогенных породах отмечается уменьшение кварца и увеличение биотита.

В бассейне Большого и Малого Зеленчуков и Чилика в верхней части отложений среднего карбона распространены кремнистоподобные

породы, имеющие яшмовидный облик, полосчатое сложение, остроугольный излом и халцедон-кварцевый состав. В нижней части продуктивной толщи отмечаются тонкие (0,5—2 м) прослои кремнистоподобных пород, иногда слагающие кровлю угольных пластов. На дневной поверхности такие породы часто переходят в светлую глинистую массу гидрослюдистого или монтмориллонитового состава.

Образования, отвечающие началу среднекаменноугольной эпохи, не установлены; по-видимому, в это время еще продолжались восходящие движения, начавшиеся в конце нижнего карбона.

Региональной стратиграфической схемы для описываемых отложений нет. Для бассейна Большого Зеленчука и Кыфар-Агура В. П. Ренгартен в 1926 г. предложил стратиграфическую схему, согласно которой отложения среднего карбона расчленяются на семь горизонтов. В послевоенные годы продуктивные отложения Зеленчук-Урупского района Н. И. Погребнов (1956, 1961) разделил на четыре свиты. Каждая из трех нижних свит заканчивается вулканогенным горизонтом, а четвертая — горизонтом кремнистоподобных пород.

Нижняя свита  $C_2^A$  сложена базальными брекчиями, песчаниками, конгломератами, алевролитами, туфами и линзами угля, перекрытыми горизонтом кварцевого порфира мощностью 10—25 м. Мощность свиты меняется в зависимости от неровностей палеорельефа от нуля до 150 м. В ней собрана верхнебашкирская флора *Mariopteris acuta* (Brongn.) Zeill., *M. nervosa* Brongn., *Neuropteris heterophylla* Brongn. и др., указывающая на синхронность описанных осадков свите  $C_2^4$  Донбасса.

Свита  $C_2^B$  состоит из переслаивающихся пластов песчаников, конгломератов, алевролитов, аргиллитов, перекрытых горизонтом анортоклазовых кварцевых порфиритов и их туфов. Здесь же отмечается три прослоя каменного угля, из которых средний имеет мощность от 0,6 до 1,7 м. Мощность свиты 80—120 м, в том числе вулканогенного горизонта 35—55 м. Свита охарактеризована флорой московского яруса карбона, отвечающей свите  $C_2^5$  Донбасса: *Neuropteris gigantea* Sternb., *Linopteris obliqua* (Runb.) Zeill. и др.

Свита  $C_2^C$  сложена песчаниками с прослоями кварцевых конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Разрез заканчивается биотитовыми кварцевыми порфиритами мощностью 15—25 м. Мощность всей свиты 70—100 м. В ней наиболее часто встречаются *Sphenophyllum majus* Brongn., *Calamites cruciatus* Sternb., указывающие на принадлежность отложений к свите  $C_2^6$  Донбасса.

Верхняя свита  $C_2^D$  сложена аргиллитами, песчаниками, алевролитами, афирированными кварцевыми порфирами и литокластическими туфами. Разрез ее заканчивается кремнистоподобными породами со стволами каламитов и сигиллярий. Собранная здесь ископаемая флора указывает на ее синхронность свите  $C_2^7$  Донбасса: *Annularia stellata* (Schloth.) Wood., *Sphenophyllum emarginatum* Brongn., *Calamites cruciatus* Sternb. и различные формы *Sigillaria*. Мощность свиты около 300 м, горизонта кремнистоподобных пород 30—60 м, всего среднего карбона 500—750 м.

— В 1961 г. Н. И. Погребнов распространил свою схему стратиграфии на весь Северный Кавказ: Такая экстраполяция приемлема только в первом приближении, ибо вулканогенные горизонты среднего карбона в разных местах формировались из самостоятельных вулканических центров, создавших различное количество асинхронных горизонтов эффузивных пород. Естественно, что стратиграфическая схема, опирающаяся на эти горизонты, имеет только местное значение.



В этом же году А. А. Белов предложил свою схему расчленения среднекаменноугольных отложений Тебердино-Урупского района, которая по существу составлена по принципу стратиграфической схемы Н. И. Погребнова. По его схеме отложения среднего карбона делятся на толстобугорскую (нижнюю) и малоурупскую (верхнюю) свиты.

К толстобугорской свите отнесена нижняя часть продуктивной толщи, включающая эффузивные образования и подразделенная на две подсвиты. Нижняя подсвита отвечает свитам  $C_2^A$  и  $C_2^B$ , верхняя подсвита равнозначна свите  $C_2^C$  схемы Н. И. Погребнова. Малоурупская свита также делится на две подсвиты, из которых нижняя отвечает свите  $C_2^D$ , а в верхнюю выделена нижняя часть отложений, обычно относимых к верхнекаменноугольному отделу. К западу от р. Теберда, за исключением района р. Аксаут, малоурупская свита залегает без перерыва на толстобугорской, в районе же р. Аксаут, а также к востоку от р. Теберда она несогласно перекрывает отложения девона.

К западу от Тебердино-Урупского района разрез отложений среднего карбона значительно меняется. По работам Е. М. Ковалева (1949 г.), в районе Большелабинского месторождения каменного угля продуктивная толща расчленяется на четыре свиты: туфовую, песчано-глинистую, угленосную и песчаниковую. В угленосной свите установлено 74 пласта каменного угля, в том числе четыре рабочих. Ископаемая флора *Calamites Suckowii* Brongn., *Lepidodendron adygense* Zales. и др. указывает на принадлежность угленосной толщи свитам  $C_2^3$ — $C_2^7$  Донбасса. Мощность продуктивной толщи 700—900 м.

В районе Малолабинского месторождения каменного угля и в долине р. Бескес разрез каменноугольных отложений, по данным А. Л. Лулева, начинается базальным конгломератом мощностью до 50 м, который состоит из галек зеленокаменных пород девона. Выше следует горизонт агломератовых лав-кварцевого порфира, включающий прослой туфов и туфопесчаников. Мощность горизонта по р. Малая Лаба и на южном склоне горы Хацавитая 20—40 м, в верховьях же балки Пцитарка (приток р. Бескес) она резко увеличивается до 300—400 м. Выше залегает мощная толща (1000—1200 м) обломочных пород, в основании которой наблюдается чередование алевролитов, песчаников, гравелитов и реже конгломератов. В этой толще находится девять пластов каменного угля рабочей мощности, из которых разрабатывавшийся пласт «Великан» имеет сложное строение при мощности 2—4 м. Вверх по разрезу чаще встречаются более грубозернистые породы — гравелиты и конгломераты с прослоями туфов мощностью 0,5—2 м и линзами и маломощными пластами каменного угля. Верхняя часть разреза сложена алевролитами с прослоями песчаников и редких конгломератов. В этих отложениях собрана флора *Asterotheca cyathea* (Schloth.) Zeill., *As. Daubreei* Zeill., *Pecopteris cyathea* Schloth. и др., указывающая на их синхронность свитам  $C_2^6$ — $C_2^7$  Донбасса и свитам  $C_2^C$ — $C_2^D$  Тебердино-Урупского района.

В Промежуточной зоне (северо-восточная часть нагорья Бамбак) каменноугольные отложения А. П. Резников (1958) расчленил на четыре толщи. Нижняя, вулканогенная толща имеет мощность 120—150 м. Она состоит из кварцевых порфиров, кварцевых порфиритов и их туфов. Выше следует толща вулканогенно-осадочных пород (230—250 м), сложенная песчаниками, гравелитами, конгломератами, туфами, туфоконгломератами и туфолавами кислого и среднего состава. Найденная здесь флора *Mariopteris acuta* (Brongn.) Zeill., указывает на принадлежность толщи к свите  $C_2^4$  Донбасса. Выше залегает толща песчано-конгломератовых пород мощностью 100—120 м, сменяющаяся сверху алевролитами, имеющими мощность 120—130 м.



В зоне южного склона отложения среднего карбона описаны А. А. Беловым и др. (1962 г.) в районе горы Хуко, по рекам Бушуйка и Маврикошка. Они обнажаются в ядре антиклинальной складки, залегающая трансгрессивно и с угловым несогласием на отложениях более древнего палеозоя и трансгрессивно перекрываясь осадками перми.

Нижняя часть среднекаменноугольных отложений сложена песчаниками и конгломератами, имеющими мощность по ручью Буций 120—200 м, по ручью Неизвестному 365 м. Из флоры, собранной в этой части разреза, Е. Ф. Залеской-Чирковой определены *Calamites suckowii* Brongn., *C. carinatus* Sternb., *Annularia* sp., *Belonophyllum acriculum* Zales., *Lepidodendron adygense* Zales., *Lepidophloios laricinus* Sternb., *Neuropteris robinsoni* Zales., *Mixoneura obliqua* Brongn., *Cordaites principalis* (Germ.) Gein.

Верхняя часть разреза сложена алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами, в которых кверху появляются прослойки (мощностью 3—10 м) туфов, кварцевых порфиров и туфопесчаников. Конгломераты встречаются редко, состоят они из галек кварца, реже кремнистых и метаморфических сланцев и интрузивных пород. В алевролитах собрана флора *Neuropteris scheuchzeri* Hoffm., *Lepidodendron bureaie* Zales., указывающая на принадлежность нижней пачки свитам  $C_2^3$ — $C_2^5$ , а верхней свитам  $C_2^6$ — $C_2^7$  Донбасса. Отсутствие птекоптерисовой флоры, характерной для верхнего карбона Передового хребта, указывает на отсутствие в районе горы Хуко отложений этого возраста. Мощность описанных отложений 500 м.

В истоках Малой Лабы, Уруштена и Лауры располагается толща осадочных пород, в которой В. Н. Робинсон (1932а) выделил конгломератовую (нижняя), карбонатную (средняя) и сланцевую (верхняя) свиты. В известняках В. Н. Робинсон обнаружил, а Н. Н. Яковлев определил форму *Lithostrotion* cf. *coespitosum* Mart., датирующую, по его мнению, визейский ярус нижнего карбона.

— В 1957 г. В. И. Славин конгломератовую толщу условно отнес к нижней, а известняковую — к верхней перми. В дальнейшем А. А. Белов, Ю. Г. Моргунов и В. И. Славин (1962 г.) доказали пермский возраст нижней части сланцевой толщи, верхи же конгломератовой толщи они условно отнесли к верхнему, а низы к среднему карбону. Поскольку между нижней и верхней частями конгломератовой толщи нет четкой границы, вся толща отнесена к нерасчлененному среднему — верхнему карбону.

Разрез конгломератовой толщи начинается конгломератами, переходящими кверху в кварцитовидные песчаники. Конгломераты состоят из галек кварца, гранито-гнейсов, гранитов и кристаллических сланцев. Сменяющие их кверху аркозовые песчаники включают линзы конгломератов. Мощность аркозовых песчаников около 500 м, конгломератов — до 100 м. Кверху зернистость в песчаниках уменьшается и в них появляются прослойки черных глинистых и зеленоватых кремнистых сланцев. Мощность песчано-сланцевого горизонта 70—100 м. Выше этого горизонта залегают карбонатная толща с фауной нижней перми. Общая мощность средне-верхнекаменноугольных отложений около 700 м.

### Верхний отдел

Как и отложения среднего карбона, верхнекаменноугольные осадки развиты главным образом в зоне Передового хребта, в меньшем количестве они встречаются в Промежуточной зоне и на южном склоне Главного хребта. На отложениях среднего карбона они залегают

согласно и только на левом склоне р. Чидик наблюдается их несогласное налегание на смятые в складки отложения среднего карбона. В эпоху верхнего карбона область осадконакопления значительно расширилась, поэтому отложения этого возраста несогласно перекрывают досреднекарбоновые породы.

Отложения верхнего карбона представлены преимущественно светлыми полимиктовыми конгломератами, песчаниками и алевролитами. Вулканогенные породы встречаются сравнительно редко и только в бассейне рек Аксаут и Теберда. В осадках верхнего карбона, как и среднекаменноугольных, выделяется южная и северная группы фаций. В южной группе фаций преобладают грубообломочные породы, содержащие валуны мелких и средних размеров, на севере — менее грубообломочные породы с пластами каменного угля (реки Теберда, Аксаут). Пласты угля имеют рабочую мощность, но не выдержаны по простираанию и падению.

Четкой границы между отложениями среднего и верхнего карбона во многих случаях нет. В Зеленчук-Урупском районе она проводится по кровле горизонта кремнистоподобных пород, в бассейне р. Аксаут В. Н. Робинсон (1938) и А. А. Белов (1962 г.) ее проводят по горизонту валунного конгломерата с галькой эффузивных пород, который, по А. П. Резникову (1958) и Н. И. Погребнову (1961), залегает внутри разреза отложений верхнего карбона. В Промежуточной зоне границу между этими отложениями А. П. Резников проводит по сравнительно резкой смене мелкообломочных пород грубообломочными (ниже горизонта валунного конгломерата).

Стратиграфия верхнекаменноугольных отложений разработана только для отдельных районов. К числу таких районов относятся Тебердино-Урупский, в западной части которого (Толстобугорское месторождение) Е. А. Снежко, Г. И. Баранов и др. в 1958 г. выделили три горизонта; каждый из них отвечает седиментационному циклу. В основании этих горизонтов располагаются конгломераты и гравелиты, кверху сменяющиеся песчаниками с прослоями алевролитов и отчасти аргиллитов. Границы между циклами резкие, иногда с размывом, между слоями внутри цикла — постепенные.

На цикличное строение верхнекаменноугольных отложений к востоку от р. Уруп вплоть до р. Теберда указывает и А. А. Белов (1961). Нижний цикл осадков он выделил в караджелмасскую свиту, имеющую мощность 400—1000 м, отличающуюся от вышележащей (гремучинской) более грубообломочным типом пород.

Караджелмасская свита охарактеризована флорой: *Asterotheca cyathea* (Schloth.) Zeill., *Ptychocarpus feminaeformis* (Schloth.) Zeill., *Sphenophyllum verticillatum* (Schloth.) Zeill., *Annularia stellata* (Schloth.) Wood., *Calamites suckowii* Brongn., *Cordaites principalis* (Germ.) Gein., позволяющей сопоставлять ее с касимовским ярусом Русской платформы и свитами  $C_3^1$ — $C_3^2$  Донбасса.

Гремучинская свита, включающая средний и верхний седиментационные циклы Е. А. Снежко, является переходной от карбона к перми и для нее характерно наличие прослоев пород красного цвета. Мощность свиты 240—290 м, всей толщии верхнекаменноугольных отложений в гжельском ярусе Русской платформы или в свитах  $C_3^2$ — $C_3^3$  Донбасса: *Sphenopteris fossorum* Z al., *Sphenophyllum oblongifolium* Germ. et Kaulf., *Sigillaria (subsigillaria) brardii* Brongn.

Верхнекаменноугольные отложения Тебердино-Баксанского района изучены значительно хуже. По данным В. Н. Робинсона (1948), Д. С. Кизевальтера (1948), А. Л. Лунева, В. А. Сереженко и др. (1956)

и 1957 гг.), А. А. Белова, Е. Е. Милановского и др. (1956 г.) верхнекаменноугольные отложения этого района состоят главным образом из кварцевых конгломератов и песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов. Для конгломератов характерна плохая сортировка галек по размерам и наличие валунов. Гальки представлены кварцитами, гранитоидами, кремнистыми и яшмовидными породами, кристаллическими сланцами, кислыми и средними эффузивами. Прослой конгломератов, песчаников и глинистых пород имеют мощность 1—10 м.

В верховьях р. Худес Н. И. Цибовским в 1945 г. собрана, а Е. Ф. Чирковой определена верхнекаменноугольная флора: *Calamostacys germanika* Weiss., *Sphenophyllum oblongifolium* Germ. et Kaulf., *Pecopteridius costei* Zeill. и др.

В Промежуточной зоне отложения верхнего карбона обнажаются по р. Уруштен и по северному нагорью Бамбака. А. П. Резников (1958) отмечает, что отложения среднего карбона в этом районе сравнительно резко сменяются толщей грубообломочных пород мощностью до 500—550 м. Примерно в средней части песчано-конгломератовой толщи залегает горизонт валунного конгломерата, перекрытый маломощным горизонтом порфиритов. Выше наблюдается чередование пестрых алевролитов и глинистых сланцев с прослоями песчаников и конгломератов с флорой верхнего карбона: *Ptychocarous feminaeformis* (Schloth.), *Pecopteris mony* Zeill., *Sphenophyllum majus* Brongn.

На флористически охарактеризованные слои налегает свита светлых конгломератов с прослоями пестроокрашенных конгломератов, выше которых лежат красноцветные отложения нижней перми.

В зоне Главного хребта (Северная Осетия) Л. А. Варданянц (1935б), В. Н. Робинсон (1947 г.), А. А. Белов, Ю. Г. Моргунов, В. И. Славин и др. (1962 г.) к верхнему карбону относят фаунистически неохарактеризованную нижнюю часть верхнепалеозойских отложений, несогласно перекрывающих древний палеозой. В их основании залегают серые кварцитовидные песчаники и конгломераты мощностью 600 м. Кверху они сменяются пестроцветными ритмично-слоистыми кварцитовидными алевролитами, песчаниками и кварцитами мощностью 200—400 м. На Северо-Западном Кавказе условно к верхнему карбону отнесены кварцевые и аркозовые песчаники и конгломераты района перевала Псеашхо, включающие прослой кремнистых сланцев. Эти породы, имеющие мощность около 600 м, трансгрессивно перекрывают отложения древнего палеозоя.

#### КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА ПРЕДКАВКАЗЬЯ

В пределах рассматриваемой территории каменноугольные отложения, составляющие складчатый фундамент Скифской плиты, установлены в результате бурения глубоких скважин на нефть и газ, начатого здесь в 1950 г. Сведения о них приводятся А. Я. Дубинским (1961, 1962), Н. И. Цибовским (1956 г.), А. И. Летавиным (1960, 1962), М. А. Ясеновой (1956).

Отложения карбона распространены на большей части Предкавказья; основная площадь его развития расположена севернее, в Донбассе и на его восточном продолжении. Литологически каменноугольные отложения выражены сероцветными глинистыми и песчаными сланцами, реже песчаниками и известняками. Породы карбона на всей известной площади их распространения в Предкавказье сильно уплотнены (плотность от 2,6 до 2,82 г/см<sup>3</sup>) и, как правило, в разной мере дислоцированы (углы 15—85°).

Палеонтологически они охарактеризованы слабо, несмотря на то что вскрыты большим количеством глубоких скважин. При этом следует иметь в виду упоминавшийся состав отложений карбона, среди которых известняки встречаются исключительно редко. Напомним, что высокая палеонтологическая обоснованность разреза карбона Донбасса базируется на изучении микро- и макрофауны, заключенной именно в известняках, тогда как в песчано-глинистых отложениях находки фауны очень редки. Отсутствие известняков в разрезах среднего и верхнего карбона Северного Кавказа также затрудняет их надежное палеонтологическое обоснование, которое поэтому базируется на изучении флористических остатков. К сожалению, во вскрытых глинистых и песчаных отложениях карбона Предкавказья до сих пор не удалось обнаружить и листовой флоры сколько-нибудь хорошей сохранности. Что касается палинологических определений, то многочисленные попытки выделения спорово-пыльцевых остатков, как правило, не давали ощутимых результатов. Это обстоятельство можно объяснить недостатками метода выделения спор и пыльцы из сильно уплотненных пород карбона, претерпевших начальный этап метаморфизма.

Таким образом, несмотря на почти пятнадцатилетний период изучения пород каменноугольного возраста, надежные сведения о них базируются на определении фауны фораминифер лишь в нескольких скважинах — Песчанокопской (нижний карбон), Челбасской № 25 (верхний карбон), Джанайской (верхний карбон). Единственный случай обнаружения остатков пелеципод известен по скв. № 6 Каневской. Отпечаток этот оказался плохой сохранности и вероятность отнесения заключающих его отложений к среднему карбону следует считать достаточно условной.

В связи с обнаружением отложений складчатого морского верхнего триаса (Егоян и др., 1961б) и нижней юры (Ростовцев, Егоян, 1962) в Северо-Западном Предкавказье, фаунистически хорошо охарактеризованных, нередко напоминающих карбон, следует проявлять большую осторожность при отнесении сероцветных дислоцированных пород исключительно к карбону, как это делалось раньше (Дубинский, 1961).

Учитывая широкое распространение всех трех отделов каменноугольной системы в Донбассе и на его восточном продолжении, в меньшей мере на Северном Кавказе, а также общий ход развития территории Предкавказья в течение каменноугольного периода, можно допустить, что здесь также могли получить распространение все отделы рассматриваемой системы. Во всяком случае, нет достаточного основания соглашаться с мнением А. И. Летавина и Н. А. Редичкина (1962) об отсутствии в Предкавказье среднекарбонных отложений, указывающих на поднятие этой территории в среднекаменноугольную эпоху.

Недостаточная палеонтологическая обоснованность каменноугольных отложений в Предкавказье не дает пока возможности описывать их в той стратиграфической последовательности и с той детальностью, которая принята при описании карбона Северного Кавказа. Поэтому ниже дается описание характерных и сравнительно более полных разрезов карбона по отдельным вскрытым их скважинам или их группам, но все же применительно к отделам каменноугольной системы.

Самые древние фаунистически охарактеризованные каменноугольные отложения вскрыты в Предкавказье в Песчанокопской опорной скважине на интервале 2516—2738 м. Скважина расположена в 45 км юго-западнее г. Сальска. Если учесть средний угол падения, замеренный по напластованию в керне, равный 75°, то нормальная мощность вскрытого скважиной разреза около 60 м. В этом небольшом интервале обнаружены темно-серые глинистые, углисто-глинистые, песчаные



сланцы, серые, очень крепкие аркозовые кварцитовидные песчаники и темно-серые органогенные перекристаллизованные известняки. На глубине 2561—2565 м в мелкодетритусовом шламовом окремненном известняке Н. А. Редичкиным обнаружены многочисленные, но плохой сохранности органические остатки, представленные фораминиферами и обломками члеников криноидей. Среди фораминифер им определены: *Archaesphaera crassa* Viss., *A. grandis* Lip., *Endothyra samarica* Raus., *Tetrataxis dentata* Viss., *Eostaffella mediocris* Viss. Эти формы указывают на нижнекаменноугольный возраст заключающих их известняков. Состав вскрытой скважиной части разреза показывает сходство с продуктивными угленосными отложениями верхневизейского подъяруса Западного Донбасса, тогда как более древние образования нижнего карбона в этой части Донбасса почти нацело представлены различными известняками.

В 1963 г. в 32 км юго-восточнее Песчанокопской скважины были пробурены Привольненские № 1, 2 и 3. В первых двух, соответственно на глубинах 2420 и 2458 м, под почти горизонтальными отложениями нижнего мела были обнаружены темно-серые, мелкокристаллические известняки, вскрытая мощность которых достигает 273 м (скв. № 2). При угле падения известняков, замеренном по напластованию в керне, равном 50—70°, нормальная их мощность превышает 135 м. Кроме неопределимых ядер фораминифер, замещенных пиритом, других органических остатков в известняках обнаружить не удалось. Тем не менее можно уверенно допускать их нижнекаменноугольный возраст. Основания для такого допущения следующие. Если мы принимаем верхневизейский возраст пород фундамента, вскрытых Песчанокопской скважиной, то по аналогии с Южным и Западным Донбассом, мощные известняки, подобные вскрытым Привольненскими скважинами № 1 и 2, встречаются там в доверхневизейской части нижнего карбона.

На описании Привольненских скважин пришлось остановиться более подробно потому, что ими впервые, и пока в единственном числе, вскрыты такие мощные известняки. Данные, полученные в результате бурения Привольненских и Песчанокопской скважин, позволяют судить о том, что в северной части Центрального Предкавказья условия образования нижнекаменноугольных пород напоминали известные в хорошо изученных частях Южного и Западного Донбасса. В то же время после установления в Северо-Западном Предкавказье сероцветного складчатого морского триаса и верхнего карбона надо с большей осторожностью, чем это было сделано раньше (Дубинский, 1961, 1962), выделять площади развития нижнекаменноугольных отложений.

Значительно менее обоснованным является отнесение к нижнему карбону складчатых образований, вскрытых глубокими скважинами в районе Армавира (Александровскими и Армавирскими) в районе г. Кропоткин, а также западнее г. Минеральные Воды (Кумская площадь). Все перечисленные скважины обнаружили ниже юрских или нижнемеловых слабо дислоцированных отложений интенсивно складчатые темно-серые и серые глинистые и песчано-глинистые сланцы, реже песчаники.

Палинологические остатки удалось выделить только в скважинах № 14, 15 Александровской площади. Е. М. Андреева (ВСЕГЕИ) определила споры, характеризующие нижний отдел карбона (скв. № 14): *Lophotriletes verrucosus* Ibr., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *Trematozonotriletes valeculosus* (Waltz) Naum., *Trachytriletes puntulatus* (Waltz) Naum., а также споры *Hymenozonotriletes turbinatus* (Waltz) Naum., встречающиеся в самых нижних горизонтах нижнего карбона, пограничных с девоном.



Видимо, к нижнему карбону следовало бы отнести и дислоцированные темно-серые и серые сланцы, реже аркозовые мелкозернистые песчаники, обнаруженные под слабонаклонными отложениями нижнего мела в пределах Ставропольского поднятия и его склонов (скважины Расшеватские, Мечетинско-Шкуринские, Григориполиеская, Грачевские, Тахта-Кугультинские, Октябрьская, Камбулатские, Буйволинские, Петровская, Благодарненские, Мирненские, Кучерлинские). При этом отдельно следует остановиться на Ипатовской опорной скважине. Никаких палеонтологических остатков, кроме спор, из складчатого палеозоя здесь обнаружить не удалось. Споры, выделенные Е. Ф. Жарковой, позволили ей отнести вмещающие их дислоцированные темно-серые породы к нижнему карбону. С. Н. Наумова выделила из них споры (Мирчинк и др., 1963), которые она считает верхнедевонскими. Представляется, что сходство этих пород с фаунистически охарактеризованным нижним карбоном Песчанокопской скважины, дает больше оснований считать ипатовский палеозой принадлежащим к нижнему карбону, а не к верхнему девону. В этом случае споры верхнего девона, выделенные С. Н. Наумовой, могли быть переотложенными.

Отложения среднего карбона в Предкавказье достоверно не установлены. Допуская наличие здесь всех трех отделов, как это имеет место в Донбассе и на Северном Кавказе, мы при построениях отводили для них соответствующие площади, окаймляющие участки развития нижнекаменноугольных отложений. Допускается наличие среднего карбона в пределах Голубинской, Садовой, Журавской и других площадей Восточного Предкавказья. Вероятно, среднекаменноугольные отложения в какой-то мере могут быть встречены и на поднятиях складчатого фундамента в Северо-Западном Предкавказье. Выше уже говорилось о находке в центральной части Каневского поднятия плохо сохранившейся пеллециподы *Dunbarella* sp. Если произведено определение правильно, то необходимо выяснить взаимоотношения среднекарбонных отложений с расположенными в ближайшем районе (скв. № 46) фаунистически охарактеризованными складчатыми отложениями верхнего триаса. При этом, видимо, следует учитывать проявление очень интенсивной складчатости и разрывов, характеризующих весь район Северо-Западного Предкавказья. Интересно отметить, что на северном борту Манычского прогиба, в пределах одноименной площади, в скв. № 7, на глубине 1938 м в глинистых сланцах обнаружены остатки *Myalina* sp., *Leptopyllia* (?), которые, по В. И. Подгородниченко, относятся к переходной зоне между средним и верхним карбоном.

Верхнекаменноугольные отложения, палеонтологически обоснованные, известны лишь в трех пунктах Предкавказья — в районах Джаная, Озек-Суата (Восточное Предкавказье) и Челбасской площади (Северо-Западное Предкавказье). Наиболее изученным является разрез верхнего карбона, вскрытый в крайней юго-восточной части восточного погребенного продолжения Донецкой складчатой системы в Джанайской опорной скважине. Скважина эта расположена в районе ст. Улан-Холл и пробурена в 1952—1953 гг.

В этой скважине на интервале 2475—3035 м, под почти горизонтальными отложениями юрской системы, залегают дислоцированные породы, составляющие фундамент Скифской плиты. По данным М. А. Ясеновой (1956), они сложены темно-серыми, зеленовато-серыми и шоколадными глинистыми, песчанистыми и углисто-глинистыми сланцами и песчаниками. Кроме них, в разрезе отмечены редкие тонкие прослой известняков и мергелей, заключающих фауну гастропод и фораминифер. Среди последних Г. Д. Киреевой определены *Ammodiscus*

ex gr. *volgensis* и *Hemigordius* aff. *simplex*, указывающие на возможную принадлежность заключающих их отложений к самому верхнему — псевдофузулиновому горизонту верхнего карбона. Углы падения пород карбона, замеренные по напластованию в керне, варьируют в пределах 40—70°. Плотность пород превышает 2,72 г/см<sup>3</sup>.

В последнее время юго-восточнее, северо-западнее и западнее Джанайской опорной скважины были пробурены многочисленные скважины, в пределах Каспийской, Промысловской и Краснокамышанской площадей, вскрывшие резко дислоцированные отложения, представленные сероцветными глинистыми и песчаными сланцами, реже песчаниками. Вероятно, эти отложения, совершенно не содержащие красноцветных и зеленовато-серых разностей, могут относиться к верхней части среднего карбона.

На Озек-Суатской площади, расположенной в 75 км восточнее Прикумска, на глубинах от 3380 до 3522 м, в более чем тридцати скважинах были вскрыты дислоцированные темно-серые и серые песчаные и глинистые сланцы, а также песчаники. В сланцах, поднятых из скв. № 10 с глубины 3320—3352 м, К. И. Иносовой были обнаружены споры: *Leiotriletes tribullatus* (Ibr.) Isch., *Trematozonotriletes* aff. *variabilis* (Waltz) Naum., *Hymenozonotriletes* aff. *biatlatus* и др. Вид *Leiotriletes tribullatus* широко распространен в породах московского яруса, встречается он и в верхнем карбоне. А. Я. Дубинский допускает, что Озек-Суатские скважины, кроме скв. № 21, вскрывшие дислоцированные сероцветные отложения, скорее всего пересекли верхнекаменноугольные породы, хотя и более древние, чем Джанайская опорная скважина. Скважиной № 21 Озек-Суатская вскрыты под слабо дислоцированными юрскими породами мощные известняки нижней перми. Этим обстоятельством подтверждается высказанное выше предположение об отнесении палеозоя Озек-Суатских скважин к верхнему карбону.

Наибольший разрез последнего известен по скв. № 57, вскрывшей карбон на интервале 3416—3698 м (истинная мощность 140 м). Здесь развиты темно-серые глинисто-слюдистые и глинистые сланцы с большим количеством рассеянного фюзенизированного вещества. Плотность пород превышает 2,72—2,75 г/см<sup>3</sup>. Угол наклона их достигает 75°.

Аналогичные сланцы, а местами и тонкозернистые песчаники обнаружены в других скважинах Восточного Предкавказья — Голубинских, Гороховских, Серафимовских, Правокумской, № 23 Ачикулакской, № 1 Мектебской.

В скв. № 23 Ачикулакской на интервале 3625—3660 м вскрыты (снизу вверх): 1) темно-серый до черного песчаный сланец, содержащий остроугольные обломки кварца, калишпата, плагиоклаза, мусковита и фюзенизированного вещества, придающего породе темную окраску; 2) та же порода, но несколько более светлая, размер остроугольных зерен в ней меньше, мусковита мало; 3) зеленовато-бурый глинистый сланец с массой зеркал скольжения; вдоль поверхности напластования в нем развиты мельчайшие частицы серицита, имеющего правильную ориентировку. Угол падения пород по скв. № 23 Ачикулакской составляет 45°.

Для большинства пород верхнекаменноугольного возраста в Восточном Предкавказье характерна кливажная трещиноватость с пустотами, заполненными кварцем и реже кальцитом.

В пределах Северо-Западного Предкавказья известен пока лишь один случай обнаружения палеонтологически обоснованных отложений самых высоких горизонтов карбона. Летом 1960 г. в керне скв. № 25 Челбасской, расположенной в 110 км севернее Краснодара, А. И. Лета-

виным (1962 г.) был обнаружен известняк коричневатого-серого цвета. Под микроскопом этот известняк псевдооолитовый, доломитизированный. Он содержит обломки брахиопод, мшанок, гастропод, членики морских лилий, иглы морских ежей, ткань кораллов, остракоды. Среди единичных фораминифер, иногда плохой сохранности, Н. А. Редичкиным определены: *Eostaffella* cf. *acutissima* Kir., *Tetrataxis* ex gr. *hemisphaerica* Moros., *Hemigordius discoideus* (Bražhn., et Pot.) forma lata Kir., *Spiroplectamina* cf. *bulloides* Brady, *Dentalina* ex gr. *bradyi* Spandel.)

Встреченный комплекс фораминифер указывает, что вмещающие их известняки могут быть отнесены к слоям, пограничным между карбоном и пермью.

Весьма примечательно, что в кровле его был обнаружен глинистый песчаник, значительно дислоцированный, который, видимо, может иметь верхнетриасовый возраст. Эти предположения в свете последних данных, подтверждающие достаточно широкое распространение триасовых отложений на Челбасской и других площадях Северо-Западного Предкавказья, справедливы.

Вскрытие одной скважиной дислоцированных отложений триаса и верхнего карбона является очень важным фактом, указывающим на дотриасовую историю развития Северо-Западного Предкавказья. При этом недостаток фактических данных не позволяет установить степень дислоцированности пород.

Нижекаменноугольные отложения занимают большие площади Центрального Предкавказья, что связано с разрывом более молодых образований данной системы в дораннемеловое время. Последние сохранились главным образом в депрессии Восточного Предкавказья, где они выступают только в сводах локальных поднятий, а также на восточном погружении Ставропольского поднятия. В Северо-Западном Предкавказье каменноугольные отложения выходят только в сводах структур, где в силу интенсивной досреднеюрской складчатости они занимали отдельные участки, чередуясь в сложных тектонических сочетаниях с триасовыми, а местами и нижнеюрскими отложениями.

Важно отметить также, что в отличие от среднего карбона Северного Кавказа, содержащего в своем разрезе наряду с осадочными и эффузивные образования кислого состава, предкавказский карбон, так же как и донецкий, видимо, лишен вулканогенных пород. Общий формационный состав предкавказского карбона больше напоминает донецкий, нежели северокавказский.

### ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Основные сведения о пермских отложениях Северного Кавказа приводятся в работах В. Н. Робинсона (1913, 1932а, 1935а, 1937б, 1938, 1946, 1948, 1953 и др.), которым они в 1912 г. были впервые доказаны палеонтологически. Им же было установлено широкое распространение осадков пермской системы на северном склоне Кавказа и разработана их стратиграфия.

Ряд специальных статей вопросам, касающимся распространению, стратиграфическому положению, литологическому и петрографическому составу и происхождению нижнепермских отложений, посвятили И. И. Никшич (1921), И. В. Попов (1926), Г. П. Агалин (1929), П. И. Лебедев (1930), А. Г. Кобилев (1934), Е. Н. Дьяконова-Савельева (1936, 1951), А. А. Медведюк (1938).

Очень важным является установление Л. А. Варданянцем (1929) пермских известняков, охарактеризованных фауной, на р. Гизельдон в Горной Осетии.

Фундаментальные исследования брахиоподовой фауны верхнепермских отложений выполнены Б. К. Лихаревым (1928, 1932, 1937а, б).

После Великой Отечественной войны изучение пермских отложений проводили Н. И. Трушков (1946 г.), С. С. Кузнецов (1946, 1948, 1956а, б), А. Д. Миклухо-Маклай (1947), К. В. Миклухо-Маклай (1952, 1954), Д. Ф. Масленников (1952), И. Я. Баранов (1948), С. С. Круглов (1959), В. И. Славин (1958), А. А. Белов (1958, 1961), М. М. Мстиславский (1958), С. Д. Левина (1959), А. И. Дьяконов, Н. Е. Митин и Л. А. Шелкопляс (1962).

Из работ последнего времени наибольшее значение имеют исследования В. И. Славина и его сотрудников, установивших принципиально-новую область развития пермских отложений в зоне Главного хребта и на Южном склоне, затем работы А. А. Белова и Д. С. Кизевальтера (1962) по расчленению красноцветных толщ и их происхождению в Центральном Кавказе и работы К. В. Миклухо-Маклай по верхнепермским отложениям.

По литологическому составу пермские отложения в подавляющем большинстве районов развития отчетливо разделяются на две части: красноцветные терригенные и отчасти эффузивные континентальные образования нижнего отдела и терригенно-карбонатные сероцветные типично морские осадки верхней перми. Широкое распространение имеют лишь красноцветные отложения в зоне Передового хребта и в Промежуточной зоне от р. Белой на западе до р. Чегем на востоке. Верхнепермские образования развиты локально.

### *Нижняя пермь Большого Кавказа*

Довольно монотонные красноцветные отложения нижней перми в различных районах Северного Кавказа имеют некоторые отличия, что обусловлено местными особенностями континентальных условий их накопления. Эти различия в разрезах привели к появлению в литературе ряда местных стратиграфических подразделений.

Для всего же Северного Кавказа наиболее удобно принять подразделение нижнепермских образований на три литологически различные свиты, четко выдержанные и легко распознающиеся во всех районах при их картировании. Наиболее низкое стратиграфическое положение занимает свита, сложенная красноцветными и в меньшей степени пестроцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Средняя свита — эффузивные стратифицированные породы красно-бурого и в подчиненном количестве серого цвета: различные порфириты, кератофиры, кварцевые альбитофиры и некоторые другие. Венчаются нижнепермские отложения свитой грубообломочных пород, представленных чередованием песчаников и конгломератов; резко подчиненное значение в ней имеют песчано-глинистые породы.

Нижнюю свиту (но уже включая эффузивы) в литературе именуют нижней красноцветной свитой (Робинсон, 1932а) или толщей (В. Н. Робинсон, 1947 г. и др.). Для районов Центрального Кавказа она выделена под названием аксаутской свиты (Белов, 1958б), причем эффузивные образования в ее состав не включаются. Это название и в таком именно объеме целесообразно распространить на все районы развития красноцветных песчано-глинистых пород нижней свиты. Эффузивные стратифицированные образования нижней перми включались ранее В. Н. Робинсоном (1938, 1946) и вслед за ним многими другими исследователями в нижнюю красноцветную свиту. А. А. Беловым (1958б) они выделялись вначале в качестве обломочно-вулканогенной подсвиты уже в составе верхней красноцветной свиты, а позже (Белов



и Кизевальтер, 1962) в самостоятельную киньрчадскую свиту. Однако в ее объем ими произвольно включены в ряде разрезов, полностью лишенных эффузивов, мощные толщи конгломератов (до 400 м и более) и некоторых других терригенных пород, что делает литологическую характеристику свиты неопределенной и затрудняет расчленение и сопоставление разрезов.

Целесообразнее выделять эффузивы и их туфы с прослоями обломочных пород в самостоятельную свиту и присвоить ей по месту ее наибольшего развития наименование кишкитской.

Верхней красноцветной свите В. Н. Робинсона (1932а), представленной главным образом конгломератами и песчаниками, следует присвоить географическое наименование — большелабинская и стратотипом ее считать разрезы в бассейне Большой Лабы, где она широко распространена и была впервые изучена.

Выделенные А. А. Беловым и Д. С. Кизевальтером (1962) в Центральном Кавказе киньрчадская, гималдыкская, эпчикская и гίδαомтарская свиты следует рассматривать в качестве местных подразделений и лишь в ранге подсвит общей для всего Северного Кавказа большелабинской свиты. При этом оригинальные пестроцветные конгломераты (обычно тектонически обособленные), состоящие почти нацело из галек известняков с ниже- и верхнепермской фауной, отнесенные А. А. Беловым и Д. С. Кизевальтером в 1962 г. к верхам эпчикской свиты, должны быть из нее исключены и выделены в самостоятельную свиту, которую предлагается именовать архызской. Стратотип ее имеется в верховьях р. Архыз. Эти конгломераты, часть из которых сероцветная, занимают особое положение (Робинсон, 1946; К. В. Миклухо-Маклай, 1955; Круглов, 1959), развиты они локально и известны на перевале Эпчике, р. Архызе и на горе Хуко. Возраст их, вероятнее всего, нижнетриасовый. В связи с тем, что возрастное положение этих конгломератов окончательно еще не выяснено, а пространственно они тесно сопряжены с пермскими отложениями, мы кратко рассматриваем их в настоящем разделе.

Сопоставление основных схем стратиграфического расчленения красноцветных пермских отложений Северного Кавказа приведено в табл. 9.

Возраст красноцветных отложений устанавливается по их стратиграфическому положению между охарактеризованными флорой верхними горизонтами верхнего карбона (Робинсон, 1938) и верхнепермскими морскими отложениями с обильной фауной. Верхняя часть большелабинской свиты может иметь верхнепермский возраст. В самих же красноцветях, кроме отпечатков преимущественно нижнепермской формы *Walchia piniformis* Schl., кордаитов и чешуек пресноводных рыб *Acanthodes* (Мстиславский, 1958) никаких органических остатков не обнаружено.

### Зона Передового хребта

В бассейне рек Большая Лаба и Уруп нижнепермские красноцветные отложения развиты наиболее широко и слагают самый крупный на Северном Кавказе Лабино-Урупский массив. По южной периферии этого массива в верховьях Урупа и истоках Малого Урупа и Чилика обнажается дислоцированная продуктивная толща среднего карбона, несогласно перекрытая светло-серыми и серыми преимущественно кварцевыми конгломератами и песчаниками верхнего карбона. Без каких-либо следов несогласия и перерыва выше залегают красные бурые песчаники, алевролиты и аргиллиты аксаутской свиты, содер-



## Сопоставление схем стратиграфического расчленения

По В. Н. Робинсону, 1938 г. (Северный Кавказ)		По С. С. Круглову, 1955 г. (бассейн Белой—Урупа)		По А. А. Белову, 1958 г.	
Свита	Литологический состав	Толща	Литологический состав	Свиты	Подсвиты и толщи
Верхняя пермь Нижний триас	Пестроцветные конгломераты с галькой, известняки и песчаники	Нижний триас	Пестроцветные конгломераты с галькой известняков и песчаников	Верхняя красноцветная $P_1^2$ Алевролиго-песчаная подсвита	Ритмично-слоистая подсвита $P_1^2 r$
Верхняя красноцветная $P_1^2$	Красноцветные и пестроцветные песчаники и конгломераты с прослоями песчано-глинистых пород	Верхняя красноцветная $P_1^3$	Преимущественно красноцветные песчаники и конгломераты с прослоями песчано-глинистых пород		Толща пестроцветных алевролитов, аргиллитов и песчаников
					Толща красноцветных алевролитов, песчаников, аргиллитов
					Толща красноцветных конгломератов и песчаников
					Конгломерато-песчаниковая подсвита $P_1^2 kp$
Средние и кислые эффузивы			Обломочно-вулканическая подсвита $P_1^2 ов$		
Нижняя красноцветная $P_1^1$	Красноцветные и пестроцветные песчано-глинистые породы, местами внизу серые конгломераты и песчаники	Нижняя красноцветная $P_1^2$	Красноцветные и пестроцветные песчаники и алевролиты с прослоями известняка	Аксаутская $P_1^1$	Верхняя красноцветная толща
		Серых песчаников и конгломератов $P_1^1$	Горизонт серых песчаников и конгломератов		Средняя сероцветная толща
			Горизонт пестрых конгломератов		Нижняя красноцветная толща
Верхний карбон		Верхний карбон			Верхний карбон

\* Схема, принятая в настоящей монографии.

Таблица 9

красноцветных отложений Северного Кавказа

(Аксаутская впадина)		По А. А. Белову и Д. С. Кизевальтеру, 1962 г. (Центральная часть Северного Кавказа)		По В. Н. Робинсону и С. С. Круглову (Северный Кавказ)*			
Литологический состав	Свиты	Отдел	Свиты	Подсвиты местного значения	Литологический состав	Возраст	
Красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты	Гидамотарская $T_{1gd}$	Нижнетриасовый(?)	Архыская $T_{1ar}$	Гидамотарская $P_{1lb^3}$ Эпчикская $P_{1lb^2}$ Гималдыкская $P_{1lb'}$	Красноцветные конгломераты с гальками пермских известняков	Нижний триас(?)	
Пестроцветные алевролиты, песчаники и аргиллиты	Эпчикская $T_{1ep}$						
Красноцветные алевролиты, песчаники и аргиллиты							
Красноцветные конгломераты и песчаники							
Красноцветные песчаники и конгломераты, иногда с эффузивами	Гималдыкская $P_{2gm}$	Верхнепермский(?)	Большелабинская $P_{1lb}$		Красноцветные, пестроцветные и реже сероцветные конгломераты, песчаники, алевролиты с прослоями аргиллитов. Очень редкие прослои известняков		
Красноцветные конгломераты и песчаники, средние и кислые эффузивы и туфы	Кинырчадская $P_{1kn}$		Кишкитская $P_{1ksh}$			Средние и кислые эффузивы и их туфы, прослои обломочных пород	
Красно-бурые песчаники, алевролиты и аргиллиты	Аксаутская $P_{1ak}$	Нижнепермский	Аксаутская $P_{1ak}$	Верхняя красноцветная $P_{1ak^3}$	Красноцветные и пестроцветные аргиллиты, алевролиты и песчаники с редкими прослоями конгломератов, известняков, доломитов, кремней	Нижняя пермь	
Серые песчаники, алевролиты и аргиллиты				Средняя пестроцветная $P_{1ak^2}$			
Красно-бурые песчаники, алевролиты				Нижняя красноцветная $P_{1ak'}$			
	Гремучинская $C_3gr$	Верхнекаменноугольный	Верхний карбон				

жащие прослои таких же пород серого и зеленовато-серого цвета и редкие тонкие слои доломитизированных известняков и железистых доломитов. Слои известняков приурочены к нижним частям разреза свиты. Здесь же встречаются отпечатки *Walchia*. В верхних горизонтах увеличивается роль песчаников и появляются отдельные прослои конгломератов.

По преимущественному развитию сероцветных пачек в средней части аксаутской свиты М. М. Мстиславский (1958) разделяет ее на три подсвиты, из которых нижняя и верхняя красноцветные, а средняя пестроцветная. Мощность аксаутской свиты изменяется от 730 м на западе массива до 1260 м в центральной его части и 1110 м на востоке (р. Бульварка).

Непосредственно на аксаутской свите залегают отложения большелабинской свиты, имеющие в своем основании в районе между реками Чилик и Малый Уруп горизонт крупногалечных и валунных конгломератов, состоящих из галек альбитофиров и порфиринов киньрчадской свиты. Этот горизонт довольно резко выклинивается, но гальки таких пород встречаются и далее на запад, где они С. С. Кругловым (1959) и В. А. Мельниковым отмечались тоже в основании большелабинской свиты на хребте Шантацара и еще западнее. Присутствие в конгломерате вулканогенных пород нижежащей свиты свидетельствует о перерыве в осадконакоплении между аксаутской и большелабинской свитами, хотя заметного углового несогласия между ними здесь не наблюдается. Однако по мере удаления на северо-запад к р. Лаба несогласие выступает отчетливо. Красноцветные полимиктовые конгломераты и песчаники большелабинской свиты последовательно ложатся на все более и более низкие стратиграфические горизонты аксаутской свиты, затем на дислоцированные угленосные слои среднего карбона, а по западной и северо-западной периферии массива и по р. Бескес непосредственно налегают на метаморфические толщи девона.

Для большелабинской свиты Лабино-Урупского массива характерно примерно одинаковое развитие конгломератов и песчаников. Конгломераты от гравийных до валунных, с преобладанием средних и крупногалечных разностей. По составу и ряду других особенностей в отложениях этой свиты отмечаются некоторые существенные различия. Почти весь массив сложен песчаниками и конгломератами, содержащими плохо отсортированную, различной степени окатанности разнообразную гальку магматических, метаморфических и осадочных пород. Среди галек здесь установлены различные граниты, сенинты, диориты, аплиты, кварцевые порфиры и др. Имеются здесь и гальки красноцветных пород аксаутской свиты.

Состав и пролювиальный облик конгломератов, ориентировка косої слоистости потокового типа, характер выклинивания слоев и ряд других признаков указывают на то, что отложения большелабинской свиты образовались за счет размыва горного кряжа, поднимавшегося на юге в зоне Главного хребта и в меньшей степени в зоне Передового хребта. В момент накопления верхних горизонтов этой свиты, объектом денудации были также красноцветные терригенные отложения аксаутской и эффузивные образования киньрчадской свит.

Конгломераты и песчаники большелабинской свиты, падающие на северо-запад и запад, иногда под большим (более 15°) углом, наклонены к плоскости подстилающей их поверхности денудационного среза толщ палеозоя. При этом по направлению к северо-западу последовательно налегают все более и более молодые горизонты. Такое напластование свойственно континентальным образованиям, формирую-

щимся в депрессиях на склонах и у подножия поднимающихся горных хребтов. Видимая мощность отложений здесь не превышает 2000 м, тогда как истинная достигает 8000 м.

По северной же периферии массива имеются сравнительно небольшие выходы красноцветных конгломератов и брекчий, представляющих собой древние осыпи, в составе которых резко преобладают зеленокаменные и эффузивные породы среднего палеозоя и почти отсутствует кварц. Отсутствие четкой слоистости, обычно небольшая мощность этих брекчий (от нескольких метров до 300 м), наличие галек только местных пород, обвальный характер накопления и другие признаки резко отличают их от основной части отложений большелабинской свиты. Залегают эти образования местами согласно на красноцветных конгломератах и песчаниках, типичных для большелабинской свиты, а местами лежат непосредственно на метаморфических толщах девона. Своим развитием по северной периферии массива они обязаны денудации мелких местных поднятий, возникавших и ограничивавших с севера в самом конце раннепермского времени крупную Лабино-Урупскую депрессию континентального осадконакопления. В бассейне Малой Лабы, в урочище Котел, красно-бурые брекчии согласно перекрываются верхнепермскими морскими отложениями.

Конгломераты большелабинской свиты Лабино-Урупского массива золотоносны (Кобилев, 1935). Накопление россыпного золота в них происходило одновременно с приносом и отложением золотосодержащих пород, которыми могли быть граниты и кварцевые жилы, прорывающие докембрий в зоне Главного хребта, и такие же образования среди палеозойских толщ северной части зоны Передового хребта.

В бассейне рек Кяфар, Кяфар-Агур и Большой Зеленчук нижнепермские отложения, представленные в основном аксаутской свитой, сохранились от размыва только местами и выходы их сосредоточены вдоль северного края зоны Передового хребта. Широкое развитие они имеют в бассейне рек Аксаут и Теберда. По р. Аксаут красноцветные отложения начинаются у с. Хасаута Греческого и тянутся до устья р. Гыды (Чинарево). Широкой полосой они выходят и вдоль правого притока р. Аксаут — Кышкита. Здесь имеется уже полный разрез нижнепермских отложений, включающих и эффузивы кынырчадской свиты.

Красноцветные отложения в этом районе, так же как и в бассейне Большой Лабы и Урупа, залегают согласно на конгломератах и песчаниках верхнего карбона и начинаются тонкообломочными породами аксаутской свиты, в которой выделяются нижняя и верхняя красноцветные и средняя пестроцветная подсвиты (Мстиславский, 1958; А. А. Белов, 1958а, б). Помимо песчаников, алевролитов и аргиллитов, в аксаутской свите встречаются редкие маломощные (до 0,5 м) прослои известняков и железистых доломитов. Отмечаются слои фосфатоносных аргиллитов, фосфоритов и углистых сланцев. В нижних горизонтах свиты по р. Аксаут найдены остатки *Waltzia piniformis* Schl. (Робинсон, 1938). Мощность свиты 900—1150 м.

По левобережью р. Аксаут и в устьевой части р. Кишкит аксаутская свита согласно перекрывается туфами и эффузивами кишкитской свиты. В районе напротив устья р. Гыда А. А. Белов (1958а, б) указывает на их несогласное залегание. Вулканогенные породы, образующие серию потоков различного петрографического состава, представлены туфами андезитовых порфиритов, туффитами, туфогенными песчаниками, туфолавами андезито-дацитовых порфиритов, туфобрекчиями, массивными андезито-дацитами и дацитовыми порфиритами, кварцевыми альбитофирами. Петрографический состав их здесь и в других разрезах наиболее детально изучен П. И. Лебедевым (1930). Мощность

вулканических пород колеблется от нескольких метров до 400 м, а у горы Джелтмес достигает 800 м (Белов, 1958а, б).

Выше с большим размывом залегают красноцветные конгломераты и песчаники большелабинской свиты, налегающие не только на эффузивы кишкитской свиты, но и на отложения аксаутской свиты и верхнего карбона. В свою очередь красноцветные отложения несогласно перекрываются породами нижней юры.

Другим районом распространения нижнепермских отложений в бассейне этих рек является южная периферия зоны Передового хребта, начиная от р. Большой Зеленчук на западе до истоков р. Кышкит на востоке. Красноцветы начинаются здесь вблизи урочища Старое Жилище и в виде непрерывной полосы шириной 3—4 км прослеживаются до р. Аксаут, где она расширяется до 10 км, охватывая весь массив Киныр-чад, и заканчивается, не доходя Теберды. Массив горы Киныр-чад представляет собой крупную синклинали, в крыльях которой обнажаются отложения аксаутской свиты, а в ядре — большелабинской. Несогласия в их залегании не устанавливается, но в основании большелабинской свиты у самой горы Киныр-чад местами развит крупногальчатый и валунный конгломерат, состоящий, как и на р. Чилик, из глыб порфиритов и альбитофиров, происходящих из нижележащей киныр-чадской свиты. На северном крыле синклинали А. А. Беловым (1958а, б) отмечались конгломераты мощностью около 200 м, галька которых почти нацело состоит из красноцветных песчаников и алевролитов. Образовались эти конгломераты, видимо, за счет размыва пород аксаутской свиты.

На восточном склоне горы Киныр-чад отложения большелабинской свиты залегают с наклоном к востоку и северо-востоку и перекрывают метаморфические толщи нижнего карбона. Таким образом, здесь условия залегания континентальных образований аналогичны таковым в бассейне Лабы.

Следует отметить, что в верховьях р. Архыз в виде тектонически обособленного выхода выступают своеобразные серые и красные конгломераты и песчаники, имеющие большое сходство с нижнепермскими отложениями. Гальки конгломератов почти нацело представлены в них известняками с ранне- и позднепермской фауной. Б. К. Лихаревым здесь определена *Lyttonia richthofeni* Kauss. var. *Iopingensis* Lich., а А. Д. Миклухо-Маклай (1947) установил пермские фораминиферы. Возраст конгломератов не может быть древнее верхней перми. Вероятнее всего, они нижнетриасовые (Робинсон, 1946; Миклухо-Маклай, 1955; Круглов, 1959).

В бассейне рек Теберда, Кубань, Малка, Баксан и Чегем, так же как и в более западных районах, нижнепермские отложения образуют две полосы, из которых одна находится на северной, а другая на южной окраинах зоны. Северная полоса представлена серией отдельных массивов, выходящих на дневную поверхность из-под нижеюрских отложений только по долинам рек Теберда, Куль-тубе, Даут, Кубань и Худес. Другой район развития красноцветов находится на стыке зоны Передового хребта с зоной Главного хребта и представляет собой очень узкую (обычно не шире 1 км), почти непрерывную полосу, ограниченную с севера и юга разломами и тянущуюся в широтном направлении от р. Теберда до р. Чегем.

В междуречье Теберды и Худеса в северной полосе распространения нижнепермских отложений обнажаются образования преимущественно аксаутской и киныр-чадской свит и лишь в самых северных выходах по р. Кубань и в некоторых других местах появляются красноцвет-



ные песчаники и конгломераты большелабинской свиты, лежащие непосредственно на кристаллических сланцах докембрия.

Здесь, как и во многих других районах, нижняя пермь лежит согласно на верхнем карбоне, но конгломераты и песчаники большелабинской свиты залегают с большим размывом. Так, мощные конгломераты этой свиты, состоящие из валунов и глыб эффузивов киньрачадской свиты, по р. Чучкур налегают на нижнепермские же эффузивы, по р. Куль-тюбе у рудника «Эльбрус» конгломераты лежат на глинистых сланцах карачаевской серии девона, а вблизи устья этой реки — на кристаллических сланцах докембрия. Угловое несогласие отмечалось и внутри самих конгломератов большелабинской свиты на левобережье Теберды (Лебедев, 1930; Белов, 1958а, б).

В пределах южной полосы распространения красноцветов обнажаются преимущественно песчаники, алевролиты и аргиллиты аксаутской свиты, из-под которых кое-где выходят отложения верхнего карбона. В междуречье Малки и Баксана разрез этих отложений начинается небольшим по мощности горизонтом красно-бурых конгломератов, лежащих непосредственно на метаморфической толще палеозоя. Выше они сменяются серыми тонкослоистыми песчаниками, в верхней части которых появляются прослой красно-бурых алевролитов и светлых кварцевых конгломератов. Эта местная фация осадков очень похожа на горизонт кварцевых конгломератов в районе нагорья Бамбак в западной части Промежуточной зоны. Залегающая на верхнем карбоне, к востоку от р. Кестанты, аксаутская свита начинается красноватыми и серыми конгломератами и песчаниками, сменяющимися выше темно-красными и красно-бурыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослойками известняков. По р. Чегем тонкообломочные породы аксаутской свиты, содержащие в более высоких горизонтах слои серых и красных конгломератов, несогласно налегают на кварциты докембрия. Выходящие выше по р. Чегем отложения большелабинской свиты тоже с размывом перекрывают породы докембрия. В основании ее находятся крупногалечные и валунные красно-бурые конгломераты, а в верхних горизонтах значительное развитие приобретают песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Необходимо заметить, что на водоразделе рек Теберда и Даут у перевала Эпчик известен тектонически обособленный выход красноцветных песчаников и конгломератов с галькой известняков, содержащих пермскую фауну. Эти образования аналогичны конгломератам р. Архыз и их возраст, вероятно, нижнетриасовый.

### Промежуточная зона

Широкое распространение нижнепермские отложения в пределах этой зоны имеют лишь на западе в бассейне р. Белой и на нагорье Бамбак. Далее на юго-восток они образуют узкие тектонически ограниченные полосы и клинья и представлены в основном тонкообломочными породами аксаутской свиты.

По северной и восточной периферии нагорья Бамбак на отложениях верхнего карбона, охарактеризованных здесь флорой, местами (гора Дзюва и другие) без признаков несогласия залегают пестрые конгломераты, серые и красно-бурые песчаники и алевролиты. В других местах (хребты Челепсы, Пшекиш) этот горизонт пестрых конгломератов имеет явно выраженный базальный характер и залегает непосредственно на более древних метаморфических палеозойских образованиях. Мощность пестроцветных пород колеблется от нескольких метров до 40 м. Пестрые конгломераты постепенно сменяются светло-серыми кварцевыми конгло-

мератами и песчаниками, очень похожими на отложения верхнего карбона. Мощность горизонта серых песчаников и конгломератов достигает 200 м. Без перерыва на них налегают красно-бурые песчаники, алевролиты с прослоями аргиллитов, сохраняющие в общем тот же тип разреза, что и в зоне Передового хребта. Здесь, пожалуй, лишь менее четко выражено трехчленное строение красноцветов, хотя серые и зеленоватосерые прослои чаще всего встречаются в их средних горизонтах. В этих же горизонтах красноцветов, и в несколько меньшем количестве в нижних, встречаются прослои доломитизированных известняков и железистых доломитов мощностью 5—20 см, число которых достигает иногда нескольких десятков. Нередко такие прослои фосфатоносны (Мстиславский, 1958). В верхних частях разреза аксаутской свиты среди красно-бурых алевролитов и песчаников появляются отдельные прослои конгломератов.

Мощность аксаутской свиты колеблется от нескольких метров (хребет Челепсы) до 900 м (гора Бамбак).

Эффузивы киньрчадской свиты в Промежуточной зоне отсутствуют. Красноцветные конгломераты и песчаники большелабинской свиты на нагорье Бамбак развиты локально и известны на хребте Челепсы, где они лежат на маломощных красно-бурых алевролитах. Полный разрез большелабинской свиты имеется на горе Гефо на левом берегу р. Киши, правого притока р. Белой. Здесь на самой горе и ее восточных склонах красные конгломераты и песчаники достигают мощности более 1 км. Верхние горизонты их сменяются серыми конгломератами с прослоями песчаников и еще выше серыми песчаниками кутанского горизонта верхней перми (Миклухо-Маклай, 1958). Налегание верхней перми здесь как будто согласное, но перерыв следует допускать, так как вблизи горы Гефо, на отрогах хребта Пшекиш, известняки верхней перми налегают на более низкие горизонты большелабинской свиты.

Крупный массив образуют нижнепермские отложения и по р. Белой, между селениями Гузерипль и Хамышки. Вследствие погружения к северо-западу Пшекишской антиклинали в этом районе широко развиты отложения большелабинской свиты, ограниченные со всех сторон разломами. Характерными особенностями этих отложений р. Белой, отличающими их от аналогичных образований в других районах, являются значительно меньшая роль конгломератов и большая алевролитов, развитие сероцветных пачек и появление нескольких прослоев известняков и похожих на конкреции стяжений (С. С. Круглов, 1955 г.). Особенности разреза красноцветов, анализ мощностей и некоторые другие данные позволяют предполагать существование в раннепермское время обособленного Белореченского (включая и нагорье Бамбак) района континентального осадконакопления, эпизодически прерывавшегося, видимо, обстановкой мелководья.

### Зона Главного хребта

В пределах этой тектонической зоны достоверные нижнепермские отложения известны лишь на хребте Абаго в бассейне р. Белой, в области северо-западного погружения палеозоя под юрские напластования, а также на юго-восточном погружении зоны в Горной Осетии. На хребте Абаго они представлены небольшими по площади участками развития аксаутской свиты, залегающей непосредственно на древнем палеозое. К нижней перми в водораздельной части хребта, в верховьях р. Уруштен (р. Холодная) В. И. Славным (1958) отнесена 500-метровая сероцветная аркозвая песчано-конгломератовая толща, претерпевшая метаморфизм. Эта толща перекрывается известняками с верхне-

пермскими кораллами. Однако не исключено, что аркозная толща представляет собой базальные отложения верхней перми, как в ряде разрезов в зоне Передового хребта и в Промежуточной зоне.

Нижнепермские отложения Горной Осетии (В. А. Мельников, 1962 г.; Моргунов и Славин, 1963) резко отличаются от красноцветов Западного и Центрального Кавказа и принадлежат уже к иному типу образований, тесно связанному с верхнепермскими осадками, и описываются совместно с ними в следующем разделе.

### Зона Южного склона

Твердо установленные нижнепермские отложения в коренном залегании в зоне южного склона неизвестны. В районе горы Хуко и в верховьях р. Шахе в известняковых гальках конгломератов, помимо позднепермской, известна и раннепермская микрофауна. К самым верхним горизонтам нижней перми К. В. Миклухо-Маклай (1958) предположительно относит нижнюю часть толстоплитчатых известняков с веретенообразными парафузулинами. Мощность ее несколько метров. Для известняков характерны: *Parafusulina padangensis* (Lange), *P. pulla* (Lange), *Pseudofusulina caucastica* К. М. Маклая.

### Верхняя пермь Большого Кавказа

Палеонтологически хорошо охарактеризованные верхнепермские отложения развиты в районе северо-западного погружения палеозойских толщ под мезозойские образования. Из других мест выходы их известны по р. Гизельдон, уже в области юго-восточного погружения палеозоя и на южном склоне в Сванетии.

Условия залегания верхнепермских отложений в разных зонах различны. В Промежуточной зоне они налегают согласно, но трансгрессивно на конгломераты и песчаники большелабинской свиты, в зоне Передового хребта — с угловым несогласием на среднекаменноугольные, среднепалеозойские и докембрийские образования. В случаях трансгрессивного налегания верхней перми в зоне Передового хребта на отложения большелабинской свиты углового несогласия, так же как и в Промежуточной зоне, не наблюдается. В зоне Главного хребта и в зоне южного склона они залегают либо непосредственно на древних метаморфических породах, либо на условно выделенных нижнепермских отложениях, либо на каменноугольных.

В зоне Передового хребта выходы верхней перми сосредоточены в бассейне Малой Лабы, где они известны в урочище Черноречье, Никитиной балке, урочище Уруштен и балке Армовка и в бассейне Большой Лабы (верховья р. Бескес и хребет Дженту). Одним из районов распространения верхнепермских отложений в Промежуточной зоне является гора Гефо (левобережье р. Киши) и южные отроги хребта Пшекиш, другим — гора Раскол-скала у сел. Хамышки. В зоне Главного хребта верхняя пермь установлена на хребте Абаго и в верховьях Уруштена на Северо-Западном Кавказе и по р. Гизельдон на Центральном Кавказе. На Южном склоне Главного Кавказского хребта они известны в верховьях Пшехи и Шахе в горном массиве Хуко. На Главном хребте и его Южном склоне пермские отложения еще плохо изучены и не исключено их значительно более широкое развитие, но пока они не могут быть отделены здесь от других образований палеозоя и мезозоя.

На основании различий в фауне и литологическом составе верхнепермские отложения Северо-Западного Кавказа, вслед за К. В. Миклухо-Маклай (1954, 1958), удобно разделять на четыре стратиграфических

горизонта (снизу вверх): кутанский, представленный базальными конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями известняков, никитинский, представленный слоистыми водорослево-фораминиферовыми, песчаниками органогенными и толстоплитчатыми неошвагериновыми известняками, уруштенский — с аргиллитами, рифовыми и массивными оолитовыми известняками и абакский, представляющий собой горизонт светлых плитчатых известняков. Однако в одном разрезе все эти горизонты установить довольно трудно из-за сильной их фациальной изменчивости и разрозненности выходов.

Характеристика разрезов верхнепермских отложений Северо-Западного Кавказа основана на материалах В. Н. Робинсона и К. В. Миклухо-Маклай, а по зоне Главного хребта и Южного склона — В. И. Славина, М. Л. Сомина и Ю. Г. Моргунова.

### Зона Передового хребта

В районе Черноречья между Северной и Южной балками и на хребте между Никитиной балкой и ручьем Андрюк отложения кутанского горизонта без видимого несогласия налегают на красно-бурые брекчиевидные конгломераты верхних горизонтов большелабинской свиты. По балке Северной они представлены серыми песчаниками, темно-серыми алевролитами и сланцеватыми аргиллитами мощностью от 12 до 25 м. В аргиллитах найдена фауна гастропод (*Bellerophon*). Среди аргиллитов в верхних частях горизонта появляются прослой известняков. Мощность этой части разреза несколько метров. Здесь обнаружены фораминиферы: *Nodosaria postprocera* Raus., *N. mirabilis* Lipina subsp. *caucasica* K. M.-Mac la y, *Geinitzina spandeli* Tcherd., *Palaeofusulina* cf. *nana* Lich. и др., встречающиеся и в более высоких слоях уже в никитинском горизонте. Кровля кутанского горизонта довольно условная и проводится К. В. Миклухо-Маклай по подошве первого слоя известняков, изобилующих водорослями.

Выше над аргиллитами начинают преобладать тонкослоистые водорослево-фораминиферовые известняки. Это уже слои никитинского горизонта, имеющие мощность в районе Северной балки от 11 до 25 м. По фауне фораминифер в никитинском горизонте К. В. Миклухо-Маклай выделяет три пачки слоев (снизу вверх): 1) с *Colaniella cylindrica* K. M.-Mac la y, 2) с видами группы *Geinitzina spandeli* Tcherd. и 3) с *Geinitzina caucasica* K. M.-Mac la y. Помимо фораминифер, здесь часто встречаются брахиоподы и морские лилии, гораздо реже пеллециподы, гастроподы и мшанки.

Отложения вышележащего уруштенского горизонта представлены сильно известковыми аргиллитами мощностью до 127 м, содержащими в нижней части тонкие прослой детритусовых известняков. Среди редко встречающихся фораминифер в отложениях уруштенского горизонта отмечены *Dentalina* ex gr. *bradyi* Spandel, *Pachyphloia multiseptata* Lange, *P. gefoensis* K. M.-Mac la y, *Fronidularia* sp. nov. и др.

На аргиллитах уруштенского горизонта в разрезе Северной балки с размывом залегают базальные слои триаса.

В Никитиной балке отложения никитинского горизонта мощностью более 12 м с нижележащими образованиями контактируют тектонически и перекрываются серыми рифовыми известняками уруштенского горизонта мощностью 44 м. Так же как и в урочище Черноречье, разрез верхней перми здесь неполный, и конгломераты триаса налегают с размывом непосредственно на рифовые известняки.

Рифообразующими организмами в известняках уруштенского горизонта балки Никитиной и других разрезов являются губки, мшанки,



табуляты и сифониновые водоросли. Среди фораминифер наиболее характерны *Pachyphloia multiseptata* Lange, *P. paraovata* var. *maxima* K. M. MacLay, *P. gefoensis*, *Cribrogenerina permica* Lange, *Reichelina minuta* Erk., *Neodiscus mililoides* A. M. MacLay и др.

Брахиоподы (по Б. К. Лихареву) представлены *Meekella multiplicata* Lich., *Ombonia dieneri* Lich., *Enteletes tschernyschewi* Dien., *Productus curvirostris* Schellw., *Pr. compressus* Waag, *Pr. gratiopsus* Waag., *Pr. robinsoni* Lich., *Pectenoproductus proprius* Lich., *Strophalosia netschajewi* Lich., *S. caucasica* Lich., *Lyttonia richthofeni* Kays., *Richthofenia caucasica* Lich., *Scacchinella jakovlevi* Lich., *Tectarea robinsoni* Lich., *Enteletella nikchitchi* Lich., *Spirifer causicus* Lich., *Sp. uruschtenensis* Lich., *Spiriferina margaritae* Gemm., *Ambocoelia tschernyschewi* Lich., *Martinia chidruensis* Waag, *M. caucasica* Lich., *Dielasma caucasica* sp. nov., *Wellerella arthaberi* Tschern. var. *caucasica* Lich. и др. В известняках этого горизонта насчитывается более 280 форм брахиопод. Д. Ф. Масленниковым (1952) здесь определены пелециподы: *Nucula corrugata* Masl., *Parallelodon pugetensis* Masl., *Edmondia perpolita* Masl., *Aviculopecten majkopenensis* Masl., *Liebea caucasica* Masl., *Lithophaga atava* Waag. В. Н. Бебером определены трилобиты: *Proetus postcarbonarius* Gemm., *Proetus(?) semipustulatus* Weber, *Phillipsia tschernyschewi* Netsch., *Pseudophillipsia elegans* Gemm.

Особенностью разреза верхнепермских отложений р. Армовка является наличие в составе уруштенского горизонта под рифовыми известняками пачки песчаных известняков мощностью несколько метров.

В верховьях р. Бескес базальные конгломераты кутанского горизонта, залегающие непосредственно на метаморфических образованиях среднего палеозоя, постепенно сменяются слоистыми известняками никитинского горизонта с фауной фузулинид и продуктусов. Венчается разрез рифовыми известняками уруштенского горизонта с фауной брахиопод: *Enteletes tschernyschewi* Dien., *Pectenoproductus proprius* Lich., *Martinia caucasica* sp. nov. Эти известняки в свою очередь несогласно перекрываются осадками нижнего триаса.

На хребте Дженту небольшой останец верхнепермских темных и серых известняков с фауной тектонически зажат среди известняков среднепалеозойского возраста.

### Промежуточная зона

Наиболее полный разрез верхнепермских отложений в этой тектонической зоне имеется на горе Гефо. Без признаков несогласия на красно-бурых конгломератах и песчаниках большелабинской свиты нижней перми здесь залегают серые конгломераты, песчаники и алевролиты кутанского горизонта мощностью около 10 м. Выше они перекрываются водорослево-фораминиферовыми известняками (20 м), сменяющимися массивными оолитовыми известняками уруштенского горизонта мощностью до 80 м. Венчается разрез плитчатыми известняками абагского горизонта, отсутствующими в зоне Передового хребта (там они, видимо, размыты). Мощность их здесь около 20 м. Верхнепермские отложения трансгрессивно перекрываются нижнеюрскими образованиями.

В известняках уруштенского горизонта разреза горы Гефо встречены брахиоподы (определения Б. К. Лихарева): *Ombonia tschernyschewi* Lich. var., *Streptozhynchus altissimus* Lich., *Enteletes tschernyschewi* Dien., *Enteletella nikchitchi* Lich., *Productus sinosus* Huang, *Pr. pseudomedusa* Tschern. var., *Pectenoproductus proprius* Lich., *Scac-*



*chinella jakovlevi* Lich., *Richthofenia caucasica* Lich., *Lyttonia* sp., *Spirifer causicus* Lich., *Spiriferina dieneri* Lich., sp. nov., *Neophricadotheris asiatica* Chaо, *Uncinunellina sicula* Gem m., *Gefonia cubanica* Lich., а также фораминиферы *Fusulina nana* Lich., пеллециоподы *Aviculopecten* и трилобиты *Pseudophillipsia elegans* Gem m.

Из известняков уруштенского горизонта К. В. Миклухо-Маклай (19566) приводит список единичных фораминифер: *Eoverbeekina*, *Reichelina*, *Codonofusiella*(?), *Colaniella*, *Neodiscus*, *Multidiscus*.

В отложениях абагского горизонта известны лишь аммониты.

Крайней северо-западной точкой распространения верхнепермских отложений является район сел. Хамышки (бассейн р. Белой), где они выходят в виде крупного утеса на горе Раскол-скала. Здесь в неясных условиях залегания с конгломератами большелабинской свиты (тектонический контакт или трансгрессивное налегание?) обнажаются рифовые известняки уруштенского горизонта с фауной: *Wellerella chamyschkiensis* sp. nov., *Uncinunellina sicula* Gem m., *Camarophoria acuminata* Gem m., *Spirifer causicus* Lich., *Martinia elegans* Dien., *Enteletes tschernyschewi* Dien., *Enteletella nikchitchi* Lich., *Ombonia tschernyschewi* Lich.

### Зона Главного хребта

Верхнепермские отложения в этой тектонической зоне представлены двумя типами разрезов. Один из них весьма близок к разрезам в зоне Передового хребта и в Промежуточной зоне и известен на хребте Абаго в бассейне р. Белой. Здесь непосредственно на метаморфических сланцах залегают (возможен и тектонический контакт) темно-серые известняки, переслаивающиеся с песчанистыми разностями известняков и с известковистыми алевролитами. Это слои никитинского горизонта, содержащие микрофауну: *Pyramis* sp., *Nodosaria* sp., *Agathamina* sp., *Glomospira* sp., *Mizzia* ex gr. *velebitana* Sch ub. Выше они сменяются массивными известняками уруштенского горизонта, а затем серыми и темно-серыми плитчатыми известняками абагского горизонта. Мощность верхнепермских отложений в районе хребта Абаго не превышает 40 м.

Другой тип разреза эти отложения имеют в верховьях р. Уруштен у перевала Псеашхо и в Горной Осетии, где они в последнее время детально изучены В. И. Славиним и Ю. Г. Моргуновым (Славин, 1958; Моргунов, Славин, 1963). Этот тип имеет уже много общего с верхнепермскими отложениями Южного склона и резко отличается от разрезов в зоне Передового хребта и в Промежуточной зоне.

У ~~перевала Псеашхо, по ручью Холодному на аркозовой~~ песчано-конгломератовой толще, условно относимой к нижней перми, залегают белые и темно-серые мраморизованные известняки и мраморы. В основании их встречаются прослой зеленоватых кремнистых сланцев и кварцитовидных песчаников, а венчаются они пачкой черных плитчатых известняков с прослоями серых более массивных разностей. Мощность толщи известняков колеблется от 100 до 200 м. Из известняков по сборам В. И. Славина Г. Н. Добролюбовой были определены верхнепермские кораллы: *Waagenophyllum indicum* (W a a g e n) W i n c e l., W. aff. *wirgalensis* W a a g., W. ex gr. *persiacum* D o u g e и др.

Известняковая толща согласно перекрыта кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами, филлитами и алевролитами с редкими прослоями известняков, относимыми В. И. Славиним (1958) к триасу.

В Горной Осетии, в бассейне р. Гизельдон, пермские отложения залегают согласно на образованиях верхнего карбона и в свою очередь

трансгрессивно перекрываются осадками нижней юры. Весь разрез состоит из двух толщ: нижней терригенной и верхней карбонатной. Последняя получила название гизельдонской свиты (Моргунов, Славин, 1963). Нижняя толща представлена чередующимися, явно метаморфизованными (эпидотизированными и рассланцованными) песчаниками, алевролитами, известняками и кварцево-серицитовыми сланцами мощностью свыше 100 м. На этих образованиях согласно залегают известняки гизельдонской свиты, достигающие 500 м мощности. Нижняя часть свиты мощностью около 200 м представлена чередующимися темно-серыми мраморизованными тонкослоистыми известняками и прослоями филлитовидных и глинистых сланцев, сменяющихся тонкослоистыми, также мраморизованными известняками. В этой части свиты встречаются остатки криноидей, гастропод, известковых водорослей, кораллов, фораминифер. Из табулят Б. С. Соколовым определены *Sinopora* ex gr. *dendroides* Voh., а из гастропод И. П. Бутусовой *Worthenia* cf. *kuschertianaeformis* V a k. Указанные формы известны в нижнепермских отложениях, что дало основание Ю. Г. Моргунову и В. И. Славину нижнюю часть гизельдонской свиты относить к нижней перми.

Выше следуют черные массивные, серые слоистые, серые и белые полосчатые и некоторые другие разности известняков, переслаивающиеся в средней части с тонкими слоями известково-глинистых филлитовидных сланцев. Мощность их более 250 м. В этой части гизельдонской свиты установлены: *Chonetes* cf. *chavi* Lich., *Marginifera* cf. *lopingenseformis* Lich., *Cruzithyris tschernyschewi* Lich., *Cancellina* ex gr. *primigenia* (Hayden), *Eoverbeekina* ex gr. *intermedia* Lee, *Jangchenia*? ex gr. *iniqua* Lee, *Nankinella* ex gr. *orientalis* K. M. Macclay, *Pseudodoliolina* sp., *Staffella* sp. Видимо, из этой же части разреза Б. К. Лихарев по сборам Л. А. Варданянца (1929) определил *Lyttonia* cf. *nobilis* W a g. Приведенная фауна указывает на верхнюю пермь и граница нижнего и верхнего отдела перми проходит, таким образом, внутри известняков гизельдонской свиты.

### Зона Южного склона

До недавнего времени верхняя пермь здесь была известна лишь у горы Хуко в верховьях рек Пшехо и Шахе. Исследованиями, выполненными под руководством В. И. Славина (Славин и др., 1962б), широкое распространение пермских отложений установлено в Сванетии, где они раньше не могли быть отделены от образований другого возраста.

На массиве Хуко толстоплитчатые известняки с парафузулинами нижней перми постепенно сменяются такими же известняками, содержащими уже верхнепермские неошвагерини. Мощность их — первые десятки метров. В неошвагериновых известняках К. В. Миклухо-Маклай (1956а) выделяет три зоны: зону с массивными *Neoschwagerina*, зону с *Vabeina* и зону с единичными перекристаллизованными «мелкими» фораминиферами (*Lagenidae*, *Ammodiscidae*).

Первая из них условно параллелизуется с отложениями кутанского и никитинского горизонтов северного склона, вторая — уруштенского, третья — абагского.

Перекрываются эти отложения серыми конгломератами с галькой известняков, содержащих ниже- и верхнепермские фораминиферы. Возраст их, вероятнее всего, раннетриасовый (К. В. Миклухо-Маклай, 1955).

В Сванетии к пермским отложениям отнесены средние горизонты десской серии, выделенные (Славиным и др., 1962б) под названием кирарской и челшуринской свит.

### Нижнепермские отложения Предкавказья

Сведения о нижнепермских отложениях рассматриваемой территории получены в результате глубокого бурения на нефть и газ, проведенного здесь в период между 1956—1964 гг. (Дубинский, 1960а).

Вскрытые скважинами слабо дислоцированные нижнепермские отложения локализованы в пределах Восточного Предкавказья и представлены преимущественно карбонатными осадками. Точно такой же состав их известен к северу от Главного северного надвига, т. е. непосредственно севернее складчатого Донбасса (районы Котельникова, Морозовска, Тацинской).

В настоящее время нижнепермские карбонатные отложения установлены в скважинах № 21 Озек-Суатской, № 6 Зимнеставкинской, № 1 Восточной площадей и, видимо, в скважинах № 15 Южносухокумской площади и № 13 Русского Хутора.

Скважина № 21 Озек-Суатская расположена в северной части одноименного поднятия. Ниже среднеюрских сероцветных песчаников и аргиллитов, залегающих почти горизонтально, на глубине 3527 м вскрыты мощные известняки. Скважина остановлена в них на глубине 3700 м; вскрытая мощность известняков составляет 173 м. Углы падения, замеренные по поверхностям напластования по керну известняка, равны 25—70°. При среднем значении угла падения 45° нормальная мощность вскрытой части известняков может достигать 120 м.

Макроскопически эти известняки выражены монолитными или брекчиевидными разностями, как правило, тонко- или скрытокристаллическими, серого, реже зеленоватого или бурого цвета. Микроскопическое изучение этих известняков, проведенное М. Ф. Манукаловой-Гребенюк по образцам из коллекции А. Я. Дубинского, показало, что вскрытый интервал представлен тонко-мелкозернистыми известняками и известковыми аргиллитами. Органические остатки в них редки; в известняках они представлены створками и целыми раковинами мелких остракод и плохо различимыми остатками мшанок. В аргиллитах (интервал 3594—3598 м) обнаружены плохо сохранившиеся остатки криноидей, пеллеципод, реже гастропод, водорослей и иглы ежей.

Редкие мелкие фораминиферы плохой сохранности обнаружены в известняках и известковых аргиллитах. Они представлены исключительно видами рода *Nodosaria*, причем некоторые из них очень напоминают *Nodosaria geinitzi* Reuss. В интервале 3598—3681 м изредка встречались *N. ozek-suata* Man. (nom. in lit.), близкие к *N. elabugae* Tscherd.

Такая большая мощность сплошных карбонатных пород, как показала каротажная диаграмма скв. № 21, известна по керну скважин, вскрывших палеонтологически доказанные отложения нижней перми в опущенном крыле Главного северного надвига Донбасса (районы севернее Белой Калитвы, Тацинской, Морозовска и Котельников). Многочисленные скважины, расположенные южнее скв. № 21, как об этом говорится в очерке, посвященном описанию каменноугольных отложений Предкавказья, вскрыли плотные, дислоцированные отложения верхнего карбона. Вероятно, каменноугольные отложения отделены от мощных известняков, вскрытых скв. № 21, крупным нарушением сбросового типа.

Другая скважина (№ 6), вскрывшая подобные известняки, расположена в 12 км северо-восточнее скв. № 21. Она пробурена в сводовой части Зимнеставкинского поднятия. Ниже среднеюрских темно-серых углистых аргиллитов на глубине 3530 м залегают темно-серые неизвестковистые скорлуповатые аргиллиты, включающие весьма слабо окатан-

ные обломки серого скрытокристаллического известняка размером 0,5—3 см. На интервале 3565—3590 м в аргиллитах уже нет этих обломков. Для аргиллитов характерно наличие весьма тонких трещин, иногда заполненных кальцитом, наклоненных к оси керна под углом 20—35°, чем они отличаются от покрывающих среднеюрских аргиллитов, лишенных кливажных трещин.

На интервале 3590—3610 м встречен мощный слой известняковой брекчии, отделяющий описанные выше аргиллиты от нижних аргиллитов, непосредственно покрывающих мощные известняки. Брекчия состоит из обломков (0,3—7 см) серого плотного известняка неправильной или реже эллипсоидальной формы слабой или средней окатанности, скрепленных глинистым известковым цементом. Угол падения, замеренный по поверхности напластования в керне, около 70°. Нижние аргиллиты залегают в интервале 3610—3620 м. Они серые, местами известковые, содержат обломки (2—3 см) неправильной формы светло-серого и серого массивного известняка. В аргиллитах изредка встречаются зеркала скольжения. О возрасте всей стометровой толщи аргиллитов и брекчий, залегающей на интервале 3530—3630 м, говорить трудно. Они древнее покрывающих их красноцветных и эффузивных образований средне-нижнеюрской ногайской толщи, обнаруживаемых по периферии Озек-Суатской площади, а также на других площадях Восточного Предкавказья. Вместе с тем эта толща аргиллитов и брекчий, несомненно, моложе нижнепермских известняков, залегающих в скв. № 6 на интервале 3630—3704 м.

Угол падения известняков, замеренный по напластованию в керне, достигает 20—25°. Макроскопически они выражены буровато-серыми, серыми и голубовато-серыми кристаллическими, иногда глинистыми разностями. На глубине 3701—3704 м, т. е. почти у самого забоя скважины, М. Ф. Манукалова-Гребенюк обнаружила в известняках *Nodozaria ozek-suata*, а также форму, напоминающую *N. permiana* Spädel. Обнаружение этих форм дает некоторое основание для отнесения заключающих их известняков, так же как и известняков из скв. № 21 Озек-Суатской, к нижней перми.

В 1962—1963 гг. известняки, аналогичные вышеописанным, вскрыты в скв. № 1 Восточной площади, расположенной в 25 км юго-восточнее скв. № 6 Зимнеставкинской. Скважина № 1 вскрыла известняки на интервале 3647—3651 м. Они представлены темно-серыми глинистыми разностями, местами со скорлуповатой отдельностью, иногда с кливажными трещинами, почти параллельными оси керна, заполненными кальцитом. Падение известняков близко к горизонтальному. Возможно, известняки скв. № 1 также нижнепермские, хотя для такого вывода еще нет палеонтологических данных.

Вероятно, к перми можно отнести светлые известняки и мергели, вскрытые скважинами № 15 Южносухокумской и № 13 Русского Хутора соответственно на глубинах 3769 и 3620 м. Скважины эти расположены примерно в 50—55 км к юго-востоку от скв. № 21 Озек-Суатской.

В расположении нижнепермских отложений можно заметить известную закономерность. Площадь их распространения локализована в пределах Восточного Предкавказья, т. е. восточнее Ставропольского поднятия. Такое распространение самых молодых образований палеозоя связано с общим погружением фундамента вдоль Восточно-Манычского прогиба в восточном направлении. Если это предположение правильно, то можно ожидать, что в устье р. Кумы ниже среднеюрских отложений в глубоких скважинах могут быть обнаружены еще более высокие горизонты по сравнению с известняками, вскрытыми в скважинах Восточного Предкавказья. Обнаружение в скв. № 25 Челбасской площади

известняков верхнего карбона — нижней перми (Летавин и Редичкин, 1962) дает основание предполагать распространение перми и в Северо-Западном Предкавказье.

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

### ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

#### *Западный Кавказ и зона Южного склона*

В пределах Большого Кавказа триасовые отложения развиты в двух различных по строению структурно-фациальных зонах: в зоне Северного склона Кавказского хребта (Северный Кавказ) и в зоне Южного склона. В обеих зонах триас представлен морскими осадками и сосредоточен в северо-западной части центральной области Большого Кавказа в бассейнах Лабы, Белой и Мзымты.

Впервые триас был обнаружен в 1906 г. В. И. Воробьевым. Собранная им фауна брахиопод и пелеципод определена Ф. Н. Чернышевым (1907) и А. А. Борисьяком (1909). В дальнейшем там же В. Н. Робинсон и П. В. Виттенбург (1912) констатировали развитие отложений среднего триаса. Начиная с 1924 г., систематические исследования В. Н. Робинсона (1932а, 1936, 1937б) позволили установить полный стратиграфический разрез отложений всех отделов триаса и палеонтологически обосновать ярусы и отдельные толщи. В этот же период времени были осуществлены небольшие палеонтологические работы по триасовым фаунам Северного Кавказа — А. С. Моисеевым (1936, 1939, 1944) по брахиоподам и кораллам верхнего триаса, В. Н. Робинсоном (1936) по аммонитам верхнего и среднего триаса и пелециподам верхнего триаса, Л. Д. Кипарисовой (1947 г.) по аммонитам нижнего триаса, а в дальнейшем некоторые определения А. М. Данилевич (1951) по аммонитам и брахиоподам.

Работы по уточнению стратиграфии северокавказского триаса и изучению его фауны более широко развернулись в 1955—1957 гг. сотрудниками Кавказской экспедиции Московского университета С. Л. Бызовой, Т. Г. Ильиной, В. И. Славным, а по брахиоподам верхнего триаса А. С. Дагисом (1959). Ю. Н. Попов (1962) описал находки аммонитов нижнего триаса. Тогда же на Южном склоне В. И. Славным (1957) был обнаружен верхний триас, охарактеризованный фауной кораллов. Начато также литологическое изучение триасовых осадков (Едигарян, 1963).

Триасовые отложения распространены на относительно небольшой площади в бассейнах верхних течений Лабы и Белой. Район выходов триасовых пород расположен на северо-западном погружении структур центральной области Большого Кавказа, сложенной в основном образованиями палеозоя. Тектоническое строение этой области выражено тремя зонами: зоной Главного хребта, зоной Передового хребта и расположенной между ними Промежуточной зоной. Южнее Главного хребта протягивается зона Южного склона.

Основная площадь выходов отложений триаса находится в зоне Передового хребта, где они непрерывно обнажаются на протяжении 45 км по простиранию от сел. Сахрай на северо-западе до горы Ятыргварты и Никитиной балки на юго-востоке. В центре этой площади находятся массивы гор Большой Тхач и Ачешбок, слагающие крылья крупной антиклинали.

Небольшие останцы триасовых слоев встречаются также за пределами основной площади, на северо-западе по р. Белой у станции Ка-



менномостской и на юго-востоке в верховьях рек Маркопидж и Бескес. Расстояние между этими выходами триаса 70 км. Кроме того, отдельные проявления верхнего триаса известны в Промежуточной зоне вдоль ее юго-западного края на протяжении от урочища Гузерипль на р. Белой до отрогов горы Пшекиш, а также по р. Малчепе, притоку р. Белой. В зоне Южного склона выходы верхнего триаса находятся по р. Мзымта и у сел. Эстонского.

В области северо-западного погружения зоны Передового хребта триасовые слои залегают в форме крупной антиклинали, ось которой имеет такое же направление. Триасовые отложения несогласно налегают на различные толщи палеозоя. Вдоль оси антиклинали и на ее южном крыле триас лежит на метаморфических породах среднего палеозоя, а на северном крыле перекрывает также отложения верхнего палеозоя, местами верхнепермские слои. В свою очередь напластования триаса на разных уровнях несогласно перекрыты юрскими породами.

Таким образом, толща триасовых отложений четко отделена от пермских и от юрских образований перерывами в осадконакоплении. Однако на Южном склоне такие крупные перерывы не обнаружены, и триасовые слои вместе с палеозойскими и юрскими входят в состав единой мощной толщи геосинклинальных осадков.

Отложения триаса полностью представлены морскими фациями, причем на Южном склоне типичными геосинклинальными с преобладанием глинистых сланцев, а на Северном склоне осадками субгеосинклинальными, внизу карбонатными, в средней части терригенными, а в верхней снова карбонатными.

На Северном склоне перерывы с явлениями размыва внутри толщи выражены неравномерно в разных местах. Они отмечены среди отложений ладинского яруса и между карнийским и норийским ярусами. Поэтому разрезы триаса по степени полноты и фациальным особенностями представлены неодинаково в разных районах. Выделяются четыре района, из которых три находятся в пределах зоны Передового хребта и тесно связаны между собой: северо-западный район (р. Сахрай), центральный (реки Тхач и Бугунж) и юго-восточный (реки Малая Лаба и Уруштен); в Промежуточной зоне расположен юго-западный район (р. Белая). На Южном склоне находится обособленный район р. Мзымта.

Стратиграфические разрезы триасовых отложений по районам показаны на рис. 10.

1 Центральный район охватывает участок выходов триасовых слоев от верховьев р. Сахрай и массивов гор Большой Тхач и Ачешбок на западе, до верховьев р. Бугунж на востоке, включая систему рек Тхач и Ачешбок. Здесь наиболее полно развит разрез почти всех ярусов нижнего, среднего и верхнего отделов триасовой системы мощностью до 1500 м. Подстилающие триас образования представлены гнейсами и метаморфическими сланцами среднего палеозоя и внедренными в них серпентинитами. Все они несогласно перекрыты отложениями нижнего триаса.

2 Юго-восточный район включает бассейн р. Малая Лаба и ее левого притока р. Уруштен. Триасовые отложения обнажаются здесь на обоих крыльях антиклинали, слагая на северном крыле хребет Малый Бамбак и склоны долины Малой Лабы, включая участок Никитиной балки, а на южном крыле выступая на горе Ятыргварта и на хребте Скирда. Кроме того, в этот район входит останец триаса в верховьях Бескеса и Маркопиджа. Разрез триаса на обоих крыльях антиклинали почти одинаков. Разрез триаса здесь сокращенный и представлен отложениями нижнего триаса и нижней части среднего триаса, на которых несогласно

залегают слои норийского яруса. Между центральным и юго-восточным районами отложения карнийского, ладинского и верхней зоны анизийского яруса последовательно срезаны норийской трансгрессией.

Северо-западный район охватывает бассейн р. Сахрай. В ее верховьях развит почти полный разрез отложений всех отделов триаса, но на северо-западной оконечности антиклинали зоны Передового хребта ясно выражен перерыв в ладинских слоях и выпадение из разреза отло-

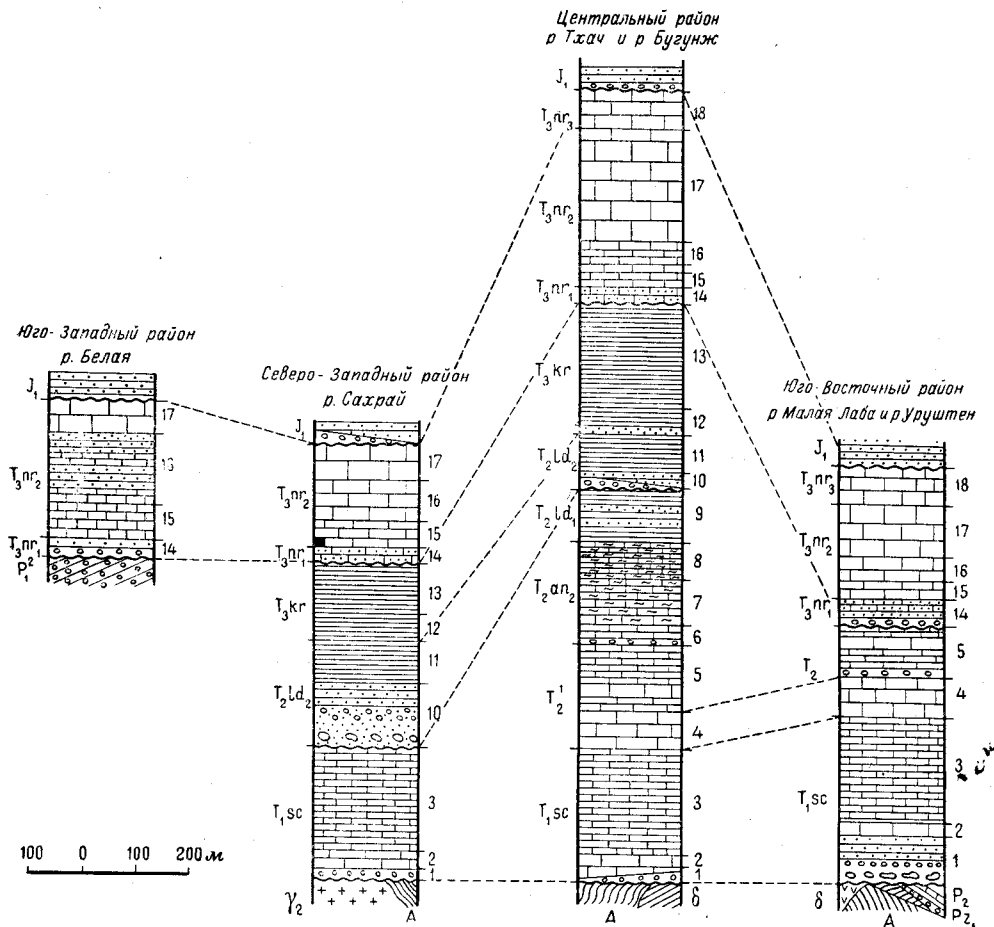


Рис. 10. Стратиграфические разрезы триасовых отложений (нумерация толщ, пачек, горизонтов — единая для всех колонок). По В. Н. Робинсону

жений анизийского и нижней части ладинского ярусов. Несогласно залегающие на нижнем триасе верхнеладинские слои начинаются крупным конгломератом. В верховьях р. Сахрай в ядре антиклинали нижний триас лежит несогласно на нижнепалеозойских кристаллических сланцах.

Юго-западный район расположен в Промежуточной зоне. Разрез представлен только отложениями норийского яруса, обособленные выходы которого прослеживаются вдоль юго-западного края антиклинали Промежуточной зоны — от урочища Гузерипль на р. Белой до р. Киши на востоке. Отдельный выход их находится южнее по р. Малчепе. Норийские отложения несогласно залегают на конгломератах красноцветной толщи нижней перми, а местами на останцах верхнепермских известняков.

Южный район протягивается вдоль Южного склона Главного хребта, входя в состав геосинклинальной зоны. Выходы верхнего триаса находятся в долине Мзымты у с. Эстонского.

### Нижний триас

На северном склоне Кавказского хребта триасовые отложения отделены от верхнепермских значительным перерывом, охватывающим конец пермского и начало триасового периодов. На Южном склоне такой перерыв не установлен, что допускает предположение о существовании там полного разреза триаса.

Базальные слои нижнего триаса [1]\* представлены конгломератами, переходящими выше в песчаники, но иногда сразу сменяющимися вышележащими известняками. Обычно конгломерат состоит из обломков подстилающих палеозойских пород, особенно серпентинитов, включая также гальки кристаллических сланцев, принесенных с поднятия осевой части антиклинали зоны Передового хребта. Конгломерат имеет неравномерную мощность и местами совершенно выклинивается. Он отлагался во впадинах и неровностях древнего рельефа, вероятно в континентальных условиях.

По Никитиной балке, правому притоку Малой Лабы, конгломераты включают крупные глыбы пермских известняков, видимо, накопленных за счет разрушения и обвалов с выдававшихся верхнепермских рифов. Вышележащие красные и серые песчаники содержат окатанные зерна кварца и, вероятно, имеют аллювиальное происхождение.

Начало трансгрессии моря отмечено отложением равномерной по мощности (30 м) пачки толстослоистых известняков [2]. Затем отлагалась довольно мощная (150—200 м) однообразная толща тонкослоистых с прослоями плоччатых, серых, пелитоморфных известняков [3]. В таком составе эта фация выдерживается на большом протяжении, что при наличии в ней аммонитов указывает на широкое распространение в раннем триасе на Северном Кавказе открытого относительно глубокого моря.

Наиболее полно охарактеризован нижний триас в юго-восточном районе, особенно на склонах горы Ятыргварта и частично в центральном районе.

Фауна толщи тонкослоистых известняков отвечает верхней зоне (флемингитовой) индского яруса и нижней зоне (овенитовой) оленёкского яруса. Аммониты — *Pseudosageceras multilobatum* Noetl., *Flemingites labaensis* Kiran., *Proptichites robinsoni* Kiran., *Owenites* aff. *ergediensis* Welt., *Nannites sinuosus* Kiran., пеллециподы — *Claraia aurita* Haueg., *Cl. stachei* Bitt. Эта фауна указывает на тесную связь Кавказского моря с восточной частью Тетиса.

Ю. Н. Поповым (1962) описаны аммониты оленёкского яруса: *Dieneroceras caucasicum* Popow, *Flemingites pulcher* Welt., *Parinyoites mastykensis* Popow, *Wyomingites aplanatus* (White), *Parussuria compressa* (H. et S. m.), *Owenites koeneni* H. et S. m., *Subowenites slavini* Popow.

Только в верхней части толщи известняков в разных местах (реки Сахрай, Ачешбок, Малая Лаба) отмечено появление прослоя травелита и конгломерата с хорошо окатанной галькой. Это внутриформационное образование может указывать на появление участков суши за пределами зоны Передового хребта.

\* Здесь и дальше цифры в квадратных скобках соответствуют нумерации литологических подразделений, показанных на рис. 10.

Горизонт Малого Тхача [4], получивший свое название от горы Малый Тхач, где он наиболее четко выражен, представлен массивными светлыми известняками, в верхней части переходящими в слоистые. Известняки отчасти песчанистые, местами брекчированные. Мощность горизонта изменчива — от 40 до 80 м. Также хорошо он развит на юго-востоке по р. Малая Лаба в районе хребта Малый Бамбак, хребта Скирда и вдоль всего северо-восточного крыла антиклинали. Но в пределах юго-западного крыла, в частности вблизи горы Ачешбок и хребта Агиге, массивные известняки расслаиваются, появляются более мергелистые прослой и горизонт теряет свое четкое выражение в рельефе. Местами в нем встречаются линзы конгломератов.

В горизонте Малого Тхача, кроме плохих остатков брахиопод, другой фауны не обнаружено. Положение этого горизонта может быть указано только в пределах верхней части нижнего и нижней части среднего триаса. Наиболее вероятно отнесение его к верхней зоне оленёкского яруса.

### Средний триас

Вышележащая толща тонкослоистых с прослоями толстослоистых известняков [5], отнесенная уже к нижней части среднего триаса, полностью развита в центральном районе по рекам Тхач и Ачешбок. Мощность ее до 120 м. К юго-востоку в составе толщи появляются криноидные известняки (гора Сундуки). Верхние горизонты толщи здесь отсутствуют, они были размыты перед трансгрессией норийского моря.

Криноидный брекчиевидный известняк, залегающий на горизонте малого Тхача, может соответствовать нижней зоне анизийского яруса, так как содержит брахиоподы (по А. С. Дагису) *Spiriferina köveskaliensis* S u e s s — форму среднего триаса.

С удалением от центрального района к северо-западу породы верхней толщи тонкослоистых известняков [5] и горизонта Малого Тхача [4] последовательно срезаны трансгрессией ладинского моря и по р. Сахрай конгломераты среднеладинских слоев [10] несогласно налегают прямо на нижнюю толщу тонкослоистых известняков нижнего триаса [3].

Отложения, отвечающие верхней зоне анизийского яруса, представлены внизу [7] плитчатыми известняками, выше с прослоями мергелистых сланцев, а в верхней части [8] уже полностью мергелистыми сланцами с редкими прослоями известняков. Мощность толщи [7—8] до 180 м. В таком виде разрез анизийских слоев полностью развит только в центральном районе, особенно по рекам Тхач, Ачешбок и Бугунж. В стороны от этого района анизийские отложения, начиная с верхних слоев, последовательно срезаются до их основания отложениями ладинской трансгрессии.

Отложения верхней зоны анизийского яруса по составу осадков и по фауне подразделяются на две части, или подзоны: нижнюю — известняковую и верхнюю — мергелистую. Обе хорошо охарактеризованы аммонитами: нижняя аммонитами *Celtites* cf. *fortis* Mojs., *Ceratites petersi* Mojs., *Leiophyllites pradyumna* Dien., *Megaphyllites caucasica* Danil.; верхняя — *Sturia sansovinii* Mojs., *St. semiarata* Mojs., *Japonites dieneri* Mojs., *J. labaensis* Rob., *Symnites incultus* Beug., *Procladiscites connectens* Haueг, *Monophyllites confucii* Dien.

Местами (верховье р. Тхач) в основании анизийских отложений встречается прослой конгломератов [6] с обломками подстилающих тонкослоистых известняков, что указывает на появление местных поднятий и их размыв.

Начиная со среднего триаса в составе карбонатных осадков появляется примесь терригенного материала, который к концу анизийского века значительно преобладает, а ладинские отложения уже полностью сложены терригенными осадками — глинистыми сланцами со сферосидеритами, алевролитами и прослоями песчаников [9]. Мощность этой толщи до 70 м.

Непрерывное осадконакопление в центральном районе продолжалось до середины ладинского века, когда произошел перерыв, вызванный поднятием, особенно сильным на северо-западе в районе р. Сахрай; там были полностью смыты нижнеладинские и анизийские отложения.

Последующее опускание и трансгрессия моря в середине ладинского века привели области наибольшего поднятия по р. Сахрай к накоплению грубообломочной толщи [10] в виде конгломератов с крупными обломками известняков из нижележащих толщ триаса, а также с гальками гранитов и других кристаллических пород. Выше конгломераты сменяются грубозернистыми песчаниками, переходящими далее вверх в мелкозернистые слоистые песчаники, которые в свою очередь замещаются алевролитами и глинистыми сланцами с пеллециподами средней и верхней зон ладинского яруса [11]. Мощность толщи ладинских слоев [10—11] до 170 м.

Вследствие наличия перерыва в средней части ладинских отложений толща их подразделяется на две части — нижнюю и верхнюю. Нижняя часть еще недостаточно охарактеризована палеонтологически; в ней найдены только пеллециподы из рода *Daonella*. В верхней части толщи в центральном (реки Тхач и Бугунж) и северо-западном районах (Сахрай) находятся пеллециподы *Daonella moussoni* Meriani, *Posidonia wengensis* Wissm. и аммониты *Monophyllites* cf. *sphaerophyllus* Haueg. Эти формы характерны для верхней зоны ладинского яруса Альп.

С удалением от района Сахрая в сторону центрального района грубообломочные осадки среднеладинской трансгрессии становятся (по притоку р. Шиши) более мелкообломочными и на южном склоне горы Большой Тхач выражены кварцевыми конгломератами [10], а по р. Бугунж тойкослоистыми песчаниками.

### Верхний триас

В центральном районе на склонах горы Большой Тхач ладинские глинисто-алевролитовые сланцы [11] постепенно сменяются кверху алевролитами и глинистыми сланцами [13], содержащими уже фауну пеллеципод и аммонитов карнийского яруса. В нижней части толщи карнийских сланцев имеется прослой ракушечника [12], а выше встречаются отдельные прослои песчаников. Мощность толщи карнийских слоев 150—200 м. Фауна обнаружена в верхней части, в центральном районе (гора Большой Тхач): пеллециподы *Halobia austriaca* Mojs., *H. zitteli* Vindst. и аммониты из рода *Arcestes*. В других районах карнийские отложения частично или даже полностью срезаны норийской трансгрессией.

Иногда всю толщу терригенных осадков от середины ладинского яруса до конца карнийского выделяют под общим названием сахрайской свиты [10—13]. Мощность ее достигает местами 300—350 м.

Непрерывность отложений сахрайской свиты выражена не всюду и на юго-западном крыле антиклинали по р. Шиша в основании карнийских слоев отмечены кварцевые конгломераты, несогласно залегающие на ладинских сланцах (по С. Л. Бызовой).



В конце карнийского века вся область триасового осадконакопления испытала поднятие, особенно сильно выраженное на юго-востоке. Здесь, в области современного бассейна р. Малая Лаба, это поднятие привело к значительному смыву карнийских, ладинских и анизийских отложений, а местами и более глубоких слоев, включая и нижний триас.

В центральном и северо-западном районах преднорийский перерыв выражен менее четко, но резкая смена характера осадков говорит о его существовании.

Отложения норийского яруса еще недостаточно изучены, чтобы можно было дать их точное расчленение. В пределах зоны Передового хребта намечается разделение их на пять толщ (Робинсон, 1947 г., Дагис, 1959): 1) базальную толщу, 2) рифовую, 3) нижнюю толщу красных известняков, 4) толщу светлых массивных известняков, 5) верхнюю толщу красных известняков. Все эти толщи составляют непрерывную серию отложений. В местах их полного развития общая мощность достигает 300—400 м.

Начало норийского века отмечено повсеместной трансгрессией моря.

Базальная толща [14] нижненорийских слоев повсюду выражена прибрежными осадками, особенно разнообразными в юго-восточной части области поднятия, где эти слои налегают непосредственно на известняки нижнего триаса. В районе горы Ятыргварта на хребте Малый Бамбак (гора Ачха), в верховьях р. Бугунж нижненорийские слои представлены в нижней части базальным конгломератом и песчаниками, а в верхней — песчаниками с прослоями известняков; мощность толщи от 30 до 100 м. Фауна в ней, характерная для мелководья и прибрежной зоны, — кораллы и толстостворчатые пелециподы. Кораллы (по А. С. Моисееву и Т. Г. Ильиной): *Thecosmilia charliana* Frech., *Th. fenestrata* Reuss, *Th. norica* Frech, *Montlivaultiagnorica* Frech, *Thamnastraea rectilamelosa* Winkl.; брахиоподы (по А. С. Дагису, 1959): *Oxycolpella robinsoni* Dagys, *Rhactina tureica* Bitt., *Rh. elliptica* Dagys, *Triactithiris gregariaformis* Zugm., *Zeilleria elliptica* Zugm., *Z. bukovski* Bitt.; пелециподы (по В. Н. Робинсону): *Palaeocardita buruca* (Boehm) Krumb., *Myophoria verbeeki* Voelt., *Indopecten glabra* Dougl.

Эти три формы пелеципод приурочены только к базальной толще и выше не встречаются. Они характерны для восточной части Тетиса (Армения, Иран) и западнее Кавказа в Средиземноморскую область не проникают (Робинсон, 19376).

К северо-западу, в районе гор Большой Тхач, Ачешбок и р. Сахарай, нижненорийские слои выражены только песчаниками и песчанистыми известняками. Они лежат на глинистых сланцах карнийского яруса и характер трансгрессивного их налегания выражен менее четко, чем на юго-востоке. Мощность 10—20 м.

Наконец, в Промежуточной зоне по р. Белой нижние слои норийских отложений состоят из песчаников с прослоями кварцевых конгломератов, лежащих на пермских конгломератах.

Залегание нижненорийских слоев на различных по возрасту толщах триаса и перми показывает, что преднорийское поднятие было наибольшим на юго-востоке; Промежуточная зона тоже была приподнята.

Рифовая толща [15] представлена темно-красными и серыми слоистыми известняками, переходящими местами в массивные рифовые известняки; рифообразующими являются здесь кораллы; в толще много брахиопод. Рифовая толща широко распространена во всех трех

районах зоны Передового хребта и, в частности, хорошо выражена на горе Ачешбок и на восточных отрогах горы Большой Тхач. В Промежуточной зоне эта толща не содержит кораллов и представлена только слоистыми песчаниками.

Рифовая толща охарактеризована губками (найлены только в северо-западном районе), гидроидными полипами, кораллами и особенно брахиоподами. Губки (Моисеев, 1944): *Molengraaffia regularis* Regny var. *caucasica* Moiss., *Hodsia caucasica* Moiss., *Sahraja triassica* Moiss.; гидроидные полипы: *Cerkesia robinsoni* Moiss.; кораллы: *Thecosmilia clathrata* Frech, *Th. labaensis* Moiss., *Thamnastraea rectilamellosa* Winkl., *Th. meriani* Stopp. var. *robinsoni* Moiss., *Astracomorpha confusa* Winkl.; брахиоподы (А. С. Дагис, 1959): *Septaliphoria fissicostata* Suess, *Crurirhynchia kiparisovae* Dagys, *Spiriferina emmrichi* Suess, *Pseudocyrtina norica* Dagys, *Oxycollipella robinsoni* Dagys, *Rhactina turcica* Bitt., *Rh. taurica* Moiss., *Rh. caucasica* Dagys, *Rh. elliptica* Dagys, *Adygella cubanica* Dagys, *Lobothyrus praepunctata* Bitt., *L. moisseievi* Dagys, *Triadithyrus gregariaformis* Zugm., *Zeilleria elliptica* Zugm., *Z. bukowski* Bitt., *Z. acechbokensis* Moiss. Этот комплекс брахиопод, характеризующий рифовую и отчасти базальную толщи, выделяется А. С. Дагисом (1959) как нижний комплекс норийских брахиопод, отличающийся по составу от верхнего комплекса, свойственного верхней толще норийских известняков.

Нижняя толща красных известняков [16] представлена красными и серыми толстослоистыми известняками, во многих прослоях переполненными раковинами пелеципод *Monotis caucasica* Witt, часто являющихся пороодообразующими. Наряду с ними встречаются, но более редко, кораллы и брахиоподы. Эта толща тоже широко распространена в зоне Передового хребта, особенно на северо-западе (Развальный камень на р. Куме) и в центре (р. Ходзь, хребет Агиге), но к юго-востоку она частично выклинивается.

В Промежуточной зоне в разрезе по р. Белой слои, отвечающие по своему положению нижней толще красных известняков, имеют совершенно иной состав и облик. Они представлены слоистыми песчаниками, в толще которых залегают на разных уровнях две пачки темно-серых слоистых известняков, переполненных брахиоподами. В нижней пачке проходит линза темного плотного известняка с аммонитами, указывающими на средние зоны норийского яруса. Однако фауна брахиопод по своему составу более близка к фауне верхней толщи красных известняков, чем к нижней.

Толща светлых и розоватых массивных известняков [17] имеет непостоянную мощность. Наибольшая мощность (до 150 м) наблюдается в центральном районе в массивах гор Ачешбок и Большой Тхач. В стороны от этих массивов мощность толщи уменьшается, местами до полного выклинивания, особенно к юго-востоку, где на отрогах горы Ятыргварта и в верховьях р. Бескес светлых массивных известняков уже нет и красные известняки верхней толщи [18] налегают прямо на рифовую (коралловую) толщу [15].

В массиве Ачешбок в верхней части толщи розоватых известняков встречаются остатки кустистых водорослей; по-видимому, значительная часть толщи [17] образована ими и представляет собой водорослевый риф, местами с фауной брахиопод. Кустистые водоросли относятся к группам *Corralinacea* и *Spongiostranata* (Моисеев, 1944). Возможно, что верхняя часть рифа по возрасту отвечает верхней толще красных известняков, представляя собой ее фацциальное изменение.

В Промежуточной зоне аналогом толщи массивных известняков могут быть белые известняки с брахиоподами, залегающие выше толщи песчаников со слоистыми известняками с аммонитами и брахиоподами. Такое сопоставление еще недостаточно обосновано, потому что фауна слоистых известняков во многом отвечает фауне верхней толщи красных известняков. В таком случае белые известняки тоже должны быть причислены к верхней толще.

Верхняя толща красных известняков [18] сложена красными и красно-бурыми толстослоистыми, отчасти массивными известняками, иногда с прослоями серых песчанистых известняков. Толща содержит богатую и разнообразную по составу фауну брахиопод, совместно с которыми изредка встречаются аммониты, характерные для средних и верхних зон норийского яруса. Литологические особенности отложений верхней толщи выдерживаются на большом протяжении во всех районах зоны Передового хребта. Лучшие обнажения их с богатой фауной находятся на восточных отрогах горы Большой Тхач, вблизи слияния рек Тхач и Ачешбок, на отрогах горы Ятыргварты и в верховьях р. Бескес.

Верхняя толща красных известняков охарактеризована обилием брахиопод, составляющих, по А. С. Дагису (1959), верхний комплекс. Кораллы в этой толще не обнаружены. Брахиоподы: *Euxinella robinsoni* Moiss., *E. anatolia* Bitt., *E. levantina* Bitt., *Septaliphoria fissicostata* Suess, *Mentzelia glabra* Dagys, *Laballa suessi* Winkl., *L. slavini* Dagys, *Lepismatina kösenensis* Zugm., *Spiriferina emmrichi* Suess, *Sp. acerrima* Bitt., *Oxycolpella oxycolpos* Emeur., *Majkopella worobiewi* Moiss., *M. manzavini* Bitt., *Rhaetina gregaria* Suess, *Rh. pyriformis* Suess, *Rh. beskessensis* Dagys, *Adygelleides labansis* Dagys, *Cubanothyris elegans* Dagys, *Zeilleria elliptica* Zugm., *Z. acechbokensis* Moiss., *Anlacothyriopsis reflexa* Bitt., *Pseudorugitela pulchella* Bitt., а также (по А. С. Моисееву) *Robinsonella mastakanensis* Moiss. Наряду с брахиоподами этого комплекса изредка встречаются аммониты: *Megaphyllites insectus* Mojs., *Rhacophyllites debilis* Hauer, *Cladiscites begrichi* Welt., *Cl. cf. tornatus* Bronn, *Placites polydactylus* Mojs. Наличие этих форм аммонитов определенно указывает на принадлежность всего комплекса фаун верхней толщи к норийскому ярусу.

Многие виды брахиопод верхнего комплекса описаны в Альпах из рэтских отложений (кёссенские слои). Но на Северном Кавказе совместное нахождение этих брахиопод с норийскими аммонитами исключает возможность отнесения их к рэту.

В Промежуточной зоне (урочище Гузерибль) слоистые песчанистые известняки верхнего триаса переполнены брахиоподами, по видовому составу стоящими близко к составу верхнего комплекса. Здесь находятся (Дагис, 1959): *Septaliphoria guseriplica* Dagys, *Spiriferina cf. emmrichi* Suess, *Oxycolpella oxycolpos* Emeur., *Rhactina gregaria* Suess, *Rh. pyriformis* Suess. Наряду с ними присутствуют (Робинсон, 1936) аммониты: *Megaphyllites insectus* Mojs., *Cladiscites beyrichi* Welt., *Placites polydactylus* Mojs., *Pinacoceras postparma* Mojs., *Arcestes* sp.

Состав фауны аммонитов указывает преимущественно на средние зоны норийского яруса. Наличие одинаковых форм аммонитов в верхнетриасовых слоях в обеих тектонических зонах позволяет принять для них одинаковый возраст в пределах средней и верхней зон норийского яруса.

## Триасовые отложения Предкавказья

До недавнего времени достоверно установленные отложения триаса на территории Предкавказья не были известны. Условно к этой системе могли быть отнесены лишь так называемые «пермо-триасовые» красноцветные образования, известные в ряде районов Западного и Восточного Предкавказья (Мирчинк и др., 1961, 1962а, б). Однако предполагаемое стратиграфическое положение этих образований не подтвер-

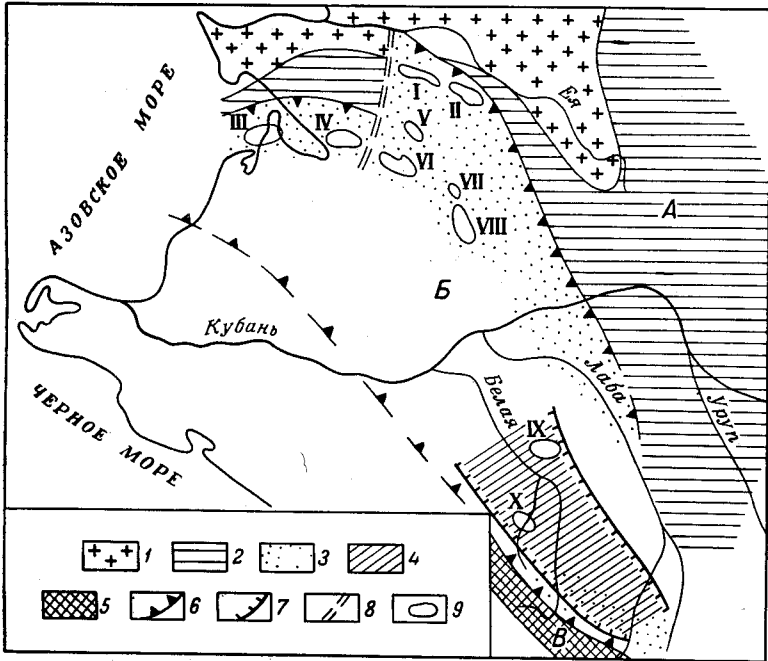


Рис. 11. Палеогеологическая схема триасовых отложений Западного Предкавказья. По В. Л. Егояну и К. О. Ростовцеву (1965 г.)

А — платформенная область: 1 — докембрий, 2 — палеозой; Б — триасовый прогиб: 3 — верхний триас, 4 — средний и нижний триас; В — антиклинорий Главного хребта: 5 — палеозой; 6 — граница верхнетриасового прогиба; 7 — граница средней нижнетриасового прогиба; 8 — Канеловский разлом; 9 — разведочные площади, на которых вскрыты триас: I — Старо-Минская, II — Ленинградская, III — Бейсугская, IV — Каневская, V — Крыловская, VI — Челбасская, VII — Сердюковская, VIII — Березанская, IX — Майкопская, X — Дагестанская

ждено пока какими-либо палеонтологическими данными, в связи с чем отнесение их к триасу в пределах собственно Предкавказья представляется сомнительным. По материалам Западного Предкавказья, красноцветные образования в большей своей части имеют, по-видимому, юрский (нижнеюрский? или титонский) возраст, в других случаях они относятся к палеозою (пермь?). В связи с этим в данном разделе упомянутые выше красноцветные отложения не рассматриваются.

Охарактеризованные фауной триасовые отложения в настоящее время известны лишь на территории Западного Предкавказья (рис. 11, 12). Впервые здесь верхний триас был выделен в разрезе Березанской площади (скв. № 12) В. Л. Егояном, В. А. Ермаковым, К. И. Кийко (1961б) на основании определений фауны, произведенных Л. Д. Кипарисовой. В дальнейшем было установлено широкое распространение этих отложений северо-западнее и южнее Березанской площади (Аладатов и др., 1962; Бурштар, 1960а; Мирчинк и др., 1962а, б;

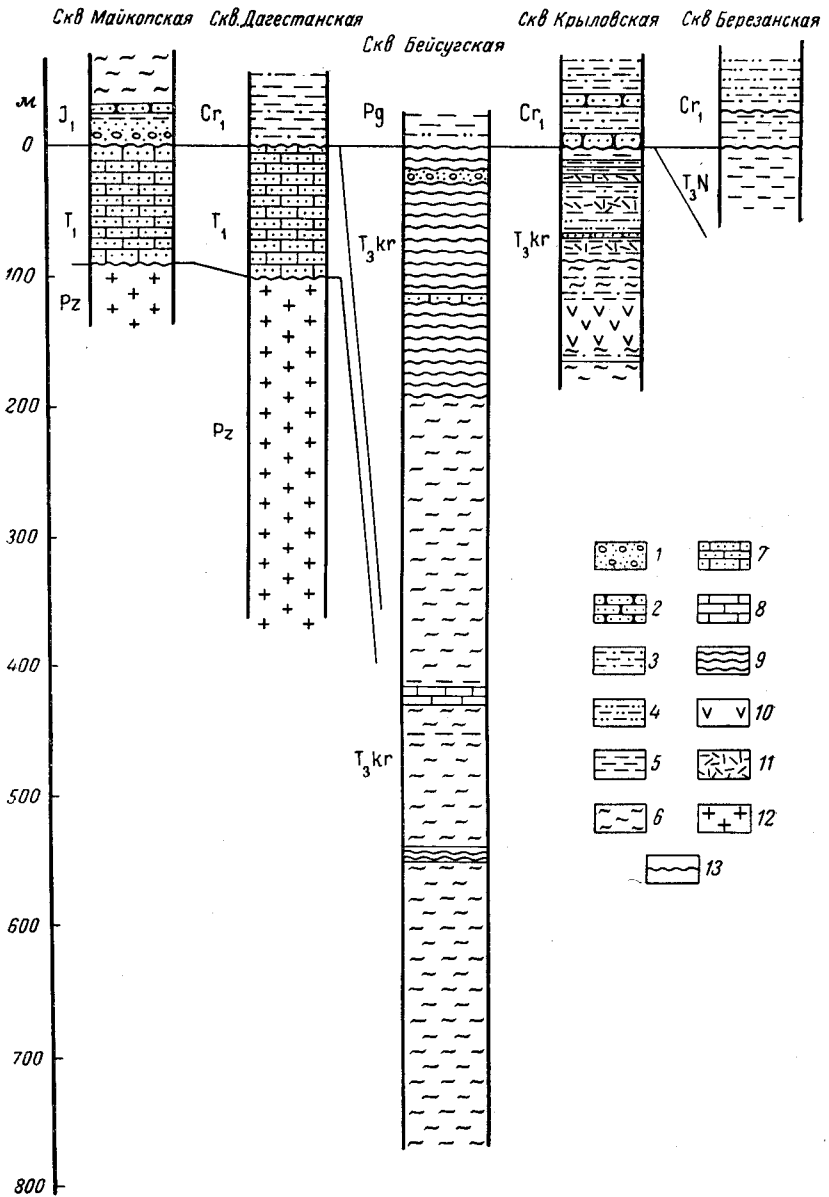


Рис. 12. Сопоставление разрезов триасовых отложений разведочных площадей Западного Предкавказья. По В. Л. Егояну и К. О. Ростовцеву (1965 г.)

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины песчаные; 5 — глины; 6 — аргиллиты; 7 — песчаные известняки; 8 — плитчатые известняки; 9 — глинистые сланцы; 10 — эффузивные породы среднего и основного состава; 11 — эффузивные породы кислого состава; 12 — граниты; 13 — поверхности размыва и несогласия



Ростовцев, 19626), а недавно К. О. Ростовцевым и Г. М. Аладатовым описаны среднетриасовые отложения Старо-Минской площади (скв. № 45).

### Нижний триас

К нижнему отделу триаса с некоторой условностью относится пачка известняков, вскрытая в скв. № 20 Майкопской площади (интервал 3231—3320 м), севернее г. Майкопа. Породы этой пачки представлены темно-серыми плотными слоистыми известняками, залегающими несогласно на красных гранитах палеозоя и также несогласно перекрывающимися толщей аргиллитов юры. Южнее, в предгорьях северного склона Кавказа, подобные же известняки были вскрыты в районе станицы Дагестанской в скв. № 935 (1821—1922 м). Здесь они также залегают на палеозойских гранитах, перекрываясь моноклинально залегающими отложениями нижнего мела. Еще далее к югу известняки нижнего триаса выходят на поверхность в долине р. Белой. На сходстве состава и условий залегания известняков всех трех перечисленных выше участков и основывается отнесение к нижнему триасу известняков разреза Майкопской площади.

### Средний триас

Средний триас вскрыт скв. № 45 Старо-Минской площади (2150—2905 м). Представлены эти отложения грубозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов и аргиллитов (Ростовцев, 19626). Перекрываются они трансгрессивным комплексом нижнего мела и, к сожалению, полностью не пройдены. В образцах керн Л. Д. Кипарисовой (по сборам Г. М. Аладатова) определены: *Sturia* sp. (2462—2465 м), *Succoceras* sp. (2565—2570 м), *Danubites* sp. (2654—2656 м), *Deiophylites* sp. (2901—2905 м), а также многочисленные *Posidonia* cf. *wengensis* Wissm. (2514—2517; 2901—2905 м). Вся эта фауна, по мнению Л. Д. Кипарисовой, характерна для анизийского яруса.

Среднетриасовые отложения, по-видимому, вскрыты также и на соседних со Старо-Минской площадях — Ленинградской (?) и Леушковской. Присутствие этих отложений, еще не вскрытых бурением, можно предполагать и на значительной части остальной территории Западного Предкавказья.

### Верхний триас

Верхнетриасовые отложения широко развиты в северо-западных районах Западного Предкавказья и установлены в настоящее время фаунистически на Некрасовской, Усть-Лабинской, Березанской, Челбасской, Каневской, Бейсугской и Крыловской площадях [9]. Взаимоотношение комплексов среднего и верхнего триаса остается невыясненным, так как ни одна из скважин в Западном Предкавказье не вскрыла верхнетриасовые отложения полностью. В разрезах верхнего триаса на основании фауны выделяются отложения карнийского и норийского ярусов; рэтские отложения нигде не установлены и, вероятно, отсутствуют, что позволяет предполагать несогласие между триасом и юрой.

Карнийские отложения представлены двумя различными по степени метаморфизма толщами. На западе, в пределах Бейсугского поднятия, толща пород этого яруса слагается темными аргиллитоподобными глинами и слабо уплотненными аргиллитами, содержащими редкие прослойки песчаников. На остальных структурах развиты преимущественно

плотные аргиллиты, переходящие местами в глинистые сланцы, с прослоями глинистых известняков и песчаников. Наряду с осадочными породами среди отложений карнийского яруса на Каневской, Челбаской, Крыловской и Брюховецкой площадях встречаются и эффузивные породы среднего и кислого состава, представленные, по данным Г. П. Корнева и П. С. Жабревой, кварцевыми кератофирами, кератофирами, кератоспилитами и спилитами. Эффузивные породы образуют покровы мощностью от нескольких метров до 25 (скв. № 2 Крыловская) и до 50 м и более (скв. № 40 и 35 Челбасские). Максимальная вскрытая мощность карнийских отложений (без учета углов падения) достигает 900 м в скв. № 40 Челбасской площади и около 600 м в скв. № 1 Бейсугской площади (см. рис. 11).

Карнийский возраст рассматриваемых отложений устанавливается по многочисленным находкам фауны. Наиболее распространенной формой является *Halobia* cf. *comata* Bittn., которая встречена в керне скважин Бейсугской (скв. № 1, 2005—2009 м), Каневской (скв. № 46, 1782—1788 м), Челбасской (скв. № 19, 2101—2104 м; скв. № 40, 2089—2104 м), Крыловской (скв. № 2, 2395—2400 м) и Некрасовской (скв. № 5, 3455—3460 м) площадях. Кроме того, на Бейсугской (скв. № 1, 2121—2124 м) и Некрасовской (скв. № 5, 3544—3548 м) площадях была обнаружена *Halobia* ex gr. *styriaca* Mojs., на Некрасовской площади (скв. № 5, 3455—3460 м) — *Halobia* ex gr. *rugosa* Gumb., на Каневской площади (скв. № 46, 1776—1788 м) — *Halobia* sp., *Daonella* sp., *Posidonia* sp. и на Усть-Лабинской (скв. № 7, 3510—3512 м) *Halobia* sp. — сборы Г. М. Аладатова, К. О. Ростовцева, Б. М. Никифорова, определения Л. Д. Кипарисовой и К. О. Ростовцева (Аладатов и др., 1962; Мирчинк и др., 1962; Ростовцев, 1962б, 1964).

Норийские отложения пользуются ограниченным распространением и достоверно установлены только на Березанской и Некрасовской складах. Представлены они алевритистыми аргиллитами с прослоями песчаных известняков. Полная мощность норийского яруса неизвестна, так как скважины на этих площадях вскрывали под нижним мелом только первые десятки метров разреза триасовой толщи (см. рис. 11). Как указывалось (Егоян и др., 1961б), впервые норийский *Monotis salimaria* Schloth. был определен Л. Д. Кипарисовой по сборам Ф. Е. Тарутина именно в разрезе Березанской площади (скв. № 12, 2647—2655 м). В дальнейшем отсюда, кроме указанной формы, Л. Д. Кипарисова и И. Г. Сазонова дополнительно определили *Monotis haueri* Kittl и *M. tenuicostata* Kittl. (Аладатов и др., 1962; Егоян и др., 1961б; Мирчинк и др., 1962; Ростовцев, 1962б). На Некрасовской площади (скв. № 1, 2501—2508 м) в образце песчанистого известняка А. С. Дагисом по сборам Г. М. Аладатова определены брахиоподы *Oxycolpella* cf. *guzeriplica* Dagys, *Oxycolpella* ex gr. *oxycolp* (Etmg.) и *Oxycolpella* sp., характерные, по его мнению, для норийско-рэтских отложений.

К норийскому ярусу, возможно, относится также и верхняя часть разреза, вскрытого скв. № 46 Каневской площади, откуда К. О. Ростовцевым был определен *Monotis* cf. *caucasica* Witt. (скв. № 46, 1701—1703 м).

Кроме рассмотренных выше районов, присутствие триасовых отложений предполагалось и восточнее, в разрезе западной части Расшеватской площади (скв. № 34), где под мелом вскрывались темно-серые до черных глинистые сланцы. В этих породах М. Ф. Жаркова установила присутствие *Ginkgocycad ophytus* Samoilov, *Protoconiforales* и *Bennettitales* (Бурштар, 1960а, б).

На основании этих находок М. С. Бурштар считает возможным отнесение вмещающих их пород к триасу. Однако это предположение еще недостаточно обосновано, так как указанные выше формы не противоречат и юрскому (скорее всего нижнеюрскому) возрасту\*.

Все изложенные выше данные, несмотря на их отрывочный характер, указывают на сложное строение триасового комплекса Западного Предкавказья, а также на большую мощность и широкое распространение этих отложений. К сожалению, в настоящее время ни в одной из скважин рассматриваемого региона не вскрыт полный разрез триаса, в связи с чем многие детали строения данного комплекса отложений остаются неясными. Судя по большой изменчивости разрезов, значительной дислоцированности слоев и метаморфизованности пород, а также принимая во внимание однородность мощного разреза триасовых аргиллитов и наличие среди них вулканогенных образований типа спилитов и кератофиров, триасовые отложения носят геосинклинальный характер и входят в состав верхнего этажа складчатого основания Скифской платформы (плиты). Триасовые отложения Западного Предкавказья и Западного Кавказа представляют собой осадки единого геосинклинального бассейна, протягивающегося на запад в пределы Степного Крыма и далее, вероятно, в Добруджу (Егоян и др., 1961). Однако не исключена возможность иной трактовки структурной принадлежности поздне триасовых отложений, которые ряд исследователей относит к платформенному чехлу.

### ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения принимают весьма существенное участие в строении территории Северного Кавказа. На одних площадях они обнажаются на дневной поверхности, на других погружаются на ту или иную глубину под более молодые образования.

Выявление юрских отложений на Северном Кавказе относится к середине прошлого столетия и связано с именами Ф. Дюбуа де Монпери и Г. В. Аби́ха. Однако в течение долгого времени сведения о юрских отложениях Северного Кавказа пополнялись лишь за счет исследований отдельных специалистов (Sjogren, 1889; Anthula, 1899) и в результате изучения остатков фауны (Neumaug а. Uhlig, 1892). Более систематические сведения начали публиковаться в связи с проведением планомерных работ Геологического комитета. Среди исследователей этого периода в первую очередь следует отметить Л. А. Вараданянца, А. П. Герасимова, В. Д. Голубятникова, Д. В. Дробышева, И. Г. Кузнецова, И. И. Никшича, В. П. Ренгартена, а из палеонтологов, обработавших их сборы, — А. С. Моисеева и особенно В. Ф. Пчелинцева.

После Великой Отечественной войны на Северном Кавказе, как и в других районах страны, значительно увеличился объем геологоразведочных работ, начали производиться более детальные геологические съемки и связанные с ними тематические исследования. В результате проведения буровых работ был впервые получен большой материал по юрским отложениям Предкавказья. Изучались юрские отложения сотрудниками экспедиций МГУ, КЮГЭ, работниками ВСЕГЕИ, НИИГаз, ЛГУ, Краснодарского филиала ВНИИ, ГрозНИИ и особенно Северо-Кавказского ГУ.

\* Допустимо отнесение темно-серых глинистых сланцев Расшеватской площади к нижнему карбону. — *Прим. ред.*

По составу, условиям образования и внешнему облику юрские отложения Северного Кавказа отчетливо подразделяются на две части. Нижняя, существенно терригенная, охватывает образования нижнего и среднего отделов юры. Верхняя, в основном карбонатная, принадлежит к верхней юре.

### *Нижний и средний отделы*

Отложения нижней и средней юры выходят на дневную поверхность в виде непрерывной, местами довольно широкой полосы вдоль всего северного склона Кавказа. Они развиты в Главном хребте, севернее слагают передовые или боковые хребты и разделяющие их продольные долины, затем погружаются под более молодые образования на Предкавказской равнине. На западе, в пределах южного склона, они прослеживаются на междуречье Мзымта—Туапсе.

Как отмечалось выше, нижний и средний отделы юры сложены в основном терригенными образованиями. Это различные песчаники, алевролиты и глинистые породы. Весьма редки прослои и линзы известняков, местами встречаются сидеритовые стяжения. По условиям образования преобладают породы, возникшие в морских условиях, но известны также континентальные, угленосные образования. Подчиненную роль играют вулканогенно-обломочные породы. Довольно однородные по составу толщи порой достигают значительной мощности и их расчленение вызывает существенные трудности. Лишь находки органических остатков, в первую очередь аммонитов, позволяют устанавливать возраст отдельных частей разреза и сопоставлять их между собой.

Первым исследователем нижней и средней юры Северного Кавказа был Г. В. Абах, обобщивший свои наблюдения в 1862 г. Несколько позднее в Дагестане работал Г. Шегрен (Sjogren, 1889). Собранные ими остатки фауны были изучены М. Неймайром и В. Улигом (Neumaug, Uhlig, 1872), уточнившими возраст отдельных частей разреза и расчленившими их не только на отделы, но и на ярусы. Некоторые уточнения были сделаны в результате исследований К. Ренца (Renz, 1904а, б, 1913), М. Дечи и К. Паппа (Dechy, Parr, 1907). Систематическое изучение нижней и средней юры вдоль всего Северного Кавказа проводили сотрудники Геологического комитета: на востоке Д. В. Дробышев, Н. Н. Ростовцев, В. Д. Голубятников, в районе Ассы и Военно-Грузинской дороги — В. П. Ренгартен, несколько западнее, в Осетии, — Л. А. Варданянц, в Балкарии — И. Г. Кузнецов, далее — А. П. Герасимов, по Чегему — В. П. Ренгартен, по Кубани — Г. П. Агалин, в бассейне р. Белой — И. И. Никшич, В. Н. Робинсон, В. В. Белоусов и Б. М. Трошихин.

Позднее вопросами стратиграфии нижней и средней юры занимались В. М. Пац, Г. Е. Пилюченко, Н. И. Цибовский и др. (СКГУ). Следует отметить также работы Г. Д. Аджигрея, Р. С. Безбородова, В. П. Казаковой, Д. С. Кизевальтера, И. А. Конюхова, Г. П. Леонова, Д. И. Панова, Н. В. Живаго, В. Ф. Фролова, В. Е. Хаина, Л. В. Сибиряковой, Л. А. Варданянца, С. С. Кузнецова, И. Р. Кахадзе, В. В. Пермякова, К. О. Ростовцева, В. В. Шелховского, А. Я. Дубинского и М. М. Мацкевича.

Для обоснования возраста отложений чрезвычайно важны были палеонтологические исследования. В частности, брахиоподы описывались А. С. Моисеевым (1934), двустворчатые и брюхоногие моллюски — В. Ф. Пчелинцевым (1927, 1928б, 1932а, 1933, 1937), аммониты — Н. В. Безносковым (1958 г.), О. С. Вяловым (1935), И. Р. Кахадзе, В. И. Зесашвили (1955, 1956), Г. Я. Крымгольцем (1932, 1953, 1961а, б),

К. О. Ростовцевым (1963а, б), Е. С. Станкевич (1964), Е. Е. Мигачевой (1962 г.), белемниты — Г. Я. Крымгольцем (1932, 1953).

Для отложений нижней и средней юры Северного Кавказа с успехом применяется единая (мировая) шкала ярусного подразделения. Некоторые трудности возникают лишь для нижней, наиболее древней части разреза, где породы порой несколько метаморфизованы. Бедность, а часто и полное отсутствие здесь органических остатков не дают возможности точно установить возраст отложений. В этих случаях приходится ограничиваться выделением местных подразделений, время образования которых принимается условно. Для средней юры, верхней и средней частей ее нижнего отдела, как правило, выявление ярусной принадлежности возможно достаточно определено. Правда, граница между ярусами проводится не всегда достаточно точно и четко в зависимости от того, насколько близко располагаются одни над другими находки характерных остатков фауны. При больших интервалах положение стратиграфических границ приурочивается условно к смене литологического состава.

В соответствии с ныне принятой схемой («Советская геология», 1963, № 6) в нижнем отделе юрской системы выделяются геттангский, синемюрский, плинсбахский и тоарский ярусы, а в среднем — ааленский, байосский и батский. Выделявшиеся ранее как самостоятельные лотарингский и домерский ярусы принято теперь рассматривать в качестве верхних подъярусов соответственно синемюра и плинсбаха.

Довольно долго дискуссионным являлся вопрос о границе нижней и средней юры. Ее проводили в основании или кровле, а порой и в середине ааленского яруса. Ныне решением первого Международного коллоквиума по юре (Colloque Jurassique, 1964), поддержанным Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР, принято считать за основание средней юры зону *Leioceras opalinum*, начинающую ааленский ярус. При этом зоны *Dumortieria levesquei* и *Pleydellia aalensis*, ранее обычно относившиеся к нижнему аалену, стали рассматривать как завершающие тоар. В то же время следует иметь в виду, что на территории Кавказа, в частности Северного Кавказа, граница между тоаром и ааленом часто выявляется недостаточно четко. По смене состава пород, по наличию перерыва нередко граница аалена и байоса фиксируется более отчетливо. Это объясняет позицию ряда работающих на Кавказе геологов, относивших ааленский ярус к нижней юре.

Для интервала разреза, отвечающего верхней части тоара, аалену и байосу, в большинстве случаев возможно на основании находок аммонитов выделение в пределах ярусов более дробных подразделений — зон. Благодаря тому, что смена характерных комплексов аммонитов происходит на Северном Кавказе в той же последовательности, что и в стратотипических разрезах, здесь возможно выделение стандартных зон, установленных для указанных ярусов в Западной Европе. Лишь в отдельных случаях наблюдаются незначительные отклонения и некоторые исследователи предпочитают выделять местные зоны по преобладающим формам. При порайонном описании мы указываем, где это возможно, принадлежность отдельных частей разреза к тем или иным зонам.

В то же время следует отметить, что еще нет единого взгляда на систематику аммонитов семейства *Graphoceratidae*, очень распространенного в аалене и важного для расчленения этих отложений. Объем родов *Leioceras* и *Ludwigia*, а также выделенных из них родов *Costileioceras*, *Staufenia*, *Graphoceras* и некоторых других нельзя считать окончательно установленным. С этим связано то, что один и тот же вид



порой указывается в разных работах под различными родовыми названиями, а, например, зона *Ludwigia concava* фигурирует как зона *Gra-phoseras concavum*. Далее следует иметь в виду, что двустворчатые моллюски, часто описывавшиеся из нижней и средней юры Северного Кавказа под родовым именем *Mytiloides*, в действительности, как теперь установлено, к нему не принадлежат. Пока не разработана систематика широко понимаемого рода *Inoceramus*, он указывается нами как *Inoceramus* («*Mytiloides*»).

Описание ниже- и среднеюрских отложений дано с юго-востока на северо-запад. При этом выделяются следующие районы: восточная часть — от р. Самур до р. Асса, включающая тектонические зоны Главного и Передового хребтов, Бежитинскую грабен-синклиналь и Авгалинскую ступень; центральная часть — от р. Терек (Военно-Грузинская дорога) до р. Зеленчук, отвечающая Лабино-Малкинской зоне; западная часть, включающая Западный Кавказ (Гойтхский антиклинорий и Абино-Гунайская зона) и Западное Предкавказье; отдельно описывается Восточное Предкавказье.

### Восточная часть Северного Кавказа

Отложения нижней и средней юры слагают наиболее высокогорную часть Восточного Кавказа в пределах Главного и Бокового хребтов, Бежитинской депрессии и так называемой Северной юрской депрессии между Бокowym и Скалистым хребтами.

Ширина полосы, занимаемой нижней юрой вкrest простираения, в бассейне р. Чанты-Аргун достигает 10 км, в районе сел. Гуниб 70 км, а в районе сел. Маджалис 85 км. Отложения средней юры в Дагестане распространены узкой полосой на севере, отделяя область так называемой «сланцевой юры» от «Известнякового Дагестана», или слагают размытые ядра антиклинальных структур в пределах последнего.

Современное представление о стратиграфии нижеюрских и ааленских отложений в восточной части Северного Кавказа было заложено работами Д. В. Дробышева (1933, 1939а, а, б) при участии Л. А. Гречишкина, А. М. Рашкуева, Н. Н. Ростовцева и М. Н. Саидова, И. Д. Филимонова (1938) и В. Д. Голубятникова (1940а, б) в Дагестане, В. М. Паца (1938, 1939) в бассейнах Шаро-Аргуна и Чанты-Аргуна, В. П. Ренгартена в западной части района (1931). В дальнейшем много нового в расчленение и уточнение возраста этих отложений внесли исследования И. А. Конюхова и др. (1953, 1956а, б), В. П. Казаковой (1956), Л. В. Сибиряковой (1959), Н. В. Безносова и др. (1960, 1962), В. В. Шелховского (1963), Б. Ф. Крымова (1964), М. М. Мацкевича (1958, 1964) и др.

Сравнительная однородность состава пород нижней и средней юры, а также бедность и неравномерное распределение органических остатков значительно затруднили разработку стратиграфической схемы этих отложений. Многие исследователи, основываясь на относительно небольших литологических различиях, выделили большое количество свит, распространение которых иногда ограничивается долиной одной реки. Использование палеонтологического метода позволяет в настоящее время сопоставить значительную часть их между собой. Однако здесь, более чем в других частях Кавказа, мы встречаем очень много местных стратиграфических подразделений. Их сопоставление для нижней юры и аалена показано на рис. 13.

В рассматриваемом восточном участке Северного Кавказа наиболее низкие части юрского разреза отмечаются на западе. Из бассейна р. Асса они прослеживаются далее в центральную часть Кавказа, где

в районе Военно-Грузинской дороги были выделены В. П. Ренгартенем (1932) под названием кистинской свиты. Восточнее мощность этих отложений несколько увеличивается. Без достаточно убедительных оснований кистинская свита относится В. А. Мельниковым и Н. И. Цибовским к верхнему триасу.

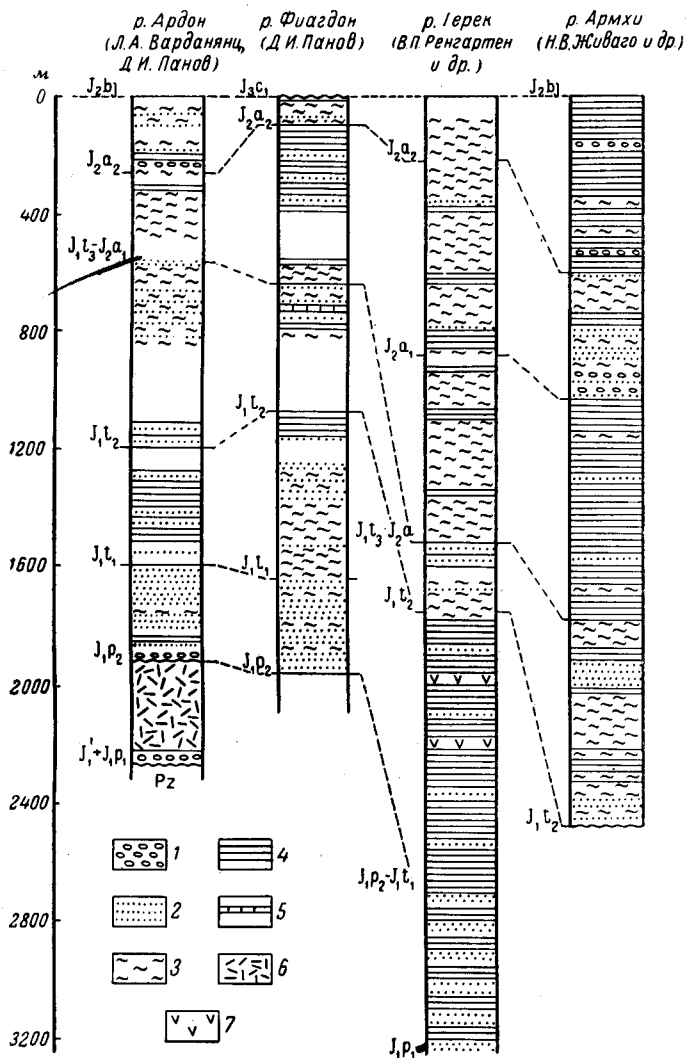


Рис. 13. Сопоставление разрезов лейасовых и ааленских отложений междуречья Ардон — Терек

1 — конгломераты; 2 — песчаники и кварциты; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты и глинистые сланцы; 5 — известняки; 6 — эффузивы кислого состава; 7 — эффузивы среднего и основного состава

К востоку от Ассы отложения низов юры достоверно не установлены. Не исключено, что к геттангу — синемюру может принадлежать нижняя часть темно-серых сланцеватых аргиллитов Главного и Бокового хребтов, в бассейнах рек Шаро-Аргун и Андийское Койсу, относимых к плинсбаху.

Отложения *плинсбахского яруса* занимают наиболее высоко поднятые части Главного и Бокового хребтов. На всей площади от р. Терек до верховьев р. Аварское Койсу их состав мало изменяется. В основном это темно-серые и черные массивные или линзовидно-полосчатые, рассланцованные аргиллиты с подчиненным количеством пакетов (по 20—70 м) и прослоев темно-серых, кварцитовидных песчаников и алевролитов или пачек (20—80 м) зеленовато-серых туфосланцев и туфопесчаников в нижней части разреза (чатадонская свита в междуречье Шандон—Асса). Те или иные из этих пород преобладают в разных частях разрезов, что позволило выделить в них ряд свит. Так, в бассейне р. Асса описаны кармадонская и гизельдонская свиты (Мельников, 1963), в верховьях р. Чанты-Аргун (последовательно, снизу вверх): шатильская (глинистая), миткурисская (песчано-глинистая), цуузунская (алевролитоглинистая) и махисская (глинистая) свиты (Шелховской, 1963).

В бассейне р. Андийское Койсу И. Д. Филимонов (1938) выделил три свиты: хваршинскую и глясудинскую в зоне Бокового хребта и кодорскую — в зоне Главного хребта. Им в общих чертах соответствуют нижняя (глинистая) и верхняя (глинисто-песчаниковая) свиты Л. В. Сибиряковой (1959). По р. Аварское Койсу известны кособская свита (аспидные сланцы Бокового хребта) и свита аспидных сланцев Главного хребта (Пац, 1938).

Мощность плинсбахских отложений возрастает к юго-востоку от 2700 м по р. Асса и 3500 м в верховьях р. Чанты-Аргун до 4000 м по р. Андийское Койсу. Палеонтологически хорошо охарактеризованной оказалась лишь верхняя часть этой толщи в зоне Бокового хребта.

Из миткурисской и махисской свит по долинам рек Шатили и Нелха К. О. Ростовцевым определены *Arieticeras cf. bertrandi* Kil. и *A. cf. algovianum* Орр. В бассейне р. Андийское Койсу в хваршинской свите И. Д. Филимоновым найдены *Harpoceras exiguum* Fucini, *H. falcipliatum* Fucini и др. В верхней части этой же свиты на водоразделе к северу от р. Хваршинской обнаружены *Arieticeras bertrandi* Kil., *A. cf. retrocostatum* Орр., *Grammoceras cf. normannianum* Orb., *H. cf. volubile* Fucini и др. Л. В. Сибиряковой около Хваршинского моста были найдены и определены аммониты *Coeloceras cf. mortilleti* Meneg., *Arieticeras bertrandi* Kil., *A. cf. domarense* Meneg., *Harpoceras falcipliatum* Fucini, а в окрестностях сел. Кособ (гора Тлим-Капусли) обнаружены остатки *Polyplectus* ex gr. *kurrianus* Орр. и *Arieticeras algovianum* Орр. Находки аналогичной фауны в бассейне рек Аварское Койсу и Джурмут были сделаны Н. И. Цибовским, Н. М. Ивкиным и др. (Голубятников и др., 1959).

Таким образом, верхняя часть данной толщи (2000—2800 м) бесспорно относится к верхнему (домерскому) подъярису плинсбаха. Что касается нижней ее части (600—1200 м), то лишь условно (главным образом, по положению в разрезе) ее можно относить к нижнему плинсбаху, хотя не исключается и более древний возраст низов разреза. Находки фауны здесь единичны. Это *Fuciniceras* sp. (определение В. И. Зесашвили) из чатадонской свиты по р. Шандону (Мельников, 1963) и *Parainoceramus cf. lunaris* Najami (определение Л. Т. Исачкиной) из нижнешатильской подсвиты у с. Шатили (Шелховской и др., 1963).

Между реками Терек и Аварское Койсу по палеонтологическим данным и некоторым литологическим особенностям *тоарские отложения* разделяются на нижний, средний и верхний подъярусы.

В Центральном и Юго-Восточном Дагестане из-за отсутствия фауны нижний и средний подъярусы разделить пока не удается.

В бассейнах рек Шандон, Армхи, Асса в разрезе нижнего тоара преобладают глинистые породы и лишь в верхней его половине наблюдается горизонт (20—60 м) песчаников. Мощность достигает 1000 м.

По р. Чанты-Аргун и ее притокам нижний тоар изучался более детально (Шелховской и др., 1963), в его составе были выделены майстинская, мешехинская и кюреламская свиты, вместе соответствующие сандухоевской свите В. М. Паца (1938). В нижней, майстинской свите (200—250) преобладают сланцеватые или плитчатые аргиллиты с редкими прослоями (0,05—0,1 м) и пачками (5—20 м) песчаников и алевролитов. Мешехинскую свиту (1060—1070 м) слагают темно-серые аргиллиты, в разной степени обогащенные алевролитовым материалом с чрезвычайно редкими прослоями (до 0,1—0,35 м) мелкозернистых песчаников в нижней половине. Наконец, кюреламская свита (1100—1450 м) отличается преобладанием линзовидно-полосчатых алевролитоглинистых пород, содержащих частые тонкие (0,02—0,03 м) прослойки мелкозернистых песчаников. В основании свиты залегает очень характерная пачка (90 м) частого чередования слоев песчаников (0,3—8 м) и алевролитоглинистых пород. Среди песчаников выделяются прослойки (до 0,5 м) конгломератов с крупной (до 7 см) галькой аргиллитов.

Глинистый состав нижнего тоара сохраняется в разрезах по рекам Андийское и Аварское Койсу. Преобладают темно-серые, плотные аргиллиты с нечастыми прослоями и пакетами (40—50 м) серых, очень плотных кварцитовидных песчаников. Среди песчаников встречены линзовидные прослойки (до 0,7 м) конгломератов, состоящих из галек (1—1,5 см) кварца, черного кремня и аргиллитов.

Один из таких прослоев мощностью 0,5 м был прослежен Л. В. Сибиряковой (1959) в Цумадинской балке (ниже сел. Цумада) и у сел. Гадайчи (долина р. Андийское Койсу). Выше встречены средне-тоарские аммониты, ниже — нижнетоарские. Это позволяет Л. В. Сибиряковой рассматривать данный прослой конгломерата в качестве верхней границы нижнетоарского подъяруса.

Восточнее по р. Тлейсерух нижняя половина свиты Илиб (Д. В. Дробышев, 1933), соответствующая по возрасту описываемым отложениям, сложена тоже темно-серыми аргиллитами с заключенными в них пакетами переслаивающихся песчаников и алевролитов.

Мощность нижнего тоара непостоянна. Она наиболее значительна (около 3000 м) в бассейне р. Чанты-Аргун (Шелховской и др., 1963), минимальная в междуречье рек Армхи и Асса — 1000 м (Мельников, 1963) и по р. Аварское Койсу — 1070 м (Сибирякова, 1959).

Возраст устанавливается по редким находкам в разных частях разреза остатков характерных аммонитов. Так, по р. Андийское Койсу в верхней трети кейдынской свиты (Филимонов, 1938) был найден нижнетоарский *Hildoceras* cf. *gyrale* Вискт. Ниже в той же свите Л. В. Сибиряковой (1959), как уже отмечалось, встречены *Arietoceras bertrandi* Кил., *Coeloceras* cf. *mortilleti* Менег. и другие типичные формы верхнего плинсбаха.

В нижней части вышележащей цумадинской свиты И. Д. Филимонов (1938) отметил присутствие *Harpoceras* cf. *exaratum* Young et Vигd, вида, характерного для нижнего тоара. Здесь же Л. В. Сибиряковой удалось найти нижнетоарские *Hildoceras aptum* Вискт и *H.* cf. *levisoni* Симпс. Выше прослоя конгломерата и в самом конгломерате были найдены среднетоарские *Phymatoceras* cf. *lilli* Хауег, *Hildoceras* cf. *bifrons* Вгоуг.

Таким образом, значительная часть нижнетоарской (по И. Д. Филимонову) кейдынской свиты (нижние две трети) отнесены Л. В. Сибиряковой к верхней части плинсбаха (домер). И только верхняя часть

кейдынской свиты и низы цумадинской (тоже целиком нижнетаарской, по И. Д. Филимонову) до прослоя конгломерата принадлежат нижнему таору.

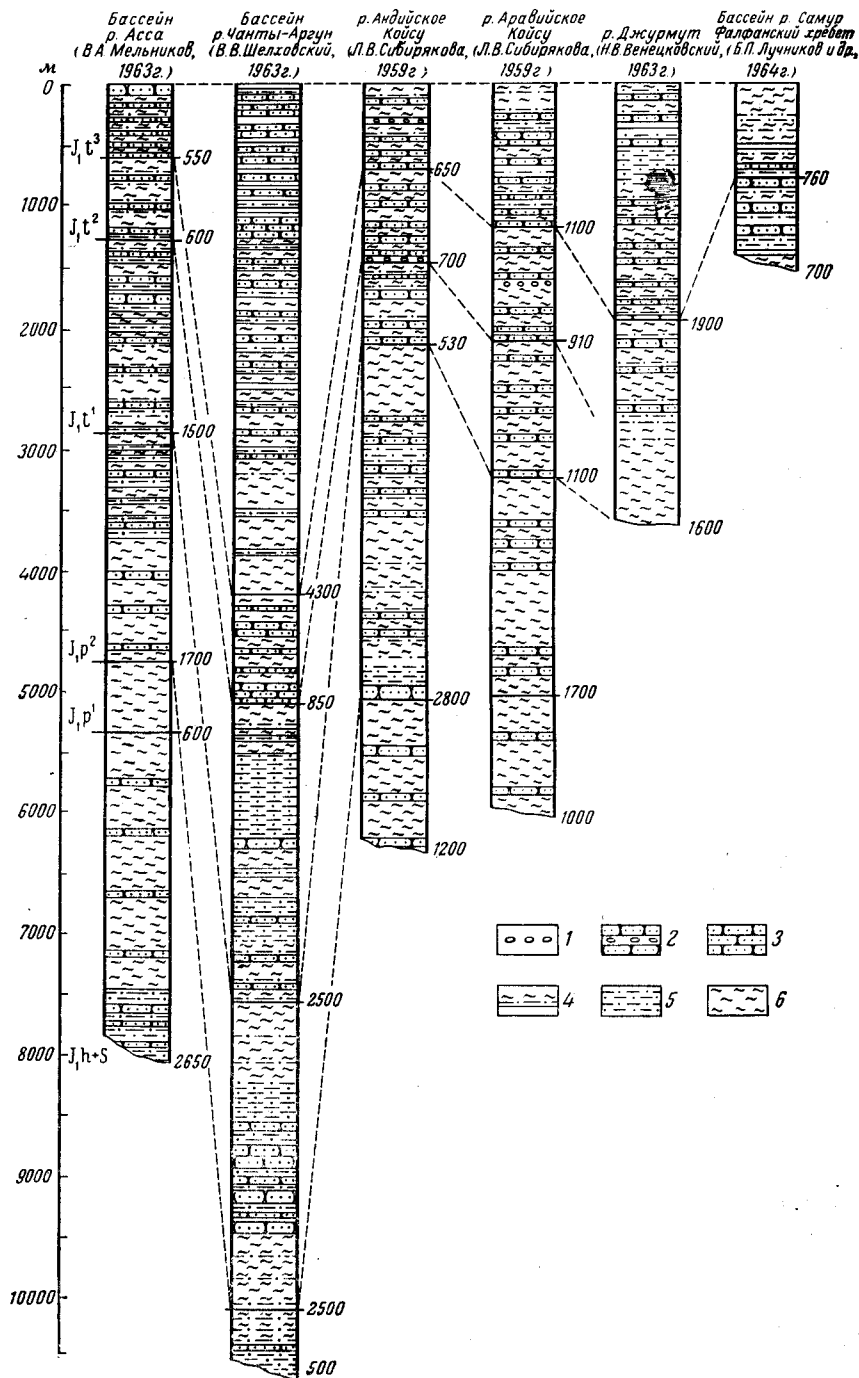


Рис. 14. Стратиграфические разрезы нижнеюрских отложений

1 — конгломераты; 2 — песчаники с прослоями конгломератов; 3 — песчаники; 4 — переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты



Средний тоар представлен темными плотными аргиллитами, часто алевролитовыми или песчанистыми, реже алевролитами, перемежающимися с прослоями (0,08—1,5 м) или пакетами (10—130 м) темно-серых мелкозернистых песчаников. Мощность среднетоарского подъяруса, равно как и состав, выдерживается на широкой площади и составляет в среднем 1000 м (бассейны рек Асса, Чанты-Аргун, Андийское и Аварское Койсу, Самур) (рис. 14).

В. А. Мельников (1963) среднетоарской считает верхнюю, большую часть унальской свиты, из которой им указываются *Harporceras* cf. *serpentinum* Re i n., *H. bifrons* B r u g. (определения Г. Я. Крымгольца). До последнего времени среднетоарскими считались нижняя итумкалинская свита В. М. Паца (1938) и соответствующие ей по рекам Гешичу, Бара, Хочарой баринская и буртинская свиты в первоначальной схеме В. В. Шелховского (1962 г.). Но позже в отложениях баринской свиты был найден *Pseudogrammoceras fallaciosum* B a u l e — типичная форма верхнего тоара. Тем самым нижняя итумкалинская свита и ее аналоги, или во всяком случае большая их часть, представляются теперь как верхнетоарские, а бастыламская свита, залегающая стратиграфически ниже, — среднетоарской.

По р. Андийское Койсу к среднему тоару Л. В. Сибиряковой (1959) отнесены две трети мощности цумадинской свиты и нижняя половина исахлинской свиты И. Д. Филимонова. В первой из них были найдены: *Phymatoceras* cf. *lilli* H a u e r, *Hildoceras* cf. *bifrons* B r u g., из второй И. Д. Филимоновым указываются *Porporceras subarmatum* Y o u n g e t B i r d.

По р. Аварское Койсу среднетоарская фауна не найдена. Верхняя граница среднего тоара проведена здесь среди пачки чередующихся аргиллитов и песчаников, выше которой К. М. Ивкиным найден верхнетоарский *Grammoceras quadratum* H a u g.

В бассейне р. Самур среднетоарскими в основе своей являются тукиркильская и даличайская свиты Н. Н. Ростовцева и Н. К. Русанова.

В бассейнах рек Армхи, Асса и западнее, а также в зонах Главного и Бокового хребтов в бассейне р. Джурмут нижний и средний тоар не могут быть расчленены ввиду отсутствия достаточных сборов фауны. Они сложены аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и песчаников мощностью 1000—1600 м и выделяются под названием унальской (Мельников, 1963), тахлутурской и камилухской свит.

В отложениях верхнего тоара значительную роль наряду с глинистыми разностями пород играют песчаники, число и мощность слоев которых в разрезах и по простиранию крайне непостоянно.

В междуречье Армхи и Ассы верхний тоар сложен ленточно переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и разномышными (до гравелитов) кварцевыми песчаниками в виде прослоев (0,2—2 м) или пачек (70—80 м). Последние группируются в верхней половине подъяруса (лацкая свита) (Мельников, 1963).

В бассейнах рек Чанты- и Шаро-Аргун верхний тоар разделяется на две литологически хорошо обособляющиеся толщи пород: нижнюю, глинисто-песчаниковую (темно-серые и черные аргиллиты с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников или пачками их переслаивания) в составе баринской и буртинской свит, и верхнюю, песчано-глинистую (ленточный переслой песчаников, алевролитов и аргиллитов) — угнихинская и оттинская свиты (Шелховской, 1963). Граница между толщами проводится по подошве пакета песчаников, названного В. М. Пацем (1938) в долине р. Чанты-Аргун тусхоройским горизонтом, а по р. Асса и западнее известного под названием пуйских слоев.

По р. Андийское Койсу верхнетоярской является верхняя половина исахлинской свиты (Филимонов, 1938), сложенная перемежающимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками (прослой 0,04—5,3 м).

Восточнее, в верховьях р. Джурмут, верхнетоярские отложения выделены в зоне Главного хребта в муравдагскую, а в зоне Бокового хребта — в бедзевскую свиты. Состав слагающих их пород близок. Это разноритмичное переслаивание песчаников и алевролитов (в слоях и пакетах до 50 м) с аргиллитами.

Для верхнего тоара Южного Дагестана Н. Н. Ростовцевым (1940 г.) намечаются три фациальные зоны — две песчаниковые (северная и южная) и глинистая (центральная). Центральная зона прослеживается в Фалфанском хребте и сложена темно-серыми аргиллитами с прослоями (до 0,5 м) и отдельными пакетами (10—15 м) серых, плотных, мелкозернистых песчаников (ногабская свита М. Н. Саидова).

Отложения южной зоны распространены на Северном склоне Главного хребта и частично на южном склоне Фалфанского хребта в междуречье рек Ахты-чай и Самур. Это хновская свита Н. Н. Ростовцева, борчинская и аттагайская свиты — Н. К. Русанова. В составе первых двух преобладают серые и светло-серые песчаники (40—70% разреза) слоями 3—8 м, часто группирующимися в пачки по 10—100 м. Аттагайская свита сложена темно-серыми аргиллитами с частыми прослоями (0,05—0,5 м) и отдельными пакетами (10—70 м) мелкозернистых песчаников. В северной зоне (хребет Сурфун-ял) известна лишь одна лучекская свита чередования песчаниковых пачек с аргиллитами.

Мощность верхнего тоара колеблется от 550 м в Восточной Осетии до 3500—4000 м в Нагорной Чечне, 1100 м — в верховьях р. Аварское Койсу, 700—1400 м — в Южном Дагестане.

Возраст пород установлен на основании многочисленных находок фауны в разных районах Восточного Кавказа. В лацкой свите встречены: *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Grammoceras thouarsense* Ogb., *Hildoceras* ex gr. *quadratum* Haug и др. (Мельников, 1963). В баринской свите (Нагорная Чечня) был найден *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, а в вышележащих угнихинской и оттинской свитах — характерные для верхней зоны тоара *Dumortieria* cf. *pseudoradiosa* Вгапсо, *D. cf. tabulata* Вискт., *D. cf. gundershofensis* Haug, *Grammoceras maetra* Dum. и др. (Шелковской, 1963). В этой же толще пород, описанной под названием верхней итумкалинской свиты, В. М. Пац (1938) обнаружил *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Hildoceras* ex gr. *quadratum* Haug и др.

В верхней половине исахлинской свиты по р. Андийское Койсу И. Д. Филимоновым (1938) и Л. В. Сибиряковой (1959) найдены *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Grammoceras thouarsense* Ogb., *G. quadratum* Haug. По р. Аварское Койсу также были встречены *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Grammoceras quadratum* Haug и др. (Голубятников, 1959). Свойственные более высокой зоне тоара *Dumortieria* cf. *nicklesi* Ven. и *D. cf. signata* Вискт. были встречены в бассейнах рек Андийское и Аварское Койсу Стратиграфической партией СКГУ. Остатки *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle найдены В. Д. Голубятниковым и Д. В. Дробышевым в бассейнах рек Тлейсерух (приток р. Кара-Койсу) и Рис-ор. В Южном Дагестане верхнетоярские аммониты *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Grammoceras* aff. *subquadratum* Вискт. встречены в борчинской, аттагайской, цейлаханской (хновской), ногабской свитах.

Своеобразная толща верхнего тоара, названная В. М. Пацем в 1935 г. бежитинской свитой, слагает заключенный между Главным и Боковым хребтами Бежитинский грабен, ограниченный с севера и юга

региональными разломами северо-западного простирания. Эта свита протягивается узкой (5—10 км) полосой от района Военно-Грузинской дороги до района горы Мурав-даг в Центральном Дагестане.

По составу бежитинская свита существенно отличается от разновозрастных отложений смежных районов Восточного Кавказа. В ее составе наблюдается ленточное переслаивание темно-серых и буровато-серых аргиллитов и алевролитов и серых, светло-серых и буровато-серых песчаников. Последние мелко- и среднезернистые, массивные или косо-слоистые. Мощность отдельных прослоев обычно составляет 0,2—0,8 м, иногда же достигает 8 м. Мощные пласты песчаников быстро замещаются по простиранию пачками тонкого переслаивания тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Мощность бежитинской свиты уменьшается с северо-запада на юго-восток от 1600 до 1100 м в верховьях р. Аварское Койсу.

В разных ее частях Л. В. Сибиряковой, Н. И. Цибовским, В. М. Пачем встречены: *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Grammoceras* ex gr. *quadratum* Haug, *Dumortieria rhodanica* Haug, *Mesoteuthis oхуsona* Nehl и др.

Первоначально, когда зона *Dumortieria* начинала ааленский ярус, эти остатки фауны давали основание рассматривать бежитинскую свиту как принадлежащую верхнему тоару и низам аалена. В соответствии с принимаемой ныне схемой всю ее следует относить к верхнему тоару.

По составу и литологическим особенностям отложений ааленский ярус отчетливо делится на два подъяруса: нижний, охватывающий зону *Leioseras oralinum*, в основном сложенный песчаниками, и верхний, включающий зоны *Ludwigia turchisonae* и *Ludwigia concava*, существенно глинистый (рис. 15).

Ааленские песчаники отличаются от тоарских более светлой окраской. Они разнозернистые, более рыхлые, преимущественно косо-слоистые, плитчатые, с обугленным растительным детритом на плоскостях наслаения, волноприбойными знаками и шаровидными стяжениями. В окраске всех ааленских пород обнаруживается буроватый оттенок, особенно заметный в делювиальных осыпях, благодаря чему ааленские отложения легко отличаются от темно-серых и черных тоарских.

Нижний аален в Северо-Западном Дагестане и Чечено-Ингушетии окаймляет северные склоны Бокового хребта. В Центральном и особенно Юго-Восточном Дагестане (Сланцевый Дагестан) имеет несравненно более широкое распространение, захватывая, кроме северной юрской депрессии, зоны Самурского, Бокового и Главного хребтов. В Известняковом Дагестане он полностью или частично обнажается в размытых ядрах некоторых антиклинальных структур (Варандинской, Кадарской, Челацкой и др.).

Нижний аален представлен двумя типами пород — глинистым в бассейне р. Самур и песчаниково-углистым на остальной территории. Последний наиболее типично представлен в бассейнах рек Чирах-чай, Рубас-чай, Уллу-чай, Гамри-Озень. Здесь нижний аален выражен мощной (до 3000 м) толщей песчаников, алевролитов, реже аргиллитов.

Песчаники, слагая до 70—80% разреза, обычно залегают в виде пакетов, мощность которых достигает 40—50 м. Они чередуются с пачками тонкопереслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников. Песчаники от мелко- до грубозернистых, преимущественно кварцевые, обычно грубопластовые (3—9 м), реже плитчатые. Нередки линзовидные прослойки (3—5 см) конгломератов, состоящих из плоских галек аргиллитов. Аргиллиты плитчатые и скорлуповатые, массивные или линзовидно-полосчатые. Алевролиты выделяются более светлой окрас-

кой. Среди глинисто-алевролитовых пород заключены многочисленные конкреции глинистых сидеритов.

На площади от р. Чирах-чай на юго-востоке до р. Андийское Койсу на северо-западе в толще нижнего аалена наблюдаются прослои углистых аргиллитов и каменных углей («угленосная серия»). Мощность их обычно невелика (0,15—0,20 м, редко до 0,5—1 м). В бас-

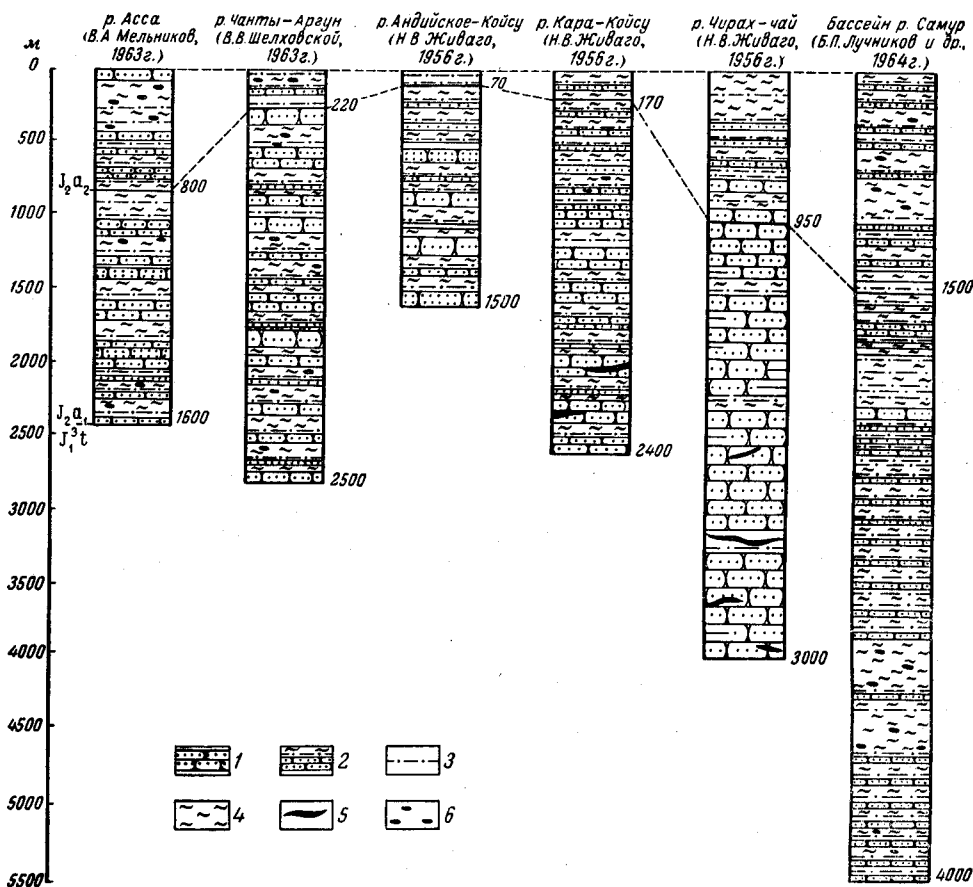


Рис. 15. Стратиграфические разрезы ааленских отложений

1 — песчаники; 2 — переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — пласты и линзы угля; 6 — конкреции сидеритов

сейнах рек Чирах-чай и Рубас-чай отдельные пласты разрабатывались для местных нужд.

Угленосная серия Дагестана была первоначально описана Д. В. Дробышевым (1933) в качестве карахской, частью ружинской свит, затем В. Т. Фроловым (1959) и Б. А. Канчели (1961) как карахская и хивская свиты.

Повторение пачек песчано-алевролитовых пород с морской фауной и другими признаками морского генезиса и сходных с ними по составу пачек, богатых растительными остатками с прослоями углей и углистых аргиллитов (аллювиально-болотное происхождение), позволяет говорить о неоднократной смене условий. Фациальные изменения происходили не только во времени, но и в пространстве.

В разрезах по рекам Казикумухское Койсу и Кара-Койсу (у сел. Гуниб) нижнеааленские отложения разделяются на две свиты. Нижняя

представлена преимущественно песчаниками, в верхней преобладают аргиллиты. К северу от сел. Гуниб в пределах Известнякового Дагестана нижний аален значительно опесчанивается и в разрезах у селений Кудутль и Ирганай представлен в основном разнозернистыми толстослоистыми песчаниками с линзовидными прослоями углей. В северо-западном направлении песчаники грубеют, одновременно ухудшается степень сортировки и окатанности кластического материала.

К западу от сел. Гуниб в разрезах по рекам Аварское и Андийское Койсу верхняя часть нижеааленского подъяруса сходна с аналогичными отложениями у сел. Гуниб. Нижняя его часть становится более глинистой, уменьшаются мощности отдельных пачек песчаников, реже встречаются линзовидные прослои углей. В бассейне р. Андийское Койсу у сел. Агвали эта толща переслаивания песчаников и аргиллитов выделена И. Д. Филимоновым (1938) в агвалинскую свиту. По р. Чанты-Аргун ей соответствуют бушинская, никаройская, конжухоевская и аргунская свиты (Шелховской, 1963). Тем самым объем нижеааленского подъяруса расширен сравнительно со стратиграфическими схемами В. М. Паца (1938), М. М. Мацкевича (1957) и детализирован в сравнении со схемами Н. В. Живаго (1960) и Д. И. Панова (1961). Из четырех свит только в двух — никаройской и аргунской — песчаники несколько преобладают над остальными разностями пород. Еще западнее по рекам Геши-чу и Гулой-хи наблюдается единая толща флишеподобного переслаивания тонкослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Существенно глинистым является нижний аален и в бассейнах рек Асса и Армхи. Относительная неравномерность распределения прослоев (0,1—0,5 м) и пакетов (до 20 м) песчаников позволила В. А. Мельникову (1963) выделить в них саргомскую свиту, свиту Гули, тумгинскую свиту и свиту Чми.

Постепенное увеличение глинистости нижеааленских отложений отмечается и к югу от р. Чирах-чай, в бассейнах рек Самур и Ахтычай. В связи с более глубоководным характером осадков здесь совершенно исчезают признаки угленосности.

Как и для тоара, для нижнего аалена в Юго-Восточном Дагестане различаются три фациальные зоны: южная, центральная и северная. Первые две совпадают с теми же зонами тоара, северная же зона занимает более значительную площадь, чем в тоаре. В южной зоне (Северный склон Главного хребта) нижеааленский подъярус представлен глинистой кардульской свитой или ее верхней половиной. Центральная зона (Фалфанский хребет) слагается лалаамской свитой аргиллитов с тонкими (0,02—0,5 м) прослойками и пакетами (30—50 м) песчаников в нижней части. В северной зоне (хребет Сурфун-ял) выделяются существенно песчаниковые михрекская, заинкамская и ялахкамская (большей своей частью) свиты.

Мощность нижеааленского подъяруса подвержена значительным изменениям по площади. В Северо-Западном Дагестане и Чечено-Ингушетии она достигает 2500 м (по р. Чанты-Аргун). К северо-западу (бассейн рек Армхи и Асса) и юго-востоку (р. Андийское Койсу) мощность уменьшается соответственно до 1600 и 1500 м. К юго-востоку от Андийского Койсу мощность нижнего аалена возрастает до 2000 по р. Аварское Койсу, 2400 м — по р. Кара-Койсу, 2700—3000 м — в бассейнах рек Чирах-чай и Уллу-чай, 2500—4000 м — в бассейне р. Самур.

Среди пород нижнего аалена в разных пунктах Восточного Кавказа собраны остатки фауны, позволившие установить возраст и провести параллелизацию многочисленных свит, выделяемых различными авторами.



В бассейне рек Чирах-чай и Уллу-чай в карахской свите встречены *Leioceras opalinum* Rein., *Hammatoceras subinsigne* Opp., *Pseudolioceras beyrichi* Schl. и др. В верхней части агвалинской свиты по р. Андийское Койсу И. Д. Филимоновым (1938) найдены *Leioceras opalinum* Rein., *Pseudolioceras beyrichi* Schl., *Hammatoceras* cf., *subinsigne* Opp., *Tatrophylloceras* cf. *tatricum* Pusch, а в нижней ее части *Grammoceras fluitans* Dum., *Dumorteria moorei* Lycett, *Pleydellia maetra* Dum.

В бушнинской, никаройской, конжухоевской, аргунской свитах по р. Чанты-Аргун В. В. Шелховским (1963) собраны *Leioceras opalinum* Rein., *L. costosum* Quenst., *L. wilsoni* Buckm., *L. götzendorfensis* Dogp, *Hammatoceras* cf. *tenuinsigne* Vasek.

По литологическому составу и месту в разрезе эти свиты сопоставляются со свитами саргомской, Гули, тумгинской и Чми, выделенными В. А. Мельниковым (1963) в бассейнах рек Армхи и Асса. Отсюда определены *Leioceras opalinum* Rein., *Hammatoceras* cf. *insigne* Schübl. и др.

В Юго-Восточном Дагестане в различных местах (лалаамская, заинкамская, ялахкамская, самурская, частью фалфанская, михрекская, ахтынская, ялахская свиты) найдены *Leioceras opalinum* Rein., *L. costosum* Quenst., *Hammatoceras* cf. *insigne* Schübl. и др.

Верхний аален в Центральном, Северо-Западном Дагестане и Чечено-Ингушетии обнажается узкой полосой вдоль южных эскарпов Скалистого хребта. В Южном Дагестане он достигает максимального площадного развития, слагая часть Северного склона Главного хребта, склоны и водораздельные участки долин Самура, Курах-чая, Цмур-чая, Чирах-чая и т. д. Выходит он в ядрах антиклинальных структур в пределах Известнякового Дагестана.

Литологический состав верхнего аалена в восточной части Кавказа значительно изменяется по простиранию. В разрезах по рекам Чирах-чай, Рубас-чай, Уллу-чай и севернее у селений Герги и Урахи нижняя часть верхнеааленских отложений представлена мелкозернистыми песчаниками, неотличимыми от аналогичных пород нижнего аалена. Верхняя часть толщи сложена тонкопереслаивающимися аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками. Встречаются довольно многочисленные конкреции и линзовидные стяжения (до 10—15 см) глинистых сидеритов, мергелей и известняков.

К западу и северо-западу нижняя часть верхнеааленских отложений постепенно становится глинистой. У сел. Хутхул разрез сложен еще часто переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с конкрециями сидеритов. Далее у селений Чирах, Хосрен, Кули, Шовкра (юго-западное крыло Уллучаринской антиклинали), Цудахар, Уллучара, Уррари отложения верхнего аалена представлены уже алевролитистыми аргиллитами с линзовидными прослоями комковатых алевролитов и тонкозернистых песчаников и по-прежнему с частыми конкрециями глинистых сидеритов.

Глинистый состав верхнего аалена сохраняется в разрезах по рекам Кара-Койсу, Аварское и Андийское Койсу. В них преобладают сильноглинистые алевролиты и алевролитистые аргиллиты с тонкими линзовидными прослоями плитчатых известковистых алевролитов и тонкозернистых песчаников.

Относительно более песчанистыми верхнеааленские отложения становятся в центральной части Известнякового Дагестана (у сел. Кудуть), по р. Чанты-Аргун и в бассейнах рек Армхи и Асса (Шелховской, 1963; Мельников, 1963). В междуречье Ассы и Чанты-Аргуна песчаники полностью исчезают из разрезов.

К югу от р. Чирах-чай верхнеааленские отложения выделяются в трех зонах: южной (Главный Кавказский хребет), центральной (Бокковой и Самурский хребты) и северной (левобережье р. Самур и бассейн р. Курах-чай). В центральной зоне известны три свиты (снизу вверх): квардальская, гепцайская и кимихурская. В северной зоне им отвечают хпекская, сидеритовая и рухунская свиты. Южная зона слагается хурайской, хечекской и мазунчайской (зурунчайской) свитами.

Мощность верхнеааленского подъяруса изменяется в широких пределах. В Северо-Западном Дагестане и Чечено-Ингушетии максимальная мощность верхнего аалена (650 м) фиксируется в бассейне р. Чанты-Аргун. Она уменьшается к северо-западу до 300—350 м по р. Армхи и к юго-востоку до 70 м по р. Андийское Койсу. Восточнее мощность возрастает до 120 м по р. Аварское Койсу, 170 м по р. Кара-Койсу, 350 м по р. Уллу-чай, 950 м по р. Чирах-чай. К северу, в центральной части Известнякового Дагестана, мощность верхнеааленского подъяруса уменьшается — до 34 м по балке Бергучи; к югу, в бассейнах рек Курах-чай, Самур, Ахты-чай, она, наоборот, возрастает до 1700—2900 м.

Комплекс фауны верхнего аалена на Восточном Кавказе представлен в основном различными видами людвигий из зон *Ludwigia concava* и *Ludwigia purchisonae*.

В Юго-Восточном и Центральном Дагестане в хивской свите В. Т. Фролова, квардальской, гепцайской, кимихурской свитах Н. Н. Ростовцева и их аналогах были обнаружены: *Ludwigia purchisonae* Sow., *L. concava* Sow., *L. concava* Sow. var. *excavata* Busckm., *L. cornu* Busckm., *L. subtilicostae* Grimh., *L. cf. rudis* Busckm., *L. bradfordensis* Busckm., *L. cf. tuberculata* Busckm., *Leioceras cf. acutum* Quenst., *Costileioceras sinon* Bayle и др. (Агаев, 1963).

По р. Андийское Койсу в игатлинской свите И. Д. Филимоновым и Н. В. Живаго найдены *Ludwigia concava* Sow., *L. bradfordensis* Busckm., *L. cornu* Busckm., *Leioceras acutum* Quenst. и др. Объем верхнего аалена в бассейне р. Чанты-Аргун за последние два десятилетия претерпел изменения. В. М. Пац (1938) рассматривал его в составе конжухоевской, первой песчаниковой и верхней глинистой свит. Б. Ф. Крымов (1961 г.) первоначально несколько сузил объем подъяруса, сохранив в нем три свиты, а затем (1962 г.) уменьшил число их до одной — верхней глинистой. В. В. Шелховской (1963) на основании дополнительных сборов остатков фауны оставил в составе верхнего аалена только ушкалойскую свиту, отвечающую верхней части верхней глинистой свиты Б. Ф. Крымова. Возраст ее подтверждается найденными по рекам Никарой, Бара-Чанты-Аргун *Ludwigia concava* Sow., *L. casta* Busckm., *L. tolutaria* Busckm., *L. tuberculata* Busckm., *Leioceras cf. acutum* Quenst. и др. (Шелховской, 1963).

Наконец, в бассейнах рек Армхи и Асса в одзыкской свите и свите Байко В. А. Мельниковым были собраны *Ludwigia cf. concava* Sow., *L. purchisonae* Sow., *L. bradfordensis* Busckm., и др. (Мельников, 1963).

В Южном Дагестане выходы отложений байоса прослеживаются от сел. Маджалис на юг до сел. Ходжакент на р. Самур. Породы байоса залегают здесь согласно на ааленских и связаны с ними постепенным переходом или отделяются пластом глинисто-шамозитового известняка со смешанной фауной зон *Ludwigia concava* и *Sonninia sowerbyi* (р. Рубас-чай).

Нижний байос (кумухская свита) начинается толщей часто чередующихся черных аргиллитов и глинистых алевролитов с пачками зеленых мелкозернистых песчаников (пачелкентские слои). Мощность 240—640 м. В базальных известняках у сел. Хучни и в конкреционных

конгломератах у сел. Ходжакент встречены *Hyperlioceras* sp. и *Megalytoceras kasakovae* Besn., по рекам Чирах-чай и Цмур-чай — *Hyperlioceras walkeri* Buckm., *H. discites* Waagen, *Witchellia corrugata* Sow., *Sonninia sowerbyi* Mill. Из верхней половины толщи в разрезе Чолакской антиклинали *Otoites sauzei* Orb., *O. golubevi* Grimh. и *Witchellia sayni* Haug, в разрезе Ходжакент — *Otoites* sp., а выше — *Holcophylloceras zignodianum* Orb. и *Stephanoceras scalare* Maske. Выше следует толща глинистых песчаников, чередующихся с пачками глин (цмурские слои). Мощность 325—800 м. В разных разрезах собраны *Calliphylloceras disputabile* Zitt., *Holcophylloceras zignodianum* Orb., *Partschiceras abichi* Uhlig, *Eurystomiceras polyhelictum* Böckh, *Thysanolytoceras cinctum* Besn., *Sphaeroceras* sp., *Normannites caucasicus* Grimh., *Stephanoceras scalare* Maske, *Stemmatoceras coronatum* Queñst., *Witchellia ex gr. romani* Opp.

В основании верхнего байоса (цудахарская свита) в разрезе р. Рубас-чай залегают песчано-глинистые известняки, замещающиеся у селений Кабир и Ходжакент известковистыми песчаниками с глинисто-сидеритовыми конкрециями, а еще западнее, на горе Гестинкиль, пластом конкреционного конгломерата. Мощность этой базальной пачки от 0,2 до 1,5—2 м. Из нее известны *Calliphylloceras disputabile* Zitt., *Partschiceras abichi* Uhlig, *Leptosphinctes* sp., *Strenoceras* sp., *Garrantiana bifurcata* Ziet., *G. longoviciensis* Steinm. Вышележащие аргиллиты с конкрециями мощностью до 150 м (Гестинкиль) содержат *Dinolytoceras zhivagoi* Besn. (р. Самур), *Parkinsonia* sp., *P. cf. parkinsoni* Sow. (р. Курах-чай).

Более молодые отложения средней юры в Южном Дагестане не сохранились.

Восточнее рассмотренных выходов байосские отложения вскрыты на разведочных площадях Южного Дагестана, где их строение аналогично вышеописанному, а мощность несколько сокращается. К западу мощность нижнего байоса резко сокращается за счет выклинивания глинистых пачек и на горах Гестинкиль и Пити-даг он представлен чередованием песчаников и алевролитов мощностью до 350—500 м. Такой разрез нижнего байоса (бейбулагская свита Н. Н. Ростовцева) наблюдается от верховьев Курах-чая и Чирах-чая до истоков Уллу-чая и Кули.

В нижнем байосе Центрального Дагестана (кумухская свита) соотношение аргиллитов, алевролитов и песчаников весьма изменчиво. В верховьях р. Кули и в районе сел. Кумух разрез показывает двучленное строение, при преобладании аргиллитов и глинистых алевролитов внизу и алевролитов с линзами песчаников, полностью выклинивающих севернее сел. Кумух, вверху. Сходный тип разреза наблюдается и на южном склоне хребта Лес, где, однако, в результате раздува мощности базальных песчаников он приобретает трехчленное строение. Наконец, на восточном склоне хребта Лес, а также в котловинах Известнякового Дагестана и по его периферии в междуречье Казикумухского и Аварского Койсу песчаники преобладают в нижней половине разреза, в то время как верхняя сложена преимущественно аргиллитами. Мощность отложений также подвержена быстрым и резким колебаниям. Максимальная мощность (до 1670 м) наблюдается в районе сел. Гуладты. Севернее она сокращается до 570—540 м (селения Герги и Урахи), а южнее до 370 м (сел. Уллучара). У сел. Кумух нижнебайосские отложения имеют мощность 550 м, увеличивающуюся до 700 м у селений Шовкра и Цовкра-1 и до 900 м у сел. Кули, восточнее которого мощность вновь сокращается до 500 м. Незначительными мощностями, от 356 м (Цудахар) до 150 м (Датгуна), характеризуется об-

ласть Известнякового Дагестана и междуручья Казикумухского и Аварского Койсу.

Остатки аммонитов сравнительно обильны. По разрезам у селений Кумух, Вачи, Цудахар, Кудутль, Ирганай устанавливается следующая смена комплексов:

1. Зона *Hyperlioceras* spp. и *Sonninia sowerbyi* с *Tatrophylloceras subglobosum* Besn., *Calliphylloceras irganajense* Besn., *S. platylateralis* Besn., *Megalytoceras kasakovae* Besn., *Hyperlioceras mundum* Buckm., *H. curvicostatum* Buckm., *H. discites* Waag., *Sonninia sowerbyi* Mill. (редко), *S. crassispinata* Buckm. Остатки фауны этой зоны в разрезах у селений Цудахар, Вачи и, возможно, у сел. Кудутль встречены совместно с остатками фауны зоны *Ludwigia concava* в песчаных известняках или же аргиллитах, переполненных глинисто-кальцитовыми конкрециями в кровле подстилающей хивской свиты.

2. Зона *Otoites sauzei* с *Megalytoceras submetrerum* Besn., *Valentolytoceras* sp., *Holcophylloceras zignodianum* Orb., *Thysanolytoceras cinctum* Besn., *Otoites sauzei* Orb., *O. golubevi* Krimh., *O. polischides* Waag., *Emileia brochii* Sow., *Sonninia* ex gr. *adica* Waag., *S. ex gr. carinodisca* Quenst., *S. carinoides* Quenst. (крупные формы), *Witchellia laeviuscula* Sow., *W. corrugata* Sow., *W. edouardiana* Orb.

3. Зона *Stephanoceras humphriesianum* с *Holcophylloceras zignodianum* Orb., *Thysanolytoceras cinctum* Besn., *Valentolytoceras* spp., *Stephanoceras scalare* Maske, *S. humphriesianum* Sow., *S. zieteni* Quenst., *S. plicatum* Quenst., *S. macrum* Quenst., *S. plicatissimum* Quenst., *S. triplex* Maske, *Stemmatoceras coronatum* Quenst., *Dorsetensia liostraca* Buckm., *D. testa* Buckm., *D. subtesta* Buckm., *D. pulchra* Buckm., *D. complanata* Buckm., *D. romani* Opp., *Normannites* aff. *braikenridgei* Sow.

В верхней части обособляется подзона *Teloceras blagdeni* с *Teloceras coronatum* Opp., *Cadomites* aff. *linguiferum* Orb., *Normannites caucasicus* Krimh. В кровле нижнего байоса в разрезах селений Кумух и Кули встречены также виды зоны *Garantiana garantiana*: *Leptosphinctes* sp., *Caumontisphinctes nodatus* Buckm. совместно с *Calliphylloceras disputabile* Zitt., *Partschiceras abichi* Uhlig, *P. haloricum* Haueg, *Sphaeroceras brongnarti* Sow., *Oppelia subradiata* Sow.

В большинстве случаев, отделяясь от нижнего байоса границей размыва, выше залегает толща чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, образующих пачки с преобладанием то песчаников, то аргиллитов. Она выделяется под именем хундахских слоев цудахарской свиты (Безносков и др., 1960). В разрезах восточного склона хребта Лес (селения Герги, Урахи, гора Серсовин) и Кадарской антиклинали эта толща разделяется на две: внизу алевролитовые аргиллиты с базальным известняком, сверху массивные песчаники (кадарские).

Мощность толщи варьирует от 480 м у сел. Куладты до 105 м на юге (гора Шуну-даг) и до 80 м на северо-западе (сел. Ирганай).

По аммонитам тут выделяется две зоны верхнего байоса. Нижняя зона *Garantiana garantiana* развита повсеместно и содержит *Holcophylloceras zignodianum* Orb., *Calliphylloceras disputabile* Zitt., *Partschiceras abichi* Uhlig, *P. haloricum* Haueg, *Eurystomiceras polyhelictum* Böckh, *Oppelia subradiata* Sow., *Sphaeroceras brongnarti* Sow., *Leptosphinctes* sp., *Caumontisphinctes nodatus* Buckm., *Strenoceras* sp., *Spirocera* sp., *Garantiana garantiana* Orb.

В верхней зоне встречены *Calliphylloceras disputabile* Zitt., *Holcophylloceras zignodianum* Orb., *Dinolyceras zhivagoi* Besn., *Leptosphinctes* (*Vermisphinctes*) sp., *Planisphinctes tenuissimus* Siem. и более

многочисленные эволютные *Parkinsonia* — *P. rarecostata* Б у с к м., *P. doneziana* В о r i s s. и др.

Толща черных аргиллитов с конкрециями, несколько опесчанивающаяся в наиболее северных разрезах, где появляются пачки алевролитов и песчаников (разрезы у сел. Урахи и горы Серсовин, Кадарской и Ирганайской антиклиналей), отвечает верхам байоса и низам бата (цудахарская свита, могохские слои; Безносов и др., 1960). Мощность от 100 до 300 м, иногда (сел. Суладты) 600 м. В этих аргиллитах у сел. Датуна присутствуют *Calliphyloceras disputabile* Zitt., *C. achtalense* Redl., *Pseudophyloceras kudernatschi* Hauer, *Holcophyloceras zignodianum* Orb. (редко), *Partschiceras belinskij* Besn., *P. subobtusum* Kudern. (редко, вверху), *Dinolytoceras zhivagoi* Besn., *Nannolytoceras okribense* Kakh., *N. subquadratum* Besn., *Lissoceras psilodiscus* Schloenb., *Oppelia* ex gr. *fusca* Quenst., *Cadomites* ex gr. *rectelobatus* Hauer, *Planisphinctes* aff. *planilobus* Б у с к м., *P. cf. tenuissimus* Siem., *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. planulata* Quenst., *P. eimensis* Wetz., *P. depressa* Quenst., *P. cf. neuffensis* Quenst. и др. У сел. Урахи резко сокращается роль филлоцератин и литоцератин и появляются многочисленные *Pseudocosmoceras* sp. в ассоциации с опелиидами.

Детальное изучение остатков фораминифер из могохских слоев Центрального Дагестана (селения Гуниб, Чох) свидетельствует о возможности использовать их для уточнения положения границы байоса и бата внутри этой толщи (Морозова и Москаленко, 1961).

К нижнему бату (цудахарская свита, карадахские слои) (Безносов и др., 1960) принадлежат в различной степени глинистые алевролиты, развитые у селений Цудахар, Гуниб, Чох, Датуна и в более северных разрезах Ирганайской и Кудутльской котловин, а также в разрезах у сел. Урахи и горы Серсовин (рис. 16). В их нижней части обособляется пачка «араканских» песчаников, в то время как верхняя становится более глинистой. Мощность достигает 670 м у сел. Герга. Известны *Parkinsonia wuerttembergica* Opp. (Цудахар и др.), *Procertites* cf. *schloenbachi* Gross. (Датуна), *Morphoceras* ex gr. *macrescens* Б у с к м.

Эти отложения трансгрессивно перекрыты верхней юрой или нижним мелом. По северному борту Хиндахской котловины и по южному склону Кудутльской под нижнекелловейскими отложениями залегает пачка мощностью до 70 м глинисто-песчанистых алевролитов с остатками крупных двустворок и с линзами угля. Она лежит с размывом на подстилающих отложениях и условно относится к верхнему бату.

Западнее Аварского Койсу непрерывная полоса выходов байоса и бата протягивается вдоль южной периферии зоны Известнякового Дагестана в пределы восточной части Чечено-Ингушетии, до верховий р. Гехи. Отдельные выходы наблюдаются также в глубоко врезанных ущельях, в сводах Варандинской, Салатаусской и Хунзахской антиклиналей. Разрез байосско-батских отложений характеризуется здесь относительным постоянством строения и чрезвычайным однообразием, при значительных колебаниях мощностей отдельных его частей.

В основании нижнего байоса (кумухская свита) повсеместно залегает базальная пачка, сложенная в разрезах рек Каротинки и Андийского Койсу зелеными мелкозернистыми песчаниками с прослоями песчанистых известняков, роль которых резко возрастает западнее, по р. Чанты-Аргун. На севере состав пачки становится более грубообломочным и она представлена средне- и крупнозернистыми песчаниками и кварцевыми гравелитами (Салатауская антиклиналь). Эта пачка залегает на ааленских отложениях с размывом. Единственный известный



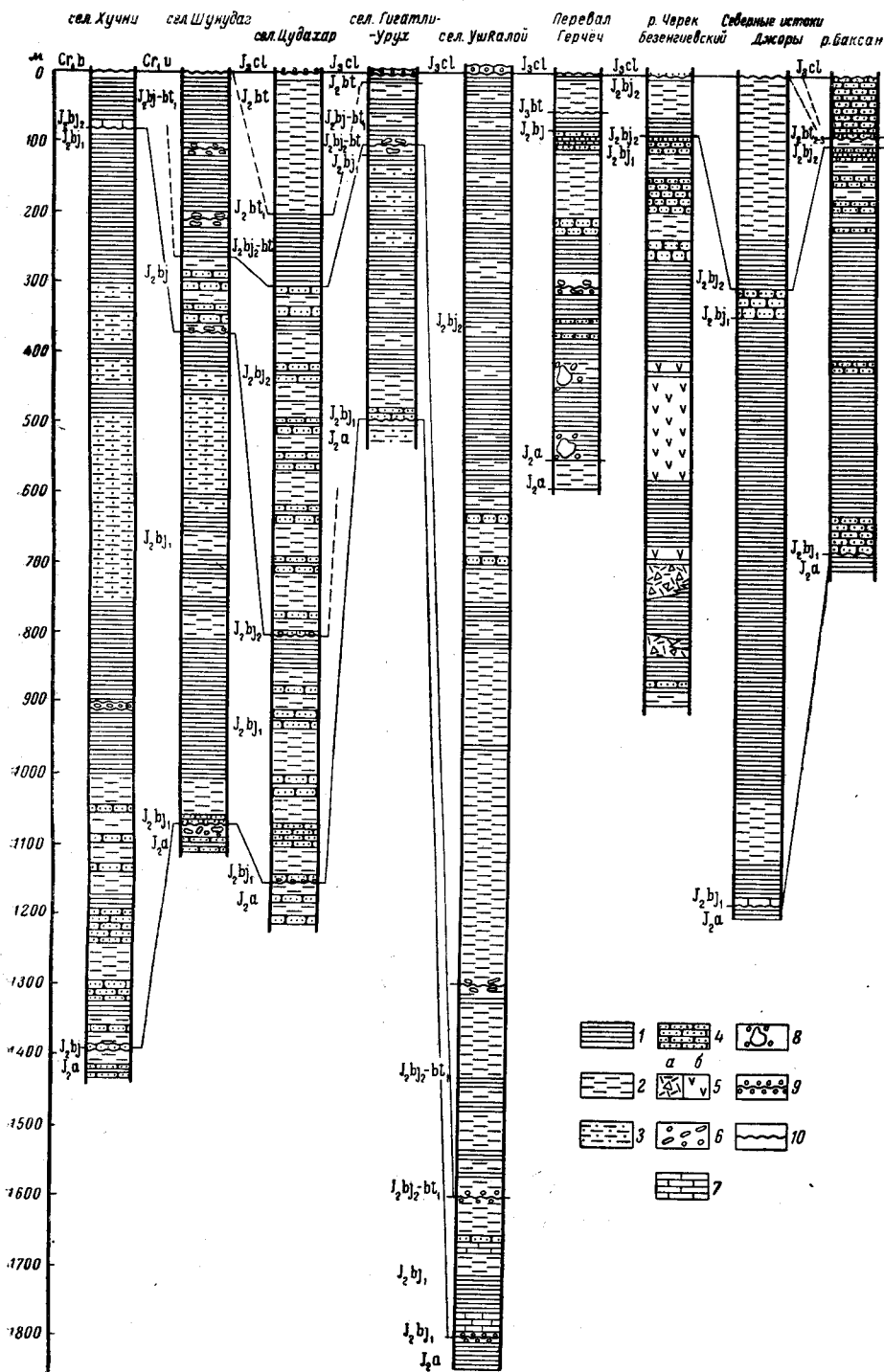


Рис. 16. Сопоставление разрезов байосских и батских отложений Северного склона Кавказа. По Н. В. Безносову

1 — глины и аргиллиты; 2 — глинистые алевролиты; 3 — алевролиты; 4 — песчаники; 5 — вулканогенно-осадочные породы; 6 — конгломераты; 7 — известняки; 8 — глинисто-кальцитовые конкреции; 9 — горизонты внутри формационных размывов; 10 — границы размыва

отсюда аммонит *Toxilioceras mundum* В и с к т. приводится И. Д. Филлимоновым (1938). Мощность не превышает первых десятков метров.

Выше залегает мощная толща глинистых алевролитов и алевролитов аргиллитов с отдельными тонкими прослоями песчаников. По р. Чанты-Аргун, у сел. Ушкалой в средней части этой толщи появляется пачка песчаных известняков.

В наиболее охарактеризованном аммонитами разрезе у сел. Гигатли-Урух выделяются зоны *Otoites sauzei* и *Stephanoceras humphriesianum*, содержащие те же формы, что и в Центральном Дагестане. Зона *Hyperlioceras* spp. и *Sonninia sowerbyi* редуцирована до базальной пачки. Мощность нижнего байоса 400 м у сел. Гигатли-Урух, сокращается на западе до 220 м (сел. Ушкалой) и на севере — до 200 м в Салатауской и 75 м в Варандинской антиклиналях.

В междуречье Аварского и Андийского Койсу происходит фациальное замещение, выделявшихся восточнее, разных по составу толщ верхнего байоса и бата однообразной толщей глинистых алевролитов, чередующихся с аргиллитами. В разрезе по р. Чанты-Аргун в средней части этой толщи появляются пачки песчаников, роль которых, по-видимому, возрастает западнее в бассейне р. Гехи. Верхний байос залегает на нижнем с разрывом, отделяясь либо пачкой бурых песчаных аргиллитов с линзами известняка и крупными глинисто-кальцитовыми стяжениями (селения Ахвах-штаб, Гигатли-Урух, Химой), либо конгломератом из переотложенных конкреций (сел. Ушкалой), либо пластом песчаника с галькой аргиллитов и конкреций (Салатауская антиклиналь). В наиболее богатых остатками фауны разрезах у селений Ахвах-штаб и Гигатли-Урух удается выделить, все зоны, установленные для Центрального Дагестана. При этом зона *Garantiana garantiana* приурочивается к базальной пачке аргиллитов с конкрециями, а зона *Parkinsonia gagesostata* сокращается до 20—30 м. Отложения верхов байоса — низов бата, выделяемые Н. В. Безносовым и др. (1960) как зона *Parkinsonia parkinsoni* — *P. eimensis*, развиты, по-видимому, во всех разрезах, в то время как слои с *P. württembergica* Орр. обнаружены в разрезах Ахвах-штаб, Гигатли-Урух и Чанты-Аргун. В разрезах Варандинской и Салатауской антиклиналей можно предполагать срезание слоев с *P. württembergica* Орр. верхнеюрскими отложениями. Мощность верхнего байоса и сохранившейся части бата колеблется от 100 м у сел. Гигатли-Урух до 1600 м у сел. Ушкалой при наличии отложений с *P. württembergica* в первом из них.

Западнее р. Чанты-Аргун сохранились лишь нижнебайосские отложения, выходы которых протягиваются от балки Конжухоевской на водораздел левых притоков Чанты-Аргуна (р. Никарой и др.) и к истокам р. Гехи.

Нижний байос представлен здесь аргиллитами с прослоями алевролитов, в нижней части — с линзами мергелей и глинисто-кальцитовыми конкрециями. Переход от аалена к байосу постепенный; в низах толщи вместе встречены позднеааленская *Ludwigia concava* Sow. и ранее-байосский *Hyperlioceras discites* Wa g. (гора Яцеб-Корт).

Выше обнаружены *Sonninia* ex gr. *sowerbyi* Mill., а далее *Otoites* sp. и *Stephanoceras* sp. Видимая мощность нижнего байоса до 300—400 м.

Еще западнее, в междуречье Асса—Терек, в подобных аргиллитах встречены *Sonninia* sp. и *Emileia* sp., известные лишь из нижнего байоса. Выше залегают мелкозернистые песчаники, часто чередующиеся с аргиллитами и алевролитами (40 м); аргиллиты, в средней части песчаные, переполненные глинисто-кальцитовыми конкрециями (120 м); на них по резкой границе налегают песчаники, алевролиты и аргиллиты,

чередующиеся друг с другом (120 м). Эта последняя пачка, быть может, относится уже к верхнему байосу, в то время как нижележащие являются нижебайосскими.

В долине Ассы на разных стратиграфических уровнях нижнего байоса залегают нижекелловейские отложения. На правобережье р. Армхи под известняками нижнего келловоя, отделяясь от охарактеризованных фауной слоев нижнего байоса угловым несогласием и переходя на запад на все более низкие их горизонты, трансгрессивно залегают пачка зеленых песчано-глинистых алевролитов с линзами брахиоподового ракушечника, мелкими устрицами и остатками *Calliphylloceras* sp. и *Dinolytoceras* sp. мощностью до 15—20 м. Условно они рассматриваются как верхний бат.

### Центральная часть Северного Кавказа

В центральной части Северного Кавказа, охватывающей пространство от р. Терек до р. Зеленчук, может быть выделено четыре района с различным строением нижеюрских и ааленских отложений. Эти районы, по Н. В. Безносову и др. (1960), соответствуют кулисообразно расположенным структурно-фациальным зонам ранне- и среднеюрской эпох. Наиболее северный Зеленчук-Чегемский район характеризуется несколько сокращенным разрезом нижеюрских отложений, значительным количеством перерывов и в связи с этим более четкой стратификацией разреза. Его можно подразделить на два подрайона.

Западная часть района к западу от р. Малка отличается широким развитием мощных угленосных раннеплинсбахских отложений, интенсивными проявлениями магматической деятельности в плинсбахе, присутствием в разрезе муздухской свиты нижнего тоара, более мелководным характером тоар-ааленских отложений. Сильной фациальной изменчивостью и большими градиентами мощностей отличается область восточного погружения палеозойского Передового хребта. В Верхнебалкарском районе ниже- и среднеюрские отложения выполняют депрессию между Сугано-Дигорским и Скалистым хребтами и соответствуют более южной структурно-фациальной зоне. Строение разреза в этом районе отчасти является переходным от предыдущего к более восточным районам Дигории—Осетии и Военно-Грузинской дороги. Последние характеризуются полным, почти непрерывным разрезом, большими мощностями ниже- и среднеюрских отложений и гораздо менее четкой стратификацией разреза, чем на западе.

*Район Военно-Грузинской дороги.* Остановимся прежде всего на ниже- и среднеюрских отложениях бассейна р. Терек (Ренгартен, 1932; Панов и Шевченко, 1964) (рис. 17). В разрезе по Военно-Грузинской дороге в основании юрских отложений залегает кистинская свита черных глинистых сланцев с прослоями кварцитовидных песчаников (500 м). В нижней части свиты наблюдаются конгломерат и пачка сланцев с линзами графитизированного угля. Вышележащая циклаурская свита связана с кистинской постепенным переходом и сложена черными глинистыми сланцами с тонкими прослоями песчаников (1000—2500 м). По сопоставлению с аналогичными породами Сванетии и находкам двусторок (*Avicula yaltaensis* Moiss., *Aequipecten* cf. *priscus* Sch'l., *Parallelodon similis* Terq. и др., определения Г. Т. Пчелинцевой и Л. В. Сибиряковой) кистинская свита относится к синемюру — плинсбаху. Циклаурская свита может быть сопоставлена с верхним плинсбахом и, возможно, с нижним тоаром южного склона и более восточных частей северного склона Кавказа.

Выше залегает джерахская свита тонкополосчатых песчано-глинистых и глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников (1500 м). В этой свите встречены *Inoceramus* («*Mytiloides*») *quenstedti* Pčel., *I.* («*M.*») *amygdaloides* Goldf. и др., что скорее всего указывает на ее тоарский возраст.

К югу от осевой части хребта характер тоарских отложений несколько меняется. Здесь выделяется казбекская свита полосчатых глинистых сланцев с частыми прослоями кварцитов (1000 м) и тоарскими белемнитами *Mesoteuthis conoidea* Orp., *Dactyloteuthis* sp.

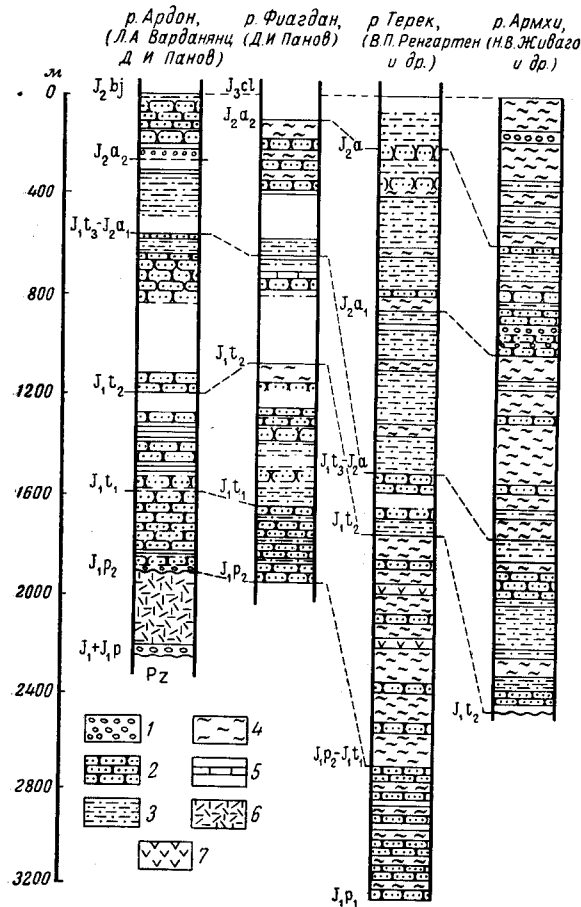


Рис. 17. Сопоставление разрезов нижнеюрских и ааленских отложений междуречья Ардон — Терек

1 — конгломераты; 2 — песчаники и кварциты; 3 — алевриты; 4 — аргиллиты и глинистые сланцы; 5 — известняки; 6 — эффузивы кислого состава; 7 — эффузивы среднего и кислого состава

На казбекскую свиту налегает гудошаурская свита глинистых сланцев (1500 м), содержащая аммониты *Pleydellia maetra* D и т., характерные для самых верхов тоара. Казбекская и гудошаурская свиты относятся к тоару и могут быть сопоставлены с джерахской свитой. Верхние части джерахской и гудошаурской свит, вероятно, принадлежат уже к нижнему аалену.

Гудошаурская свита сверху согласно сменяется бусарчильской, представленной глинистыми сланцами с пластами и пачками песчаников. В. П. Ренгартен относил бусарчильскую свиту к средней юре, Д. И. Панов и В. И. Шевченко (1964) рассматривают ее, при мощности до 3000 м, как принадлежащую к верхнему аалену.

Байосские и батские отложения в междуречье Терека и Ардона отсутствуют, что связано с размывом их перед началом поздней юры.

**Дигоро-Осетинский район.** В междуречье Фиагодона и Лахумедона изучением отложений нижней и средней юры занимались Л. А. Варданыц (1935), М. И. Ициксон (1937), В. А. Мельников, С. С. Кузнецов (1947), В. В. Пермяков (1953, 1954), Г. Д. Ажгирей (1958, 1960), В. П. Казакова (1958, 1960), Н. В. Безносков и др. (1960).

Отличительной особенностью ниже- и среднеюрских отложений этого района является значительная мощность и непрерывность разреза. В основании юры залегают конгломераты и песчаники с горизонтами черных графитизированных сланцев (20—300 м). Здесь встречены *Spiriferina* ex gr. *walcotti* Sow., *Aequipecten* aff. *reutlingensis* Staesche, *Lima densicosta* Quenst. (синемюр—плинсбах), а также растительные остатки раннеюрского облика. Выше следует толща (до 150—350 м) эффузивных и пирокластических пород кислого состава, известная под названием кератофирового горизонта. Эти базальные и вулканогенные отложения выделены Н. В. Безносковым и др. (1960) под названием садонской свиты. Она трансгрессивно перекрывается базальным конгломератом или песчаником безенгийской песчано-сланцевой свиты (500 м). Верхнюю часть свиты образует горизонт мизурских песчаников (350 м), которые в восточном направлении замещаются глинисто-алевролитовыми породами. В породах свиты встречены верхнеплинсбахские *Amaltheus margaritatus* Montf., *Am.* (*Pseudoamaltheus*) *laevis* Quenst.

Безенгийская свита плинсбаха связана постепенным переходом с вышележащей толщей, объединяемой под названием ардонской свиты (Безносков и др., 1960). По находкам аммонитов возраст отдельных частей ее может быть уточнен. К нижнему тоару принадлежат аргиллиты с сидеритовыми конкрециями (280—300 м), где встречен *Dactyloceras* cf. *semicelatus* Simps. К среднему тоару относятся алевролиты и песчаники (350—700 м) с *D. commune* Sow., *D.* cf. *annulatum* Sow., *Haugia* sp. Выше следует толща аргиллитов и алевролитов с прослоями и линзами мергелей и сидеритовых конкреций (350—500 м). Тут встречены *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Polyplectus discoides* Ziet., *Hammatocheras* ex gr. *subinsigne* Opp., *Ludwigia tolutaria* Dum., *Costileioceras sinon* Bayle, что определяет возраст данной части свиты в пределах верхний тоар — аален.

Выше по разрезу следует пачка черных аргиллитов с линзами алевролитовых мергелей и крупными глинисто-кальцитовыми стяжениями. Мощность около 700 м. В верхней части этой толщи мощностью около 250 м встречены *Partschiceras abichi* Uhlig, *Thysanolytoceras* aff. *cinctum* Besn., *Leptosphinctes leptus* Buckm., *L.* aff. *coronarius* Buckm.

Далее выделяются аргиллиты и глинистые алевролиты (100 м) с многочисленными горизонтами глинисто-кальцитовых конкреций, в которых собраны: *Holcophylloceras zignodianum* Orb., *Leptosphinctes leptus* Buckm., *L. asinus* Zetw., *L. gurami* Kakh. et Zess., *Cadomites* sp.

Еще выше следуют черные неслоистые аргиллиты (320 м), в нижней части алевритистые с базальной пачкой мелкозернистых песчаников. В 60—80 м от подошвы встречены *Garantiana* ex gr. *alticostata* Wetz. и в кровле собраны *Pseudophylloceras* cf. *kudernatschi* Haueer, *Partschiceras* cf. *haloricum* Haueer, *P.* cf. *belinskiji* Besn., *Parkinsonia rarecostata* Buckm.

Завершается разрез песчаниками и аргиллитами, лишенными органических остатков. Видимая мощность их 22 м.

Приведенные находки остатков аммонитов позволяют говорить о верхнебайосском возрасте включающих их слоев, о присутствии здесь



зон *Strenoceras subfurcatum*, *Garantiana garantiana* и, возможно, низов зоны *Parkinsonia parkinsoni*.

Нижняя часть 700-метровой толщи аргиллитов по сопоставлению с разрезами Кабардино-Балкарии может быть отнесена к нижнему байосу, однако развитие здесь его нижних зон остается недоказанным. Указание И. И. Никшича (1915) на присутствие в разрезе Ходского перевала батских отложений основано на неверной интерпретации возрастного положения сборного вида «*Perisphinctes martinsi*» Ogb., которому соответствуют многочисленные виды рода *Leptosphinctes*, приуроченные к зонам *Strenoceras subfurcatum* и *Garantiana garantiana*.

Западнее горы Кион-хох байосские отложения срезаются трансгрессией раннего келловоя.

**Вернебалкарский район.** В междуречье Лахумедон—Чегем выходы ниже- и среднеюрских пород протягиваются узкой полосой вдоль южного склона Скалистого хребта, а также выполняют ряд расположенных южнее глубоких синклиналей и Штулу-Харесскую депрессию. Юрские отложения этого района изучались И. Г. Кузнецовым (1946, 1951), Н. В. Безносковым и др. (1960), Д. И. Пановым и С. Л. Бызовой (1964).

На древних кристаллических сланцах здесь трансгрессивно залегают безенгиевская свита, состоящая из трех толщ (снизу вверх): конгломератов и песчаников (20—60 м), алевролитов и аргиллитов (20—50 м) с позднеплинсбахскими *Amaltheus margaritatus* Montf. и песчаников и алевролитов (20—100 м) (рис. 18).

Выше несогласно залегают отложения тоара—аалена (джигиатская свита). В долине Черка Балкарского и восточнее тоар представлен терригенной флишоидной толщей (200—250 м). К западу от Черка Балкарского четко выделяются: толща аргиллитов среднего тоара (80—100 м) с *Dactyloceras commune* Sow., *D. attenuatum* Busk и связанная с ней постепенным переходом толща песчаников и аргиллитов (20—140 м) с верхнетоарскими *Pseudogrammoceras* cf. *fallaciosum* Bayle, *Dactyloceras* sp.

Эту толщу постепенно сменяет вверх толща аргиллитов (20—100 м) с фауной нижнего и верхнего аалена *Hammatoceras subinsigne* Opp., *Leioceras opalinum* Rein., *L. comptum* Rein., *Costileioceras* sinon Bayle, *Ludwigia* sp.

От долины р. Лахумедон непрерывная полоса выходов байосских отложений протягивается вдоль южного склона Скалистого хребта до правобережья р. Малка. Кроме того, байосские отложения выполняют синклинали и грабен-синклинали, расположенные к югу от Скалистого хребта: Мухольскую, Думалинскую, Мукальскую и др.

В восточной части рассматриваемого участка, в междуречье Лахумедона и Черка Балкарского разрез байосских отложений представлен однородной толщей черных аргиллитов, отделенных от ааленских отложений пластом зеленого органогенно-обломочного известняка и трансгрессивно перекрытых келловейскими отложениями. Мощность этой толщи достигает 750 м (правый берег р. Псыган-су), резко сокращаясь восточнее и в своде Зилгинской антиклинали, за счет предкелловейского размыва. Большая по мощности часть толщи относится к нижнему байосу, к зоне *Stephanoceras humphriesianum*, присутствие более низких зон нижнего байоса не доказано. Верхнему байосу, его низам соответствует самая верхняя часть толщи аргиллитов в разрезе Черка Балкарского непосредственно выше ущелья. Р. С. Безбородов и др. (1959) указывают отсюда *Partschiceras abichi* Uhlig и *Ga-*

*rantiana* sp. Южнее, в районе сел. Зилги, келловейские отложения налегают уже на породы зоны *Stephanoceras humphriesianum*.

Более сложно построены байосские отложения западнее в междуречье Черка Балкарского и Чегема. Здесь они согласно залегают на аалене в осевых частях синклиналей и резко трансгрессивно с угловым несогласием — на разновозрастных толщах нижней юры и доюрском субстрате на крыльях и в сводах антиклиналей. Одновременно наблю-

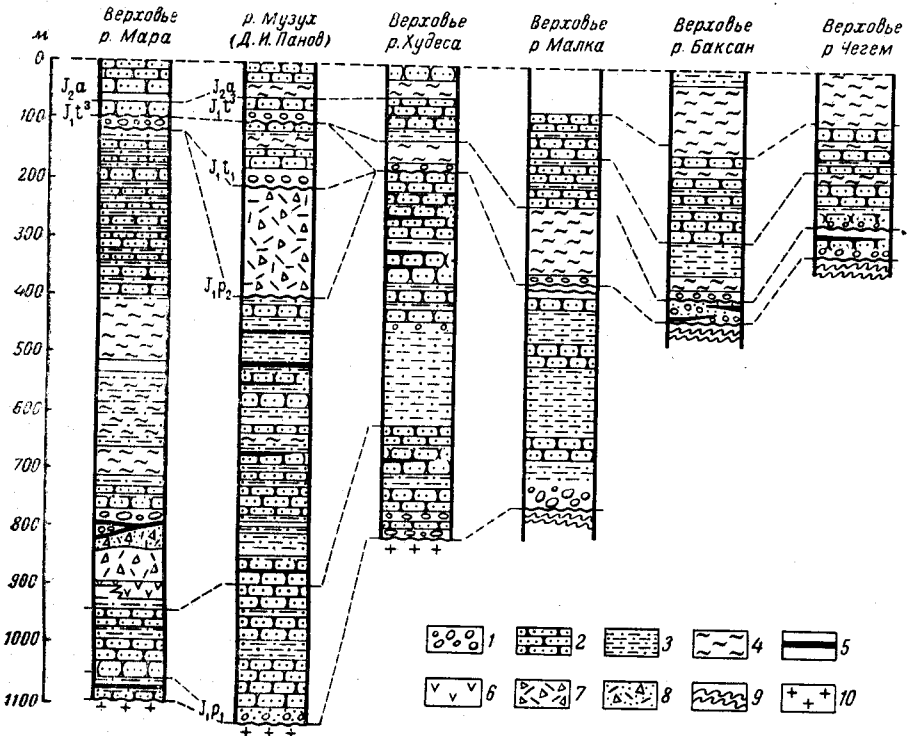


Рис. 18. Сопоставление разрезов лейасовых и ааленских отложений междуречья Зеленчук — Чегем

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты и глинистые сланцы; 5 — пласты каменного угля; 6 — андезитовые порфириды; 7 — лавобрекчии дацитовых и андезитовых порфиридов; 8 — туфобрекчии того же состава; 9 — сланцы палеозоя; 10 — граниты палеозоя

дается резкое изменение состава базальных горизонтов, представленных в осевых частях прогибов аргиллитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, а на бортах прогибов — горизонтами брекчий и конгломератов из нижнеюрских пород. Аргиллиты нередко включают здесь гальку и валуны гранитов (Зарашки, Шаурдат). Вышележащая толща аргиллитов содержит значительное количество вулканогенных пород, наиболее мощно развитых в междуречье Черка Безенгиевского и Чегема. В южных выходах, в Мукальской синклинали, преобладают пластовые интрузии липаритовых порфиоров, лейкодиабазов и альбитизированных диабазов. В северных выходах вулканогенные породы представлены эффузивными фациями: лавами, лавобрекчиями, туфобрекчиями и туфами преимущественно среднего состава (порфириды, ортофиры). В верхней части толщи аргиллитов вулканогенные породы исчезают, и в разрезах южного склона Скалистого хребта, в междуречье Чегема и Черка Безенгиевского, замещается

толщей песчаников, пачками чередующихся с алевролитами и аргиллитами.

Фауны в этом сложно построенном комплексе мало. Наиболее полно охарактеризована часть толщи аргиллитов, залегающая выше вулканогенных отложений, из которой известны: в разрезе у сел. Зилги *Holcophylloceras zignodianum* Or b., *Stephanoceras* sp., *Teloceras coronatum* Schloth., в разрезе по р. Куш-хулесу — *Holcophylloceras* sp., *Valentolytoceras* sp., на правобережье Чегема, у сел. Кам *Calliphylloceras* sp., *Holcophylloceras zignodisnum* Or b., *Stephanoceras zietenii* Quenst., *S. cf. humphriesianum* Sow. Все эти формы указывают на зону *S. humphriesianum* нижнего байоса. Из отложений, сопоставимых с толщей, заключающей вулканогенные породы, известны *Sonninia* sp. по р. Кушхуле-су и *Otoites* sp. из Мукальской синклинали (С. М. Седенко). Эти аммониты, а также налегание толщи на фаунистически охарактеризованные ааленские отложения позволяют говорить о ее нижнебайосском возрасте. Мощность нижнебайосских отложений здесь достигает 1200 м (Мукальская синклинал), сокращаясь к северу до 800—900 м.

К верхнему байосу в междуречье Чегема и Череха Балкарского по сопоставлению с более западными районами условно отнесена 80-метровая пачка алевритистых аргиллитов, залегающая в кровле разреза на южных склонах Скалистого хребта от истоков р. Кушхуле-су до Череха Безенгиевского и на горе Зилги.

На правобережье Чегема, между Верхнечегемским ущельем и сел. Актопрак, полоса выходов байосских отложений пересекает Тырнаузскую шовную зону, где строение нижнебайосских отложений приобретает особую сложность. Севернее широты р. Кардан вулканогенные отложения выклиниваются и нижний байос представлен пачкой песчаников в основании, аргиллитами в средней части и песчаниками сверху. Севернее в истоках р. Быкмылга благодаря замещению средней аргиллитовой толщи весь разрез слагается песчаниками. В районе южных истоков р. Джора наблюдается трансгрессивное залегание нижнебайосских отложений на породах доюрского субстрата и расслаивание толщи песчаников аргиллитами, полностью слагающими разрез в районе северных истоков р. Джора. Здесь также развиты базальные брекчии из обломков нижнеюрских пород и пород фундамента. Мощность нижнебайосских отложений варьирует от 500 до 800 м.

Верхнебайосские отложения, представленные глинистыми алевролитами, сохранились лишь в Джорской синклинали, где их мощность достигает 300 м.

Батские отложения в Верхнебалкарском районе отсутствуют.

*Зеленчук-Чегемский район.* В междуречье Чегема и Зеленчука отложения нижней и средней юры образуют широкую полосу выходов между Скалистым хребтом на севере и поднятием палеозойских пород Передового хребта на юге.

Юрские отложения рек Зеленчук и Кубань изучали Г. П. Агалин (1929), Н. И. Цибовский (1947 г.), Л. А. Варданянц (1956) и др. Первая схема стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна Кубани предложена Г. Е. Пилюченко (1946). Другие исследователи — И. Р. Кахадзе, А. Л. Цагарели и др. (1956, 1957), Н. В. Живаго и др., Д. И. Панов и др. (1959) уточняли и детализировали эту схему. Изучением юрских отложений восточной части района занимались А. П. Герасимов (1936), М. В. Муратов (1948) и Е. А. Снежко (1963) — по р. Малка, С. П. Соловьев (1936), Д. С. Кизевальтер (1948) — по р. Баксан, В. П. Ренгартен (1946) — по р. Чегем.

На участке от Чегема до Зеленчука в составе добайосских образований юрского возраста четко выделяется два стратиграфических комплекса — плинсбахский и тоар-ааленский. Первый включает угленосные образования нижнего плинсбаха (хумаринская свита) и вулканогенные верхнего его подъяруса (шоанская свита). Тоар-ааленский комплекс представлен грубообломочными породами муздухской свиты и более тонкозернистыми морскими отложениями, выделяемыми в джигатскую свиту.

Хумаринская (угленосная) свита с конгломератом в основании несогласно налегает на палеозойские образования. Максимальной мощностью (до 900—1000 м) она достигает в междуречье Кубани и Малки. Здесь в составе свиты выделяется подпродуктивная (160—250 м), продуктивная (650—680 м) и надпродуктивная (100 м) толщи. В нижней и верхней толщах преобладают песчаники. Средняя толща, сложенная переслаивающимися алевролитами и песчаниками, включает до 20 прослоев и пластов каменного угля. В нижней части свиты местами приурочены покровы и пирокластические образования андезитового состава. К востоку от р. Малка трехчленное строение хумаринской свиты сохраняется, а мощность убывает с запада на восток от 400 м (р. Малка) до 25 м (р. Чегем). К западу от р. Кубань мощность свиты не превышает 700—800 м, а трехчленное строение выражено менее четко. В районе р. Зеленчук эта континентальная угленосная свита замещается фаунистически охарактеризованными морскими отложениями нижнего плинсбаха. Соответствующий возраст хумаринской свиты подтверждается и редкими находками двустворок, гастропод и брахиопод плинсбахского облика (реки Кубань, Мара): *Lobothyris punctata* Sow., *Spiriferina walcotti* Sow., *Piarorhynchia variabilis* Dav., *P. curvicepas* Quenst., *Cirsostylus* cf. *euomphalus* Quenst., *Leda graphica* Tate, *Velopecten rollei* Tate и др. (определения Г. Т. Пчелинцевой и В. П. Макридина).

В крайних северных выходах свиты по рекам Подкумок и Эшкакон отмечается увеличение роли грубообломочного материала и сокращение мощности до 450 м. К северу от Скалистого хребта, по данным бурения, происходит выклинивание хумаринской свиты. Она проявляется только севернее свода Черкесско-Фроловского поднятия в виде толщи гравелитов и песчаников.

К верхнему плинсбаху условно отнесены вулканогенные образования шоанской свиты, развитые в бассейнах рек Мара, Даут (притоки р. Кубань) и Подкумок. Они залегают с размывом на разных горизонтах хумаринской свиты и представлены лавами, лавобрекчиями, туфами и туфобрекчиями андезитового и андезито-дацитового состава (10—200 м). В прослоях осадочных пород встречены лишь остатки флоры дотоарского облика.

Муздухская свита условно нижнетоарского возраста выделяется к югу и востоку от области распространения верхнеплинсбахских пород. Слагающие свиту песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты (0—120 м) с размывом перекрывают угленосные и вулканогенные породы плинсбаха.

Джигатская свита включает отложения среднего, верхнего тоара и аалена, образующие единый литологический комплекс. Они залегают трансгрессивно на всех нижележащих юрских образованиях.

К востоку от р. Кубань тоарские отложения разделяются на две толщи, связанные между собой постепенным переходом. Нижняя толща представлена в южной части Кубано-Чегемского междуречья черными аргиллитами с прослоями конкреций сидерита (100—120 м) и среднетоарскими *Dactylioceras commune* Sow., *D. attenuatum*

Simps., *Hildoceras bifrons* Brug. и др. Севернее, по р. Тызыл, и восточнее, по р. Чегем, разрез опесчанивается и сокращается до 10 м. В основании толщи аргиллитов залегает пласт красно-бурого гравелита, местами переходящего в конгломерат. Выше залегает толща песчаников и скорлуповатых алевролитов с обильной фауной двустворок, белемнитов и аммонитов верхнего тоара: *Grammoceras striatulum* Sow., *G. mülleri* Denk., *G. thouarsense* Orb., *G. quadratum* Haug, *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Polyplectus discoides* Ziet, и др., а выше *Dumortieria pseudoradiosa* Br., *D. levesquei* Orb., *Pleydellia aalensis* Ziet., *P. mactra* Dum. и др. Мощность толщи в верховьях Малки и к востоку от нее составляет 150—250 м, а в северных выходах — от нескольких метров до 50 м.

В междуречье Зеленчука и Кубани отложения среднего и верхнего тоара представлены единой толщиной песчаников и скорлуповатых алевролитов (100 м) с прослоями аргиллитов и известняков-ракушников. В нижней части ее собраны *Dactylioceras commune* Sow., *Hildoceras bifrons* Brug., в средней и верхней — *Polyplectus discoides* Ziet., *Dumortieria pseudoradiosa* Br., *D. subundulata* Br. и др. В северных выходах по р. Кубань среднетоарские, а затем и верхнетоарские слои выклиниваются и на породы плинсбаха трансгрессивно налегает аален. По данным глубокого бурения, мощность отложений среднего — верхнего тоара в районе свода Фроловско-Черкесского поднятия составляет 40 м и к северу, на южном крыле Беломечетского прогиба, увеличивается до 225 м.

Ааленские отложения междуречья Зеленчука и Чегема представлены толщей аргиллитов с прослоями мелкозернистых песчаников, конкреционных конгломератов, известняков и оолитовых железняков, фациально замещающих друг друга. В наиболее полных разрезах (реки Баксан, Чегем, плато Бечасын) они охарактеризованы фауной обоих подъярусов: *Leioceras opalinum* Rein., *L. costosum* Quenst., *L. acutum* Quenst., *Costileioceras sinon* Bayle, *Ludwigia tolutaria* Dum., *L. purchisonae* Sow., *L. concava* Sow., а в разрезе у сел. Актотрак из верхов этой толщи указываются и раннебайосские *Hyperlioceras* sp. (Панов, 1962). Мощность аалена по Баксану и Чегему составляет 100—120 м, к западу и северо-западу она уменьшается до 70—80 м (реки Тызыл, Малка) и в крайних северных выходах (р. Гедмыш) до 10 м. В этих районах верхние горизонты аалена не сохранились из-за предбайосского размыва.

Сложным строением отличается восточная часть Зеленчук-Чегемского района (область погружения палеозойского Передового хребта), распадающаяся в междуречье Баксана и Чегема на три узкие (1—4 км) структурно-фациальные зоны. В северной (Хастинской) зоне на хумаринской свите, представленной песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов общей мощностью до 120 м, трансгрессивно залегает байос. В пределах Кестантинской впадины (средняя подзона) мощность хумаринской свиты возрастает до 250 м. Выше залегают аргиллиты среднего тоара мощностью 500 м, сменяющиеся зеленоватосерыми песчаниками верхнего тоара мощностью 150—400 м с *Grammoceras thouarsense* Orb., *Gr. saemanni* Dum., в южной (Джунгусской) зоне на нижней пачке песчаников хумаринской свиты и даже непосредственно на палеозойском фундаменте залегает средний тоар, сменяющийся вверх по разрезу верхним тоаром. Ааленские отложения в Хастинской зоне полностью отсутствуют, а в Кестантинской впадине достигают огромной (до 700 м) мощности и представлены аргиллитами с *Ludwigia concava* Sow. В Джунгусской зоне аален имеет мощность не более 80 м.



Строение байосских отложений в междуречье Чегема и Малки, как и в более восточном районе, не остается постоянным, однако их изменения имеют постепенный и направленный характер. Байосские отложения входят здесь в состав трех толщ.

Нижний байос (коштанские слои джорской свиты; Безносов и др., 1960) залегает с разрывом на подстилающих отложениях. В основании развиты массивные и слоистые песчаники, залегающие крупными линзами, мощность которых сокращается в западном направлении. Большую, среднюю часть толщи слагают аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаных мергелей. Вверху аргиллиты постепенно обогащаются песчаниками и переходят в толщу чередующихся аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Вся толща, за исключением базальных песчаников, содержит обильную фауну зоны *Stephanoceras humphriesianum*, в том числе *Stephanoceras humphriesianum* Sow., *S. scalare* Maske, *S. linguliferum* Orb., *S. cf. triplex* Maske, *S. macrum* Quenst., *Stemmatoceras subcoronatum* Orp., *Witchellia romani* Orp., *W. liostraca* Buckm., *Holcophylloceras zignodianum* Orb. Мощность нижнего байоса сокращается в западном направлении от 500—600 м на реках Чегем и Баксан до 120—140 м на правом берегу р. Тызыл.

На левобережье Баксана описанная толща покрывается глинистыми алевролитами, прослеживающимися на запад до р. Тызыл. Из этой толщи на р. Баксан найдена *Parkinsonia* ex gr. *rarecostata* Buckm., на левобережье р. Гижгит — *Partschiceras abichi* Uhlig, *Eurystomiceras polyhelictum* Böschh, *Leptosphinctes* sp., свидетельствующие о принадлежности данной толщи к верхнему байосу. Мощность ее увеличивается в западном направлении от 15 м на р. Баксан до 250—260 м по р. Бардыргаллы-кол, западнее, на правом берегу Малки, общая мощность байосских отложений не превышает 30—40 м, а еще далее к западу они полностью срезаны позднеюрской трансгрессией.

На левобережье Баксана и Гижгита с разрывом на верхнебайосских отложениях и под трансгрессивно налегающим нижним келловеем залегает пачка разнозернистых, нередко косослоистых песчаников с линзочками кварцевых гравелитов, прослойками и промазками угля мощностью до 90 м. Так как возраст ниже- и вышележащих отложений устанавливается точно по находкам аммонитов, эти песчаники (свита Сары-дюз; Безносов и др., 1960) должны датироваться батом. Учитывая также, что нижнебатские отложения на Северном Кавказе тесно связаны с верхнебайосскими и представлены исключительно морскими отложениями, эту свиту следует условно рассматривать в составе верхнего бата. Стратиграфическими аналогами ее являются, вероятно, алевролиты, подстилающие нижний келловей на правом берегу Армхи, а также в Хиндахской и Кудутльской котловинах в Дагестане.

### Западная часть Северного Кавказа и Западное Предкавказье

Нижне- и среднеюрские отложения пользуются широким развитием в области западного погружения Большого Кавказа и в Западном Предкавказье. Распространение их контролируется продольной тектонической зональностью, унаследованной в основных чертах от палеозойского и триасового времени.

В ранне- и среднеюрскую эпоху между Скифской плитой на севере и Закавказским срединным массивом на юге обособились две крупные зоны прогибания (структурно-фациальные зоны) северного и южного склонов, разделенные поднятием в области Главного хребта.

*Северный склон.* Зона северного склона по своему строению неоднородна и внутренним поднятием Передового хребта расчленяется на два неравных по площади прогиба (подзоны) — Ейский и Гузерипльский. Южное продолжение Ейского прогиба к югу от Фроловско-Черкесской кордильеры выделяется под названием Ахметовского прогиба. Северное крыло Ахметовского прогиба несогласно перекрыто моноклинально залегающими осадками верхней юры (рис. 19).

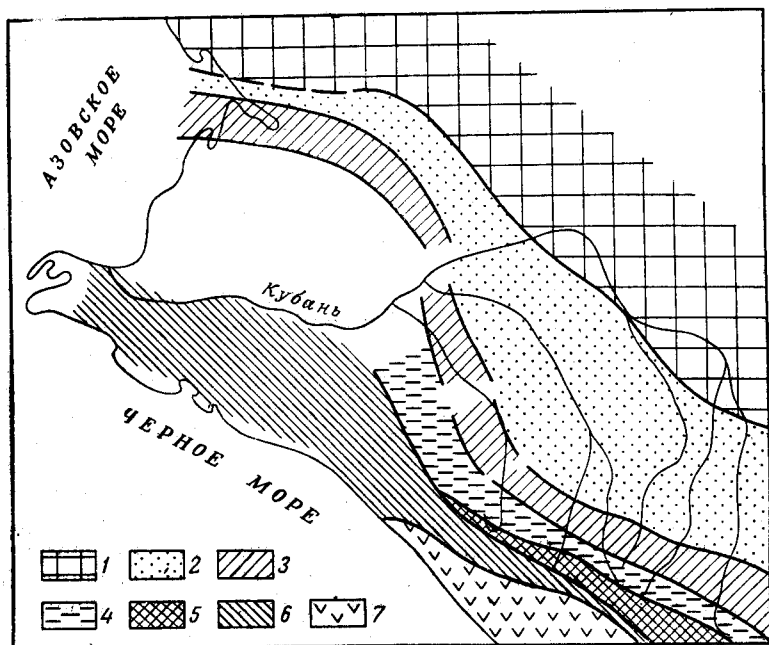


Рис. 19. Схема структурно-фациального районирования южно- и среднеюрских отложений Западного Кавказа и Западного Предкавказья. По К. О. Ростовцеву (1965 г.)

1 — Скифская платформа; зона Северного склона: 2 — Ейско-Ахметовская подзона, 3 — подзона Передового хребта, 4 — Гузерипльская подзона; 5 — зона Главного хребта; зона Южного склона: 6 — Гойтхско-Ачишхинская подзона, 7 — Абхазская подзона

Большая часть территории этих прогибов охватывает Западное Предкавказье, где южно- и среднеюрские отложения вскрыты в последнее время глубокими разведочными скважинами, и только юго-восточная часть Гузерипльского прогиба и восточный участок южного борта Ахметовского прогиба располагаются на территории северного склона Западного Кавказа. Здесь южно- и среднеюрские отложения обнажаются на поверхности и доступны непосредственному изучению. Основные разрезы их описаны по долинам крупных рек между Пшехой и Кубанью.

Изучение юрских отложений северного склона Западного Кавказа имеет более чем вековую историю. Современные знания стратиграфии юры Ахметовского прогиба основываются на работах Г. П. Агалина (1929), Г. Е. Пилученко (1946), В. Н. Робинсона (1932), дополненных и уточненных в последнее время исследованиями И. Р. Кахадзе, А. Л. Цагарели и др. (1957, 1960), Н. В. Живаго (1960), Н. В. Безносова, В. П. Казаковой и др. (1960) и К. О. Ростовцева (1959, 1962а, б, 1963а, б, 1964).

Стратиграфическая схема юры Гузерипльского прогиба для бассейна р. Пшеха создана В. В. Белоусовым и Б. М. Трошихиным (1937), уточнена В. Е. Хаиным и др. (1960), Е. С. Станкевич (1957) и дополнена Г. П. Корневым и К. О. Ростовцевым (1962, 1963, 1964). Для районов восточнее Пшехи она разработана В. Н. Робинсоном (1938) и К. О. Ростовцевым (1963, 1964).

Присутствие фаунистически охарактеризованных юрских отложений в Западном Предкавказье по материалам глубокого бурения впервые было установлено К. О. Ростовцевым и В. Л. Егояном (1962).

Ниже приводим описание рассматриваемых отложений для района их выходов в пределах Западного Кавказа и по материалам глубокого бурения на территории Западного Предкавказья.

*Западный Кавказ.* В зоне северного склона геттанг и нижняя часть синемюра отсутствуют и разрез юры начинается верхним подъярусом синемюра (лотаринг). Эти отложения, трансгрессивно залегающие на палеозое или триасе, распространены почти повсеместно.

В основании разреза в западной части южного борта Ахметовского прогиба (бассейны Белой, Лабы, Урупа) располагается непостоянной мощности базальный горизонт конгломератов и песчаников (верийские песчаники; Робинсон, 1932) с прослоями оолитовых и ракушниковых железняков. Выше следует пачка аргиллитов с редкими прослоями алевролитов, песчаников, линзами конгломератовидных известняков и конкрециями сидеритов.

В восточном направлении морские отложения замещаются прибрежно-континентальными. В Ахметовской подзоне в бассейнах рек Зеленчук и Кубань к верхнему синемюру, возможно, относится нижняя (подпродуктивная) часть угленосной свиты, которая, по мнению Ю. Я. Потапенко, принадлежит плинсбаху, в Гузерипльской подзоне восточнее р. Уруштен развита толща песчаников, являющаяся, вероятно, аналогом угленосной свиты. Ее нижняя часть также, по-видимому, имеет позднесинемюрский возраст (Робинсон, 1938) (рис. 20).

Мощность верхнего синемюра весьма изменчива (от 0—50 до 300—350 м).

Палеонтологически здесь охарактеризованы почти все зоны верхнего синемюра: в низах разреза на р. Бугунж К. О. Ростовцевым найдены крупные *Microderoceras birchi* Sow., а выше в железистых ракушниках в долине р. Бугунжа на плоскогорье Малый Бамбак и хребте Пантерин В. Н. Робинсоном (1932) и В. М. Котельниковым обнаружены *Arietites pseudospiralis* Vad., *Oxynoticeras oxynotum* Quenst., многочисленные брахиоподы и др. В кровле толщи в верховьях р. Ходзь К. О. Ростовцевым собраны *Echioceras* cf. *exortum* Simps. и *Victoriceras* cf. *victor* Dum.

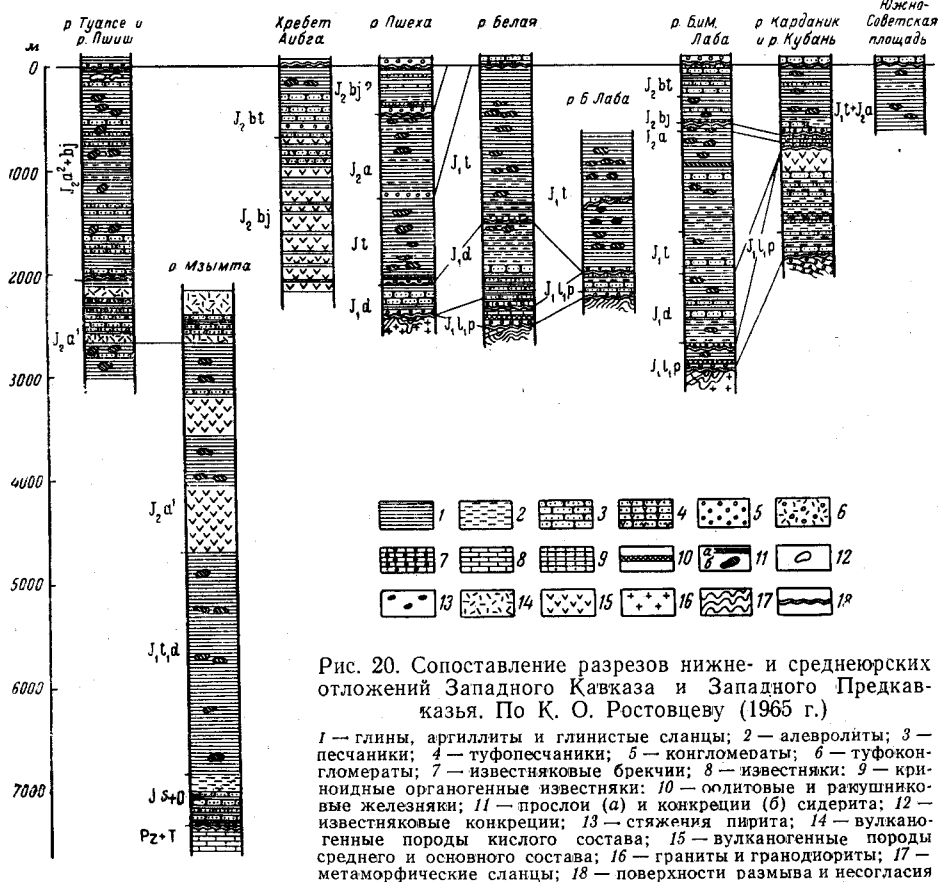
Плинсбахский ярус, или, как его ранее называли, средний лейас, на основании найденной фауны расчленяется на два подъяруса. В его основании выделяется толща чередующихся аргиллитов и алевролитов с пачками массивных песчаников, а верхняя часть представлена криноидными известняками (см. рис. 20).

Нижняя толща развита в Ахметовском прогибе, в бассейне р. Уруп и восточнее. Она составляет единый комплекс с отложениями верхнего синемюра. В долине р. Кубань к ней относятся, вероятно, продуктивная и надпродуктивная части угленосной хумаринской свиты, а также, по мнению К. О. Ростовцева, вулканогенная (шоанская) свита. Последняя, по Ю. Я. Потапенко, имеет плинсбахский возраст. Общая мощность толщи до 800 м.

Морская фауна появляется в разрезе угленосной свиты преимущественно к западу от р. Кяфар. Списки ее опубликованы Г. Е. Пилу-

ченко (1946), И. Р. Кахадзе, А. Л. Цагарели и др. (1960), Н. В. Живаго (1960) и К. О. Ростовцевым (1960, 1962). Наибольший интерес представляет *Uptonia ignota* Simps., найденная Н. В. Живаго в кровле угленосной свиты в долине р. Бижгон, которая позволяет датировать верхний возрастной предел свиты зоной *Uptonia jamesoni* (нижняя зона плинсбаха).

В Гузерипльском прогибе в бассейнах Пшехи и Белой низы плинсбаха, по-видимому, отсутствуют. Восточнее р. Уруштен к нижней части



нижнего плинсбаха относится, возможно, верхняя часть толщи песчаников, являющаяся, как отмечалось, возможным аналогом угленосной свиты.

Горизонт криноидных известняков распространен по южному борту Ахметовского прогиба западнее р. Кяфар, а в Гузерипльском прогибе — только в бассейнах рек Белая и Малая Лаба. Он является базальным для плинсбахско-тоарского комплекса осадков и с размывом ложится на подстилающие отложения. В бассейнах рек Бижгон и Уруп горизонт перекрывает низы плинсбаха, а западнее, срезая его, залегает на верхнем синемюре и триасе. Его мощность не более 3—5 м, обычно 0,5—1 м.

В известняках в бассейнах рек Бугунж, Большая и Малая Лаба и Бижгон К. О. Ростовцевым встречены *Tropidoceras flandrini* Dum., *T. flandrini obtusa* Futterer, *T. ellipticum* Sow., *T. cf. stahli* Opp. и многочисленные брахиоподы. Этот комплекс аммонитов характери-

зует в основном зону *Tragophylloceras ibex*. Принимая во внимание, что горизонт криноидных известняков подстилается низами плинсбаха и перекрывается верхним плинсбахом, его следует, по-видимому, относить к средней и верхней частям нижнего плинсбаха (зоны *Tragophylloceras ibex* и *Productylioceras davoei*).

Верхний плинсбах распространен почти повсеместно на северном склоне и выпадает из разреза за счет предтоарского размыва в Ахметовском прогибе только к востоку от р. Бижгон, а в Гузерипльском — восточнее р. Малая Лаба. Толща осадков верхнего плинсбаха в местах наиболее полного развития достигает мощности 800 м, согласно залегает на горизонте криноидных известняков нижнего плинсбаха и слагается в основном темными аргиллитами с прослоями алевролитов. В нижней части разреза на междуречье Малой Лабы и Урупа, а также в бассейнах Пшехи и Белой выделяется горизонт массивных песчаников (горизонт горы Ахызьрта, Робинсон, 1932; бодецкие песчаники, Белоусов и Трошихин, 1937; песчаники ахызьрта, Живаго и Казакова, 1960).

Фаунистически наиболее полно охарактеризована нижняя часть подъяруса, относящаяся к зоне *Amaltheus margaritatus*. На междуречье Пшехи и Бижгона здесь встречены *Amaltheus subnodosus* Young et Bird., *A. evolutus* Buckm., *A. margaritatus* Montf., *Arietoceras* cf. *algovianum* Opp. и др. Верхняя часть подъяруса в бассейне р. Малчапа (правый приток Белой) содержит единичные *Pleuroceras solare* Phillips (зона *Pleuroceras spinatum*).

Нижний тоар известен только к западу от р. Бижгон и представлен песчано-глинистыми осадками. Мощность его не более 200—400 м. В бассейнах рек Уруп и Ходзь здесь найдены аммониты — *Dactylioceras* cf. *tenuicostatum* Young et Bird, *H. exaratum* Young et Bird (Живаго, 1960; Ростовцев, 1962).

В западной части южного борта Ахметовского прогиба средний тоар, по-видимому, без перерыва сменяет нижний и слагается толщей аргиллитов, песчаников и алевролитов мощностью 350—450 м. Восточнее р. Бижгон средний тоар трансгрессивно залегает на низах плинсбаха и представлен в глинисто-песчаной литофации. Мощность отложений на востоке сокращается от 30 м на р. Большой Зеленчук до 5—6 м в бассейне р. Большая Шоана. Севернее по левобережью Кубани средний тоар выпадает из разреза.

Многочисленная аммонитовая фауна распределяется по разрезу следующим образом:

Зона *Hildoceras bifrons* с *Hildoceras bifrons* Brug., *H. sublevisoni* Fucini, *Peronoceras subarmatum* Young et Bird, *Dactylioceras commune* Sow., *Zugodactylites braunianus* Orb., *Pseudolioceras lythense* Young et Bird.

Зона *Phymatoceras lilli* и *Haugia variabilis* с *Phymatoceras lilli* Hauer, *Ph. comense* Buch, *Ph. chelussii* Parisch et Viale, *Ph. tirolense* Hauer, *Haugia occidentale* Haug, *H. eseri* Opp., *Brodacia primaria* Schirarden, *Pseudolioceras compactile* Simps.

В Гузерипльском прогибе отложения нижнего тоара, по-видимому, отсутствуют, а средний тоар развит начиная от р. Белой и восточнее. В западной части прогиба (бассейн р. Белой) средний тоар с мало-мощным (до 2 м) горизонтом криноидных известняков в основании ложится на плинсбах и слагается толщей чередующихся аргиллитов, алевролитов и песчаников. Восточнее р. Малая Лаба средний тоар трансгрессивно залегает на песчаниках нижнего плинсбаха и представлен однообразной аргиллитовой толщей. Мощность отложений 600—800 м. В нижней части толщи на р. Алоус и в районах селений Пхия



и Архыз К. О. Ростовцевым обнаружены *Peronoceras* cf. *subarmatum* Young et Bird, *P.* cf. *desplacei* Orb., *Phymatoceras tirolense* Haug, *Dactylioceras* sp., на левобережье Белой (ручей Холодный) Е. С. Станкевич, по сборам Е. А. Гофман и Л. М. Расцветаева, определила *Hildoceras* cf. *sublevisoni* Fucini.

Верхний тоар распространен повсеместно в пределах зоны северного склона. В Ахметовском прогибе он согласно подстилается средним тоаром, а в Гузерипльском — с базальным горизонтом криноидных известняков или конгломератов в основании трансгрессивно ложится на плинсбах или средний тоар.

В западной части южного борта Ахметовского прогиба (бассейны Белой и Лабы) и в Гузерипльском прогибе верхний тоар представлен однородной толщей темных аргиллитов с сидеритами. Мощность от 600 до 1500 м. На востоке Ахметовского прогиба (в бассейнах рек Зеленчук и Кубань) верхний тоар, как и средний, выражен в глинисто-песчаной литофации. Мощность его сокращается от 16—17 м до полного выклинивания севернее хутора Восток.

Изучение распределения остатков аммонитов позволяет выделить следующие зоны и подзоны:

Зона *Grammoceras thouarsense*.

Подзона *Grammoceras striatulum* с *Grammoceras striatulum* Sow., *G. thouarsense* Orb., *G. quadratum* Haug, *G. subquadratum* Buckm., *G. saemanni* Dum., *Polyplectus discoides* Ziet.

Подзона *Pseudogrammoceras regale* с *Pseudogrammoceras regale* Buckm., *Grammoceras doerntense* Den., *G. janenschi* Rostovcev, *G. thouarsense* Orb. (редко) *G. saemanni* Dum., *G. subquadratum* Buckm., *Pseudogrammoceras bingmanni* Den., *P. cotteswoldiae* Buckm., *P. fallaciosum* Bayle, *P. muelleri* Den., *P. pedicum* Buckm., *Polyplectus discoides* Ziet.

Зона *Phlyseogrammoceras* — *Hudlestonia* с *Phlyseogrammoceras laevis* Rostovcev, *Hudlestonia affinis* Seebach.

Зона *Dumortieria pseudoradiosa*.

Подзона *Dumortieria munieri* с *Dumortieria munieri* Haug, *D. levesquei* Orb., *D. nicklesi* Ben.

Подзона *Dumortieria moorei* с *Dumortieria moorei* Lycett, *Grammoceras fluitans* Dum., *Dumortieria bleicheri* Ben., *D. brancoi* Ben., *D. explanata* Buckm., *D. falcofila* Quenst., *D. gündeshofensis* Haug, *D. latescens* Buckm., *D. pseudoradiosa* Br., *D. radiosa* Seebach, *D. signata* Buckm., *D. subundulata* Br., *D. tabulata* Buckm., *Catullocceras psamminum* Buckm.

Зона *Pleydellia aalensis* с *Pleydellia aalensis* Ziet., *P. costulata* Ziet., *P. leura* Buckm., *P. mactra* Dum., *P. subcandida* Buckm.

Ааленские отложения в Ахметовском прогибе развиты главным образом восточнее р. Уруп. Здесь в нижнем аалене преобладают песчаники, а в верхнем — песчанистые аргиллиты. Мощность от 1—2 до 30 м. На западе аален сохранился от предбайосского размыва на отдельных участках (гора Гут, пос. Псебай, балки Шалоха и Апси-кень), где он слагается темными аргиллитами с сидеритами. Мощность до 65 м.

По сравнению с остальными подразделениями нижней юры ааленские отложения Ахметовского прогиба наиболее богаты остатками аммонитов, изучение которых позволяет выделить следующие зоны:

Зона *Leioceras opalinum* с *Leioceras opalinum* Rein, *L. grave* Buckm. (вверху — *L. comptum* Rein., *L. costatum* Quenst., *L. sub-*

*costosum* Buckm., *L. bifidatum* Buckm.), *Hammatoceras subinsigne* Орр., *Tmetoceras scissum* Ben.

Зона *Staufenia* sinon — *Staufenia sehndensis*. В нижней части зоны преобладают *Staufenia sinon* Bayle, *S. opalinoides* Mayer (*Ludwigia toltaria* Hoffmann non Dumortier), *Tmetoceras scissum* Ben., выше встречаются многочисленные *Ludwigia* sp., а под криноидным известняком нижнего байоса — *Staufenia sehndensis* Hoffmann и *Ludwigia* cf. *murchisonae* Sow.

Вышележащие отложения подзона *Staufenia discoidea* и *Staufenia staufensis* и зоны *Ludwigia* сопсава в рассматриваемом районе отсутствуют, что, очевидно, связано с трансгрессивным залеганием байоса.

В Гузерипльском прогибе аален распространен, по-видимому, довольно широко, но выделить его на основании находок фауны в верхней части однородной толщи аргиллитов нижней юры представляется возможным в немногих пунктах (реки Пшеха, Алоус). Мощность до 800—900 м. Наиболее полно отложения охарактеризованы на р. Пшеха, где нижний аален содержит *Leioceras opalinum* Rein., *L. cf. substriatum* Buckm., *L. cf. costosum* Quenst., *Hammatoceras* cf. *subinsigne* Орр., *H. cf. insigne* Schübl; в верхнем аалене К. О. Ростовцевым встречены *Staufenia* cf. *sinon* Bayle и *Tmetoceras* cf. *scissum* Ben., а Е. С. Станкевич (1964) отсюда указывает *Ludwigia torta* Buckm., *L. cf. patula* Buckm., *L. aff. carinata* Buckm., *L. obtusiformis* Buckm., *Hammatoceras sieboldi* Орр. На р. Алоус К. О. Ростовцевым собраны *Ludwigia* sp.

Байос представлен в Ахметовской подзоне главным образом своим верхним подъярусом, выходы которого прослеживаются с небольшими перерывами от Кубани до Белой. Нижний же байос развит только восточнее Большой Лабы.

В Гузерипльском прогибе верхний байос отсутствует, а нижний обнажается на небольшой площади в долине р. Пшеха у сел. Нижние Тубы.

Преобладающим типом осадков байоса являются темные глины с сидеритовыми конкрециями. Мощность байоса достигает 300—400 м. В основании нижнего байоса Ахметовского прогиба выделяется базальный горизонт криноидных известняков, трансгрессивно залегающий на различных стратиграфических уровнях тоара и аалена (см. рис. 19). По литологическому составу он сходен с нижнеплинсбахским горизонтом криноидных известняков.

Мощность горизонта не более 1 м и только в некоторых случаях (р. Уруп) достигает 6—8 м. Эти криноидные известняки по заключенным в них *Sonninia crassispinata* Buckm., *S. fastigata* Buckm., *S. bouxwillerensis* Gillet. относятся к зоне *Sonninia sowerbyi*. Возможно, их верхняя песчаная часть в долине р. Уруп соответствует зоне *Otoites sauzei*, на что указывают редкие *Otoites*, близкие к *Otoites sauzei* Orb.

Вышележащая глинистая толща по возрасту отвечает зоне *Stephanoceras humphriesianum*. Встречены *Dorsetensia subtecta* Buckm., *Stephanoceras nodosum* Quenst., *S. cf. coronatum* Quenst. и др. (Живаго, 1960; Ростовцев, 1959, 1964).

В Гузерипльском прогибе нижнему байосу соответствует зейтунская свита (Белоусов и Трошихин, 1937) мощностью 400—450 м. Она складывается темными аргиллитами с прослоями брекчиевидных известняков и характерным горизонтом глинистых конгломератов в основании. В нижней части свиты Е. С. Станкевич (1957) обнаружила *Dorsetensia tecta* Buckm.

Верхний байос на южном борту Ахметовского прогиба к востоку от Большой Лабы согласно сменяет нижний, а западнее с маломощным базальным конгломератом в основании ложится на аален и тоар (см. рис. 19). Изучение распределения аммонитовой фауны дает возможность выделить здесь следующие зоны:

Зона *Strenoceras subfurcatum* у сел. Красногорка на Кубани содержит ряд характерных видов: *Strenoceras subfurcatum* Ziet., *Garantiana baculata* Quenst., *G. bifurcata* Ziet., *Sphaeroceras brongniarti* Sow., *Spiroceras* cf. *bispinatum* Boug. et Sauze, *Leptosphinctes asinus* Zetw., *L. leptus* Buckm. и др. (определения Затворницкого, 1914; Кахадзе и Зесашвили, 1956; пересмотрены Безносовым, 1960 и Аркелом, 1961).

Зона *Garantiana garantiana* с *Garantiana garantiana* Orb., *G.* cf. *baculata* Quenst., *G.* cf. *filicosta* Ventz (Живаго, 1960).

Зона *Parkinsonia parkinsoni* с *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. planulata* Quenst., *P. orbignyana* Wetz., *P. depressa* Quenst. и др. (Ростовцев, 1959).

Нижнебатские отложения сохранились на рассматриваемой территории только в Ахметовском прогибе начиная от бассейна р. Ходзь и восточнее. В бассейне р. Белой к нижнему бату, возможно, относится толща песчаников горы Монах.

Залегая согласно на верхнем байосе, нижний бат в основном имеет аналогичный состав, и лишь верхняя часть разреза обогащена песчаным материалом. Мощность до 300 м.

В долине р. Кубань А. Я. Затворницким (1914), а на левобережье Малой Лабы К. О. Ростовцевым (1962) найдены *Oppelia* aff. *fallax* Guerganger (= *fusca* Quenst.), *Lissoceras psilodiscus* Schloenb., *Nannolytoceras* cf. *azerbajdzanensis* Besn.

На нижнем бате трансгрессивно залегают отложения келловея, перекрывающие в бассейне Белой и более древние образования.

**Западное Предкавказье.** В Западном Предкавказье ниже- и среднеюрские отложения вскрыты буровыми скважинами главным образом в пределах Ейского прогиба на Сердюковской, Армавирской, Советской, Южно-Советской, Трехсельской, Майкопской, Фроловской, Черкесской и других площадях (Ростовцев, Егоян, 1962).

На двух последних площадях (располагающихся еще в предгорьях Западного Кавказа) строение ниже- и среднеюрских отложений в основных чертах аналогично описанному выше, отмечается только резкое сокращение мощности и выпадение из разреза средней и верхней части нижней юры на северном крыле Черкесской складки (скважины № 1 и 3) до полного срезания нижней и средней юры в своде (скв. № 6).

На остальных площадях ниже- и среднеюрские отложения представлены довольно однородной толщей аргиллитов с редкими прослоями алевролитов, песчаников и глинистых известняков. Зафиксированная на Майкопской площади мощность в скв. № 20 составляет 240 м, а в скв. № 41 480 м. В Армавирском районе наибольшая вскрытая, но далеко не полная мощность толщи в скв. № 1 Южно-Советской площади составляет около 700 м (см. рис. 20). В образцах керна этой скважины из средней части толщи К. О. Ростовцевым найдены и определены следующие аммониты: *Leioceras wilsoni* Buckm., *L. götzendorfensi* Dogh, *Ludwigia murchisonae* Sow., *Hammatoceras* sp., а из скв. № 36 Армавирской площади Л. В. Петренко по сборам Н. Ф. Кочетова определила *Hammatoceras semilunatum* Jaп. Среди двустворчатых моллюсков наиболее широко распространена *Posidonia buchi* Roem., встречающаяся на различных интервалах в скважинах Армавирской, Южно-Советской и Сердюковской площадей. Кроме того, об-

наружены *Posidonia dagestanica* Uhlig, *Astarte pulla* Roem. (Сердюковская площадь), *Inoceramus* («*Mytiloides*») *amygdaloides* Goldf. и *Astarte cf. aalense* Orp. (Южно-Советская площадь).

Указанные находки аммонитов с уверенностью позволяют установить ааленский возраст вскрытой части толщи. Принимая во внимание ее значительную мощность в центральной части Ейского прогиба (не менее 3500 м по геофизическим данным), можно предположить, что нижние слои окажутся принадлежащими к плинсбаху или даже более низким горизонтам.

Описанные отложения на Сердюковской, Армавирской (скв. № 34), Советской, Южно-Советской и Трехсельской площадях трансгрессивно перекрываются образованиями верхней юры и нижнего мела.

**Южный склон.** В пределах рассматриваемой части Южного склона Главного Кавказского хребта нижне- и среднеюрские отложения обнажаются только на междуречье Мзымта—Туапсе, а западнее меридиана горы Фишт они переходят и на Северный склон, слагая бассейны верхних течений рек Пшеха (левобережье), Пшиш, Псекупс и Шебш. По различию литофациального состава среднеюрских осадков зона южного склона может быть подразделена на Гойтхско-Ачишхинскую и Абхазскую подзоны (см. рис. 19). Граница между ними проводится по линии так называемого Краснополянского надвига. Это деление в значительной мере условное, так как не отражает структурных особенностей региона и основывается лишь на литофациальных различиях байосской части разреза (в Абхазской подзоне — вулканогенные литофации, в Гойтхско-Ачишхинской — осадочные).

Изучение юрских отложений зоны Южного склона началось в основном в 30-х годах (Белоусов и Трошихин, 1937а, 1939; Вялов, 1931, 1934; Козлов, 1935; Робинсон, 1932), а современная схема стратиграфии разработана позднее В. Е. Хаиным с сотрудниками (1960), М. Г. Ломизе (1961а), К. О. Ростовцевым и Г. П. Корневым (1963) и В. И. Славиным (1957, 1958). Однако плохая обнаженность, сложность тектоники, метаморфизм пород и редкие находки остатков фауны не позволяют в настоящее время разработать такую же детальную схему, как для зоны Северного склона.

Разрез юрских отложений в Абхазской подзоне начинается с байоса, нижележащие образования обнажаются только восточнее рассматриваемого региона в прилегающей части Абхазии. В Гойтхско-Ачишхинской подзоне известны наиболее древние на Западном Кавказе породы, относящиеся к синемюру, геттанг фаунистически не установлен и, по видимому, отсутствует.

Подразделения синемюра и плинсбаха охарактеризованы фауной очень слабо и поэтому их приходится описывать совместно. На рассматриваемой территории они развиты только в бассейнах рек Мзымта и Шахе. Представлены толщей полосчатых аргиллитов и глинистых сланцев, в нижней части обогащенной прослоями песчаников и конгломератов и трансгрессивно залегающей разными горизонтами на отложениях палеозоя или триаса(?).

Мощность составляет 300—350 м и более (см. рис. 20).

В нижней части разреза в бассейне р. Мзымта Ю. Н. Пастушенко и В. И. Славиным найдены синемюрские *Arietites cf. bucklandi* Sow. (определение В. И. Славина). В верхней части разреза по рекам Первой Рудовой и Тугупс, а также на водоразделе Авадхары и Мзымты В. И. Славиным (1958) и В. И. Резниковым (1962б) собраны домерские *Amaltheus margaritatus* Montf. (определения Г. Я. Крымгольца и Е. П. Сергеевой).

Аналогичные по составу отложения в бассейнах рек Мзымта и Шахе были отнесены В. И. Славиным (1958) и С. В. Савиным (1958 г.) к плинсбаху. Они обнажаются здесь преимущественно в пределах тектонически обособленных участков и имеют мощность не менее 1500 м. Эта толща глинистых сланцев с пиритовыми, изредка сидеритовыми конкрециями и горизонтами вулканогенов основного состава. Верхняя часть этих образований, возможно, относится уже к тоару. Вероятнее всего, в этой части разреза по р. Бзерпия М. А. Выгоднер, И. М. Манин и др. обнаружили *Grammoceras saemanni* D u m. (определение В. П. Казаковой), а в долинах рек Монашка и Медовеевка К. О. Ростовцевым найдены *Inoceramus* («*Mytiloides*») cf. *amygdaloides* Goldf. и *I.* («*M*») *quenstedti* P ř e l.

В бассейне р. Пшеха тоарские отложения были описаны В. В. Белоусовым и Б. М. Трошихиным (1937) под названием свиты Хахопсе.

Нижний аален представлен вулканогенно-осадочной толщей, которая подразделяется В. Е. Хаиным, С. Л. Афанасьевым и др. (1960) на две свиты (снизу вверх): чаталтапинскую, характеризующуюся присутствием среди аргиллитов вулканогенных пород основного состава, и свиту горы Индюк с вулканогенными породами преимущественно кислого состава. В бассейне р. Мзымта чаталтапинской свите и свите горы Индюк соответствуют ачишхинская и чуринская толщи В. И. Славина (1958). Общая мощность вулканогенного осадочного комплекса в бассейне р. Мзымта достигает 3200 м, сокращаясь в бассейне р. Пшеха до 1800 м.

В нижней части чаталтапинской свиты в долинах рек Лаура, Пшеха, Тугупс и в овраге Кукерду (правый приток р. Мзымта) К. О. Ростовцевым и Г. П. Корневым собраны *Leioceras opalinum* Rein., *L. comptum* Rein., *L. bifidatum* Buckm., *L. subcostosum* Buckm., *Calliphylloceras nilssoni* He b., а из свиты горы Индюк из верховьев р. Сеже (бассейн р. Гунайка) Л. М. Дунаев указывает *Leioceras opalinum* Rein., *L. acutum* Quenst., *Phylloceras heterophyllum* Sow. (определения Л. В. Петренко).

Верхнеааленские отложения на рассматриваемой территории развиты в пределах Гойтхско-Ачишхинской подзоны и представлены флишовой терригенной толщей, имеющей мощность более 880 м и залегающей трансгрессивно на образованиях свиты горы Индюк. В бассейнах рек Шахе и Псезуапсе они выделены С. В. Савиным и др. (1959 г., 1962 г.) в бзычскую свиту. Байос представлен на северо-западе Гойтхско-Ачишхинской подзоны осадочными породами, образующими единую пшишскую свиту с верхним ааленом, и вулканогенными породами («порфиритовая серия») на юге, в области Абхазской подзоны.

Пшишская свита, обнажающаяся в бассейнах рек Туапсе, Пшиш, Псекупс и Шебш, была выделена впервые В. Е. Хаиным, С. Л. Афанасьевым и др. (1960). Она трансгрессивно залегаёт на вулканогенных образованиях свиты горы Индюк и начинается горизонтом глинистых конгломератов (масловский горизонт; Ломизе, 1961), сменяющихся выше толщей аргиллитов с редкими прослоями известняков, алевролитов, песчаников и гравелитов. Примерно в 200—300 м выше подошвы залегаёт горизонт песчаников («горизонт хокай»; Вялов, 1934), а в кровле толщи выделяется пачка глин с септариевыми конкрециями. Общая мощность свиты порядка 2000 м. Рассматриваемые отложения трансгрессивно перекрываются титоном.

В нижней части пшишской свиты на левобережье Туапсе Д. И. Выдиным, А. И. Дьяконовым и К. О. Ростовцевым собраны *Leioceras acutum* Quenst., *Ludwigia* cf. *murchisonae* Sow., *L.* cf. *bradfordensis* Buckm., *L.* cf. *patula* Buckm., *L.* cf. *impolita* Buckm. и др. Эти



формы, определенные Е. С. Станкевич и К. О. Ростовцевым, позволяют отнести соответствующие слои к верхнему яалу.

В верхней части свиты в районе сел. Алтубинал и по балке Соновке Шубинской (правый приток р. Пиши) К. О. Ростовцевым, И. А. Воскресенским и А. И. Дьяконовым встречены *Posidonia buchi* Roem., *Partschiceras viator* Orb., *Perisphinctes* sp., *Parkinsonia* cf. *orbignyana* Wetz. Последняя характеризует самую верхнюю зону байоса — *Parkinsonia parkinsoni*.

«Порфиритовая свита» байоса на рассматриваемой территории наиболее полно обнажена в бассейне р. Мзымта на северном склоне хребта Аибга, где в составе ее, по данным М. Г. Ломизе (1963), выделяются две толщи — нижняя мощностью до 1000 м, сложенная в основном эффузивными и пирокластическими породами (лавы авгитовых и пироксеновых порфиритов, туфобрекчии, туфы, туфопесчаники и др.), и верхняя мощностью 500 м, представленная чередующимися туфитами, туфогенными песчаниками, аргиллитами и кремнистыми породами.

Западнее отдельные выходы имеются в верховьях рек Западный Дагомыс, Сочи и Шахе. В последних пунктах к байосу относится ушхинская толща Г. М. Ефремова, М. Г. Ломизе и Ю. Н. Пастушенко. Состав свиты в этих районах в основном не изменяется. Подошва свиты нигде не обнажена; видимая мощность составляет 400 м. Различные горизонты свиты трансгрессивно перекрываются верхнеюрскими породами.

В верхней части свиты на левобережье р. Мзымта, в верховьях р. Агва (правый приток р. Сочи) и на правобережье р. Шахе Ю. Н. Пастушенко найдены *Nannolytoceras tripartitum* Rasn., *Parkinsonia depressa* Quenst., *P. djanelidzei* Kakh. и др. (определения В. И. Зесашивили).

Наиболее детально возраст «порфиритовой свиты» обоснован И. Р. Кахадзе (1947) в Грузии, где фаунистически доказаны все зоны байоса, за исключением самой нижней — *Sonninia sowerbyi*.

Батские отложения в зоне южного склона распространены чрезвычайно ограниченно. На описываемой территории они обнажаются только в бассейне р. Мзымта, в районе сел. Красная Поляна. Толща осадков бата согласно залегает на «порфиритовой свите» и представлена аргиллитами с растительными остатками и прослоями песчаников и конгломератов, содержащих значительное количество переотложенного вулканического материала. Мощность 600—700 м.

Батский возраст отложений устанавливается находками *Tysanolytoceras* cf. *adeloides* Kud., *Oppelia fallax* Guerganger и др. (В. А. Мельников, 1954 г.).

### Восточное Предкавказье

Юрские отложения вскрыты многочисленными буровыми скважинами на большой площади Восточного Предкавказья, на Затеречной равнине. Они обнаруживаются на различных глубинах и в зависимости от тектонического строения района залегают на складчатом верхнем или среднем палеозое или образованиях, условно относимых некоторыми авторами к пермо-триасу, а перекрываются нижнемеловыми или верхнеюрскими отложениями. На многих площадях присутствуют различные комплексы разреза юры, которые трудно сопоставить между собой из-за изменчивости литологического состава и невозможности установить их возраст вследствие почти полного отсутствия определенных органических остатков.

Наиболее древние отложения, залегающие в основании осадочного покрова, выделяются А. Я. Дубинским и Н. А. Маценко (1965а, б) под названием ногайской толщи. Некоторыми исследователями их возраст определяется как пермо-триасовый. Это вулканогенные образования (Голубинская, Синебугровская, Приозерская, Легокумская, Урожайненская, Андрейкурганская, Мектебская, Ямангойская площади) — лавы, туфы, реже туффиты кислого и среднего состава (порфиры, порфириты, их туфы), вскрытая мощность которых до 50—350 м, а также синхронные им красноцветные породы (Сенгилеевская, Северо-Ставропольская, Казинская, Янкульская, Северо-Нагутская, Журавская, Георгиевская, Мирненская, Гороховская, Арзгирская, Серафимовская, Чкаловская, Прасковейская, Южно-Ачикулакская, Мектебская, Озек-Суатская, Величаевская, Зимнеставкинская, Колодезная, Максимокумская, Приозерская, Арбалинская площади) — аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломерато-брекчии, достигающие 100—800 м мощности. Возраст эффузивов определяется данными абсолютной геохронологии (лаборатория ВСЕГЕИ) в 160—170 млн. лет, что отвечает рубежу ранней и средней юры. В красноцветах встречаются остатки аммонитов, по мнению Г. Я. Крымгольца, близких к байосским *Otoites* и *Sonninia*. И. Г. Сазонова из этих же отложений указывает синемюрского *Arnio-ceras* ex gr. *falcaries* Quenst. и даже геттангских *Neophyllites antecedens glaber* W. Lange и *Euphyllites* aff. *struckmanni* Neum. Плохая сохранность остатков мелких аммонитов не позволяет использовать их для убедительного решения вопроса о возрасте включающих отложений.

В центральной и восточной частях рассматриваемой территории широко распространен и другой, более молодой, сероцветный комплекс ниже- и среднеюрских отложений. Согласно схеме М. М. Мацкевича (1964) здесь выделяется несколько свит, к сожалению, нигде не встреченных в едином разрезе. Как наиболее древняя рассматривается олейниковская свита (Промысловская, Олейниковская площади), представленная песчаниками и алевролитами с хорошо развитой косо- и горизонтальной слоистостью и углистыми аргиллитами с тонкими прослойками угля. В типичном разрезе, в скв. № 40 Олейниковской, мощность ее 336 м. Определимые органические остатки отсутствуют. Крайне условно М. М. Мацкевич датирует эту свиту как тоар.

Более широко (Каспийская, Промысловская, Олейниковская, Прикумская и другие площади) распространена залегающая с угловым несогласием промысловская свита. Это алевролиты и песчаники, местами переходящие в гравелиты и мелкогалечные конгломераты. В песчаниках нижней части свиты прослойки лигнитов и углей, в верхней части — аргиллитоподобные глины. На основании определения растительных остатков и положения в разрезе промысловская свита рассматривается как нижеааленская. В скв. № 3 Промысловской мощность ее 367 м.

Стратиграфически выше выделяется джанайская свита, сложенная уплотненными глинами с тончайшими прослойками алевролитов и обугленными остатками растений. В районах вала Карпинского и Манычской впадины встречены остатки морских моллюсков, в Прикумском районе развиты осадки прибрежных участков с растительными остатками и прослойками углей. В опорной скважине Джанай встречены *Inoceramus* («*Mytiloides*») cf. *amygdaloides* Goldf., *I.* («*M.*») cf. *quenstedti* Pčel., *Posidonia buchi* Roem, что позволяет относить эту свиту в основном к верхнему аалену, хотя верхи ее на основании сопоставления с разрезами Дагестана относятся уже к низам байоса. Мощность в опорной скважине Джанай 150 м.

Последняя, артезианская свита имеет меньшее площадное распространение, хотя она залегает несогласно, с базальным конгломера-

том в основании. Наиболее полно эта свита представлена на площадях Меклетинской, Бузгинской, Салхинской, Ики-Бурул, в скважинах Артезиан, Джанай. Она была частично, а местами полностью (Приозерная и Максимокумская площади) уничтожена до начала отложения верхнеюрских осадков. Свита представлена глинами, в отдельных пачках тонкопереслаивающихся с алевролитами. В нижней половине присутствуют пласты песчаников. Встречены *Posidonia buchi* Roem., *Astarte pulla* Roem., *Corbula* cf. *involuta* Goldf., *Cucullaea* cf. *concinna* Phipp., что указывает на байос-батский возраст пород, а также фораминиферы и остракоды, не дающие надежных указаний на возраст.

Приведенные данные по стратиграфии нижней и средней юры Восточного Предкавказья нуждаются в дальнейшем уточнении и могут при этом претерпеть значительные изменения. Пока для корреляции разрезов скважин и определения возраста отдельных выделяемых здесь подразделений нет достаточно надежных оснований.

### Верхний отдел

Верхнеюрские отложения в пределах северного склона Кавказа прослеживаются в виде узкой непрерывной (за исключением Южного Дагестана) полосы, образуя обычно высокие, обрывистые гребни, именуемые в литературе Передовым, или Скалистым, хребтом. На южном склоне полоса верхнеюрских образований протягивается от р. Мзымта до р. Туапсе.

Характерной особенностью пород верхней юры является сравнительное постоянство основных черт состава выделяемых стратиграфических подразделений. В то же время в отдельных участках наблюдаются местные особенности, отражающие условия осадконакопления. В результате мощность отдельных частей разреза значительно меняется. Залегают верхнеюрские отложения почти по всей полосе выходов довольно спокойно, имея, как правило, моноклиналиное падение.

В последние годы в результате буровых работ, проводившихся в большом объеме на территории Предкавказья, были получены сведения о развитых здесь на глубине отложениях верхней юры.

Первые сведения о верхнеюрских отложениях Северного Кавказа приведены в работах Г. В. Аби́ха (1851, 1859, 1862, 1875). Собранный им палеонтологический материал был обработан М. Неймайром и В. Улигом (1892), Л. Спендиаровым (1898). Кроме того, стратиграфические исследования в прошлом столетии выполнялись на Северном Кавказе Д. Антула (*Anthula*, 1899) и Х. Шегреном (*Sjogren*, 1889).

С 1904 г. начинается новый этап изучения стратиграфии верхней юры. Исследования этого периода нашли отражение в работах К. Ренца (*Renz*, 1904), П. А. Казанского (1910) и главным образом сотрудников Геологического комитета В. П. Ренгартена (1912, 1913), И. Г. Кузнецова (1928), А. П. Герасимова (1911, 1912, 1916), И. И. Никшица (1915а).

Богатый палеонтологический материал, собранный при детальном изучении разрезов верхней юры вышеупомянутыми авторами, был обработан и обобщен в работах В. Ф. Пчелинцева (1926, 1927, 1928б, 1931, 1933), А. С. Моисеева (1934), П. К. Чихачева (1933), И. Е. Худяева (1932), С. И. Ильина (1932) и др.

Несколько позже вопросами стратиграфии верхней юры занимались В. В. Белоусов и Б. М. Трошихин (1937а, б; 1939), О. К. Григорьева (1935), А. В. Ульянов (1934, 1935), Л. А. Варданянц (1934) и др.

В послевоенные годы изучению верхней юры посвящены работы В. П. Ренгартена (1947 г.), М. В. Муратова (1948), И. А. Конюхова и

Г. Н. Камардинкиной (1956), Е. С. Брюн (1955), Г. А. Логиновой (1959, 1962), М. М. Мацкевича и многих других исследователей.

Результаты исследований, произведенных в последние годы, отражены в работах Г. А. Логиновой (1962), Г. Я. Крымгольца (1961а, б), Г. П. Леонова и Н. В. Живаго, М. М. Мацкевича и др.

Несмотря на то что верхнеюрские отложения Северного Кавказа изучались с середины прошлого столетия, ярусное деление их начало осуществляться относительно недавно, в основном работами В. П. Ренгартена, В. Ф. Пчелинцева, А. П. Герасимова. Предложенное ими деление терригенно-карбонатной толщи верхней юры долгие годы принималось всеми исследователями, проводившими работы на Северном Кавказе. При этом выделялись келловейский, оксфордский, лузитанский, кимериджский и титонский ярусы.

После того как было установлено, что термин «лузитан» имеет фашиальное, местное значение, что соответствующие отложения в основном принадлежат к верхнему оксфорду в его первоначальном понимании, было решено не включать лузитан в единую шкалу юрской системы («Советская геология», 1963, № 6). Поэтому в настоящее время в верхнем отделе юрской системы выделяется четыре яруса — келловейский, оксфордский, кимериджский и титонский\*.

Сравнительная бедность верхнеюрских отложений Северного Кавказа органическими остатками заставляла исследователей нередко прибегать к расчленению их по литологическим признакам. Многолетнее изучение позволило выделить здесь терригенно-карбонатную часть разреза с фауной келловей, известняково-доломитовую оксфорд-кимериджского возраста и гипсоносно-известняковую с брекциями, относимую к титонскому ярусу. Однако руководствоваться лишь вещественным составом пород недостаточно. Это приводит порой к ошибочным заключениям, особенно в отношении верхней части разреза и установления границы юры и мела.

В настоящее время имеется достаточный палеонтологический материал, позволяющий охарактеризовать все выделенные подразделения, хотя количество находок остатков фауны в разных районах и в отдельных частях разреза очень различно. Наибольшее количество их приурочено к келловей и оксфорду; головоногие встречаются сравнительно редко, что затрудняет уточнение положения некоторых границ. Общий характер фауны среднеевропейский, особенно много общих форм имеется с Францией, Швейцарией, ГДР и ФРГ.

Отложения келловейского яруса на всей территории северного склона Кавказа представлены известково-железистыми песчаниками, оолитовыми и органогенно-обломочными известняками, конгломератами, гравелитами, кристаллическими доломитами и алевролитами. Богатство остатками фауны и резкие литологические различия слагающих ярус пород позволили подразделить его на нижний, средний и верхний подъярусы.

В среднем келловее выделяются зоны *Reineckeia anceps* и *Kosmoceras jason*, а в верхнем — *Peltoceras athleta* и *Quenstedticeras lamberti*.

Оксфордский ярус представлен карбонатными породами (известняки, доломиты) и только в восточной части Кавказа (Северный и Центральный Дагестан) в его нижней части присутствуют косослоистые песчаники и мергели.

\* Решением Межведомственного стратиграфического комитета СССР (1964 г.) юрская система в единой шкале завершается волжским ярусом, синхронными которому в Средиземноморской области являются титонские отложения.



Нижняя часть оксфорда бедна органическими остатками, а верхняя, наоборот, изобилует ими. В частности, для верхнего оксфорда характерны рифогенные образования. В отложениях нижнего оксфорда могут быть выделены зоны *Cardioceras cordatum* и *Euaspidoceras perarmatum*, а в отложениях верхнего — *Gregoriceras transversarium* и *Rhipidogyra elegans*.

К кимерджскому ярусу относится однообразная толща слоистых известняков, иногда литографских, доломитизированных, битуминозных. Остатки фауны редки и указывают лишь на принадлежность осадков к кимериджу.

Наступившее к концу кимериджского века повсеместное обмеление морского бассейна привело к образованию осадков лагунного типа, относимых по возрасту (несколько условно) к титонскому ярусу. Отложения этого яруса характеризуются пестротой литологического состава (гипсы, доломиты, ангидриты, каменная соль, пестрые глины, брекчии, конгломераты, грубозернистые песчаники, местами известняки). Фаунистически титонские отложения охарактеризованы чрезвычайно слабо.

Обзор верхнеюрских отложений ведется с юго-востока на северо-запад (рис. 21, 22). При этом материал рассматривается по следующему району: а) восточная часть Кавказа — территория Дагестанской АССР и часть Чечено-Ингушской АССР до бассейна Ассы; б) центральная часть — от Ассы до Подкумка; в) западная часть — от бассейна Кубани до бассейна Белой; г) район западного погружения Кавказа; д) Восточное Предкавказье.

### Восточная часть Северного Кавказа

Верхнеюрские отложения в восточной части северного склона Кавказа распространены неравномерно. На территории Южного Дагестана они сохранились в виде отдельных останцов в бассейнах рек Самур (горы Гестенкиль, Шах-даг, Шалбуз-даг) и Чирах-чай (район сел. Хив). Далее к северо-западу данный комплекс отложений отсутствует и вновь появляется лишь в бассейне р. Кара-Койсу (гора Гуниб), откуда узкой полосой прослеживается до границ рассматриваемой части Кавказского региона. Отдельные выходы верхнеюрских отложений зафиксированы в бассейнах Аварского и Андийского Койсу и Сулак (Северный Дагестан).

Изучение разрезов верхней юры производилось в основном в местах их выходов на поверхность. Наряду с этим вдоль побережья Каспийского моря (район городов Махачкалы, Карабудахкента, Селли, Берикей), где верхнеюрский комплекс пород перекрыт осадками мела, палеогена и неогена, изучение их производилось по керну буровых скважин.

Изученность верхней юры восточной части Кавказа неравномерна. Для территории Южного Дагестана имеются лишь краткие сведения об их составе, приведенные в работах К. И. Богдановича, В. П. Ренгартена (1932, 1933), В. Д. Голубятникова (1935, 1937) и Д. В. Дробышева (1931), в последующем уточненные съемками Н. Н. Ростовцева, Б. А. Канчели и др. Фаунистическая характеристика верхнеюрских отложений в этом районе почти полностью отсутствует.

Значительно лучше изучена территория Центрального и Северного Дагестана и восточная часть Чечено-Ингушетии. Исследования прошлых лет нашли свое отражение в работах К. Ренца (Renz, 1904) и П. А. Казанского (1910), которые содержат ценный материал по стратиграфии с приведением описания остатков фауны. Помимо этого, некоторые вопросы стратиграфии освещены в трудах Г. В. Аби́ха (1851, 1859, 1862, 1875), Х. Шергена (Sjogren, 1889), В. П. Ренгартена (1932,



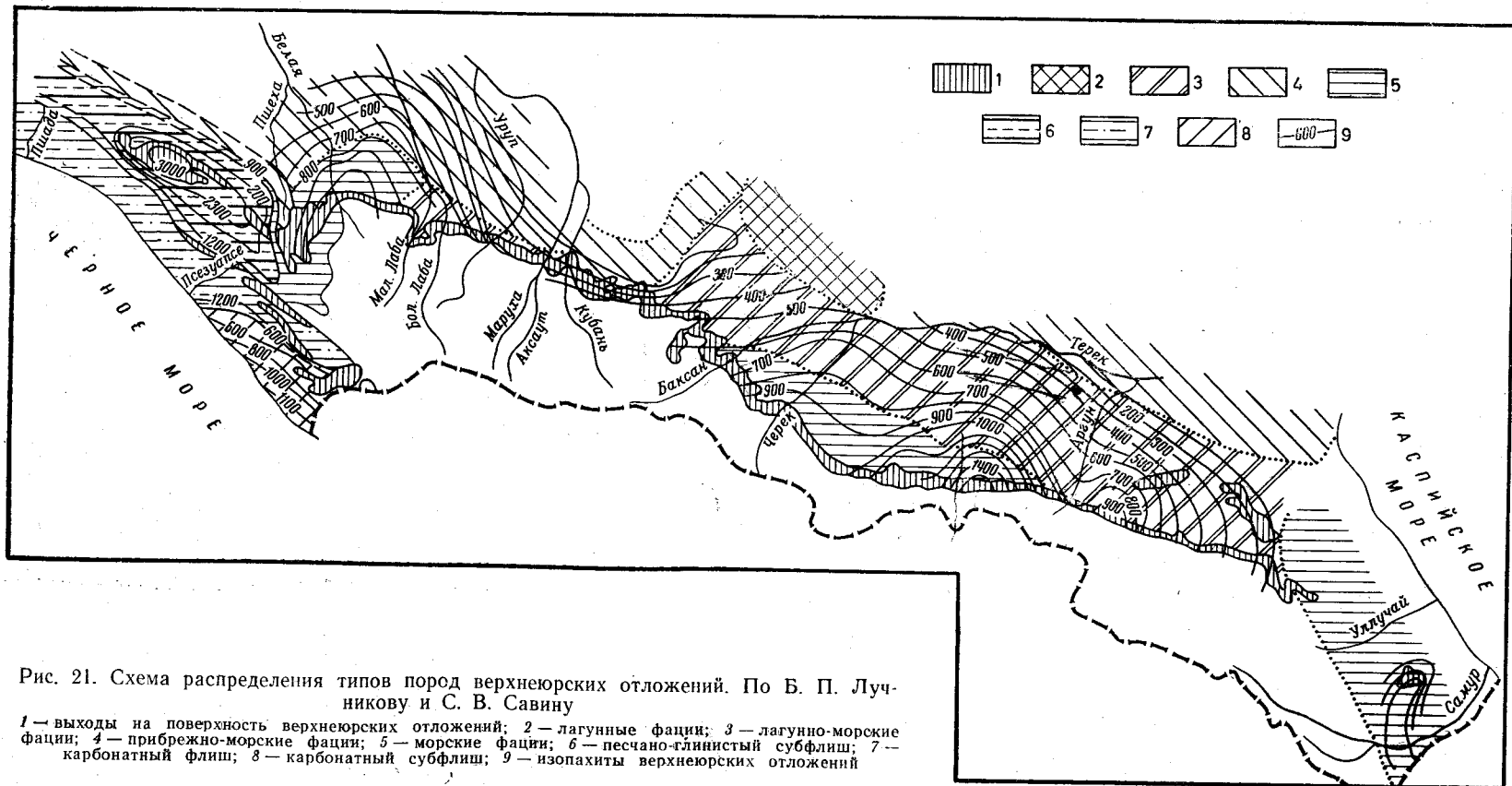


Рис. 21. Схема распределения типов пород верхнеюрских отложений. По Б. П. Лучникову и С. В. Савину

1 — выходы на поверхность верхнеюрских отложений; 2 — лагунные фации; 3 — лагунно-морские фации; 4 — прибрежно-морские фации; 5 — морские фации; 6 — песчано-глинистый субфлиш; 7 — карбонатный флиш; 8 — карбонатный субфлиш; 9 — изопахиты верхнеюрских отложений

1933), Л. С. Либровича (1924), Д. В. Дробышева (1925, 1939), В. Д. Голубятникова (1947), И. Д. Филимонова, В. М. Паца, В. А. Тилуло и др. Детализировано расчленение верхнеюрских отложений этой полосы в последние годы в результате геологических и тематических работ И. А. Конюхова и др., Г. П. Леонова и Н. В. Живаго (1961), Г. А. Логиновой (1962), Б. Г. Пирятинского (1964), Т. С. Абрамова, М. М. Мацкевича, Г. П. Варламова, И. М. Крисюк, П. Г. Романова и многих других. В результате этих работ получены ценные материалы по стратиграфии верхнеюрских отложений, истории их развития и наметились многие вопросы, требующие дополнительных исследований, осуществляемых в настоящее время.

*Келловейские отложения* восточной части Северного Кавказа занимают по составу промежуточное положение между терригенными породами средней юры и вышележащими карбонатными образованиями. Отложения келловея представлены переслаивающимися мергелями, темно-серыми глинами, известковыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, доломитами и известняками. В обнажениях, как правило, они имеют пепельно-голубоватую окраску и резко отличаются от подстилающих черных и темно-серых пород средней юры. Залегающая с несогласием на подстилающих породах и имея ясно выраженную верхнюю границу, часто обозначенную следами кратковременного перерыва, отложения келловея как бы образуют один крупный цикл осадков, который в свою очередь распадается на две части, резко различающиеся по составу пород. Породы нижней части, относящиеся по возрасту к нижнему и среднему келловею, наследуют черты среднеюрского этапа осадконакопления. Верхняя часть

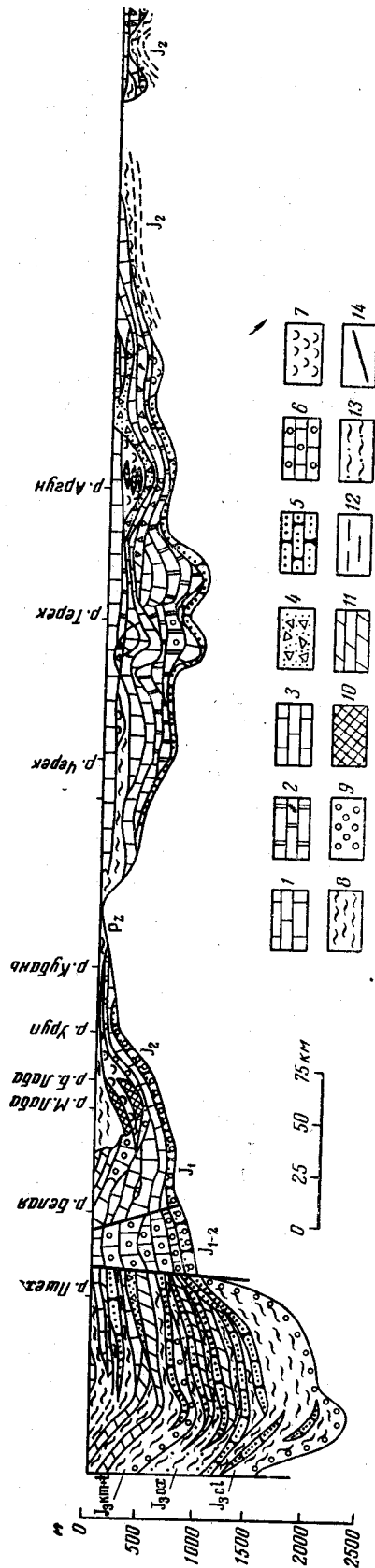


Рис. 22. Литолого-геологический профиль от р. Шеби до р. Самур  
 1 — известняк; 2 — доломит; 3 — известняк брекчированный; 4 — мергель; 5 — известняк органический (или рифогенный); 6 — известняк органический (или рифогенный); 7 — гилс; 8 — глина; 9 — конгломерат; 10 — известняк с алевритом и аргиллитом; 11 — известняк с алевритом и аргиллитом; 12 — известняк с алевритом и аргиллитом; 13 — известняк с алевритом и аргиллитом; 14 — известняк с алевритом и аргиллитом

разреза, залегающая трансгрессивно (верхний келловей), представлена преимущественно терригенно-карбонатными породами и больше связана с вышележащими оксфорд-кимериджскими отложениями.

В связи с этим Г. П. Леонов и Н. В. Живаго (1961), М. М. Мацкевич и другие считают, что породы нижнего и среднего келловей завершают один цикл осадконакопления, а породы верхнего келловей вместе с оксфордом и кимериджем относятся уже к следующему циклу.

Мощности келловейского яруса в пределах рассматриваемой территории претерпевают значительные колебания. В бассейнах рек Самур и Чирах-чай (Южный Дагестан) отложения келловей отсутствуют. Фауна, описанная К. И. Богдановичем (1906) из песчано-глинистых отложений юго-восточных склонов горы Гестенкиль (окрестности сел. Гапцах) как келловейская, в действительности принадлежит средней юре.

Отложения келловей появляются лишь в Центральном Дагестане в бассейне р. Кара-Койсу (район селений Гуниб и Цудахар) и в хребте Лес, где имеют мощность 45—50 м. К северо-западу в бассейнах рек Аварского и Андийского Койсу мощность келловей составляет 30—35 м.

Далее к западу, в бассейне р. Хорочай, мощность отложений увеличивается до 100 м, из которых 30 м приходится на нижний келловей и до 70 м на средний и верхний. Мощность отложений вновь резко сокращается от 10—12 м в бассейне р. Шаро-Аргун до 1 м в бассейне р. Чанты-Аргун, а затем в бассейне Гехи увеличивается до 30 м, из которых 20 м приходится на отложения нижнего келловей (рис. 23).

Породы нижнего келловей везде залегают на среднеюрских отложениях с явными следами размыва и содержат в основании пласт конгломерата или конгломератовидного песчаника с линзами гравелита. Ископаемыми остатками эти слои сравнительно бедны. Однако палеонтологические данные довольно убедительно указывают на их нижнекелловейский возраст. В пределах Центрального Дагестана (район сел. Цудахар) П. А. Казанским (1910) из нижних слоев келловейского яруса определены *Kosmoceras macrocephalus* Kaz., *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *Astarte* aff. *rotunda* Orb., *Ctenostreon pectiniforme* Schloth. и др.

В районе сел. Датуна на р. Аварское Койсу И. А. Конюховым (1956) были найдены, а Г. Я. Крымгольцем определены аммониты *Oppelia subcostata* Orp. и *Perisphinctes* cf. *funatus* Orp.

Среднекелловейские отложения везде в пределах восточной части налегают на подстилающие слои трансгрессивно с явными следами перерыва в осадконакоплении. Представлены они весьма характерной толщей алевролитов с конкрециями известняков. Отложения среднего келловей богаты ископаемыми остатками. Особенно многочисленны остатки крупных пелеципод, относящихся к родам *Pholadomya*, *Ceratomya*, *Gresslia*, *Chlamys* (*Aequipecten*) и др., а также брахиоподы *Ivaroviella arcuata* Roll., *Sphaeroidotiris trifonovi* Mojs. и др. Из аммонитов встречены характерные для данного подъяруса *Erymnoceras coronatum* Brug., *Reineckeia anceps* Rein.

К западу от Центрального Дагестана (реки Кара-Койсу, Аварское Койсу) наблюдается обеднение разрезов ископаемыми остатками, принадежащими брахиоподам и реже двустворкам.

Верхнекелловейские образования повсюду представлены карбонатными породами (известняки, доломиты). В основании прослеживается (3—4 м) пачка терригенно-карбонатных осадков и глауконитовых песчаников или алевролитов, содержащих характерные для верхнего келловей *Kosmoceras transitionis* Nik., *Peltoceras athleta* Phill. С вышележащими породами оксфордского яруса верхний келловей связан постепенным переходом.

Отложения *оксфордского яруса*, как и келловейские, распространены в восточной части Кавказа неравномерно. На территории Южного Дагестана (бассейн р. Самур) они отсутствуют (см. рис. 23). Севернее, в бассейне р. Чирах-чай, мощность оксфорда колеблется от 15 до 30 м.

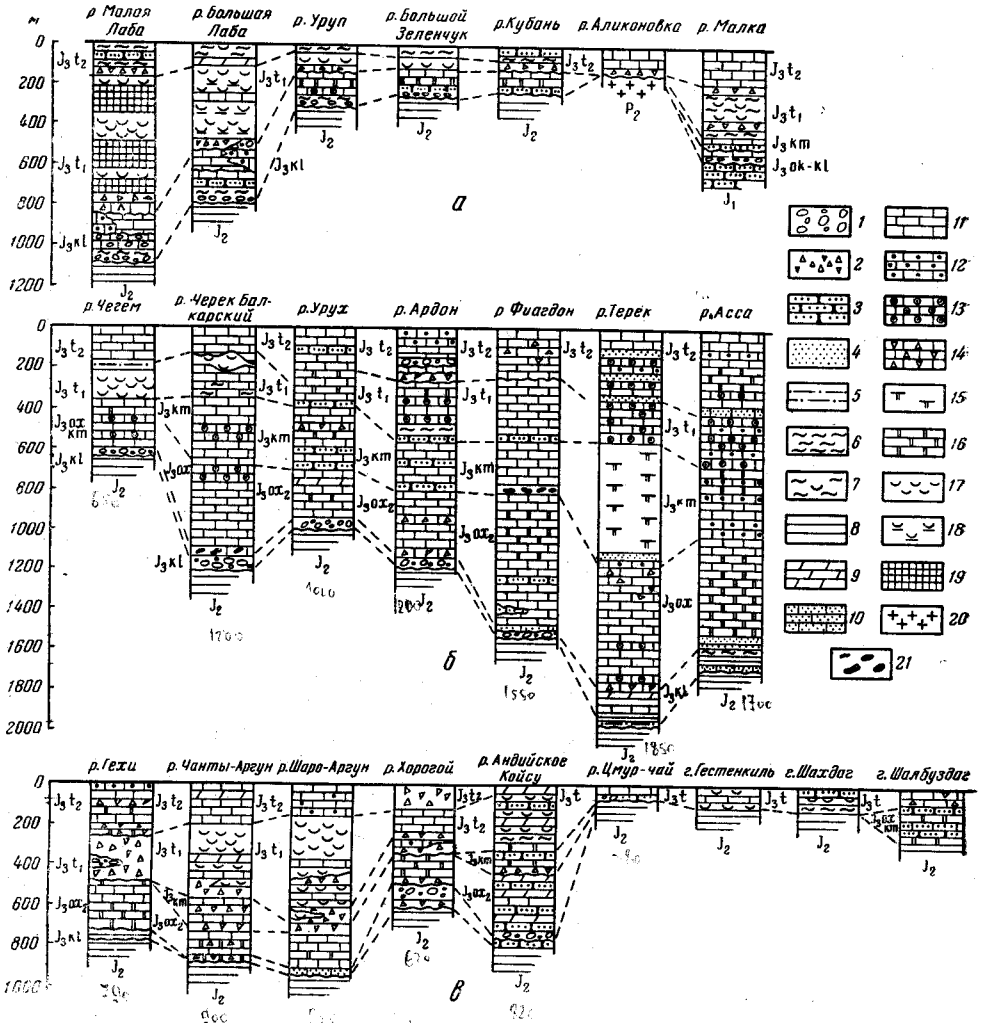


Рис. 23. Сопоставление верхнеюрских отложений западной (а), центральной (б) и восточной (в) частей. По Б. П. Лучникову

1 — брекчия; 2 — конгломерат; 3 — песчаник; 4 — песок; 5 — алевролит; 6 — аргиллит; 7 — аргиллит с гипсом; 8 — глина сланцеватая; 9 — мергель; 10 — известняк песчанистый; 11 — известняк; 12 — известняк массивный, органогенный; 13 — известняк оолитовый; 14 — известняк брекчированный; 15 — доломит грубослоистый; 16 — доломит; 17 — гипс; 18 — ангидрит; 19 — каменная соль; 20 — гранит; 21 — кремнистые конкреции

Далее к северо-западу, вдоль обрыва Скалистого хребта, происходит увеличение мощности этих отложений от 60—80 м в Центральном Дагестане (р. Кара-Койсу) до 336 м в бассейне р. Андийское Койсу (район сел. Гигатли-Орух). В этом разрезе оксфордские отложения по литологическим признакам подразделяются на две части, рассматриваемые условно как нижний и верхний подъярусы. Нижний оксфорд имеет мощность 81—82 м, представлен в основном различными песчаниками с редкими прослоями мергелей. В основании толщи залегает пласт сильно ожелезненного конгломерата мощностью 0,2 м, указывающего

на размыв, происшедший на границе келловея и оксфорда. Верхний оксфорд, представленный мергелистыми осадками, содержащими прослой и линзы песчаника, имеет мощность 254 м. В основании разреза прослеживается горизонт глауконитовых песчаников мощностью 31 м. К западу мощность сокращается от 180 м в бассейне р. Хорочей до 140 м по р. Чанты-Аргун и вновь увеличивается до 250 м в бассейне Гехи. Одновременно с уменьшением мощностей к северо-западу от бассейна р. Андийское Койсу наблюдается изменение состава пород. В бассейне р. Хорочей оксфордский ярус в нижней части представлен косослоистыми песчаниками с горизонтом конгломератов и гравелитов в основании, а в верхней — толщей доломитов. В междуречье Шаро-Аргуна и Гехи нижняя часть представлена доломитом, а верхняя скрытокристаллическими известняками.

Фаунистически оксфордские отложения охарактеризованы слабо. В настоящее время остатки фауны найдены преимущественно в нижней части разреза, где были встречены *Cardioceras cordatum* Sow., *Euaspidoceras faustum* В а у l e, указывающие на принадлежность слоев к нижней зоне оксфордского яруса. Помимо этого, довольно редко встречаются остатки брахиопод: *Septaliphoria* cf. *lacunosa* Q u e n s t., «*Terebratula*» \* cf. *kobyi* L o r., *Zeilleria danubiensis* var. *laevis* S c h l o s s. и др. (бассейн р. Чанты-Аргун).

Вышележащие отложения кимериджского яруса значительно меняются по мощности в пределах восточной части Кавказа. На территории Южного Дагестана максимальная мощность осадков наблюдается в районе горы Шалбуз-даг (200—210 м). К северо-западу она резко сокращается до нескольких метров в бассейне р. Чирах-чай (район сел. Хив) и до 102 м в разрезе р. Андийское Койсу.

Далее к западу, в бассейне р. Хорочей, отложения яруса полностью отсутствуют и вновь появляются в разрезах по рекам Шаро-Аргун и Чанты-Аргун, где соответственно имеют мощности 120 и 190—200 м и вновь выклиниваются в бассейне Гехи (М. М. Мацкевич).

Фауной отложения кимериджского яруса в пределах восточной части Кавказа не охарактеризованы и выделяются по литологическим особенностям и положению в разрезах. В основании толщи всюду прослеживается грубообломочная брекчия различной мощности. В целом ярус представлен карбонатными породами (известняки, доломиты).

Отложения титонского яруса в пределах восточной части Кавказа пользуются повсеместным распространением. Однако они не охарактеризованы фауной и выделяются в разрезах по литологическому составу. Титон представлен лагунными осадками (гипсы, ангидриты, глины, известняки и т. д.). Мощность этих отложений варьирует в широких пределах. На территории Южного Дагестана (бассейн р. Самур) мощность титона колеблется от 40 м в районе горы Шалбуз-даг до 80—85 м в районе горы Шаг-даг. Далее на северо-запад мощность постепенно увеличивается, достигая 340—350 м в бассейнах рек Андийское Койсу (район сел. Гигатли-Орух) и Хорочей и 690 м по р. Шаро-Аргун. К западу от последней наблюдается сокращение мощности от 540 м в бассейне р. Чанты-Аргун до 480 м по р. Гехи.

Одновременно с изменением мощностей с юго-востока на северо-запад наблюдается изменение литологического состава пород в сторону насыщения разреза грубообломочными брекчиями. Максимальная мощность гипсов (450 м) наблюдается в бассейне р. Шаро-Аргун.

\* Для тех видов брахиопод, принадлежность которых к ныне выделяемым родам пока не установлена, мы пользуемся обозначениями «*Rhynchonella*» и «*Terebratula*» в их первоначальном, широком понимании.



Наиболее полные и характерные разрезы отмечаются в между-  
речье Шаро-Аргуна и Чанты-Аргуна.

### Центральная часть Северного Кавказа

Отложения верхней юры в центральной части Северного Кавказа по литологическим особенностям подразделяются на две части: терри-



Рис. 24. Известняки оксфордского и кимериджского ярусов. Южный склон горы Кинжал, эскарп Скалистого хребта. Фото Ю. Я. Потапенко

генно-карбонатную, отвечающую келловею, и карбонатную, включающую осадки оксфордского, кимериджского и титонского ярусов (рис. 24). Нижняя граница, как и в восточной части, отвечает началу нового этапа геологического развития территории и выражена весьма отчетливо; верхняя проводится в основании фаунистически охарактеризованного горизонта песчано-мергелистых пород валанжинского яруса нижнего мела. Центральная часть северного склона Кавказа характеризуется максимальной мощностью верхней юры, выдержанностью состава выделяемых стратиграфических подразделений и относится к Бак-

сано-Терской структурно-фациальной зоне, выделенной Н. В. Живаго (1960).

Одной из первых специальных работ по стратиграфии верхней юры Центральной части Северного Кавказа является описание В. П. Ренгартеном (1913) разрезов по рекам Асса, Камбилеевка и Терек. Собранный им фауна позволила выделить здесь все ярусы единой шкалы. Последующие исследования Л. А. Варданянца (1934), В. А. Сермягина (1929), И. Г. Кузнецова и другие опирались на эту схему. Затем она была несколько уточнена Л. Н. Пламеневским (1929), а для западной части района — М. В. Муратовым (1948). Палеонтологические данные нашли свое отражение в работах В. Ф. Пчелинцева (1931, 1933, 1937).

Позднее в связи с литолого-стратиграфическими исследованиями, проводившимися для выяснения нефтегазоносности, был получен новый ценный материал по верхней юре, сведенный в 1955 г. И. А. Конюховым и Г. М. Камардинкиной, в 1960 г. группой сотрудников ВНИИГаз под руководством Н. В. Живаго, а затем М. М. Мацкевичем, Б. К. Лотиевым, Б. Ф. Крымовым и др. В частности, М. М. Мацкевичем в 1961 г. в пачке мергелей и известняков, ранее относившейся к верхнему келловью, была обнаружена многочисленная фауна, характеризующая зону *Cardioceras cordatum* (определения Н. Т. Сазонова) нижнего оксфорда.

Келловейский ярус подразделяется на три подъяруса.

Нижнекелловейский подъярус в бассейне р. Терек представлен алевролитоглинистыми осадками мощностью 70 м с остатками *Macrocephalites macrocephalus* var. *canizarroi* Gemm., *Macrocephalites tumidus* Rein., *M. aff. caucasicus* Djap., *Cadoceras* ex gr. *elatmae* Nik.

Средний и верхний подъярусы келловья, представленные известково-глинистыми породами мощностью 60 м с остатками аммонитов — *Hecticoceras* ex gr. *glyptum* Buck., *H. metomphalum* Bonap., *H. brighti* Pratt, *Peltoceras* cf. *athletoides* Lah. и брахиопод *Rhynchonelloidea spathica* Dav., *Lobothyris tchegemensis* Moiss., *L. kabardnensis* Moiss., *Goniotiris eggensis* Roll., *Zeilleria subcensoriensis* Szain., *Z. balkarensis* Moiss. и др.

В бассейне р. Асса нижний келловей сходен с келловеем терского разреза по составу и мощности. Средний и верхний келловей мощностью до 40 м представлен здесь целиком кварцевыми песчаниками прибрежного мелководья и песчаного пляжа. Фауны эта часть разреза не содержит. Нижняя же, наоборот, изобилует аммонитами нижнего келловья: *Sigaloceras* aff. *calloviensis* Sow., *Kepplerites* ex gr. *gowerianus* Sow., *Macrocephalites* cf. *subcompressus* Wag.

К западу от р. Терек келловейский ярус ложится на разные горизонты средней юры, а в бассейне р. Малка на нижнеюрские отложения. В бассейне р. Фиагдон он представлен мелкозернистыми песчаниками с редкими обломками двустворок мощностью 13 м, по р. Урух ржавобурными песчаниками мощностью 6—10 м, а в бассейнах Черка и Чегема келловейские отложения выражены терригенными (песчаники, глинистые и известковистые алевролиты) и карбонатными (органогенно-обломочные и оолитовые известняки) породами.

Отложения келловейского яруса содержат довольно многочисленные остатки аммонитов, двустворок, брахиопод, губок, ежей, по которым устанавливается возраст вмещающих пород. По данным Г. А. Логиновой (1959), здесь отчетливо выделяются ниже- и среднекелловейские отложения.

Верхнекелловейские отложения литологически тесно связаны с вышележащими отложениями оксфорда и составляют единую толщу органогенно-обломочных и псевдооолитовых известняков. Верхняя граница верхнего келловья остается неясной, поскольку верхнекелловей-

ские виды фауны встречаются в самом основании этой известняковой толщи, а в отложениях оксфорда органические остатки крайне немногочисленны.

В бассейне р. Чегем В. П. Ренгартен (1912) выделил нижнекелловейские слои с *Cadoceras elatmae* Nik., *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. и др. и среднекелловейские слои с фауной аммонитов из родов *Hecticoceras*, *Cosmoceras*, *Erymnoceras*, *Perisphinctes*, *Quenstedticeras* и др.

Вопрос о выделении верхнего келловя В. П. Ренгартеном более или менее определенно не ставился.

Максимальная мощность ниже- и среднекелловейских отложений колеблется от 50 до 60 м. Мощность верхнего келловя не установлена.

В бассейне р. Малка келловейский ярус представлен разнозернистыми песчаниками и гравелитами мощностью 35—37 м. В их самой нижней части найден аммонит *Quenstedticeras henrici* Douv., характерный для верхнего келловя.

Западнее, в бассейне р. Аликоновка (район г. Кисловодска), келловейские отложения отсутствуют.

*Оксфордские отложения* наиболее полно представлены в бассейне р. Терек. По литологическим признакам и по фауне они подразделяются на нижний и верхний оксфорд. Нижний оксфорд мощностью 60 м представлен чередованием известняков и мергелей с многочисленными остатками *Cardioceras* sp. Верхний оксфорд представлен сахаровидными кристаллическими известняками мощностью 600—610 м, которые в самой нижней части содержат многочисленные остатки *Perisphinctes cautisnigrae* Arkell, характеризующих зону *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) *plicatilis* верхнего оксфорда. Отсюда известны многочисленные остатки двустворок и гастропод, среди которых, как наиболее характерные, могут быть указаны: *Chlamys viminea* Sow., *Spondylopecten moreanus* Buv., *Lima burensis* Log., *Ptygmatis pseudobruntrutana* Gemm., *P. crassa* Et., *Cryptoplocus depressus* Voltz.

К востоку, в бассейне р. Асса, нижний оксфорд представлен мелкозернистыми песчаниками мощностью до 45 м, фаунистически не охарактеризован и выделяется условно (М. М. Мацкевич), мощность верхнего оксфорда сокращается до 490 м, он представлен в основном доломитами и только вверху (130 м) сложен известняками, содержащими в средней части прослой доломита.

В бассейне р. Фиагдон оксфордские отложения представлены верхним подъярусом мощностью до 880 м, выраженным массивными известняками с редкими прослоями доломитов и песчаников. Среди органических остатков установлены двустворки, брахиоподы и кораллы. Нижняя часть разреза характеризуется находками *Chlamys* aff. *ambigua* Münst., *Spondylopecten* ex gr. *erinaceus* Buv., а верхняя — *Chlamys viminea* Sow., «*Terebrautula*» ex gr. *tichaviensis* и др.

Далее к западу мощность отложений сокращается от 370 м в бассейне р. Ардон до 260 м по р. Урух. По Ардону и в бассейне Черка Балкарского собрана обильная фауна, изученная В. Ф. Пчелинцевым (1931). Отсюда описаны, в частности, позднеоксфордские *Chlamys viminea* Sow., *Camptonectes viridunensis* Buv., *Spondylopecten moreanus* Buv., *Lima burensis* Log., *Diceras valfinense* Boehm, *Ptygmatis pseudobruntrutana* Gemm., *P. crassa* Et., *Polyptyxis nodosa* Voltz, *Itieria moreana* Ogb.

В бассейне р. Малка к оксфорду относится пачка известняков мощностью около 35 м, содержащих плохо сохранившиеся остатки фауны, в большинстве не допускающие точного определения. Здесь присутствуют как позднеоксфордские виды (например, *Camptonectes viridunen-*



*sis* В и в.), так и продолжающие существовать в кимеридже (*S. grenieri* Conte j.). Это позволяет несколько условно говорить о принадлежности данных отложений к верхнему оксфорду. Далее на запад, в районе Кисловодска (р. Аликоновка и др.), оксфорд отсутствует.

Кимериджские отложения представлены грубослоистыми и неяснослоистыми доломитами, а в верхней части органогенными известняками; максимальная мощность их (620 м) наблюдается в бассейне р. Терек. В основании толщи здесь залегает горизонт чередующихся органогенных известняков и косослоистых песчаников мощностью 70 м. Фауни-

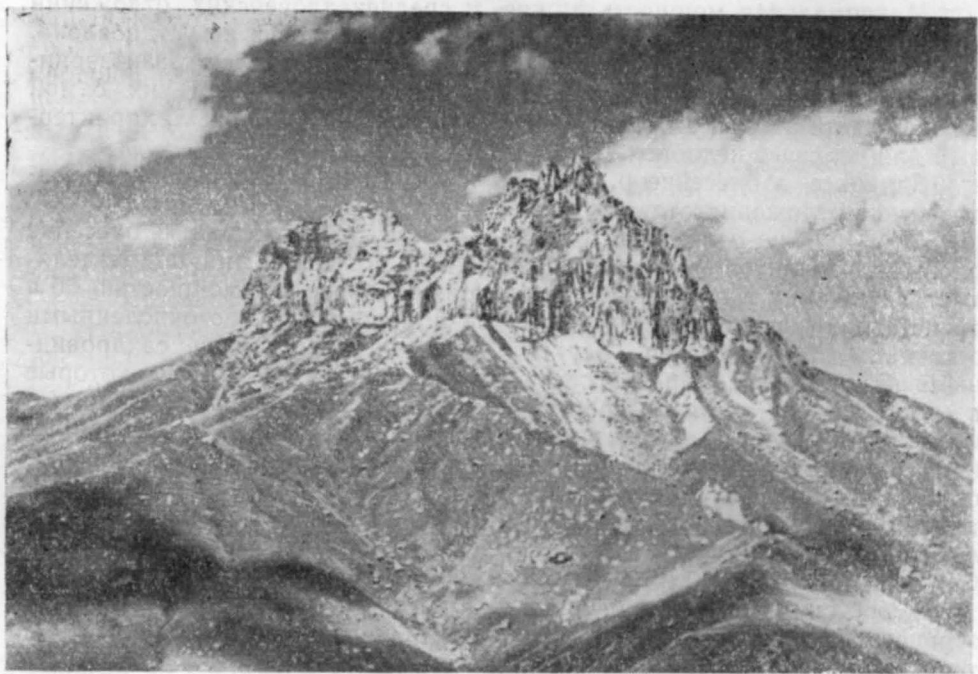


Рис. 25. Останец оксфорд-кимериджских известняков. Гора Науджидзи, левый берег р. Гижгит. Фото Р. П. Тузикова

стические находки весьма редки. Отсюда известны *Lima aragonensis* В и в. и некоторые менее характерные остатки, в том числе собранные в низах толщи брахиоподы. Среди них есть как позднеоксфордские виды (*Rhactorhynchia corallina* Leum., *Ptyctothyris andelotensis* Haas, *Dictyothyris rollieri* Haas), так и виды, известные из оксфорда и кимериджа (*Lobothyris zieteni* Log.) и кимериджа («*Terebratulula*» *kelheimensis* Schlo ss.). Учитывая трансгрессивный характер титонских слоев, можно предположить отсутствие здесь верхнего кимериджа. К востоку (р. Асса) мощность кимериджских отложений сокращается до 350 м. Разрез их представлен в основном скрытокристаллическими органогенными известняками с пластом доломита в верхней части мощностью 30 м. Фаунистически они охарактеризованы весьма слабо.

К западу от р. Терек также наблюдается уменьшение мощности кимериджских отложений. В бассейне р. Фиагдон она составляет 400 м, по р. Ардон 370 м, по р. Урух 250 м и далее постепенно сокращается (рис. 25) до 50—60 м в разрезах р. Малка. Кимеридж представлен здесь пелитоморфными известняками с маломощными прослоями песчаников, мергелей, мергелистых и оолитовых известняков и доломитов

с пластом гравелитов (1,4 м) в основании, говорящем о некотором пере-  
рыве между поздним оксфордом и кимериджем. Для кимериджа бас-  
сейна р. Малка характерно присутствие в верхах толщи известняковой  
брекчий (2—4 м). Возраст отложений датируется по присутствию  
*Tretospira abichi* Neum., *Aviculoperna caucasica* Pchel. и других видов,  
хотя наряду с ними встречаются и виды, известные с позднего оксфорда  
(например, *Lobothyris zietenii* Log.).

В бассейне р. Черек встречены характерные для кимериджа Кав-  
каза двустворки *Aviculoperna caucasica* Pchel., *Arcomytilus subpectina-  
tus* Orb., аммонит *Ataxioceras lictor* Font. и др.

Нижняя граница титонского яруса проводится по появлению в раз-  
резе органогенно-обломочных, оолитовых и кавернозных известняков  
с остатками брахиопод и устриц плохой сохранности. Максимальная  
мощность (670 м) титонского яруса наблюдается в бассейне р. Асса.  
В западном направлении происходит постепенное сокращение мощ-  
ности. Так, в бассейне Терека мощность титона сокращается до 530 м  
(М. М. Мацкевич), по р. Фиагдон до 240 м. Начиная от бассейна  
р. Фиагдон мощности титонских отложений вновь увеличиваются, до-  
стигая по рекам Ардон 410 м, Урух 460 м, Черек Балкарский 390 м,  
Чегем 420 м, в бассейне р. Малка до 300 м. Одновременно с колеба-  
ниями мощностей с востока на запад происходит изменение состава по-  
род (см. рис. 21).

На востоке, между реками Асса и Ардон, титонский ярус представ-  
лен в основном карбонатными осадками, накопившимися в условиях  
нормального морского бассейна. По литологическим признакам они под-  
разделяются на две части: нижнюю, представленную оолитовыми,  
органогенными и кавернозными известняками, содержащими к западу  
от р. Асса прослой доломитов, и верхнюю, выраженную в бассейне Ассы  
скрытокристаллическими, микроолитовыми и органогенными известня-  
ками и доломитами с пластом гравелитов в основании.

В бассейне Терека литологический состав верхней части разреза не-  
сколько меняется в сторону увеличения терригенного материала.  
В основании толщи прослеживается пласт песчаника мощностью 30 м.  
В известняках здесь встречаются «*Terebratula*» *formosa* Suess, *Arca  
beogrundi* Log., *A. catalaunica* Log., *Camptonectes tithonius* Gemm. et  
Blasi, *Exogyra baksanensis* Pchel., *Modiolus foucardi* Roll., *Astarte  
(Praeconia) remesi* Pchel., *Lucina valentula* Log., *Polyptyxis tetrptycha*  
Herb., *Phaneroptyxis obtusiceps* Zitt., что определенно указывает на  
титонский возраст вмещающих их пород.

В низах титонского разреза по р. Фиагдон в кавернозных известня-  
ках (1961) собраны остатки титонских брахиопод *Rhactorhynchia coral-  
lina* Leum. var. *neocomiensis* Jac. et Fal.

В бассейне р. Ардон резко сокращается мощность осадков до 230 м  
с появлением горизонтов грубообломочных брекчий в основании (см.  
рис. 23).

Между Ардоном и Малкой в первую половину титонского века  
существовали полуконтинентальные (лагунные) условия осадконакоп-  
ления, сменившиеся затем нормальным морским режимом, когда про-  
исходило образование карбонатных осадков. Из этих отложений в бас-  
сейнах рек Черек, Чегем и Баксан определена В. Ф. Пчелинцевым  
(1931) фауна, позволившая установить их титонский возраст. Здесь  
встречены *Gervillia gottschei* Boehm, *Lopha moravica* Boehm, *Exo-  
gyra baksanensis* Pchel., *Ex. vetzleri* Boehm, *Modiolus foucardi* Roll.,  
*Trigonia barrensis* Buv., *Cuspidaria caucasica* Pchel., а также опреде-  
ленная А. С. Моисеевым титонская «*Terebratula*» *bieskidensis*  
Zeuschn. и др.



Нижняя часть титона \* в бассейне Малки представлена пестроцветными (зелеными, красными) бесструктурными загипсованными глинами с прослоями мелкозернистых, пелитоморфных известняков и брекчий, с линзами и прослоями гипсов и ангидритов. Пестроцветные отложения постепенно переходят вверх в карбонатную толщу мощностью 115—150 м, выдержанную по простиранию, представленную мелкозернистыми, массивными, органогенными, иногда доломитизированными известняками с «устричными» мелкозернистыми известняками в основании.

В «устричных» известняках встречены *Gervilla linearis* Bu v., *Corbicella* cf. *bayani* Logiol. Выше по р. Кич-Малке найдена *Rhactorhynchia corallina* Le ym. var. *echaillonensis* Jac. et Fal., которая является типичной титонской формой; в самых верхах толщи наблюдается большое количество отпечатков зубов ганоидных рыб *Pycnodus couloni* Ag., а также типичные титонские двустворки *Modiola* aff. *foucardi* Roll., *Trigonia glasvillei* Mac-Connii. Выше следуют доломитизированные известняки, содержащие фауну валанжинского яруса нижнего мела.

К западу в бассейне р. Аликоновка (район г. Кисловодска) титонские отложения имеют мощность до 100 м, представлены в основном карбонатными породами с 3—4-метровым горизонтом пестроцветных пород, залегающих на размытой поверхности пород фундамента.

Титонские отложения в пределах междуречья Кубань—Малка характеризуются резкой фациальной изменчивостью осадков и колебанием мощности. М. В. Муратовым (1941 г.) среди титонских отложений выделяются три фациальных типа пород и области их распространения.

В южной части района по северным склонам Скалистого хребта от Гуд-горы на западе и до района горы Манглай на востоке и далее к северо-востоку по долине р. Кич-Малка проходит полоса развития глинистых пород. К северу от нее намечается область развития грубообломочных фаций различных по составу (южная окраина г. Кисловодска, верхнее течение рек Березовка и Аликоновка и нижнее течение р. Эшкакон) и пестрых по окраске. Севернее на р. Аликоновка в районе г. Кисловодска титонские отложения представлены гранитной дресвой с отдельными прослоями глин. Колебания мощности отложений титона, по мнению М. В. Муратова, можно поставить в зависимость от неровностей палеозойского фундамента.

По данным М. В. Муратова, в междуречье Кубань—Малка, следуя с юга от полосы современных выходов осадков верхнеюрского комплекса на север и северо-восток, отмечается постепенное выклинивание и резкое несогласное залегание отложений верхней юры на подстилающих породах от верхов средней юры до палеозоя включительно.

На юге, в районе куэстовых уступов Скалистого хребта, верхнеюрские отложения налегают на глинистые осадки байоса, севернее срезают ааленские породы, далее на значительном расстоянии перекрывают различные горизонты тоара и затем переходят на палеозойское основание.

В крайних южных точках выходов в основании верхнеюрского комплекса присутствуют келловей и оксфорд, которые к северо-востоку выклиниваются, и в основании верхней юры уже залегает кимеридж. Еще далее на северо-восток прямо на подстилающие породы палеозоя ложатся песчаники и дресва титона.

Трансгрессивное и несогласное налегание верхнеюрских осадков на среднюю и нижнюю юру и палеозой позволили М. В. Муратову

\* По данным Г. А. Логиновой и ряда других исследователей, образование этих пестроцветных осадков начинается на Северном Кавказе в кимеридже.

прийти к выводу, что «перед отложением верхнеюрских пород область к северо-востоку от их современного распространения, перед тем покрытая среднеюрскими отложениями, испытала значительное поднятие. Область морского прогиба, если она сохранилась от среднеюрского бассейна, крайне сузилась и была отнесена куда-то на юг. Среднеюрские породы, а может быть и их основание в области поднятия на северо-восток, испытали глубокую эрозию.

В течение верхней юры прогиб снова стал расширяться, край его стал постепенно смещаться к северо-востоку, вследствие чего верхнеюрское ложе наступало в сторону поднятого перед тем массива.

Срезая средне- и нижнеюрские осадки и перекрывая даже древнее палеозойское основание, трансгрессия эта протекала, очевидно, весьма медленно, развиваясь в течение, по крайней мере, конца келловоя, всего оксфорда и кимериджа, сопровождаясь медленным опусканием расположенной на северо-восток низменной суши, откуда поступало очень много обломочного материала» (Муратов, 1948, стр. 39).

### Западная часть Северного Кавказа

Отложения верхней юры в пределах западной части Кавказа, от р. Кубань на востоке до р. Белой на западе, имеют повсеместное распространение, хорошо обнажены и прослеживаются узкой извилистой полосой вдоль обрыва Скалистого хребта.

К северу от полосы выходов осадки верхней юры, перекрытые плащом более молодых образований, вскрыты многочисленными скважинами, материалы которых позволяют судить о мощности и составе верхнеюрских отложений.

Литературные данные по изучению верхнеюрских отложений западной части Кавказа довольно многочисленны, но большинство из них относится к тридцатым и сороковым годам XX в. Вопросам стратиграфии посвящены работы А. П. Герасимова (1911а, 1912, 1916а), А. Н. Огильви (1912, 1915), В. П. Ренгартена (1913, 1947 г.), И. И. Никшича (1915), Л. А. Варданянца (1934) и др.

Фауна охарактеризована В. Ф. Пчелинцевым (1926, 1927, 1933), Б. Б. Ребиндером. В последние годы изучением верхнеюрских отложений занимались Г. А. Логинова (1959, 1962), Г. П. Леонов (1956 г.), Г. М. Ломизе (1961) и др. Помимо этого, ценный материал по стратиграфии верхней юры находится в многочисленных геологических отчетах о результатах широко развернувшихся геологосъемочных работ.

В бассейне р. Большая Лаба выделяются все три подъяруса *келловоя* (Б. П. Лучников). Нижний келловей представлен песчано-глинистыми и алевролитовыми породами и имеет мощность 64 м. В основании присутствует пласт гравелитового песчаника, залегающего на глинистых отложениях средней юры.

Аналогичный состав нижний келловей имеет вплоть до бассейна р. Кубань на востоке и до р. Белая на западе. Мощность его, однако, уменьшается до 16—17 м в бассейне Кубани и до 30—35 м в бассейне Белой.

В настоящее время нижнекелловейские осадки западной части Северного Кавказа охарактеризованы находками аммонитов *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *M. pila* Nik., *Kepplerites gowenianus* Sow. и фораминифер *Ammobaculites coprolithiformis* Schwag., *Cr. cultratiformis* Mjatl., *C. inflata* Wisn., *C. limata* Schwag. и др.

Средний келловей в бассейне Большой Лабы представлен глинами, песчаниками, гравелитами, конгломератами. Нижняя граница устанавливается отчетливо и проводится по пласту гравелита, верхняя — по

появлению в разрезе карбонатных пород (оолитовые известняки). Мощность среднего келловея достигает здесь 55 м.

Отложения среднего келловея к востоку и западу от бассейна Большой Лабы четко не устанавливаются, в связи с этим проследить изменения мощностей не представляется возможным.

Среднекелловейские отложения содержат остатки аммонитов (*Erymnoceras coronatum* Brug., *Hecticoceras hecticum* Rein., *H. punctatum* Stahl, *Perisphinctes mosquensis* Fisch.) и двустворок (*Pholadomya subexaltata* Kas., *Aequipecten subequicostatus* Kas.).

Верхний келловей представлен известняками оолитовыми и неясно-слоистыми, массивными, песчанистыми, содержащими прослои алевролита и песчаника. Разрез заканчивается прослоем конгломератовидного известняка мощностью 0,8 м, содержащего фауну верхнего келловея. Мощность известковых образований верхнего келловея увеличивается с востока на запад от 6 м в бассейне р. Малый Зеленчук до 17 м по р. Уруп и 19 м в разрезах р. Большая Лаба (см. рис. 21). В бассейне Кубани карбонатная часть келловея полностью размыта. В нижней части верхнего келловея встречены *Peltoceras athleta* Phill., *Kosmoceras transitionis* Nik., *K. theodorii* Opp., *K. cf. duncani* Sow., *K. cf. ornatum* Schloth., *K. cf. spinosum* Sow. Самая верхняя часть разреза охарактеризована фораминиферами *Cristellaria tumida* Mjatl., *C. uhligi* Wisn., *Epistomina elschankaensis* Mjatl., *Palaeomiliolina mosquensis* Uhl., указывающими на принадлежность к верхнему келловей.

Отложения оксфордского яруса присутствуют во всех разрезах западной части Кавказа. В бассейне Кубани мощность их составляет 8 м (И. А. Конюхов), а далее вплоть до бассейна Белой из-за однообразного состава и бедности остатками фауны карбонатная толща, залегающая над келловеем, не может быть расчленена. Она отвечает оксфордскому и кимериджскому ярусам. В нижней части присутствует фауна оксфорда, а в верхней — кимериджа.

Примерная мощность кимериджа в бассейне р. Кубань около 50 м. К западу мощность толщи оксфорда и кимериджа постепенно увеличивается от 100 м по р. Уруп до 720 м в бассейне Белой. Эта часть разреза представлена слоистыми пелитоморфными и массивными доломитизированными известняками. Здесь встречены оксфордские аммониты *Perisphinctes* (*Properisphinctes*) *bernensis* Log., *P. consociatus* В и к.

На р. Кубань в песчанистых известняках, которыми здесь представлен верхний оксфорд, встречены многочисленные двустворки и гастроподы, изученные В. Ф. Пчелинцевым (1933). Среди них *Plesiocyprina cubanensis* Pčel., *Sequania lorioli* Cossm., *Nerinea sequana* Thig., *Itieria caucasica* Pčel. Из вышележащих мергелистых известняков определены раннекимериджские *Aviculoperna caucasica* Pčel., *Arcomytilus subpectintus* Orb., *Ceratomya egerkingensis* Gerb., *Nerinnella satagea* Log. и др.

Титонские отложения на рассматриваемом участке выражены типичными лагунными фациями. Мощность их колеблется в широких пределах — от 100 м по р. Кубань до 854 м в бассейне Малой Лабы. Наиболее типичный разрез титонских отложений наблюдается в бассейне рек Малая и Большая Лаба (по данным геологосъемочных и буровых работ). По литологическим признакам образования титонского яруса подразделяются на три пачки. Нижняя представлена грубообломочной брекчией в чередовании с серыми брекчированными или глыбовыми известняками. Мощность до 30—35 м. Следует отметить, что в междуречье Малой и Большой Лабы, в местах выходов рифовых

известняков оксфорда—кимериджа, в основании титона залегают разно-галечниковые конгломераты мощностью в 40 м, состоящие из хорошо окатанных галек гранитов, сланцев, гранодиоритов и т. д. Прослой конгломератов чередуются с пластами пестроокрашенных глин.

Средняя пачка сложена мощной толщей гипсов, ангидритов, значительно реже известняков, мергелей и глин. Характерной чертой является наличие пластов каменной соли. Мощность отдельных пластов каменной соли колеблется от 4,6 до 162,6 м; наибольшая мощность зафиксирована в районе сел. Шедок (бассейн Малой Лабы). Выклинивание пластов наблюдается к юго-востоку и северо-западу от этого пункта. Последнее подтверждается материалами многочисленных буровых скважин, пробуренных с целью оконтуривания месторождения каменной соли. Общая мощность средней пачки колеблется от 250 до 630 м.

Верхняя часть разреза титонских отложений представлена пере-слаиванием красных, голубовато-серых, серых загипсованных глин, содержащих подчиненные прослой мергелей, песчаников, гипсов и других пород. Мощность этих пестроцветных отложений колеблется в пределах 100—160 м.

К востоку от бассейна Лабы характер осадков не изменяется, но в значительной мере сокращается их мощность. Перекрыты титонские отложения различными ярусами нижнего мела—от валанжинского в бассейне р. Кубань до верхнего апта по Малой и Большой Лабе.

### Район западного погружения Кавказа

В западной части Кавказского хребта верхнеюрские отложения развиты как на северном, так и на южном склонах в пределах территории, рассматриваемой в настоящем томе. Они характеризуются значительным разнообразием фаций, соответствующих, по В. Е. Хайну (1962), различным структурно-фациальным зонам, которые существовали в позднеюрское время. Описание верхнеюрских отложений дается отдельно для северного и южного склонов.

**Северный склон.** Отложения верхней юры прослеживаются в самой западной части северного склона Кавказского хребта от р. Белой на востоке до р. Хабль на западе. Их изучали К. И. Богданович (1906—1910), Н. Морозов (1910), С. И. Черноцкий (1911, 1914), И. И. Никшич и О. С. Вялов (1929), Н. К. Игнатович, П. Н. Палей и Н. Н. Славнов (1932), О. К. Григорьева (1935) и Н. П. Луппов (1936). Первая обобщающая схема стратиграфии этих отложений была разработана В. В. Белоусовым и Б. М. Трошихиным (1937). В дальнейшем она уточнялась и детализировалась А. В. Ульяновым (1941), В. Е. Хайным и др. (1961, 1962).

В области северного склона верхняя юра залегает трансгрессивно на дислоцированных отложениях нижней и средней юры. Она начинается *келловейским ярусом*, в основании которого залегают песчаники или базальные конгломераты, состоящие из гальки черных аргиллитов и сидеритовых конкреций с прослоями известковистых глин. Мощность этого горизонта составляет на р. Пшеха 40 м. Выше следуют голубовато-серые известковистые глины с прослоями песчаников, алевролитов, мергелей и брекчиевидных известняков (рис. 26).

Мощность отложений келловея от 35 м на востоке района и 30 м на горе Фишт увеличивается до 400—450 м на р. Пшеха и до 500—600 м на р. Пишиш. Встречены *Lima subrigidula* Schlippe, *Entolium demissus* Phill., *Meleagrinnella* sp.,\* а также свидетельствующие о келло-

\* Здесь и далее двусторонки определены Г. А. Логиновой, брахиоподы — К. Ш. Нуцубидзе.

вейском возрасте фораминиферы: *Lenticulina praerussiensis* Mjatl., *L. ovato-ocuminata* Wisn., *L. cruceiformis* Mjatl., *Spirillina kubleri* Mjatl., *Epistomina mosquensis* Uhlig, *Lagena helvetica* K. et Zw. и др. (определения Е. А. Гофман).

Вышележащая часть разреза представлена на востоке района преимущественно биогермными известняками, а западнее — песчано-глини-

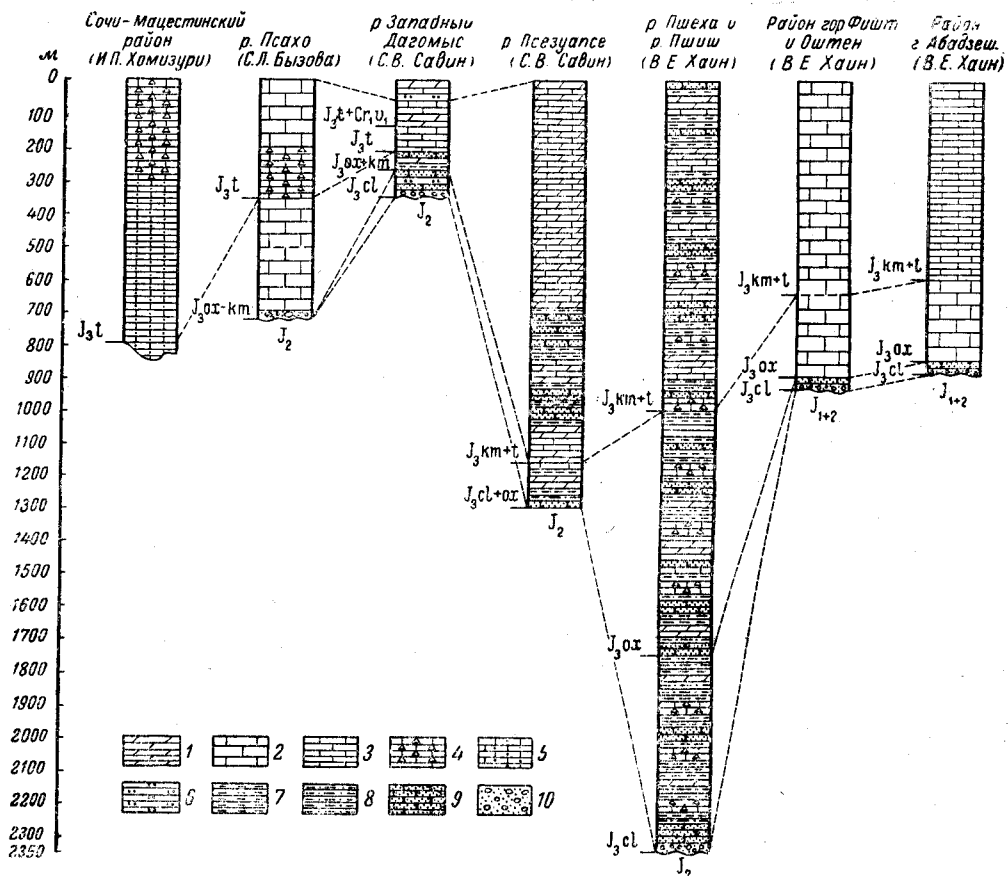


Рис. 26. Сопоставление разрезов верхнеюрских отложений Северо-Западного Кавказа и Южного склона

1 — мергели; известняки; 2 — биогермные; 3 — пелитоморфные, оолитовые и органогенно-обломочные; 4 — брекчированные; 5 — битуминозные; 6 — кремни; 7 — глинистые сланцы; 8 — алевриты; 9 — песчаники; 10 — конгломераты

стым субфлишем. Первый тип разреза характерен для междуречья Белой и Пшехи.

Объем оксфордского яруса неясен, поскольку его верхняя граница весьма нечетлива. По В. Е. Хаину, М. Г. Ломизе и др. (1961), на р. Белой оксфорд представлен органогенными известняками с конкрециями кремня (55 м). Западнее, в районе гор Фишт и Оштен, это уже рифогенная толща в основном коралловых и водорослевых известняков, достигающая мощности 200—300 м. Рифовые массивы высотой до 900 м протягивается от горы Фишт на юге к хребту Нагой-Чук и далее вдоль Лагонакского хребта. Слоистые известняки и брекчии здесь развиты только между рифами.

Из нижней оксфордской части рифов определены следующие кораллы: *Stylina (Convexastraea) semiradiata* Etall., *Heliocaenia* aff.



*corallina* Koby, *Myriophyllia angustata* Orb., *M. cf. thurmanni* Etall., *Thecosmilia marna* Thurm. (*T. cf. annularis* Edw. et Haime), *Microsolena coesaris* Etall., *Epistrephophyllum excelsa* Koby, *Calamophyllia flabellum* Blainv., *Montlivaltia truncata* Edw. et Haime (определение Т. Г. Ильиной).

В средней части рифовых известняков встречаются как позднеоксфордские виды («*Rhynchonella*» *astieriana* Orb., *Entolium solidum* Roem., *Chlamys viminea* Sow., *Camptonectes viridunensis* Buv., *Spondylopecten moreanus* Buv., *Polyptyxis nodosa* Voltz), так и переходящие в кимеридж (*Lima semiornata* Etall.) или известные лишь из кимериджа и титона («*Terebratula*» *kelheimensis* Schloss., «*T.*» /к) *formosa* Suess).

Наконец, в верхней части тех же рифовых массивов и местами в слоистых известняках присутствуют характерные для титона двустворки (*Megadicerus porrectum* Boehm и др.) и особенно многочисленные гастроподы: *Nerinea hoheneggeri* Peters., *N. oppeli* Gemm., *Ptygmatis carpathica* Zeuschn., *P. dumcensis* Vogdt, *Cryptoplocus consobrinus* Zitt., *Diptyxis esaklyana* Herb., *Polyptyxis yalpachensis* Pčel., *Phaneroptyxis kokkozensis* Pčel. и др. (определения В. Ф. Пчелинцева).

В западном направлении происходит быстрое изменение состава верхнеюрских образований. Известняки замещаются глинистыми породами и общий облик осадков приближается к флишевому. При этом значительно увеличивается мощность верхней юры, ее расчленение становится возможным в основном по остаткам микрофауны. На левобережье Пшехи и в бассейне Пшиша во флише еще сохраняются прослойки известняковых брекчий, образовавшихся в результате разрушения располагавшихся восточнее рифов. Далее к западу они исчезают.

Наиболее полный разрез верхней юры установлен в бассейне рек Пшеха и Пшиш. За известковистыми аргиллитами келловей здесь следует правильное ритмичное чередование сходных аргиллитов с прослоями песчаников, алевролитов и мергелей, образуя терригенный флиш. Оксфордский возраст их определяется по фораминиферам \* *Epistomina stelligeraeformis* Mjatl., *E. ex gr. pentorima* Dain., *E. limbata* Kart.-Tschern., *Epistomina ex gr. conica* Terq., *E. crepidula* Dain. Мощность до 750 м.

Нерасчленимые отложения кимериджа и титона мощностью более 1000 м начинаются конгломератами, в основном известняковыми, нередко грубыми, местами залегающими непосредственно на отложениях средней юры. Вышележащая толща напоминает оксфордский флиш, но отличается большим количеством карбонатных пород — пелитоморфных известняков и мергелей, содержащих остатки *Nodosaria biloculina* Franke, *N. cf. radícula* L., *Dentalina communis* Orb., *Polymorphina ex gr. oolitica* Terq., *Lenticulina magna* Mjatl., *L. ex gr. russiensis* Mjatl.

Самые западные выходы верхнеюрских отложений находятся в долинах рек Псекупс, Шебш и Чепси. Здесь наблюдается толща флишевого чередования песчаников, алевролитов, пестрых глин, известняков и мергелей. Ее мощность достигает 3000 м на р. Псекупс (Ульянов, 1941), уменьшаясь до 1700 м на реках Шебш и Чепси. Нижние горизонты содержат комплекс келловейских фораминифер *Lenticulina globulosa* K. et Zw., *L. ovato-ocuminata* Wisch., *L. praerussiensis* Mjatl., *L. uhligi* Mjatl. и *Lagenella helvetica* Mjatl. В верхней части разреза в пестрых глинах присутствуют *Phylloceras cf. serum*

\* Здесь и далее фораминиферы определены Е. А. Гофман.

Орр., *Virgatosphinctes* cf. *transitorius* Орр., *Berriasella* ex gr. *richteri* Орр., *Punctaptychus* cf. *punctatus* Voltz, что говорит о титонском возрасте глин. Самые верхи толщи не охарактеризованы определенными остатками фауны и, возможно, относятся уже к валанжинскому ярсу.

**Южный склон.** На южном склоне верхнеюрские образования прослеживаются от р. Туапсе до бассейна р. Мзымта, продолжаясь далее в пределы Грузинской ССР.

Первые сведения о стратиграфии этих отложений и их фауне появились в литературе только после 1930 г. в связи с работами В. Ф. Пчелинцева (1931, 1932а, б), О. С. Вялова (1931), В. Н. Робинсона (1932а), А. Л. Козлова (1932, 1937), И. Е. Худяева (1932), А. С. Моисеева (1934) и др. Эти работы охватили лишь отдельные участки южного склона. В дальнейшем региональные исследования провели Б. М. Келлер и С. В. Левченко (1937), а первое обобщение всех материалов по верхней юре южного склона было произведено А. В. Ульяновым (1941). В последние годы существенные данные по стратиграфии этих отложений и структурно-фациальной зональности были получены В. Е. Хайным, С. А. Афанасьевым, Ч. Б. Борукаевым, М. Г. Ломизе (1960, 1962), П. И. Хомизури и И. М. Меликовой (1956), С. Л. Бызовой (1959) и др.

В области южного склона выделяются несколько районов с различным строением верхнеюрских образований.

В северной части южного склона (верховья рек Сочи, Шахе, Туапсе) верхнеюрские отложения характеризуются отчетливой ритмичностью и максимальными мощностями. Они согласно залегают на средней юре и по литологическим признакам подразделяются на три свиты. Нижняя, монашкинская (150 м), условно отнесена к келловею и оксфорду. Она представлена ритмично чередующимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками, а в верхах содержит прослой мергелей и известняков с *Chlamys viminea* Sow. (определение В. С. Карпенко). Средняя свита, грачевская (350 м), обладает составом, аналогичным нижней, но включает прослой окремелых пород и пестрых мергелей. Залегают согласно на нижней свите, она местами содержит в основании известняковые конгломерато-брекчии. В верхах свиты обнаружены титонские фораминиферы *Lenticulina magna* Mjatl., *L. rotulata* Lam., *Spirillina elliptica* K. et Zw., *Glomospira gordialis* Park. et Jon.

В районе Красной Поляны и горы Неueb стратиграфические аналоги этой свиты охарактеризованы остатками *Laevaptychus* sp. и *Sowerbyceras tortisulcatum* Orb. var. *tithonica* Kud. (определение М. В. Муратова и Н. П. Луппова). Нижние горизонты свиты, вероятно, относятся еще к кимериджу.

Верхняя свита, бекишейская (мощность до 800 м), представляет собой терригенно-карбонатный флиш, состоящий из тонкого и правильного чередования обломочных известняков и мергелей. Кроме этих пород, в ее основании присутствуют песчаники и алевролиты.

В отложениях свиты обнаружены титонские гастроподы *Phaneropyxis staszycii* Zeuschn., *P. renevieri* Log. и др. (определения В. Ф. Пчелинцева), а также фораминиферы *Cylindrobullina portlandica* Cossm., *Glomospira gordialis* Park. et Jon., *Lenticulina magna* Mjatl., *L. cf. polymorpha* Terq., *Lagena hispida* Reuss, *Nodosaria biloculina* Franke, *Dentalina communis* Orb., *Spirulina elliptica* K. et Zw.

Южнее, в среднем течении р. Шахе и в верховьях рек Псоу и Дагомыс Западный, верхняя юра представлена карбонатным субфлишем меньшей мощности. В восходящем разрезе здесь выделяются следующие отложения.

*Келловейский ярус* (или келловей—оксфорд) представлен чередующимися туфогенными и кварцитовидными песчаниками, кремневыми аргиллитами и кремнями (80 м). В нем определены фораминиферы *Lenticulina* cf. *pseudocrassa* Mjatl., *L. cf. rusti* Mjatl., *L. tumida* Mjatl., *L. mammilaris* Terq., *L. ex gr. rotulata* Lam., *L. polymorpha* Terq., *L. cf. bruckmanni* Mjatl., *L. ex gr. subalata* Dain. (определения С. Б. Прокопенко).

*Оксфордский и кимериджский ярусы* представляют собой переслаивание песчаников, аргиллитов и мергелей мощностью 60 м. Изредка встречаются прослой известняков и стяжения кремня. В отложениях этих свит обнаружены фораминиферы *Ammodiscus tenuissim* Gumb., *Glomospira gordialis* Park. et Jon., *Spirothalmidium sagittatum* Бук., *Spirothalmidium* ex gr. *areniformis* Бук., *Vaginulina lanceolata* K. et Zw., *Lenticulina russiensis* Mjatl., *L. bruckmanni* Mjatl., *L. macrodisca* Reuss, *L. tumida* Mjatl., *L. billivosa* Schw.

*Титонский ярус* представлен известковыми брекчиями, обломочными, пелитоморфными и кремневыми известняками с редкими прослоями мергелей и кремней (80 м). Местами титон несогласно залегает на средней юре и тогда в его составе преобладают брекчии с обломками подстилающих пород. В них определены *Punctaptychus punctatus* Voltz var. *longa* Traut (определение М. В. Муратова). Выше по разрезу эти отложения сменяются толщей (130 м) пестрых кремневых известняков, мергелей и кремней, относимых к титону — берриасу. Отсюда определены титонские *Subplanites* aff. *contiguus* Cat., *Perisphinctes colubrinus* Rein. и *Berriasella* sp. *indet.* (определения Н. П. Луппова).

В районе хребтов Ац, Ахцу и в верховьях Мацесты, Хосты, Кудепсты и Псахо верхнеюрский субфлиш замещается массивными рифогенными известняками, которые несогласно залегают на среднеюрских образованиях. В их основании по р. Псахо присутствуют базальные конгломераты, подстилающие толщу (180—200 м) массивных кристаллических и песчаных известняков с остатками фауны верхнего оксфорда и нижнего кимериджа\*: *Stylosmilia michelini* Edw. et Haim, *Criptocoenia octosepta* Etall., *Thecosmilia magna* Thurm., *Calatophyllia flabellum* Blainv., *Spondylopecten* aff. *monsbeliardensis* Conte j.

Выше залегает толща (160—170 м) массивных, местами брекчированных известняков, содержащих кимериджские кораллы: *Dendrogyra angustata* Orb., *Confusastraea thevenini* Etall.

Заканчивают разрез брекчированные, а выше грубослоистые известняки с остатками фауны титона: *Thecosmilia cartiezi* Kobu, *Mitrodendron* aff. *schaferi* Ogilvie, *Camptonectes tithonicus* Gemm. et Blasi, *Nerinea posthuma* Zitt., *Ptygmatis carpathica* Zeuschn., *Phaneroptyxis staszycii* Zeuschn., *Zittelii laeviuscula* Zitt. и др. Их мощность 300—350 м.

В Сочи-Адлерском районе верхнеюрские отложения вскрыты скважинами на глубине свыше 1900 м. Они представлены толщей (более 800 м) битуминозных известняков и доломитов, в верхней части брекчированных, которые в северо-западном направлении постепенно замещаются рифовыми известняками. Эта толща относится к титонскому ярусу по аналогии с более восточными районами Абхазии, где она согласно перекрывается слоями берриаса — валанжина с *Thurmanniceras thurmanni* Pict., *Exogyra subsinuata* Leym., *Ex. etalloni* Pict. et Cam p. и др.

\* Здесь и далее кораллы определены Т. Г. Ильиной, двустворки — Л. В. Сибиряковой.

### Восточное Предкавказье

В пределах Восточного Предкавказья верхнеюрские отложения залегают на глубинах до 3500 м и встречены скважинами только в восточной части района. Западная граница площади их распространения проходит близ меридиана сел. Урожайное.

Первые указания на присутствие верхнеюрских отложений были получены после бурения опорной скважины Артезиан (Эвентов, 1956). Затем эти отложения были выделены в разрезах Озек-Суатского (Богданович, 1958; Мацкевич, 1958, 1961) и Южно-Сухокумского (Коршенбаум, 1961) нефтяных месторождений. В последнее время присутствие их было установлено в западной части Прикумского района и на площади Русский Хутор (Фролов, Горкушин, 1962; Мацкевич, 1965).

Верхнеюрские отложения Восточного Предкавказья фауной охарактеризованы слабо. Возраст местных подразделений, на которые расчленяются эти отложения, определяется комплексом известных палеонтологических и сравнительно-стратиграфических данных. Первоначально предполагалось, что в Восточном Предкавказье развиты отложения келловейского либо келловейского и оксфордского ярусов. В настоящее время имеются основания выделять нижнекелловейские, средне- и верхнекелловейские и оксфордско-кимериджские отложения.

Наиболее полно верхнеюрские отложения представлены во внутренних впадинах бассейна (Русский Хутор, Южно-Сухокумка, Артезиан) (рис. 27).

К нижнему келловее относится бакреская свита прибрежно-морских и мелководных песчаников с конгломератами (сухокумские слои), трансгрессивно перекрывающих аргиллиты артезианской свиты верхнего байоса—бата (Мацкевич, 1963), и темно-серых глин с остатками двустворок и наземной флоры (солончаковские слои). На южном склоне вала Карпинского и в опорной скважине Артезиан свита выражена алевритовыми глинами (ермолинские слои). Возраст свиты определяют находки известных в келловее фораминифер *Ammobaculites latus* Mit., *Fronicularia supracalloviensis* Wisn., *Lenticulina tumida* Mjatl., *Triplasia agglutinans* Kos. (кровля ермолинских слоев Каспийской площади), стратиграфическое положение ее в разрезе и сопоставление с нижнекелловейскими отложениями Чечено-Ингушетии. Мощность до 70 м.

Выше с размывом залегают бажиганская свита мелководных морских и прибрежных песчаников с глинами и известняками среднего и верхнего келловее. О возрасте свиты говорят находки *Cristellaria uhligi* Wisn. и *C. russiensis* Mjatl. (Южно-Сухокумская площадь; определение Т. А. Москаленко), обилие в параллельных слоях Астраханской области фораминифер, обычных для верхних горизонтов келловейского яруса Русской платформы, и сопоставление со средне- и верхнекелловейскими отложениями Чечено-Ингушетии. Мощность до 60 м.

Вышележащая доломито-известняковая толща включает три литологически различных комплекса, видимо, разновозрастных. Нижний состоит из органогенных и глинисто-песчаных известняков с прослоями глин, алевритов и песчаников с *Purpurina formosa* Eichw., *Chlamys (Aequipecten) subfibrosa* Orb. (Русский Хутор; определения В. П. Николаевой) и *Chlamys (Aequipecten) cf. fibrosa* Sow. (Озек-Суат; определение Г. Т. Пчелинцевой), известные из келловее и оксфорда. Следы перерыва в осадконакоплении на границе с подстилающими и присутствие, по данным А. Н. Ивановой, в синхронных отложениях Астраханской области *Cardioceras cf. alternans* Buch указы-

вают на верхнеоксфордский возраст данных образований. Мощность до 50 м.

Выше со следами размыва в подошве залегает комплекс органогенных и оолитовых известняков, имеющий в основании пачку глинисто-известковых песчаников мощностью до 12 м. Среди разнообразной,

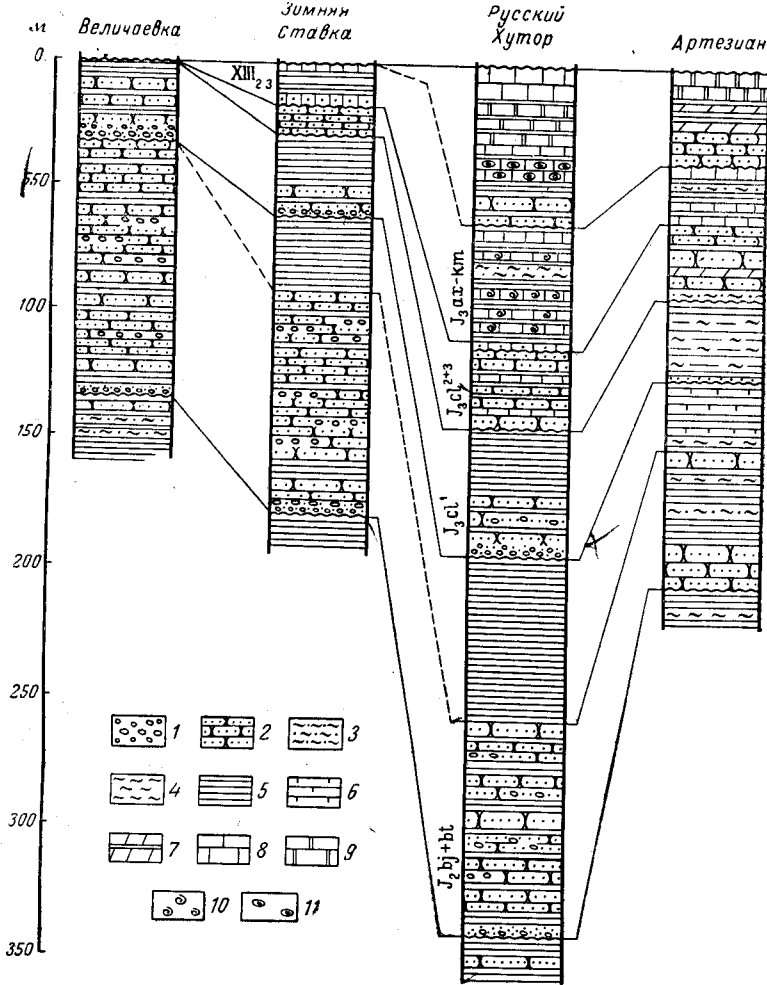


Рис. 27. Сопоставление разрезов верхнеюрских отложений Восточного Предкавказья. По М. М. Мацкевичу

1 — конгломераты; 2 — пески и песчаники; 3 — песчанистые алевролиты; 4 — алевролиты и алевроитовые глины; 5 — глины; 6 — известковые глины; 7 — мергели; 8 — известняки; 9 — доломиты; 10 — остатки фауны; 11 — оолиты

но плохо сохранившейся фауны встречены фораминиферы *Marssonella donezjana* Dain, *Cristellaria hoplites* Wisn., *C. aff. wisniowski* Mjatl., *C. polonica* Wisn. и др. (Богданович, 1958), известные из келловейских, оксфордских и кимериджских отложений Северного Кавказа и Русской платформы, а некоторые из нижнего волжского яруса Эмбы. Мощность до 35 м.

Разрез верхней юры заканчивается комплексом песчанистых доломитов и известняков, выходящих из-под трансгрессивно залегающего нижнего мела только на Русском Хуторе, Южно-Сухокумской площади и отчасти в Артезиане. Фауна неизвестна. Мощность до 35 м.



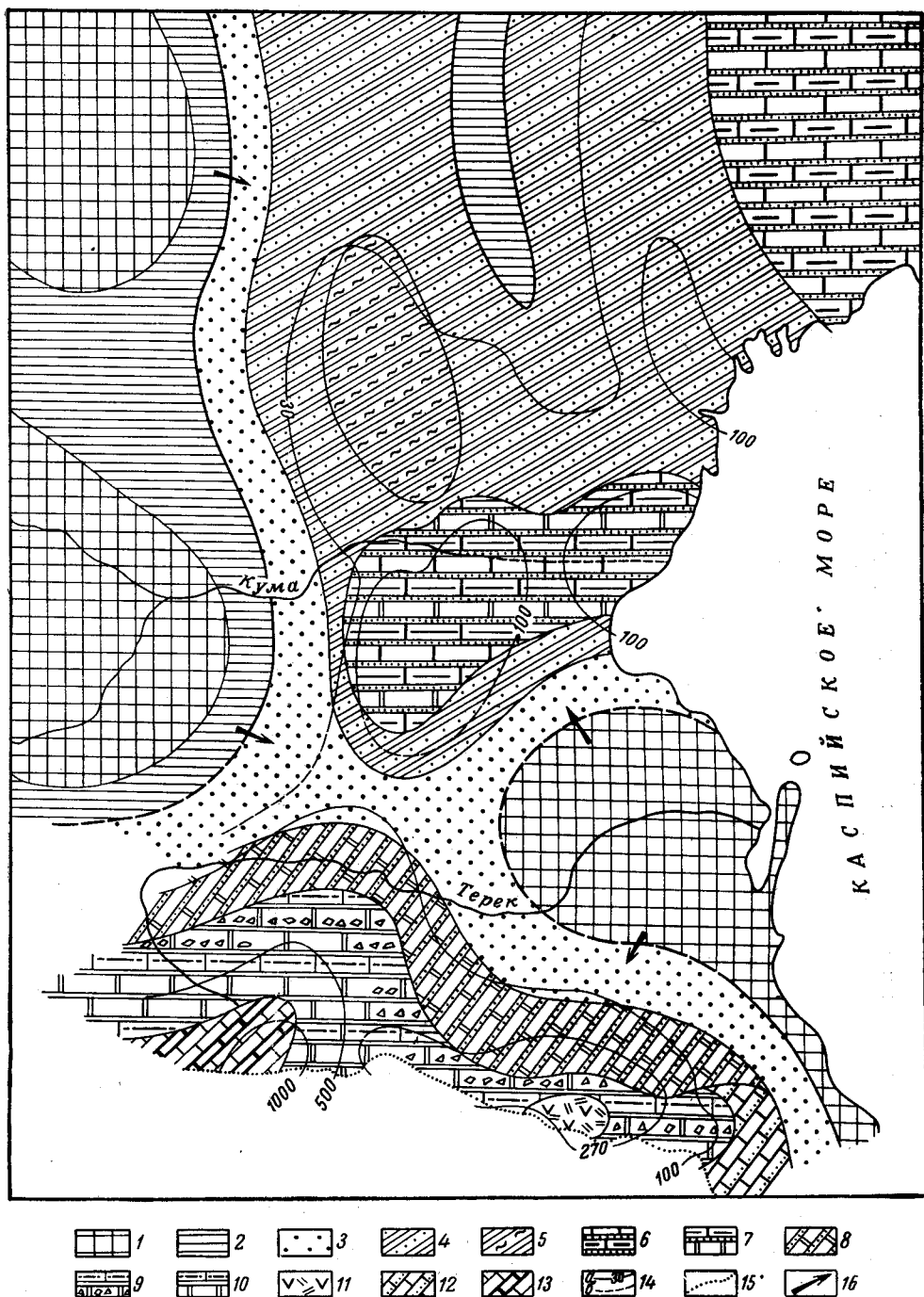


Рис. 28. Палеогеографическая литофациальная схема Восточного Предкавказья и смежных регионов в верхнеюрскую (келловейско-кимериджскую эпоху). По М. М. Мацкевичу  
 1 — области сноса с относительно расчлененным рельефом; 2 — то же, с равнинным рельефом; 3 — область прибрежья, береговой суши и мелководного шельфа (песчаники, гравелиты и конгломераты); 4 — песчаники, глины, алевролиты; 5 — глины, алевролиты; 6 — мергельно-известняковые и глинисто-песчаниковые породы; 7 — то же, с доломитами; 8 — доломиты и песчаники; 9 — доломиты и известняки с брекчиями и песчано-глинистыми породами; 10 — то же, без брекчий; 11 — осадки полузамкнутых гилсоносных лагун; 12 — известняки с песчаниками и алевролитами; 13 — известняки и доломиты (в том числе рифогенные) с глинами и алевролитами; 14 — линии равных мощностей отложений, достоверные (а) и предполагаемые (б); 15 — граница выходов верхнеюрских отложений на дневную поверхность; 16 — общие направления сноса обломочного материала

Следы несогласия в подошве среднего комплекса и указания на возможно верхнеоксфордский возраст подстилающих его отложений позволяют полагать, что в составе доломито-известняковой толщи, помимо оксфордских, присутствуют и более молодые отложения верхней юры, скорее всего кимериджские. Это отчасти подтверждают и результаты исследований верхнеюрских отложений Астраханской области (Эвентов и др., 1961).

В Прикумском районе и на востоке южного склона вала Карпинского верхнеюрские отложения трансгрессивно перекрыты нижнемеловыми (готерив?—баррем) отложениями. На северо-востоке (Арбали, Меклета, Салхинское и др.) на них залегают образования аптского и альбского ярусов.

Общее распределение мощностей и литофаций верхнеюрских отложений Восточного Предкавказья показано на рис. 28.

### ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО СТРАТИГРАФИИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как видно из приведенного выше фактического материала, за последние двадцать лет получено много новых данных по стратиграфии юрских отложений Северного Кавказа. Крупный коллектив геологов местных и центральных организаций детально изучил большое число разрезов. Были определены, а частично и монографически описаны значительные сборы остатков различных групп фауны и флоры, благодаря этому возросла степень обоснованности возраста, устанавливаемого для отдельных стратиграфических подразделений.

В то время как ранее основное внимание уделялось изучению отдельных пересечений Кавказского хребта, теперь при геологосъемочных и тематических работах более или менее в равной степени изучена вся площадь развития юры. При этом установлена большая, чем представлялось ранее, степень изменчивости юрских отложений как по простиранию, так и вкрест простирания Кавказского хребта. Это связано с особенностями сложного развития территории в юрское время и нашло свое выражение в структурном районировании, охарактеризованном в соответствующем разделе тома.

Одновременно в последние годы осуществлялась разработка единой стратиграфической схемы юрской системы. Был уточнен объем и границы основных подразделений — отделов и ярусов, была принята единая зональная шкала. Таким образом, была создана более точная основа для сопоставления отдельных разрезов.

В течение юрского периода на территории Северного Кавказа преобладал морской режим. Относительно узкий бассейн, ограниченный с юга поднятиями в области Главного Кавказского хребта, а с севера сушей Ставрополя и Русской платформы, имел извилистую береговую линию и сложный рельеф дна. В соответствии с этим возникли типы осадков то более мелководных, то более глубоководных, что обусловило наблюдаемое разнообразие юрских пород. Оно еще более возросло в результате вулканической деятельности, проявлявшейся в плинсбахское и в байосское время, а на южном склоне и в аалене.

В ранней и средней юре поступление терригенного материала в морской бассейн Северного Кавказа было значительно. Оно уменьшилось в келловее и практически отсутствовало в оксфордское время и в начале кимериджа. Можно отметить три максимума в распространении юрского моря на данной территории. Они падают на тоар, байос и на оксфордский век. В конце средней и во второй половине поздней юры (видимо, с позднего кимериджа) имели место поднятия, вызвавшие на значительных площадях перерыв осадконакопления или изме-

нение состава осадков. Меньшего масштаба перестройки отмечались в конце плинсбах — начале тоара и в конце ааленского века. Эти события, в частности, привели к образованию угленосных толщ (нижний аален на востоке, плинсбах в западной половине северного склона), красноцветов и эвапоритов.

Увеличение детальности геологических исследований, в частности проведение крупномасштабной геологической съемки, естественно, требует дальнейшего усовершенствования стратиграфической основы. Последнее наряду с полевыми исследованиями может быть обеспечено лишь монографическим изучением органических остатков для выявления среди них таких, которые, часто встречаясь, характеризуют небольшие отрезки времени. Ряд вопросов стратиграфии юры до сих пор освещен недостаточно. В частности, необходимо обратить внимание на сбор и изучение остатков фауны из нижней части юрского разреза, особенно на востоке Северного Кавказа, где находки фауны крайне немногочисленны. Монографические палеонтологические исследования, надо полагать, позволят уточнить положение границы байсского и батского ярусов, а также отдельных подразделений верхней юры. Здесь, в частности, является дискуссионным время начала формирования красноцветных толщ. В различных районах, вероятно, соответствующие условия начались не вполне синхронно.

Особое внимание должно быть обращено на разработку стратиграфии юрских отложений Предкавказья. Наличие лишь материала, доставляемого буровыми скважинами, крайняя недостаточность палеонтологических объектов затрудняют осуществление этой задачи. Ее решению может помочь сбор и изучение как в керне скважин, так и в образцах, получаемых в районах выхода одновременных образований на дневную поверхность, микроскопических остатков фауны (фораминиферы, остракоды), спор, пыльцы. В частности, спорным, недостаточно пока обоснованным является отнесение к низам юры вулканогенных и красноцветных пород Восточного Предкавказья.

### МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения меловой системы по сравнению с другими системами мезозоя, палеозоя и даже кайнозоя пользуются наибольшим распространением на Северном Кавказе. Довольно широкой полосой выходы их окаймляют горное сооружение Кавказа, слагая западные и восточные погружения его, и распространяются почти по всей территории равнинного Предкавказья.

Меловые отложения Северного Кавказа по фациальному характеру, мощностям и типу разреза очень разнообразны. Наряду с широко распространенным платформенным комплексом они представлены и типичными геосинклинальными образованиями; почти полные разрезы сменяются разрезами, содержащими большое число стратиграфических несогласий, а мощности, измеряемые в одних районах первыми сотнями и даже десятками метров, в других достигают нескольких километров. Столь же изменчивы и условия залегания меловых слоев — от моноклинальных до интенсивно дислоцированных и от залегающих согласно на верхней юре до перекрывающих с резким несогласием значительно более древние образования, вплоть до докембрия.

Относительное обилие фауны, особенно в нижнемеловых слоях, а также характерный литологический облик верхнего мела способствовали выделению и стратификации меловых отложений на ранних стадиях изучения Кавказа. Данные о стратиграфии и фауне мела приводятся уже в работах Г. Аби́ха (1851, 1852, 1859, 1862, 1899 и др.),

Э. Эйхвальда (1869 г.), С. О. Симоновича, Л. Бацевича и А. Сорокина (1876 г.), Л. Дрю (1884), Я. Шегрена (1889), Н. И. Каракаша (1894, 1896, 1897), Н. Н. Барбота де Марни (1894 г.), А. А. Иностранцева (1896), Э. Фурнье (1896) и др. Наибольший интерес и в настоящее время представляют палеонтологические монографии Н. И. Каракаша (1897) и Д. Антула (1899).

Более многочисленные и систематические исследования меловых отложений проводились в последующие годы, в особенности в двадцатых и тридцатых годах. Материалы по стратиграфии мела содержатся в работах Г. П. Алферова (1925, 1927, 1932), Н. Д. Баклановой (1936), К. И. Богдановича (1902, 1908—1912), В. В. Белоусова (1937), Н. Б. Вассоевича (1932а), О. С. Вялова (1931, 1934, 1936), А. П. Герасимова (1911, 1922б, 1935а, б, 1937), В. Д. Голубятникова (1925), Л. А. Гречишкина (1932), О. К. Григорьевой (1935), И. М. Губкина (1915), Д. В. Дробышева (1925, 1929, 1931а, б, 1939а), А. Я. Затворниченко (1912, 1918), Н. И. Каракаша (1913), Б. М. Келлера (1936, 1937, 1947), А. Л. Козлова (1932, 1934), Л. С. Либровича (1924), И. А. Коробкова (1936), В. Н. Лодочникова (1930), Н. И. Никшича (1915), М. В. Муратова (1940), В. Н. Паца (1939), К. А. Прокопова (1913, 1922а, б, 1924, 1925, 1935—1937), В. Ф. Пчелинцева (1931), В. П. Ренгартена (1914, 1915, 1919б, 1931, 1933, 1946), А. Н. Рябинина (1914), А. А. Стоянова (1908), М. И. Соколова (1939), А. В. Ульянова (1934, 1935, 1941), И. Д. Филимонова (1938), С. И. Черноцкого (1911, 1914), Н. С. Шатского (1929), М. С. Швецова (1928), Н. Н. Яковлева (1916) и других исследователей. Значительное число работ было посвящено меловой фауне Северного Кавказа (И. Ф. Синцова (1905), В. Ф. Пчелинцева (1927, 1928а, 1932б), В. П. Ренгартена (1909, 1923, 1926а), О. К. Григорьевой (1938), Т. А. Мордвилко (1932), Н. П. Луппова (1939), Б. М. Келлера (1939, 1945), Г. Я. Крымгольца (1939), Н. К. Никшича (1915), Н. Н. Субботиной (1934) и др.). Из приведенных работ по стратиграфии наибольшей полнотой отличаются труды В. П. Ренгартена, особенно по нижнему мелу, и региональные сводки Д. В. Дробышева и Б. М. Келлера по верхнему мелу.

За последние годы было опубликовано значительное число работ, посвященных мелу Северного Кавказа, в том числе и по равнинному Предкавказью, на территории которого в связи с выявлением промышленной нефтегазоносности меловых отложений было пробурено большое число скважин. Материалы по стратиграфии и фауне меловых отложений приводятся в работах В. П. Ренгартена (1951, 1961), многолетние исследования которого составили один из важнейших этапов в истории изучения мела Северного Кавказа, а также в работах Н. П. Луппова (1945, 1948, 1949, 1952), Т. А. Мордвилко (1956, 1960, 1962), М. С. Эристави (1959, 1960, 1962, 1963), В. В. Друщица (1956, 1960), М. П. Кудрявцева (1958), В. Л. Егояна (1959а, 1960, 1962б, 1964, 1965б), М. М. Москвина (1951, 1959, 1962, 1964), Д. В. Дробышева (1951) и других исследователей.

### *Нижний отдел*

Нижний мел на Северном Кавказе представлен всеми ярусами — от берриаса до альба, причем наибольшим территориальным распространением отличаются отложения аптского и особенно альбского ярусов. Наиболее полные и мощные разрезы — на Северо-Западном Кавказе, а наиболее сокращенные — в северных районах равнинного Предкавказья. Лучше всего охарактеризованы фауной разрезы центрального района северного склона Кавказа, где выделяются не только подъярусы, но и зоны; очень неравномерно по разрезу и по площади распре-



делена фауна в нижнемеловых отложениях Северо-Западного Кавказа; сравнительно слабо обоснованы фауной разрезы Дагестана и равнинного Предкавказья.

### Северо-Западный Кавказ

Территория Северо-Западного Кавказа отличается сложностью строения нижнемелового комплекса, к тому же интенсивно дислоцированного, особенно в области южного склона, в послемеловое время. Большую часть этой территории занимают геосинклинальные прогибы с накоплением флишевых, точнее субфлишевых, осадков, разделенные на востоке центральным поднятием. На юге выделяется узкой полосой северо-западное окончание Абхазской зоны, отделенное от флишевой области поднятием Ахцу—Кацырха. На севере флишевый прогиб отделен от внешнего Западно-Кубанского прогиба прерывистыми поднятиями Хадыженской (Медвежьегорской) зоны (Егоян, 1958, 1959б, 1965; Эристави, 1963). Наибольшие мощности нижнего мела (более 3500 м) сосредоточены в Северном (Абино-Гунайском) флишевом прогибе; несколько меньше они на западе Южного (Новороссийского) прогиба, а на юго-востоке последнего они довольно быстро сокращаются до 1000—600 м. Полоса выходов нижнего мела на западе Северо-Западного Кавказа достигает долины р. Баканка, в которой вскрываются лишь верхи нижнемелового разреза. К востоку и к юго-востоку от нее вскрытая в речных долинах часть разреза быстро наращивается и в бассейнах Убина (северный склон) и Туапсинки (южный склон) обнажаются уже все ярусы нижнего мела вплоть до берриаса.

Помимо упоминавшихся во введении исследований, материалы по стратиграфии, фауне и литологии нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа освещались в работах Н. П. Луппова (1948, 1949, 1952), М. С. Эристави (1963), В. Л. Егояна (1959а, 1964 и др.), З. А. Антоновой (1961), Ю. К. Бурлина (1958, 1961), В. А. Гроссгейма (1957, 1960), П. С. Жабревой (1960, 1961а, б), в отчетах А. Н. Афанасьева, М. И. Бахтина, Г. И. Малбиева, В. Г. Пасько (Краснодарская ГРК) и др.

**Абхазская зона** занимает узкую прибрежную полосу на юге Северо-Западного Кавказа, уходя к западу от района г. Сочи под воды Черного моря. Нижний мел, слои которого дислоцированы здесь в пологие складки, представлены преимущественно карбонатными породами.

Отложения берриаса, валанжина и готерива в рассматриваемом районе на поверхность не выступают; более молодые отложения обнажаются в долинах рек Агура, Хоста, Кудепста, Мзымта.

Разрез начинается здесь свитой серых и палевых пелитоморфных и зоогенно-обломочных известняков, наибольшая обнаженная мощность которой достигает 80 м (р. Агура). Нижняя часть свиты фауной не охарактеризована; верхняя содержит редкие, плохой сохранности, малохарактерные ископаемые, среди которых *Mesohibolites* aff. *depressa* Sch w. коловенно указывает на барремский возраст. Лишь в самых верхних слоях свиты ( $\approx 2$  м) в Агурском разрезе была встречена сравнительно богатая фауна: *Heteroceras* ex gr. *astierianum* Or b., *Crioceratites* ex gr. *elegans* Or b., *Mesohibolites uhligi* Sch w., *Rhynchonella lineolata* Dav., *Rh. moutoniana* Or b., *Terebratulula sella* Sow., *T. moutoniana* Or b., *Zeilleria morrissi* Mayer, *Z. favrei* Lor., *Z. tamarindus* Sow., *Pseudocidaris clunijera* Ag ass. и др., позволяющие отнести вмещающие породы к верхнему баррему (Ренгартен, 1919, 1927, 1947; Эристави, 1963).

Аптские отложения в пределах рассматриваемой части Абхазской зоны выпадают из разреза и на размытую поверхность барремских



известняков трансгрессивно налегают мергели альбского яруса. Мощность альбских отложений от 10—20 до примерно 100 м (р. Агура).

В основании альба выделяется слой красноватых мергелей ( $\approx 2$  м) с включением известняков, содержащих характерную фауну клансейских слоев («нолановая» подзона): *Salfeldiella guettardi* R a s p., *Tetragonites duvalianus* O r b., *Acanthohoplites nolani* S e u n., *Ac. abichi* A n t h., *Aucellina caucasica* B u c h., *Rhynchonella deluci* P i c t., *Terebratula dutempleana* O r b.

Нижняя часть альбского разреза (до 40—50 м), сложенная преимущественно серыми и зеленовато-серыми мергелями с немногочисленными прослоями глинистых зоогенно-обломочных известняков, с остатками ауцеллин, может быть отнесена к нижнему подъярису альба, так как в верхней пачке ее были встречены не поднимающиеся обычно выше нижнего альба *Aucellina caucasica* B u c h.

Верхняя часть разреза (до 55—65 м), сложенная темно-серыми мергелями с прослоями песчаных известняков и кремнистых известняков, содержит в Агурском разрезе *Neohibolites* ex gr. *minimus* L i s t., *Aucellina gryphaeoides* S o w., *Inoceramus sulcatus* P a r k.

В пределах зоны вверх по разрезу альбские отложения согласно сменяются сеноманскими.

В зоне Ахцу — Кацирха нижнемеловые отложения отсутствуют (на сводах поднятий) или же представлены маломощными (до 10—15 м) темно-серыми или пестроокрашенными, реже черными мергелями альба, залегающими с резким стратиграфическим несогласием на слабо эродированной поверхности верхнеюрских (титонских) известняков. Судя по встречающейся в этих отложениях фауне *Neohibolites minor* S t o l., *N. strombecki* M u l., *N. minimus* L i s t., *Aucellina nassibiantzi* S o k., *A. gryphaeoides* S o w., *A. parva* S t o l., в разрезе присутствуют часть нижнего, а также средний и верхний подъярису альба, согласно перекрывающиеся сеноманом.

Зона флишевых прогибов Северо-Западного Кавказа отличается большой мощностью нижнемелового комплекса, разделяющегося на три серии: нижнюю, соответствующую в основном берриасу и подстилающим его отложениям и в меньшей степени валанжину, сложенную карбонатно-обломочными породами; среднюю, представленную сидеритовыми глинами с пачками песчаников, охватывающую отложения верхов валанжина, готерива, баррема и нижнего апта, и верхнюю, характеризующуюся широким развитием глауконитовых пород и соответствующую верхнему апту и альбу. Исключение составляют юго-восточные районы Южного флишевого прогиба, в южной части которого весь разрез нижнего мела карбонатный.

*Берриасский ярус* на Северо-Западном Кавказе во многих разрезах фиксируется по характерной аммонитовой фауне. Однако редкая встречаемость руководящей фауны в подстилающих и перекрывающих слоях во многих районах придает условный характер границам берриаса.

В полосе развития мергельных литофаций неокома (подзона Псоу) (рис. 29) на юго-востоке области южного склона берриас согласно залегает на известняках титона. Представлен он здесь серыми и темно-серыми слоистыми мергелями или мергельными сланцами, нередко с прослоями известняков, реже глинистыми известняками, слагающими низы свиты Кепш. Мощность до 20—30 м, редко более. В разрезе ущелья р. Западный Дагомыс, в долинах Мзымты и Псоу в этих слоях отмечались *Entholium* cf. *theodosiae* R e t., *Euphyllloceras serum* O p p. var. *prelobata* S a y n., *Ptychophylloceras* cf. *semisulcatum* O r b., *Berriasella subrichteri* R e t., *B. incomposita* R e t., *B. callisto* R e t., *Berriasella* aff. *pontica* R e t., *Duvalia lata* B l. и др. Северо-восточнее эти слои, как

и вся свита Кешш, обогащаются песчаным материалом, значительно возрастает их мощность (до первых сотен метров); в некоторых разрезах (например, реки Псезуапсе, Бекиш) в основании берриаса развивается пачка песчаников и конгломератов, соответствующая, по-видимому, запорожскому горизонту северного склона. Однако находки типичной бер-

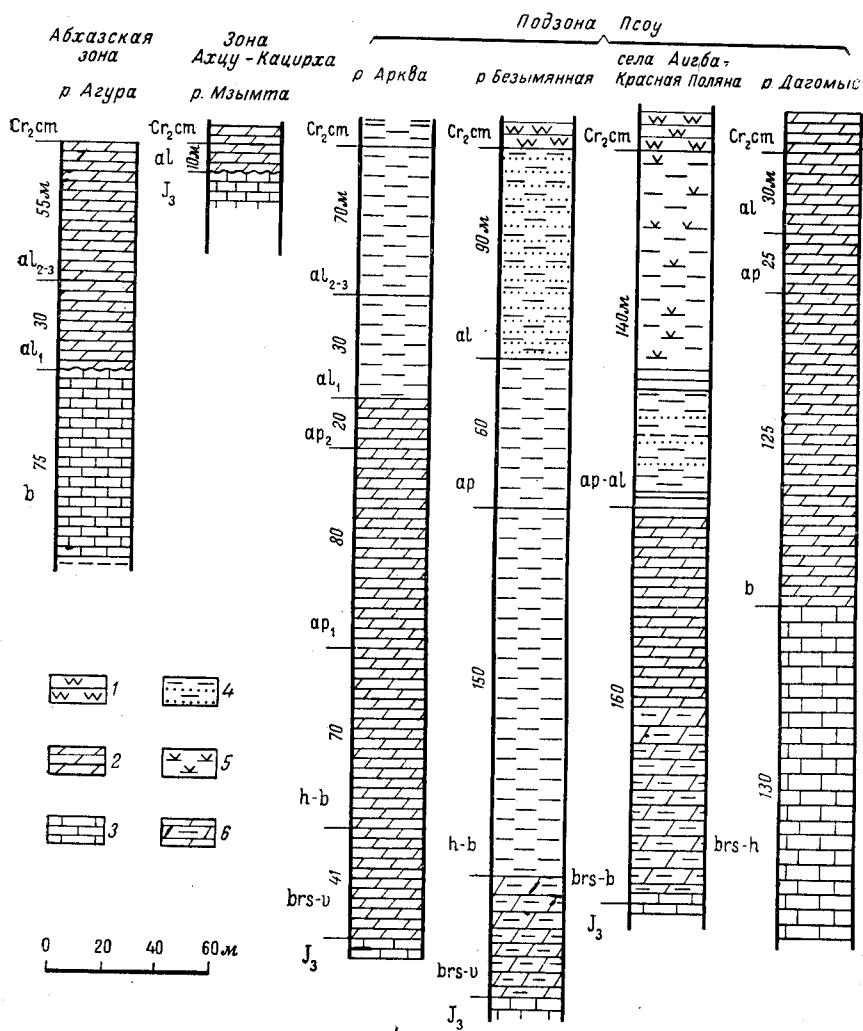


Рис. 29. Разрезы нижнего мела юго-восточных районов Южного склона Северо-Западного Кавказа. По М. С. Эривасти (1963 г.)

1 — кремнистые породы; 2 — мергели; 3 — известняки; 4 — глины с прослоями песчаников; 5 — глины с прослоями туфогенных пород; 6 — мергели с прослоями глин

риасской фауны здесь редки и ограничиваются единичными берриаселлами: *Berriasella incomposita* R et. (Эривасти, 1963).

На северо-западе южного склона и на северном склоне Северо-Западного Кавказа к берриасу относятся песчано-глинистая мацмаловская свита мощностью до 350—400 м (Егоян, 1959) с запорожским горизонтом песчаников и конгломератов (в том числе и глыбовых) в основании и мергельно-глинистая чаталовская свита (300—400 м) с маломощным тушепским горизонтом мергелей в основании и мощным мергельным кобзинским горизонтом в верхней части. Находки богатой берриасской

фауны аммонитов приурочены к верхней свите, главным образом к кобзинским мергелям. В последних встречаются *Malbosiceras* cf. *malbosi* Pict., *Renngarteniceras* aff. *peronatus* Ret., *Berriasella subchaperi* Ret., *B.* aff. *subrichteri* Ret., *B.* cf. *calisto* Orb., *Riasanites* cf. *rjasanensis* Nik., *R.* cf. *subrjasanensis* Nik., *Euthymiceras transfigurabilis* Bogosl., *E. euthymi* Pict., *Neocomites* cf. *neocomiensis* Orb., *Conobelus* cf. *extinctorius* Rasp., *Aucella volgensis* Lah. и др. В мергелях тушепского горизонта фауна обеднена: *Berriasella jana* Ret., *B.* cf. *boissieri* Pict., *Neolissoceras elimatum* Opp., *Spiticeras* cf. *spitiense* Uhl., *Lamellaptychus studeri* Oost., *Aucella* ex gr. *volgensis* Lah. (разрезы рек Убин, Кобза, Кура, Пшиш и др.). Нижняя, мачмаловская свита очень бедна фауной; лишь в разрезе р. Гунайка Н. П. Лупповым в этой части разреза отмечались находки ряда берриасских аммонитов.

На отложениях титона на северном склоне берриас залегает согласен или с небольшим размывом. Верхняя граница обычно несогласная и в ряде разрезов кобзинские мергели срезаны полностью или сильно сокращены (реки Убин, Тушеп и др.); реже отмечается согласный переход к валанжину (р. Кура).

Один из наиболее типичных разрезов берриаса вскрывается в долине р. Кура (левый приток р. Пшиш). Здесь над флишевым чередованием известковистых глин и тонкоплитчатых мергелей титона с *Euphyloceras* ex gr. *serum* Opp. залегают:

- |  |       |
|--|-------|
| 1. Конгломераты с отдельными валунами верхнеюрских известняков; в верхах пачки — линзы известковистых песчаников и гравелитов . . . . .  | 15 м  |
| 2. Песчаники и конгломераты с более мелкой, чем в предыдущей пачке, галькой . . . . .  | 25 „  |
| 3. Конгломераты из валунов и глыб (до 2—3 м) верхнеюрских зоогенно-обломочных и пелитоморфных известняков и известковистых конгломератов . . . . .   | 5—6 „ |
| 4. Известковистые глины с редкими пластами известковистых песчаников . . . . .   | 40 „  |
| 5. Известковистые глины с частыми пластами песчаников и отдельными пластами конгломератов . . . . .  | 30 „  |
| 6. Серые известковистые глины . . . . .  | 80 „  |
| Пачки 1—6 соответствуют мачмаловской свите, а конгломераты в нижней ее части — запорожскому горизонту.   |       |
| 7. Серые и светло-серые плитчатые мергели с остатками аммонитов и ауцелл . . . . .   | 19 „  |
| 8. Серые известковистые и сильно известковистые глины, в верхней части с пластами мергелей с редкими <i>Riasanites</i> sp. . . . .   | 170 „ |
| 9. Серые, преимущественно плитчатые мергели с пластами и прослоями известковистых глин с аммонитами: <i>Haploceras</i> sp., <i>Berriasella</i> sp. sp., <i>Euthymiceras transfigurabilis</i> Bogosl., <i>Spiticeras spitiense</i> Blanf., <i>Aucella</i> ex gr. <i>mosquensis</i> (Buch) . . . . . | 80 „  |
| Пачки 7—9 соответствуют чаталовской свите; пачка 7 — тушепскому горизонту, пачка 9 — кобзинскому горизонту.  |       |

В Режетско-Гунайской мульде, в долине р. Гунайка (правый приток р. Пшиш) мощности свит, относимых к берриасу, по данным А. В. Ульянова (1941), В. В. Белоусова и Б. М. Трошихина (1939), больше, чем в остальных разрезах Северо-Западного Кавказа. На известняково-мергельных отложениях титона с *Micracanthoceras* ex gr. *micraoanthus* Opp. здесь залегают:

1. Толща песчаников и конгломератов с подчиненными прослоями песчаных глин. Конгломераты содержат крупные глыбы верхнеюрских известняков. 150—200 м.
2. Толща темно-серых известковистых глин с тонкими прослоями алевролитов. Н. П. Луппов (1952) по сборам упомянутых исследователей указывает отсюда *Euphyloceras* cf. *serum* Opp., *Ptychophylloceras* cf. *semisulcatum* Orb., *Protacanthodiscus* cf. *acanthicus* Uhl., *Euthymiceras* ex gr. *euthymi* Pict., *Berriasella* cf. *pontica*

Ret., *B. ex gr. callisto* Orb., *Riasanites ex gr. rjasanensis* (Wen.) Nik., *Dalmasiceras dalmasi* Pict., *Neocomites cf. retowskyi* Saun. \* Мощность до 500—600 м.

Мощность мацмаловской свиты превышает здесь 700 м.

3. Светло-серые известковистые глины и мергели чаталовской свиты с редкими пластами и прослоями алевролитов. Содержат *Phylloceras ex gr. thetyis* Orb., *Ptychophylloceras semisulcatum* Orb. var. *gevreyi* Saun, *Litoceras cf. liebigi* Opp., *Protetragnostes quadrisulcatum* Orb., *Malbosciceras cf. malbosi* Pict., *Renngarteniceras aff. peronatus* Ret., *Berriasella aff. subrichteri* Ret., *Berriasella cf. subschaperi* Ret., *Berriasella cf. calisto* Orb., *Riasanites aff. rjasanensis* (Wen.) Nik., *Dalmasiceras cf. dalmasi* Pict., *Neocomites cf. neocomiensis* Orb., *Aucella volgensis* Lah. Мощность до 400—500 м\*\*.

Большая часть разреза относимой к берриасу толщи характеризуется сравнительно обедненным комплексом фораминифер: *Saccamina scherborniana* Чапм., *Glomospirella gaultina* Berth, *Bigenerina gracilis* Антонова, *Gaudryina neocomica* Chalilov, *G. inflata* Антонова et Gnedina, *Vaginulina reussi* Agalagova, *Astacolus callipsis* Reuss, *Lamarckina* (?) *reussi* Антонова, *Trocholina molesta* Gorbachik и др. (Антонова и др., 1964).

Видовой состав спорово-пыльцевых комплексов пород этой части разреза также беден. В нижней части он характеризуется обилием пыльцы *Brachyphyllum — Pagiophyllum* и присутствием пыльцы гинкговых и подозамитовых. Верхи берриаса и низы валанжина характеризуются повышенным содержанием пыльцы хвойных с воздушными мешками (Pinaceae, Podocarpaceae), понижается содержание пыльцы *Brachyphyllum — Pagiophyllum*; среди спор, содержание которых невысокое, преобладают споры типа *Gleichenia* (Римша, Сердюкова, 1964).

Ассоциация фораминифер в верхах берриаса сходна с таковой в валанжинских слоях.

*Валанжинский ярус*\*\*\* на Северо-Западном Кавказе представлен известняками, мергелями и известковистыми глинами и песчаниками мощностью от немногих десятков метров на юго-востоке южного склона до 150—200 м на северном. Фауна встречается редко, лишь в немногих разрезах отмечались характерные для этого яруса головоногие: *Kilianella cf. pexiptycha* Uhl., *Neocomites ex gr. neocomiensis* Orb., *Lamellaptychus didayi* Соq., *Conobelus conicus* Bl., *C. extintorius* Rasp., а также немногочисленные ауцеллы.

В юго-восточных районах южного склона к валанжину относятся нижние слои мергелей, реже глинистых известняков, свиты Кепш (Муратов, 1940) мощностью примерно 20—40 м. Залегание валанжина согласное, но верхняя и в меньшей степени нижняя границы его в этом районе очень условны, так как валанжинская фауна отмечалась здесь лишь в разрезах рек Западный Дагомыс (*Lamellaptychus didayi* Соq.) и Мзымта (*Neocomites cf. neocomiensis* Orb. и *Inoceramus neocomiensis* Orb.).\*\*\*\*

Как и берриас, валанжин на северо-востоке юго-восточного окончания прогиба южного склона обогащается песчаным материалом и уве-

\* Малоудовлетворительная, судя по приведенному списку, сохранность фауны и чрезвычайно редкие находки аммонитов в этой свите в других разрезах не позволяют считать окончательно решенным вопрос о положении нижней границы берриаса в рассматриваемом районе. Не исключено, что ее придется проводить значительно выше, чем принято. К тому же в настоящее время еще практически не изучена аммонитовая фауна титона Северо-Западного Кавказа, что также сильно затрудняет решение этого вопроса.

\*\* Несмотря на то что большие значения мощностей в какой-то мере, возможно, объясняются сильной растянутостью разреза, мощность слоев, относимых к берриасу, в этом разрезе, по-видимому, превышает 1000 м.

\*\*\* Автор не включает в объем валанжина берриасский подъярус, рассматривая его как самостоятельный ярус.— Прим. ред.

\*\*\*\* Кровля валанжина и в этих разрезах условна, так как нижний готерив здесь фаунистически не установлен.

личивается в мощности до 100—200 м. В этих районах валанжин фауной не охарактеризован; вместе с берриасом ему здесь соответствует «известняково-мергельная» свита. Она слагается пелитоморфными известняками, мергелями и известковистыми глинами с прослоями известковистых песчаников и литологически почти неотличима от подстилающих ее отложений титона с *Auquiptecten nebodensis* Leum. Стратиграфическое положение берриаса и валанжина этих районов устанавливается на основании параллелизации с нижней частью свиты Кепш (Эристави, 1963). В северо-западных районах южного склона Северо-Западного Кавказа и на северном склоне к валанжину относятся базальный горизонт свиты Чепси (Егоян, 1959) — горизонт Дерби и нижняя часть глинистой толщи этой свиты. Горизонт Дерби слагается конгломератами, обломочными известняками, песчаниками и глинами; мощность от первых десятков метров до 100 м. В этом горизонте отмечались находки упоминавшихся выше белемнитов (реки Пшеха, Кобза), а также *Peregrinella multicarinata typica* Lam., *P. multicarinata pinguis* Renng. (р. Убин).

Вышележащие слои валанжина слагаются большей частью известковистыми серыми и темно-серыми глинами нижней части свиты Чепси, содержащими прослой известковистых алевролитов, а также (в отличие от верхней части свиты) пласты и маломощные пачки мергелей, сходных с берриасскими. Немногочисленные находки упомянутых выше аммонитов и ауцелл отмечались в мергелях и реже в глинах (реки Пшеха, Чепси, Кобза). Мощность глинистой части валанжина, вероятно, не превышает 100—150 м. Редкие находки фауны в валанжине и в нижнем готериве и отсутствие в этой части разреза маркирующего горизонта не позволяют в настоящее время установить с достаточной точностью положение кровли валанжинского яруса на Северо-Западном Кавказе.

В верхах берриаса (кобзинский горизонт) и в валанжине, а также, возможно, и в самых низах готерива, встречается более богатый комплекс фораминифер, для которого наряду с представителями предыдущего комплекса характерны следующие виды: *Gaudryina lata* Antonova, *Marssonella pseudocostata* Antonova, *Lenticulina saxonica* Bart. et Brand, *Astacolus schloenbachi* Reuss, *A. parallelus* Reuss, *Quadratina*(?) *tunassica* Schokhina, *Ramulina spinata* Antonova, *Lamarckina ornata* Antonova, *Miliospirella caucasica* Antonova et Schmygina и др. (Антонова и др., 1964).

*Готеривскому ярусу* в подзоне Псоу (южная часть юго-восточного окончания прогиба южного склона) соответствует средняя часть свиты Кепш. В разрезе долины р. Мзымта (у сел. Кепш) в сероватых и зеленовато-серых мергелях с прослоями известняков, относимых к готериву, отмечались находки *Cymatoceras* ex gr. *neocomiensis* Orb., *Hibolites jaculum* Phil., *H. cf. longior* Schw., *H. subfusiformis* Rasp., *Terebratula acuta* Quenst. Мощность этих отложений достигает 100—150 м и более. К северо-западу (в подзоне Шахэ) к готериву относится песчано-мергельная флишевого облика свита, сложенная серыми мергелями и зеленовато-серыми известковистыми глинами с прослоями песчаников. В основании свиты выделяется горизонт песчаников с линзами конгломератов (до 50—70 м). Общая мощность свиты до 400 м и более. Фауна в этих слоях не отмечалась и стратиграфическое положение их обосновывается сопоставлением с разрезами подзоны Псоу (Эристави, 1963).

На северо-западе области южного склона и на северном склоне Северо-Западного Кавказа к готериву относятся верхняя, большая по мощности (250—300 м) часть глинистой толщи свиты Чепси, шишанская свита (Егоян, 1959) (350—500 м) с солодкинским песчаным гори-



зонтом (до 50—100 м) в нижней части и низы афипской свиты, включающие фанарский горизонт (Богданович, 1911) песчаников (до 150—200 м) и часть ( $\approx 100$  м) мощной глинистой толщи этой свиты. Общая мощность готерива в этих районах достигает 1000 м и более (рис. 30).

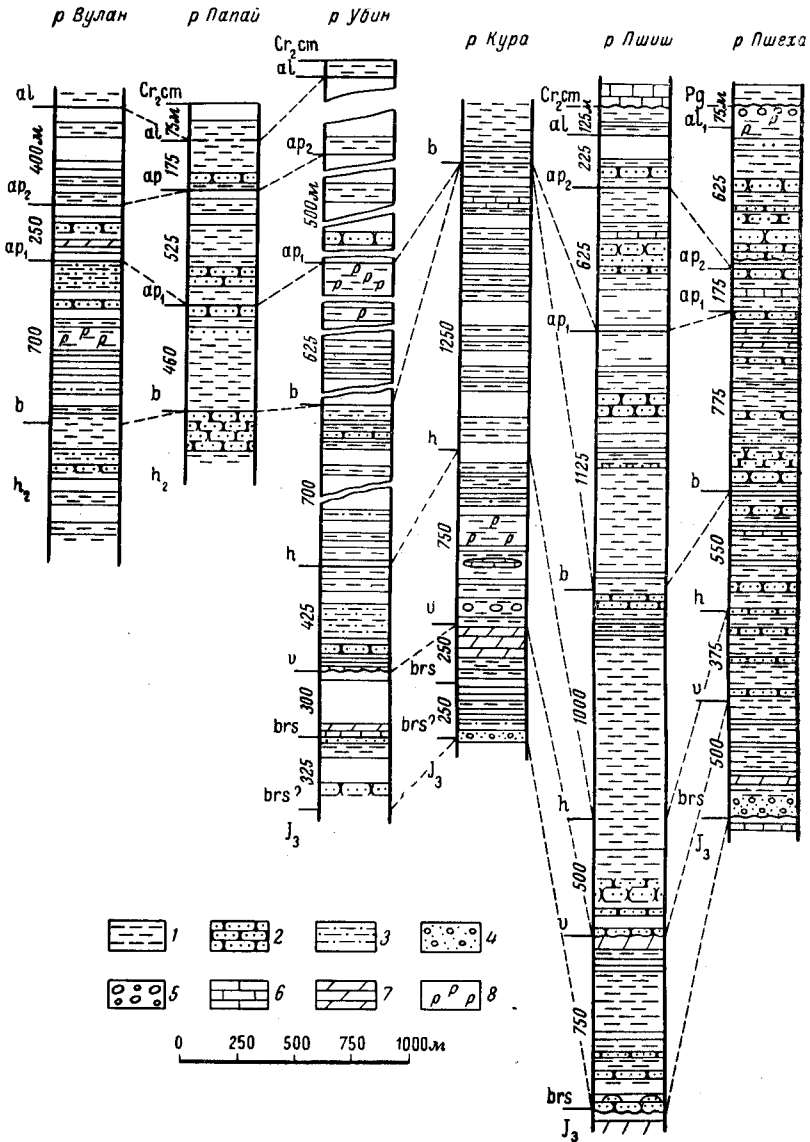


Рис. 30. Разрезы нижнего мела Северо-Западного Кавказа. По В. Л. Егояну

1 — глины; 2 — алевролиты и песчаники; 3 — глинистые песчаники и песчаные глины; 4 — гравелиты и конгломераты; 5 — валунные и глыбовые конгломераты и экзотические глыбы; 6 — известняки; 7 — мергели; 8 — конкреции и прослои сидерита

Нижний готерив, по-видимому, входит в состав свиты Чепси. Нижняя зона его (*Acanthodiscus radiatus*) датируется лишь в разрезе р. Чепси, откуда Н. П. Лупповым были найдены *Acanthodiscus* cf. *stenonotus* Baum b., *Phylloparachyceras royanum* Orb., *Pseudothurmannia* cf. *mortilleti* Pict. et L or., *Crioceratites* cf. *elegans* Sow., *Lamellaptychus*

*angulicostatus* Pict. et Log. Вторая зона готерива *Crioceratites nolani* (Егоян, Ткачук, 1965) охарактеризована немногочисленными аммонитами в разрезах рек Псекупс, Шебш, Хабль и др. *Crioceratites duvali* Lev., *Cr. nolani* Kil., *Cr. munieri* Sar. et Sch., *Phyllopacyceras rouyanum* Orb. и др.

К верхнему готериву относятся шишанская свита (включая солодкинский горизонт) и низы афипской (включая фанарский горизонт). Первая из этих свит слагается обычно известковистыми серыми глинами с немногочисленными прослоями (изредка — пачками) песчаников и алевролитов и с довольно частыми сидеритами; в основании свиты залегает солодкинский горизонт песчаников с валунами и глыбами верхнеюрских известняков (последние обычно залегают не в самих песчаниках, а в глинах, подстилающих этот горизонт). В этой свите известны немногочисленные находки характерных аммонитов верхнего готерива: *Speetonicerias versicolor* Trautsch., *Speetonicerias* sp., *Simbirskites* sp.

Фанарский горизонт слагается песчаниками с немногочисленными пластами конгломератов, содержащими гальки сидеритовых конкреций, обломки глин и иногда валуны и глыбы верхнеюрских известняков. Как и солодкинский горизонт, фанарские песчаники местами залегают на подстилающих отложениях несогласно. Обычно фанарский горизонт расчленяется глинистым разделом на две, реже на три-четыре пачки песчаников. Фауна в этих песчаниках очень редка и малохарактерна — *Trigonia robinaldina* Orb., *Ostrea cornuelis* Coq., *Pseudoglauconia* cf. *strombiformis* Schloth., *Unicardium valdromense* Gill. и др. Лишь на востоке, в разрезе р. Пшеха, Н. П. Луппов отмечал в верхней пачке фанарских песчаников *Pseudothyrmannia* cf. *renevieri* Sar. et Sch. и *Simbirskites* ex gr. *decheni* Roem., а Ю. К. Бурлин — *Craspedodiscus* cf. *discofalcatatus* Lah. и *Pseudothyrmannia* sp. Здесь же в нижних слоях глинистой толщи афипской свиты, над верхней пачкой фанарских песчаников, В. Л. Егоянном были найдены *Pseudothyrmannia* cf. *angulicostata* Orb. и *Crioceratites* sp. (типа *Cr. emerici* Lev.).

Из фораминифер для нижнего и нижней части верхнего готерива характерны: *Haplophragmoides infracretaceus* Mjatl., *Haplophragmium bacillum* Chal., *Ammobaculites ubinensis* Antonova et Kalugina, *Trochammina canarifforma* Chal., *Gaudryina subglobosa* Antonova et Schmygina, *Marssonella pseudocostata* Antonova, *Lenticulina caligospirala* Chal., *Discorbis lengus* Antonova, *Epistomina caracolla* Roem., *Globigerina hoterivica* Subb. и др.; для отложений верхней части верхнего готерива характерны: *Spiroplectammina kuraensis* Antonova, *Sp. magna* Antonova et Kalugina, *Textularia convexa* Antonova, *Gaudryina subglobosa* Antonova et Schmygina, *G. barremica* Таиров, *Conorbina miser* Gorbatchik, *Discorbis agarovae* Antonova (Антонова и др., 1964).

В валанжине (особенно в глинистой его части — низы свиты Чепси) и в готериве сильно повышается по сравнению с берриасом содержание спор (в среднем 50% в валанжине и нижнем готериве и около 65% в верхнем готериве). Среди последних господствуют глейхениевые и схизейные. Довольно широко развита пыльца хвойных с воздушными мешками (*Pinus*), а также *Brachyphyllum* — *Pagiophyllum* (Римша, Сердокова, 1965).

К барремскому ярусу на юго-востоке, в подзоне Псоу, относится верхняя часть свиты Кепш, сложенная серыми, зеленовато-голубовато-серыми, большей частью слоистыми мергелями, местами с прослоями розоватых разностей и пачками известковистых глин. В обнажениях в долинах Псоу и Мзымты фаунистически охарактеризованы верхи этой части разреза, относящиеся к верхнему баррему. По данным М. С. Эри-

стави и Ю. Н. Пастушенко, здесь отмечались находки *Biasaloceras subsequens* Кар., *Barremites difficilis* Орб., *Matheronites ferraudi* Орб., *M. cf. soulieri* Мат., *Macroscaphites ivani striatosulcata* Орб., *Hibolites jaculum* Phil., *Mesohibolites uhligi* Schw., *M. beskidensis* Uhl. Мощность баррема колеблется от 50—70 до 100—150 м и более.

Севернее и северо-западнее, в подзоне Шахэ, к баррему относится большая часть марьинской свиты\* (Ульянов, 1941), сложенной темно-серыми глинами с прослоями, содержащими гальки и валуны верхнеюрских известняков в нижней части и с частыми прослоями известковистых песчаников — в верхней. В глинах нижней части этой толщи мощностью 350—450 м, в разрезе р. Псеузапсе В. Л. Егояном была найдена *Rhynchonella tschernyschewi* Кар. (Эристави, 1963).

В западных районах южного склона и на северном склоне Северо-Западного Кавказа к баррему относится мощная глинистая толща афипской свиты, сложенной темно-серыми, большей частью неизвестковистыми глинами с частыми конкрециями и прослоями сидеритов и характерными линзовидными прослоями мергелей с фунтиковой текстурой. В верхней части свиты прослеживается куринский горизонт, сложенный песчаниками, конгломератами и глинами с частой галькой и характерной фауной пелеципод. Мощность барремской части свиты (низы ее относятся к готериву, а верхи — к нижнему апту) изменяется от 500—600 м в разрезах западных районов до 1000—1100 м и более на востоке северного склона.

Нижний баррем охарактеризован немногочисленными аммонитами в разрезах рек Пшиш, Каверзе, Убин, Хабль, Вулан и др.: *Euphylloceras ponticuli* Reuss, *E. sablensis* Кар., *Phyllopachyceras prendeli* Кар., *Barremites difficilis* Орб., *B. psilotatus* Uhl., *B. fallaciosus* Kil., *B. tenuicinctus* Sar. et Sch., *Silesites vulpes* Соq., *Holcodiscus ex gr. cailaudianus* Орб.

Верхний баррем охарактеризован более богатой и многочисленной фауной (реки Пшеха, Пшиш, Убин, Абин, Папай, Вулан и др.): *Phyllopachyceras prendeli* Кар., *Ph. infundibulum* Орб., *Barremites subdifficilis* Кар., *B. hemiptychum* Kil., *Heinzia ouachensis* Соq., *Saynella cf. davydovi* Trd., *Holcodiscus nodosus* Кар., *Duvalia grassi* Дуv., *Mesohibolites nalcikensis* Кр., *M. uhligi* Schw., *Turbo munites* Форб., *Pseudoglauconia strombiformis* Schloth., *P. tuberculata* Pčel., *Trochus subalbensis* Pčel., *Actaeon verneuilini* Соq., *Trochactaeon boutillieri* Cossm., *Trigonia nodosa* Sow., *Tr. ornata* Орб., *Opis aff. neocomiensis* Орб., *Grammatodon securis* Leym., *Barbatia aptiensis* Pict., *Corbula striatula* Sow., *Panopaea gurgitis* Brongn., *Exogyra tuberculifera* Koch et Dunk., *Variamussium alpinum* Орб. и др. Подавляющая часть находок пелеципод, гастропод и белемнитов приурочена к куринскому горизонту.

Комплекс фораминифер в барреме заметно обогащается; наиболее характерны для него такие виды, как *Epistomina angusticostata* Антонова et Gnedina, *Trocholina burlini* Gorbatchik, *Tr. acuta* Антонова, *Trochospirillina mitjaninae* Gnedina, *Globospirillina pellucida* Антонова, *Turrspirillina simplex* Антонова и др. (Антонова и др., 1964).

Для спорово-пыльцевых спектров баррема характерно понижение содержания спор глейхениевых и повышение роли схизейных (особенно в нижнем барреме), а в верхнем барреме — и пыльцы хвойных.

*Аптский ярус* в подзоне Псоу представлен нижней частью медоветской свиты (Эристави, 1952), сложенной серыми, зеленовато- и красно-

\* Верхи свиты относятся, по-видимому, к нижнему апту.

вато-серыми мергельными и глинистыми сланцами, мергелями и известковистыми глинами с прослоями известковистых песчаников, содержание которых быстро увеличивается в северном направлении, а также с востока на запад.

Фаунистически аптские слои характеризуются (главным образом, в разрезе р. Псоу) находками *Aconeceras cf. trautscholdi* Sinz., *Ptychoceras minimum* Rouch., *Mesohibolites longus* Schw., а несколько выше по разрезу — *Euphylloceras moreli* Orb., *Phyllopachyceras baborense* Coq., *Ph. infundibulum* Orb., *Costidiscus microcostatus* Sim., *C. cf. recticostatus* Orb., *Deshayesites dechyi* Par., *D. cf. latilobatus* Sinz., *Ancyloceras steinmanni* Sim., *Mesohibolites beskidensis* Uhl. Фауна эта свидетельствует о нижнеаптском возрасте вмещающих ее отложений. Присутствие верхнего апта устанавливается по немногочисленным находкам *Salfeldiella cf. guettardi* Rasp., *Colombiceras cf. rectangularis* Kas., *Chelonicerias cf. subnodosocostatum* Sinz., *Neohibolites inflexus* Stol.

Мощность отложений апта в этих разрезах колеблется от 30—60 до 100 м.

В подзоне Шахэ к апту относятся верхи марьинской свиты (глины с частыми прослоями известковистых песчаников, 100—150 м) и долменная свита песчаников (от 60—70 до 100—150 м). Фауной эти отложения не охарактеризованы и стратиграфическое положение их определяется лишь на основании сопоставлений со смежными районами (Эристави, 1963).

На северо-западе южного склона и на северном склоне Северо-Западного Кавказа разрез апта слагается верхами афипской свиты (известковистые темно-серые глины с частыми сидеритами и тутенштейнами,  $\approx 100$  м), убинской свитой (Егоян, 1959) и нижней частью свиты Шапсухо (Соколов, 1939). Глинистая толща убинской свиты (до 400—500 м, местами и больше) отличается от афипской более частыми прослоями и пластами песчаников и алевролитов и в основании содержит убинский горизонт (Егоян, 1959) песчаников (от 10—20 до 50—70 м и более), местами залегающий на подстилающих отложениях несогласно. Эта часть отложений апта относится еще ко второму стратиграфическому комплексу («сидеритовая серия») нижнего мела Северо-Западного Кавказа. Свита Шапсухо залегает в основании «глауконитовой серии» и слагается серыми и зеленовато-серыми алевролитистыми глинами и алевропсаммитами с пластами и пачками глауконитово-кварцевых песчаников и алевролитов. В основании свиты нередко выделяется базальная пачка песчаников, обычно залегающая на подстилающих отложениях со следами размыва (особенно на востоке северного склона). В бассейне р. Пшеха и на соседних участках этот горизонт представляет собой верхнюю пачку так называемого брахиоподового горизонта. На южном склоне свита Шапсухо в юго-восточном направлении замещается упоминавшейся выше долменной свитой. Значительная изменчивость мощностей последней позволяет предполагать, что она в большинстве случаев соответствует лишь части свиты Шапсухо. Мощность свиты достигает 500—600 м и более\*.

В нижних слоях аптского яруса, соответствующих слоям с *Matheronites ridzewskyi*, отмечались находки *Imerites faurei* Rouch., *Imerites* sp., *Colchidites* aff. *costatus* Rouch., *C. vulanensis* E g., *Colchidites* aff. *sarasini* Rouch., *Ancyloceras* ex gr. *renauxianum* Orb., *Costidiscus recticostatus* Orb., *C. microcostatus* Sim., *Phyllopachyceras baborense*

\* Верхняя часть свиты соответствует низам альба, однако из-за встречаемости характерной фауны отложения горгаза и клансея обычно не разделяются.

Соq., *Chelonicer as albrechtiaustri ae* Hoh., *Ch. seminodosum* Sinz., а также редкие дегезиты (*Deshayesites* ex gr. *consobrinus* Orb.) и *Matheronites* cf. *ridzewskyi* Kar. (реки Вулан, Тхаб, Абин). Из этих же, по-видимому, слоев в разрезе р. Пшеха были найдены *Matheronites ridzewskyi* Kar., *Matheronites* sp., *Colchidites* aff. *ratschensis* Rouch., *Barremites* sp., *Costidiscus* cf. *recticostatus* Orb., *Deshayesites* sp. Для вышележащих слоев нижнего апта, соответствующих зоне *Deshayesites deshayesi*, характерны многочисленные дегезиты — *Deshayesites deshayesi* Leum., *D. dechyi* Parr., *D. bodei* Koen., *D. consobrinoides* Sinz., *D. lavaschensis* Kas., а также *Chelonicer as cornuelianum* Orb., *Ch. seminodosum* Sinz., *Ch. martini dechauxi* Kil., *Pseudohaplocer as matheroni* Orb., *Ancylocer as* sp. и др. (реки Вулан, Абин, Убин, Пшиш).

Присутствие обеих зон верхнего апта (гаргаза) устанавливается в разрезах рек Вулан, Пшиш, Пшеха и др. по довольно богатой фауне аммонитов: *Euphyllocer as velledae* Mich., *Salfeldiella* cf. *kiliani* Saun., *S. guettardi* Rasp., *Tetragonites duvalianus* Orb., *T. heterosulcatus* Anth., *Jaubertella latericarinata* Anth., *Aconecer as aptianum* Sar., *Parahoplites melchioris* Anth., *P. subcampischei* Sinz., *Acanthohoplites aschiltaensis* Anth., *Ac. abichi* Anth., *Colombicer as crassicostatum* Orb., *C. tobleri* Jac., *C. subtobleri* Kas., *C. caucasicum* Lupp., *Chelonicer as subnodosocostatum* Sinz., *Ch. intermedium* Kas., *Epichelonicer as tschernyschewi* Sinz., *Ptyhocer as* ex gr. *puzosianum* Orb., *Hemiticer as* ex gr. *pilsbryi* Anders., *Ancylocer as* sp. и др.

Из фораминифер, характерных для верхнего апта Северо-Западного Кавказа, следует упомянуть *Globorotalites bartensteini aptiensis* Bett., *Epistomina reticulata* Reuss, *E. chapmani* Ten Dam., *E. spinulifera* Reuss, *E. spinata* Antonova et Schmygina, *E. reticulosa* Z. Kusnetzova et Antonova, *Lamarckina lamplughi* Sherl., *Anomalina flexuosa* Antonova, *Globigerina infracretacea* Glaessn., *Bifarina minima* Subb. (Антонова и др., 1964).

Для спорово-пыльцевых спектров верхнего апта характерно высокое содержание глейхениевых и хвойных и незначительное распространение схизейных.

*Альбский ярус* на юго-востоке области южного склона представлен верхней частью медовеевской свиты, сложенной серыми или нередко пестроокрашенными мергелями и известковистыми глинами с прослоями и линзами песчаников, черных глин и известняков. Мощность колеблется от 30—40 до 60—80 м. Севернее отложения альба представлены темно-серыми глинами с прослоями глауконитовых песчаников мощностью до 130—150 м, обычно не содержащими моллюсковой фауны.

Присутствие нижнего альба, мощности которого обычно непропорционально малы (до 10—20 м), обосновывается единичными находками *Hypacanthoplites copetdagensis* Glasun. (реки Псоу, Западный Дагомыс); чаще встречаются *Mesohibolites brevis* Schw., *Neohibolites minor* Stol., *Aucellina aptiensis* Orb., *Inoceramus anglicus* Woods и др. Отложения среднего и верхнего альба содержат более обильную фауну: *Neohibolites minimus* List., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. parva* Stol. и др. (Эристави, 1963; Егоян, 1964).

Северо-западнее, уже в бассейне р. Пезуапсе, нижний альб представлен песчано-глинистыми отложениями, а выше в разрезе развивается характерная для западных районов и, пожалуй, для всего Северного Кавказа свита темно-серых (до черных) глин альба. Нижняя часть, соответствующая клансею и слоям с *Leymeriella tardefurcata*, отличается большим содержанием глауконитовых песчаников, алевроли-



тов и алевропелитов и во многом сходна со свитой Шапсухо\*, от которой она отличается несколько большей глинистостью своих пород. Отложения среднего и верхнего альба представлены монотонной толщей темно-серых до черных глин с маломощными прослоями и линзами глауконитовых песчаников.

Немногочисленность находок фауны и плохая обнаженность альба (особенно на северном склоне, где выходы пластичных глин среднего и верхнего альба часто маскируются оползнями) не позволяют выделять и проследивать зональные подразделения этого яруса. В этой связи остается неясным вопрос о присутствии в разрезе альба Северо-Западного Кавказа несогласий, отмечающихся в альбе на моноклинали северного склона. Отложения альба в восточных районах северного склона несогласно перекрываются туроном—коньяком (в бассейне р. Абин), верхним сеномом (реки Афипис, Псекупс, Пшиш и др.) или даже палеогеном (бассейн р. Пшеха). В области южного склона и на отдельных участках северного (например, на р. Убин и на горе Шизе), там, где в разрезах сохраняются отложения сеномана, кровля альба согласная (Келлер, 1947; Луппов, 1952; Эристави, 1963; Егоян, 1964).

Мощности альба изменяются от 80—100 м на востоке северного склона и 30—150 м на юго-востоке южного склона до 300—400 м и более на западе.

Клансей по типичной для него аммонитовой фауне на Северо-Западном Кавказе устанавливается в разрезах рек Пшеха, Пшиш, Шапсухо и др. В характерных для этих слоев известковистых конкрециях встречаются *Euphyloceras velledae* Mich., *Phyllopacyceras baborense* Соq., *Salfeldiella guettardi* Rasp., *Tetragonites duvalianus* Orb., *T. heterosulcatus* Anth., *T. inflatus* Eg., *Jaubertella micheliana* Orb., *G. latericarinata* Anth., *Ptychoceras* sp. sp., *Desmoceras akuschaensis* Anth., *Beudanticeras* sp. sp., *Eogaudriceras numidum* Соq., *E. aeolus* Orb., *Acanthohoplites nolani* Seun., *Ac. trautscholdi* Sim., *Ac. aschiltensis* Anth., *Ac. bigoureti* Seun., *Ac. uhligi* Anth., *Hyacanthoplites jacobii* Spath., *H. restrictus* Eg., *H. nolaniiformis* (Naz.) Glas., *Diadochoceras nodosocostatum* Orb., *D.* sp. sp., *Nodosohoplites* sp. sp., *Epicheloniceras* sp., *Aucellina caucasica* Buch., *Thetironia minor* Sow., *Panope gurgitis* Brongn. и др. (Егоян, 1964, 1965).

Присутствие в разрезе отложений зоны *Leumeriella tardefurcata* на Северо-Западном Кавказе устанавливается лишь условно по единичной находке зонального вида (в некоренном залегании) в бассейне р. Шапсухо (Соколов, 1939). Средний альб характеризуется находками в разрезе р. Тушепс (Хадыжка) *Hoplites* ex gr. *dentatus* Sow., а также сравнительно многочисленными белемнитами — *Neohibolites minimus* List., *Neohibolites* cf. *spiniformis* Кг. и др. (Луппов, 1952).

В отложениях верхнего альба в долине р. Убин в линзах ракушечника встречаются: *Hysterocheras orbignyi* Spath, *Inoceramus sulcatus* Park, *In. subsulcatus* Wiltsh., *In. concentricus* Park и др. (Егоян, 1964). В более западных разрезах в верхах альба найдены *Aucellina parva* Stol., *A. gryphaeoides* Sow., (Келлер, 1945).

Комплекс фораминифер нижнего альба (преимущественно клансея) представлен главным образом формами с агглютинированными раковинами. Среди них, по данным З. А. Антоновой, отмечаются *Saccamina porcellanea* Antonova, *Hyperammia aptica* Damp. et Mjatl., *Hormosina subbotinae* Antonova, *Glomospirella gaultina* Berth., *Haplophragmoides rosaceus* Subb., *H. nonioninoides* Reuss,

\* В разрезах, не охарактеризованных в достаточной степени фауной (к западу от р. Пшеха), эти отложения часто включаются в состав свиты Шапсухо.

*H. chapmani* Mогоz., *H. concavus* Шарп., *Tritaxia pyramidata* Reuss (р. Пшеха). В более полных ассоциациях к перечисленным видам добавляются *Reophax minutus* Тарр., *Glomospira charoides* Park. et Jon., *Ammodiscus translucens* Subb., *Globovalvulinella grossheimi* Букалова и др.

В отложениях среднего и верхнего альба комплекс фораминифер более обилен и разнообразен. Здесь присутствуют почти все виды предыдущего «песчаного» комплекса, к которым добавляются такие виды, как *Gaudryina spissa* Berth., *G. aff. filiformis* Berth. и др. Основную часть комплекса этих слоев составляют формы с известковыми раковинами, среди которых З. А. Антонова отмечает *Eponides chalilovi* Djaffarov et Agalarova, *Parella infracretacea* Букалова, *Anomalina djaffarovi* Agalarova, *An. agalarovae* Vassilenko, *An. propria* Букалова, *Cibicides escaprurus* Букалова, *Bulimina rara* Букалова, *Neobulimina minima* Тарр., *Pleurostomella mirabilis* Букалова, *Gumbelitra harris* Тарр. и др.

Спорово-пыльцевые спектры из альбских отложений близки к верхнеаптским. Характеризуются они значительным содержанием спор (главным образом, из рода *Gleichenia*), а также пыльцы голосемянных (в основном Pinaceae). Соотношение групп спорово-пыльцевых остатков в разрезе и по площади заметно меняется.

### Моноклираль северного склона Кавказа (от р. Хокодзь до р. Асса)

В последние годы появилось значительное число работ, освещающих стратиграфию нижнемеловых отложений Моноклинали северного склона Кавказа: работа В. П. Ренгартена (1951), содержащая схему дробного стратиграфического расчленения нижнего мела, которая явилась основой для последующих исследований; Т. А. Мордвилко (1956, 1960, 1962), М. П. Кудрявцева (1960), М. С. Эрстиви (1960), В. В. Друщица и И. А. Михайловой (1960, 1962, 1963, 1964), В. Л. Егояна и Г. А. Ткачук (1965) и др.

На всем протяжении от р. Хокодзь до р. Асса нижнемеловые отложения распространены узкой полосой почти широтного направления. Они залегают моноклиально, с малыми углами падения ( $6-8^\circ$ ) на западе и с довольно большими (до  $30-40^\circ$ ) на востоке (реки Асса—Ардон). Нижний мел обнажается в склонах речных долин, а севернее, на территории Предкавказья, вскрыт многочисленными скважинами. В нижнемеловом разрезе преобладают песчано-глинистые породы и лишь в основании его развиты мергели и известняки берриаса и валанжина, сравнительно хорошо обнаженные в междуречье Хокодзь—Белая и от р. Кубань до р. Асса, где они образуют глубокие каньонообразные долины.

Мощность нижнего мела на Моноклинали северного склона изменяется от первых сотен (р. Белая) и даже десятков метров (реки Фарс, Губс) на западе до 1000—1100 м на востоке (р. Асса). Залегают нижнемеловые отложения со следами размыва или без них на известняковых, красноцветных или гипсоносных отложениях верхней юры. На участках развития сеномана верхняя граница нижнего мела обычно согласная; но во многих разрезах нижний мел несогласно перекрывается более высокими горизонтами верхнего отдела меловой системы или даже палеогеном. К северу от естественных выходов мощность и полнота разреза нижнего мела сокращаются.

*Берриасский ярус* на участке от р. Хокодзь до р. Белой залегают со следами размыва на красноцветных глинах и песчаниках верхней юры и представлен оолитовыми, песчанистыми или органогенно-обломочны-

ми известняками в нижней части и доломитизированными пестроокрашенными известняками в верхней. Мощность до 40—50 м. В нижней части известняков встречены *Riasanites riasanensis* Nik., *Blanfordiceras caucasicum* Grig., *Euthymiceras transfigurabilis* Bog., *Malbosciceras malbosi* Pict., *M. korjeli* Grig., *Himalayites breveti* Rom.

В междуречье Белая — Большой Зеленчук отложения берриаса отсутствуют; между долинами рек Малый Зеленчук и Баксан на отдельных участках сохраняются маломощные (1—3 м) мергели и песчаники берриаса с ядрами и раковинами *Euthymiceras* sp., *Toxaster granosus* Orb., *Psilothyris čegemensis* Moiss., *Exogyra tuberculifera* Koch et Dupk., *Pterotriconia caudata* Ag., *Acromytilus couloni* Marc., *Aporrhais valangiensis* Pict. et Camr.

Восточнее берриас представлен переслаивающимися алевролитами, глинами, мергелями и известняками, мощность которых возрастает к востоку от р. Баксан до 140 м (р. Ардон). Местами (р. Малка) отложения берриаса отсутствуют. Возраст этих отложений устанавливается по находкам *Euthymiceras transfigurabilis* Bog., *Riasanites riasanensis* Nik., *Berriasella subrichteri* Ret., *Negrelliceras negreli* Math., *Toxaster granosus* Orb., *Lima dubisiensis* Pict. et Camr., *Pholadomya valangiensis* Pict. et Camr., *Myophorella loewinsonlessingi* Renng., *Pinna robinaldina* Orb.

*Валанжинский ярус* в западных районах моноклинали (от р. Белой до Малого Зеленчука) не установлен. Восточнее, начиная с долины р. Кубань, валанжин представлен разнообразными типами светлосерых, серых и бурых известняков, чаще всего органогенно-обломочных, оолитовых, от крупно- до мелко- и микрокристаллических, пелитоморфных и доломитизированных. На участке от Кумы до Кубани среди известняков развиты прослой гравелита, переходящего в крупнозернистый песчаник и оолитовый песчаный известняк. Мощность валанжина возрастает от 5—10 м на западе (Малый Зеленчук) до 200 м в восточных районах. Ископаемые остатки в породах валанжина встречаются сравнительно редко: *Thurmanniceras* cf. *thurmanni* Pict. (единственная находка), *Psilothyris ullukolensis* Moiss., *Terebrataliopsis quadrata* Smirn., *Leviathania guerassimovi* Pčel., *Purpuroidea* cf. *longa* Pčel., *Aporrhais ullukolensis* Pčel., *Nerinea oblonga* Pčel., *N. renngarteni* Pčel.

*Готеривский ярус* на западе присутствует в разрезах рек Хокодзь, Белая (до 300 м), а также рек Фарс и Губс; на правобережье последней мощность его сокращается до нескольких метров. В междуречье Ходзь — Большой Зеленчук отложения готерива отсутствуют. Затем они вновь появляются в долине Малого Зеленчука и далее на востоке довольно быстро возрастают в мощности до 230 м (р. Баксан) и до 300 м (реки Урух, Асса).

В разрезах Моноклинали северного склона устанавливается присутствие всех четырех зон готерива, датирующихся аммонитовой фауной во многих пунктах. Нижняя зона яруса — *Acanthodiscus radiatus* — характеризуется довольно разнообразным комплексом аммонитов: *Acanthodiscus radiatus* Brug., *Leopoldia leopoldina* Orb., *Lyticoceras bifalcatum* Коен., *L. regale* Pavl., *Olcostephanus astierianus* Orb. и др. Для зоны *Crioceratites duvali* (s. s.) характерны *Crioceratites nolani* Kil., *Cr. duvali* Lev., *Leopoldia biassalensis* Кар. и др. В. В. Друщиз (1963) включает в состав этой зоны и слои со *Speetoniceras versicolor* Tr., *Sp. inversum* M. Pavl., *Sp. subinversum* M. Pavl. Другие исследователи (Ренгартен, 1951; Луппов, 1952; Эристави, 1963; Егоян, Ткачук, 1965) включают эти слои в состав нижней зоны верхнего готерива — зоны *Subsajnella sayni*. Последняя на Северном Кавказе не

отделяется четко от вышележащей зоны *Pseudothuramannia angulicostata*, в связи с чем верхний готерив обычно на зоны не разделяется. Для верхнего подъяруса готерива, кроме фауны слоев со *Speetonicerus subinversum*, характерны *Speetonicerus auerbachii* Eich., *Sp. speetonensis* Joung et Bird., *Simbirskites elatus* Tr., *S. decheni* Lah., *S. kowalewskii* Pavl., *Craspedodiscus discofalcatus* Lah., *Cr. phillipsi* Neum. et Uhl., *Pseudothurmannia angulicostata* Orb. и др.

На западе, в междуречье Хокодзь — Губс готерив слагается глинами и песчаниками с прослоями конгломератов (свита Губс; Егоян, 1962), залегающими несогласно на известняках берриаса (левобережье р. Белой) и красноцветах верхней юры (правобережье Белой и восточнее). В этих отложениях встречены *Olcostephanus astierianus* Orb., *Speetonicerus versicolor* Tr., *Crioceratites cf. duvali* Lev., *Lopha rectangularis* Roem., *Sphaera corrugata* Sow., *Lyra neocomiensis* Orb. и др.

Восточнее Малого Зеленчука мощности и полнота разреза готерива быстро возрастают. К востоку от р. Баксан в низах разреза развивается пачка темно-серых мергелей с прослоями известняков мощностью от 3—5 м (р. Баксан) до 60 м (р. Асса), принадлежность которой готериву несколько условна. Вышележащая часть нижнего готерива слагается алевролитами, алевропелитами и песчаниками, с прослоями мергелей и известняков. Мощность нижнего готерива в восточных разрезах (от р. Урух до р. Асса) достигает 150—180 м. В этих отложениях наряду с упоминавшимися выше аммонитами встречаются *Trigonia carinata* Ag., *Amphidonta subsinuata* Leum., *Exogyra tuberculifera* Koch et Dupk., *Sphaera corrugata* Sow. и другие моллюски.

Отложения верхнего готерива в междуречье Малый Зеленчук — Асса представлены преимущественно алевролитами и песчаниками с пластами и отдельными пачками органогенно-обломочных известняков (в верхней части); мощность их в восточных разрезах достигает 140—160 м. Эти отложения содержат упоминавшуюся выше характерную аммонитовую фауну и чаще остатки пелеципод и гастропод: *Astarte obovata* Sow., *Gervillia alaeformis* Sow., *Trigonia carinata* Ag., *Litschkovitrigonia subdaedalea* Renng., *Sphaera corrugata* Ag., *Panope neocomiensis* Leum., *Pleurotomaria umbonata* Pchel. и др.

Отложения барремского яруса представлены преимущественно песчаниками, алевролитами и в меньшей степени глинами, местами с прослоями ракушечников. Они развиты от р. Хокодзь до Белой и от р. Кубань до р. Асса; в междуречье Белая — Кубань они отсутствуют и отложения апта трансгрессивно ложатся на различные горизонты нижнего мела или же на красноцветы верхней юры.

Граница с готеривом проводится обычно условно, так как находки аммонитов в этой части разреза очень редки. Баррем разделяется на два подъяруса, не подразделяющиеся на зоны. К нижнему баррему относятся слои с *Barremites difficilis* Orb., *Holcodiscus caillaudianus* Orb., *Emericiceras emERICI* Lev., а к верхнему — слои с *Barremites stettostoma* Uhl., *Heteroceras astierianum* Orb., *Matheronites soulieri* Math., *Silesites seranonis* Orb.

В последнее время некоторые исследователи (Друщиц, 1963, 1964 и др.) предлагают относить к верхнему баррему и слои с *Matheronites ridrewskii* Каг. и колхидитами (*Colchidites securiformis* Sim., *Imerites densecostatus* Renng. и др.). Другие исследователи (Эристави, 1962; Егоян, 1964 и др.) продолжают включать эти слои в состав нижнего апта, как это было принято в схеме В. П. Ренгартена (1951).

На западе между реками Хокодзь и Белой к нижнему баррему относятся алевролиты, глины и песчаники мощностью до 60 м; в глинах встречены *Iotrigonia naltshikensis* Morgd v., *Corbula striatula* Sow. На



участке от Белой до Кубани отложения баррема отсутствуют. Следует отметить, что в базальном конгломерате верхнего апта на западе этого участка встречаются переотложенные барремские брахиоподы (*Nucleata hippopus* Roem., *Lacunosella moutoni* Orb., *L. eichwaldi* Kar., *Monticlarrella lineolata* Phill. и др.).

Между реками Кубань и Черем к баррему относятся песчаки с прослоями ракушечников в нижней части, а в верхней части представленные буровато-красными грубозернистыми разностями с прослоями гравелитов. В песчаниках встречаются *Matheronites soulieri* Math., *Anahamulina silesiaca* Uhl., *Heteroceras astertianum* Orb., *H. obliquatum* Orb., *H. rotundum* Rouch., *H. ellipticum* Bouch. На участке от Нальчика до р. Урух развиты только отложения нижнего баррема, представленные кварцево-слюдистыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, в которых встречены *Phyllopachyceras infundibulum* Orb., *Barremites difficilis* Orb., *Amphidonta latissima* Lam., *Iotrigonia naltshikensis* Renng., *I. abichi* Anth. и др. Переотложенные верхнебарремские аммониты здесь встречаются в основании нижнего апта (Белая Речка у Нальчика, р. Урух). В восточной части района (реки Ардон—Асса) к баррему относятся грубозернистые песчаники, алевролиты и глины мощностью 90—130 м. В нижней части разреза в прослоях известняков встречены *Gervillia alaeformis* Sow., *Amphidonta latissima* Lam., *Neithea atava* Roem., *Litschkovitrigonia inguschensis* Renng.\*.

В верхней части разреза, сложенной глинистыми алевролитами и песчаниками, встречены *Linotrigonia ornata* Orb. и *Quadratotrigonia nodosa* Sow.

Отложения аптского яруса развиты почти на всей территории Моноклинала северного склона и в большинстве случаев хорошо охарактеризованы фаунистически. В нижней части они представлены серыми глинами и алевролитами, в верхней — темно-серыми и желтовато-серыми кварцево-глауконитовыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, содержащими выдержанные горизонты известковистых конкреций и септарий (диаметром до 2—5 м). В нижнем апте выделяются три зоны: зона *Deshayesites weissii* и *Procheloniceras albrectiaustriacae*, зона *Deshayesites dechyii* и *D. deshayesi*, зона *Dufrenoyia furcata* и *D. subifurcata*. Верхний апт подразделяется на две зоны: *Cheloniceras subnodosocostatum* и *Colombiceras crassicoatum* и *Parahoplites melchioris*.

На западе (от Белой до Большого Зеленчука) апт представлен лишь верхним подъярусом, причем в разрезе р. Большая Лаба, возможно, отсутствуют и эти отложения. На участке от р. Белой до р. Губс в основании верхнего апта залегает характерный пласт конгломерата («брахиоподовый горизонт»), в котором наряду с верхнеаптским *Colombiceras caucasicum* Lurr. встречаются нижнеаптские *Deshayesites dechyii* Parr., *Cheloniceras seminodosum* Sinz., а также упоминавшиеся выше барремские брахиоподы (*Nucleata hippopus* Roem., *Lacunosella moutoniana* Orb. и др.). Конгломерат переходит вверх по разрезу в кварцево-глауконитовые алевролиты и песчаники, содержащие крупные конкреции известковистого алевролита. В последних встречены *Salfeldiella guettardi* Rasp., *Tetragonites heterosulcatus* Anth., *Ptychoceras puzosianum* Orb., *Colombiceras tobleri* Jac. et Tobl., *Parahoplites subcampichei* Sinz.; характерные преимуще-

\* Несколько западнее, в междуречье Дурдур — Ардон, из нижнебарремских песчаников А. Губкиной был найден *Holcodiscus* ex gr. *gostaldinus* Orb. (определение В. Л. Егояна).



ственно для верхней зоны верхнего апта. На р. Хокодзь в нижней части песчаников встречены *Colombiceras crassicostatum* Orb., *Salfeldiella guettardi* Rasn., первый из которых указывает на присутствие в разрезе нижней зоны верхнего апта.

На востоке, в разрезе Большого Зеленчука, нижний апт представлен темно-серыми алевролитами (около 40 м), залегающими на красных цветах верхней юры и содержащими в нижней части *Deshayesites dechyi* Parr., а в верхней — *Dufrenoya furcata* Sow. и *D. subfurcata* Kas. Восточнее, в районе г. Кисловодска, на буровато-красных песчаниках баррема залегают темно-серые алевролитистые глины с *Deshayesites weissii* Neum. et Uhl. и *Procheloniceras* sp. (7—8 м), переходящие в темно-серые кварцево-слюдистые алевролиты и песчаники, общей мощностью до 40 м. В песчаниках встречены *Deshayesites dechyi* Parr., *Cheloniceras seminodosum* Sinz., *Aconeceras* sp. Выше залегают темно-серые алевролитистые глины (около 50 м), содержащие конкреции кремневого мергеля с аммонитами. В нижней части глин встречаются *Deshayesites dechyi* Parr., *D. consobrinus* Orb., *D. deshayesi* Leym., а в верхней — *Pseudosaynella bicurvata* Mich., *P. raresulcata* Leym., характеризующие среднюю и верхнюю зоны нижнего апта.

Далее к востоку мощность нижнего апта сокращается — до 40—45 м в районе г. Нальчика и до 6 м в разрезе р. Урух, а затем вновь увеличивается — до 50 м в разрезах рек Асса и Сунжа. В разрезе Белой Речки (южнее Нальчика) на нижний баррем несогласно ложатся темно-серые алевролиты и песчаники, в основании которых встречаются фосфоритизированные ядра моллюсков баррема и нижнего апта: *Phyllopachyceras eichwaldi* Kar., *Eulytoceras phestum* Math., *Anahamulina silesiaca* Uhl., *Hamulina subcincta* Uhl., *Spitidiscus seunensi* Kil., *Procheloniceras albrechtiaustriacae* Hoh., *Heteroceras astierianum* Orb. и др. Выше залегают черные слюдистые глины с *Deshayesites dechyi* Parr., в нижней части толщи и с *Dufrenoya furcata* Sow. в верхах. В разрезах рек Асса и Сунжа в основании нижнего апта залегают буровато-желтый песчаник с фосфоритами (3 м), содержащий *Phyllopachyceras baborense* Coq., *Salfeldiella ernesti* Uhl., *Costidiscus nodosocostatus* Uhl., *Matheronites ridzewskiyi* Kar., *Acrioceras furcatum* Orb., *Deshayesites dechyi* Parr. Выше залегают толща зеленовато-серых песчаников с прослоями известковистых разностей, в которой встречены *Deshayesites* sp.

Отложения верхнего апта, как и на западном участке, залегают на востоке трансгрессивно на подстилающих отложениях. От Большого Зеленчука и до р. Чегем они представлены серыми и зеленовато-серыми алевролитами и песчаниками. В междуречье Чегем—Гизельдон нижняя часть верхнеаптского разреза слагается темно-серыми глинами с ожелезненными ядрами аммонитов: *Colombiceras subtobleri* Kas., *C. caucasicum* Lupp., *C. tobleri* Jac. et Tobl., *Cheloniceras subnodosocostatum* Sinz., *Ch. tschernyschewi* Sinz., *Salfeldiella guettardi* Rasn., *Aconeceras nisum* Orb.

От р. Гизельдон до Ассы верхний апт сложен алевролитами. Мощность этого подъяруса изменяется от 40—50 м на Большом Зеленчуке до 100—140 м в восточных районах.

Разрез альбского яруса на всей территории Моноклинали северного склона, за исключением участка рек Белая—Губс, где рассматриваемые отложения отсутствуют, четко разделяется на две части — нижнюю, песчано-алевролитовую, соответствующую нижнему альбу, и верхнюю, преимущественно глинистую, соответствующую среднему и верхнему альбу. Каждый из подъярусов альба по большей части разделяется на три зоны, выделение которых, однако, удастся далеко не во

всех разрезах. Нижние две зоны нижнего альба обычно выделяются как клансейские слои. Последние, по мнению М. С. Эристави (1962), В. Л. Егояна (1965), следует включать в состав аптского яруса. Другие исследователи (Друшиц, 1963; Друшиц, Михайлова, 1960) считают более целесообразным сохранение клансея в альбе\*.

Отложения нижнего альба на рассматриваемой территории представлены алевролитами и песчаниками, реже глинами и содержат (в нижней части, в клансее) горизонты конкреций известковистых алевролитов, в которых нередко встречается богатая фауна аммонитов и пеллеципод. В долине р. Хокодзь нижний альб достигает 80 м мощности и в нижней его части выделяется мощный пласт известковистого алевролита, переполненного раковинами двустворок и аммонитов. Среди последних наряду с характерными клансейскими видами встречаются и типичные представители верхнеаптской фауны из родов *Parahoplites* и *Colombiceras* (Егоян, 1965). Восточнее отложения альба отсутствуют. Вновь появляются они начиная с долины р. Ходзь. Мощность нижнего альба на участке от Малой Лабы и до р. Гизельдон колеблется в пределах 60—130 м. В последнем разрезе развиты отложения двух нижних зон нижнего альба (т. е. клансейские слои), представленные преимущественно глинами, переслаивающимися песчаниками (около 100—110 м).

В разрезе Ассы фаунистически устанавливается лишь нижняя зона\*\* клансея. Для нее (зона *Acanthohoplites nolani* и *Diadochoceras podosocostatum*) на Моноклинали северного склона характерны *Acanthohoplites nolani* Seun., *Ac. bigoureti* Seun., *Ac. abichi* Anth., *Ac. bergeroni* Seun., *Ac. trautscholdi* Sim., *Nodosohoplites caucasicum* Lurp. и другие виды. Во второй зоне — *Hypacanthoplites jacobi*, кроме зонального вида, встречаются *Hypacanthoplites tscharlokensis* Glasun., *H. nolaniiformis* Glasun. и др. Верхняя зона нижнего альба (*Leymeriella tardefurcata*) фаунистически обосновывается на участке от р. Уруп до р. Кума, а по данным В. Л. Егояна, и западнее, в разрезе Большой Лабы. Кроме зонального вида, в этих отложениях встречаются *Leymeriella rencurelensis* Jac., *L. bogdanovitschi* Glasun., *Proleymeriella schrammeni* Jac. и др.

Отложения среднего и верхнего альба пользуются очень широким распространением и представлены преимущественно глинистыми породами, очень часто плохо обнаженными. На значительной территории устанавливается наличие размыва между средним и верхним альбом.

На р. Хокодзь к среднему альбу относятся песчаники с *Kossmatella agassiziana* Orb., *Tetragonites timotheanus* Mayer.

На участке от Белой до р. Губс средний (и верхний) альб отсутствуют. В долине р. Шедок западнее Малой Лабы средний альб представлен песчаниками, в которых встречены аммониты нижней зоны: *Dowvilleceras mammillatum* Schloth, *Sonneratia obesa* Spath, *Tetrahoplites rossicus* Sinz. В других местах в глинах нижней зоны встречается плохой сохранности *Dowvilleceras mammillatum* Schloth;

\* В связи с тем что Меловой комиссией МСК не принято решение по этому вопросу, в данном издании граница апта и альба проводится под клансеем (хотя в стратотипическом районе, судя по решениям Лионского коллоквиума 1963 г., эта граница проводится в кровле клансейских слоев). Меловая комиссия МСК рекомендует выделение клансея в качестве самостоятельного подразделения при картировочных работах.— *Прим. ред.*

\*\* Ассоциации аммонитов нижней и верхней частей клансея на Северном Кавказе недостаточно четко разграничиваются в разрезах, в связи с чем целесообразнее рассматривать клансей как зону *Diadochoceras podosocostatum* с двумя подзонами — *Acanthohoplites nolani* и *Ac. jacobi*, как это принято и в стратотипическом районе (Юго-Восточная Франция).— *Прим. ред.*

повсеместно в глинах средней зоны найдены *Hoplites dentatus* Sow., *Neohibolites pinguis* Stoll., *N. attenuatus* Stoll.

От Большой Лабы до Кисловодска широко развиты отложения двух нижних зон среднего альба, представленные глинами и алевролитами, содержащими подчиненные прослои песчаников, мощность которых в районе Большого Зеленчука достигает 80 м. Восточнее Кисловодска отложения среднего альба отсутствуют. Вновь появляются они в междуречье Чегем—Хеу, где в характерных черных глинах находятся аммониты двух нижних зон этого подъяруса. Далее к востоку, на участке между реками Урух и Гизельдон, отложения этих двух зон отсутствуют; выделяются они только на р. Асса, где представлены, как обычно, глинами.

На всем протяжении Моноклинали северного склона, от р. Хокодзь до р. Асса отсутствуют отложения верхней зоны среднего альба. Исключение составляет лишь участок от р. Урух до р. Ардон, где эти слои представлены глинами с *Euhoplites* ex gr. *truncatus* Sow. мощностью до 10 м.

Повсеместно отсутствуют также отложения нижней зоны верхнего альба и породы средней зоны этого подъяруса ложатся с размывом на различные горизонты среднего альба. Западнее Большой Лабы и в долине р. Кубань отсутствуют и отложения средней зоны верхнего альба. В других районах: от Большой Лабы до Зеленчуков, от Кубани до Кисловодска, в междуречье Хеу—Урух, на р. Фиагдон — отложения этой зоны, сохранившиеся участками, представлены черными слюдистыми глинами, содержащими в основании светло-серый известковистый алевролит или песчаник с желваками фосфоритов мощностью от 6—10 до 30 м. По р. Асса к этой зоне относятся глины с *Pervinquieria inflata* Sow. (около 3 м). Значительно шире развиты отложения верхней зоны, также представленные черными слюдистыми глинами с *Ostlingoceras puzosianus* Orb., *Mariella bergeri* Brongn., *Stoliczkaia* sp. ind., *Parahibolites pseudoduvalia* Sinz., *Neohibolites subtilis* Grimh., *Aucellina gryphaeoides* Sow.

Отложения этой зоны отсутствуют между реками Асса и Гизельдон.

В отложениях среднего альба рассматриваемых районов встречаются *Douvilleiceras mammilatum* Schloth., *Sonneratia dutempleana* Orb., *S. obesa* Spath., *Tetrahoplites rossicus* Sinz. (нижняя зона); *Hoplites dentatus* Sow., *H. escragnollensis* Spath., *H. latesulcatus* Spath., *H. devisensis* Spath., *Neohibolites pinguis* Stoll., *N. attenuatus* Sow. (средняя зона); *Anahoplites asiaticus* Glasun., *A. daghestanensis* Glasun., *Euhoplites truncatus* Spath. (верхняя зона). Для верхнего подъяруса характерны: *Pervinquieria inflata* Sow., многочисленные *Neohibolites stylioides* Renng., для более высоких слоев — *Stoliczkaia dispar* Orb., *Mariella bergeri* Brongn., *Ostlingoceras puzosianum* Orb., *Aucellina gryphaeoides* Sow. и др.

## Дагестан

Нижнемеловые отложения Дагестана после опубликования сводной работы В. П. Ренгартена (1947 г.) изучались многими исследователями. К этому периоду относятся наиболее значительные работы по палеонтологическому обоснованию и унификации стратиграфической схемы нижнего мела (Ренгартен, 1951, 1961; Мордвилко, 1956, 1962; Глазунова, 1952, 1953; Кудрявцев, 1958, 1960; Эристави, 1959); по изучению нижнемеловой микрофауны Дагестана (Горбунов, Саидова, 1954; Самышкина, 1958); по изучению литолого-фациальных особенностей (Конюхов, 1950, 1957; Ершова, 1956; Жгенти, 1958; Конюхов, Бурлин

и Серегин, 1958), по истории геологического развития и палеогеографической реконструкции (Оленин, 1952; Конюхов и Оленин, 1955; Конюхов, 1956; Леонов и Логинова, 1956).

Нижний мел в полосе между р. Асса и западной границей Дагестана (Чечено-Ингушская АССР) детально исследовался в последние годы сотрудниками ГрозНИИ и Грознефтеразведка (И. М. Крисок, Л. А. Колыханова, В. А. Станулис, Р. Н. Дмитриева, Е. Ф. Лозгачева, К. И. Смолянинова, А. Е. Саламатин и др.). Указанные исследователи, а также И. А. Конюхов (1956), А. А. Сафонцев (1957), М. М. Мацкевич (1957), А. Я. Дубинский (1953) и Я. С. Эвентов (1956) изучали и нижнемеловые отложения, вскрытые буровыми скважинами в равнинных районах Восточного Предкавказья.

В Дагестане выходы нижнемеловых отложений образуют полосу, которая непрерывно протягивается вдоль северного склона Большого Кавказа до бассейна р. Чирах-чай (Южный Дагестан). Небольшой останец нижнемеловых отложений имеется на горе Гестинкиль (бассейн Самура). Ширина полосы выходов мела в Чечено-Ингушетии и Южном Дагестане колеблется от 3—4 до 6—8 км, а в северо-западной и центральной частях Дагестана благодаря развитию ряда параллельных и кулисообразно замещающих друг друга складок эта полоса расширяется до 60—70 км. Бурение опорных скважин позволило установить, что нижнемеловые отложения распространяются далеко на север, охватывая почти всю равнинную (платформенную) область Восточного Предкавказья. При этом фациальные типы осадков в основных своих чертах выдерживаются.

Нижнемеловые отложения Дагестана подразделяются на два стратиграфо-литологических комплекса. Нижний комплекс (берриас, валанжин и готерив) представлен преимущественно карбонатными образованиями. Верхний комплекс (баррем, апт и альб) сложен преимущественно терригенными отложениями.

*Берриасский и валанжинский ярусы.* В междуречье Асса—Аргун, в частности по р. Чанты-Аргун, рассматриваемая часть разреза сходна с разрезами более западных районов. Берриас здесь сложен (Кудрявцев, 1958) серыми мергелями с прослоями известняков и алевролитов (около 70 м), в которых на западе встречаются *Euthymiceras transfigurabilis* Bogosl., *Berriasella incomposita* Ret., а также *Myophorella loevinsonlessingi* Renng., *Modiola gilleroni* Pict. et Camp., *Toxaster granosus* Ogb. и др. (в самом разрезе р. Чанты-Аргун берриасская фауна не обнаружена). Выше в разрезе залегает толща (130—160 м) известняков валанжина, разделяющаяся на две части — нижнюю, сложенную брекчиевидными известняками (около 70 м), и верхнюю, сложенную слабо доломитизированными разностями (около 60 м). Фауна в этих отложениях не отмечалась.

К востоку от р. Чанты-Аргун свита мергелей берриаса не прослеживается и весь рассматриваемый интервал разреза представлен здесь преимущественно известняками, фауна в которых встречается чрезвычайно редко. В этой связи разделение берриаса и валанжина в Дагестане по большей части не удается и их приходится рассматривать совместно.

На северо-западе Известнякового Дагестана (реки Андийское Койсу, Сулак) берриас и валанжин представлены плотными толсто-слоистыми палевыми, псевдоолиговыми и доломитизированными известняками, нередко с тонкими прослоями глинистых известняков и реже мягких мергелей. Известняки в низах разрезов часто брекчированы, а в крайнем к северо-востоку разрезе (сел. Зубутль) в основании разреза содержат мелкую гальку. Мощность рассматриваемых



отложений в этих районах колеблется от 46 м (сел. Ботлих) до 22 м (сел. Зубутль). В том же направлении увеличивается количество примеси терригенного материала в известняках.

В центральных районах Известнякового Дагестана (реки Кара-Койсу и Аварское Койсу) берриас—валанжин также представлены плотными доломитизированными, псевдоолитовыми, изредка пелитоморфными известняками, в низах брекчированными. Мощность их на этом участке закономерно увеличивается—от 25 м на юго-западе (сел. Гуниб) до 131 м на северо-востоке (район Гергебильской ГЭС), а затем, далее к северо-востоку, вновь сокращается до 46 м (у сел. Аймаки).

Несколько южнее, в районе хребта Лес (юго-восточная оконечность Известнякового Дагестана), близ сел. Бутри, отложения берриаса—валанжина представлены плотными серовато-белыми известняками литографского типа мощностью 69 м (Ренгартен, 1927, 1961). К берриасу здесь может быть отнесена также и часть подстилающих отложений, представленных брекчированными известняками мощностью около 13 м (Мордвилко, 1962), так как в брекчированных известняках, прослеживающихся к северо-западу (реки Кара-Койсу и Аварское Койсу), по данным Г. П. Леонова и Г. А. Логиновой (1956), встречены берриасские аммониты: *Berriasella* ex gr. *subrichteri* Ret. и *B.* ex gr. *cortasari* Kil.\*

Восточнее, на продолжении обрывистого гребня хребта Лес (гора Тумралата), берриас—валанжин представлены известняками, включающими линзы конгломератов, а далее к востоку и северо-востоку эти отложения выклиниваются (Кудрявцев, 1958). Отсутствуют они и на значительной части северо-восточного крыла Мугринской антиклинали (реки Кака-Озень, Гамри-Озень, Уллу-чай), но затем вновь появляются в Южном Дагестане—в окрестностях сел. Хучни. В этом районе (по р. Рубас-чай) на песчано-глинистых образованиях средней юры трансгрессивно залегает пачка конгломератов, в нижней части грубо- и крупногалечных мощностью 8 м. Конгломераты вверх по разрезу сменяются переслаивающимися известняками, песчаниками и мергелями (20 м) (Мордвилко, 1962).

К югу от р. Рубас-чай отложения берриаса—валанжина вновь становятся преимущественно карбонатными, а мощность их возрастает. Здесь они залегают на красноцветных песчано-глинистых и карбонатных образованиях верхней юры и представлены палевыми и светло-серыми, большей частью песчанистыми, оолитовыми и доломитизированными известняками, с частыми, но подчиненными прослоями мергелей и известковистых песчаников. Мощность этих отложений по р. Чирах-чай (у сел. Касумкент) около 60 м, а в районе горы Гестинкиль около 100 м (Мордвилко, 1962; Ренгартен, 1947).

Кроме упоминавшихся выше единичных находок аммонитов в отложениях берриаса—валанжина в различных районах Дагестана отмечались находки немногочисленной фауны: *Camptonectes cottaldinus* Orb., *Myophorella loevinsonlessingi* Renng., *Exogyra* ex gr. *tombecki* Orb., *Requinia* aff. *eurystoma* Pict. et Camp., *Natica alaudiensis* Math., *Belbekella multiformis* Roem., *Terebratula* sp., *Toxaster granosus* Orb., *Harpagodes desori* Pict. et Camp. и др.

Готеривский ярус в западных районах (реки Асса—Чанты-Аргун) представлен песчаниками, переслаивающимися темно-серыми осколь-

\* Этот вывод нуждается в подтверждении, так как перечисленные аммониты определены лишь с применением открытой номенклатуры, что не позволяет пока исключить возможность принадлежности вмещающих слоев к верхнему титону.—Прим. ред.



чатыми глинами с пачками известняков (по 3—8 м) в нижней части и с мощной пачкой известковистых песчаников и оолитовых известняков — в верхней. Мощность готерива в разрезе бассейна р. Чанты-Аргун около 200 м, в том числе на долю верхней известняковой пачки приходится 25—26 м (разрез у сел. Башан-Кале). В песчаной части разреза отмечались находки *Arctostrea rectangularis* Roem., *Pecten carteroni* Ogb. и *Pinna hombersi* Pict. et Campr., а в верхней известняковой пачке \* *Amphidonta subsinuata* Leym. (Мордвилко, 1962).

Восточнее, на территории Дагестана, литологический состав готерива несколько меняется и роль карбонатных пород в разрезе этого яруса увеличивается, особенно в верхней пачке разреза, которая почти полностью слагается здесь известняками. Подошва готерива проводится по резкой границе между известняками валанжина и терригенной пачкой, прослеживающейся в основании готеривского яруса.

В северо-западной части Известнякового Дагестана, в районе сел. Ботлих (р. Андийское Койсу), большая часть разреза готерива сложена переслаивающимися зеленовато-серыми глауконитовыми песчаниками, песчанистыми мергелями и сланцеватыми глинами с пачками (от 2,5 до 12 м) оолитовых и зоогенных песчанистых известняков. В основании этой толщи (мощностью 260—270 м) отмечаются конгломератовидные мергели с гальками известняков. В верхах готерива залегает пачка зоогенных и оолитовых известняков (нередки ракушники) с прослоями детритусовых и песчанистых разностей (47 м). Севернее мощности готерива сокращаются от 300 м у сел. Ботлих до 232 м в долине р. Чанко, до 200 м у сел. Чирката и 98 м у сел. Зубутль; при этом мощности верхней, известняковой пачки готерива убывают параллельно общей мощности яруса и на северо-востоке у сел. Зубутль сокращаются до 8 м, а еще севернее эта пачка выклинивается.

В терригенной толще готерива этого района отмечались находки *Arctostrea rectangularis* Roem., *Amphidonta sinuata* Sow., *Am. subsinuata subsinuata* Leym., *Am. subsinuata falciformis* Leym., *Am. subsinuata carinatoplicata* Renng., *Neitheia atava* Roem., *Pholadomya gigantea* Sow., *Panope* cf. *gurgitis* Brongn., *Trigonia carinata* Agass., а также (р. Чанко) *Speetonicerias coronatiforme* M. Pavl. (Ренгартен, 1961; Мордвилко, 1962). В известняковой пачке верхов готерива

\* Эта пачка обычно отождествлялась с нижним барремом в объеме двух зон — *Pseudothurmannia angulicostata* и *Holcodiscus caillaudianus* (Ренгартен, 1947, 1951, 1961; Кудрявцев, 1960; Мордвилко, 1962). Однако в настоящее время в соответствии с решением Меловой комиссии МСК (Эристави, 1963; Друщиц, 1963, 1964; Егоян, Ткачук, 1965) зона *Pseudothurmannia angulicostata* («верхние симбирские слои») отнесена к готериву. Между тем единственный аммонит, найденный в рассматриваемых отложениях и Южном Дагестане — *Pseudothurmannia* aff. *stanislasi* Torgas, может служить указанием на присутствие в данной пачке аналогов нижней из этих зон. Что же касается нижнего баррема s. s., т. е. зоны *Holcodiscus caillaudianus*, то наличие ее аналогов в рассматриваемой части разреза руководящей аммонитовой фауны не доказано. Относительно пелециподовой фауны этой свиты В. П. Ренгартен отмечал, что в ней «преобладают виды, начавшие свое существование еще в готериве ...» (1961, стр. 61). Т. А. Мордвилко также указывала, что в рассматриваемых отложениях «особенностью фауны пелеципод является преобладание значительного числа видов, известных на территории Дагестана уже в готериве ...» (1962, стр. 121). Кроме того, по своему положению в разрезе и фациальному облику эта свита известняков сходна с гунделенской свитой, венчающей разрез готеривского яруса на Моноклинали северного склона (Егоян, Ткачук, 1965). В связи с этим в настоящем издании граница готерива — баррема проводится не в основании рассматриваемых слоев известняков, а в их кровле. Следует отметить, что принадлежность верхов известняков к низам нижнего баррема возможна, однако фаунистических данных для такого заключения нет, проведение же ярусной границы внутри этих слоев вызвало бы на практике значительные трудности. В предлагаемом варианте кровля готерива совпадает с границей карбонатно-терригенного (берриас, валанжин, готерив) и терригенного (баррем, апт, альб) комплексов нижнего мела Дагестана. — *Прим. ред.*

встречаются *Arctostrea macroptera* Sow., *Gervillia* aff. *sublanceolata* Orb., *G. alaeformis* Sow., *Amphidonta subsinuata* Leym., *Am. latissima* Lam., *Neithea atava* Roem., *Pholadomya gigantea* Sow., *Terebratula acuta* Quenst., *T. sella* Sow., *Belbekella mutliformis* Roem., *Discoidea karakaschi* Renng.

В центральных районах Известнякового Дагестана, по пересечению рек Аварское Койсу, Кара-Койсу и Казикумухское Койсу, повсеместно выдерживается разделение терригенной толщи готеривского яруса на нижнюю и верхнюю песчано-глинистые пачки, между которыми залегает пачка оолитовых или зоогенно-обломочных известняков. В верхах яруса выделяется пачка оолитовых и зоогенных известняков. Мощности готерива с юго-запада на северо-восток увеличиваются от 160—170 м у сел. Гуниб до 240 м в районе сел. Гергебиль и затем снова уменьшаются до 155 м (сел. Аймаки). Мощности известняковой пачки в этих разрезах соответственно равны 40—50; 88 и 72 м).

В разрезе района сел. Гергебиль наряду с немногочисленными пеллециподами (*Arctostrea rectangularis* Roem., *Trigonia ornata* Orb. и др.) в верхах терригенной толщи готерива отмечаются находки *Speetonicerias* cf. *subinversum* M. Pavl. (Мордвилко, 1962).

В южной части Известнякового Дагестана, в районе хребта Лес, терригенная толща готерива имеет пятичленное сложение с двумя пачками детритусовых оолитовых, часто косослоистых известняков. Верхи разреза, как и в других районах, сложены плотными толстослоистыми оолитовыми и зоогенно-обломочными известняками, иногда также косослоистыми. Мощность готерива, как и мощности берриаса—валанжина, быстро сокращается на северо-востоке Акушинской синклинали с приближением к Мугринской антиклинали от 160—170 м (сел. Бутри) до 90—80 м (сел. Ванаша-Махи). Местами (сел. Мулебеки) отмечается полное выклинивание терригенной толщи готерива, а мощность известняковой пачки сильно сокращается. На р. Кака-Озень известняки верхов готерива (мощностью 56 м) залегают непосредственно на средней юре.

В Южном Дагестане вдоль северо-восточного крыла Мугринской антиклинали отложения терригенной толщи готерива на значительном протяжении отсутствуют (реки Гамри-Озень, Уллу-чай). Появляются они лишь несколько севернее сел. Хучни, откуда выходы этих отложений прослеживаются в южном направлении до горы Гестинкиль (левобережье р. Самур), вскрываясь в долинах реки Рубас-чай (у сел. Хучни), Куарчаг-су, Чирах-чай, Цмур-чай (близ сел. Касумкент) и Курах-чай. В этой полосе терригенная толща готерива имеет ясно выраженное трехчленное строение. В районе сел. Хучни и по р. Ханаг-чай, средняя, известняковая часть этой толщи трансгрессивно с конгломератами в основании ложится на отложения валанжина. Присутствие галек в основании средней, известняковой пачки терригенной толщи отмечается и в разрезе р. Цмур-чай, где, однако, нижняя терригенная пачка готерива сохраняется.

Известняковая, верхняя пачка готеривского яруса здесь, как и в центральных и северных районах Дагестана, представлена переслаивающимися толстослоистыми, массивными и плотными доломитизированными и песчанистыми оолитовыми известняками, часто с четкой косою слоистостью. На р. Цмур-чай в этих известняках вместе с рудистыми и другими пеллециподами (*Requienia zlatarskii* Paq., *R. ammonia* Orb., *R. renevieri* Paq., *Amphidonta subsinuata* Leym. и др.) была найдена верхнеготеривская *Pseudothurmannia* aff. *stanislavi* Тога. (Дробышев, 1939). На севере Южного Дагестана породы известняковой пачки верхнего готерива (мощностью около 60 м) обо-

гащены мелкой кварцевой галькой и залегают несогласно на песчано-глинистых образованиях средней юры.

Мощность готеривских отложений в Южном Дагестане изменяется от 72 м по р. Рубас-чай до 105 м в бассейне р. Чирах-чай и до 129 м в районе горы Гестинкиль. Последний из указанных разрезов отличается тем, что здесь весь готеривский ярус сложен известняками.

Фауна в готеривских отложениях Дагестана встречается в значительно меньшем количестве, чем в более западных районах, и представлена преимущественно пелециподами и брахиоподами. Лишь в верхнем готериве — в верхах терригенной толщи и в верхней, известняковой пачке — известны упоминавшиеся выше единичные находки аммонитов.

Отсутствие руководящих аммонитов ниже готерива не позволяет достоверно обосновать положение границы нижнего и верхнего готерива в Дагестане. Находки *Speetonicerias coronatiforme* М. Павл., *Speetonicerias cf. subinversum* М. Павл., а также *Speetonicerias ex gr. subinversum* М. Павл. свидетельствуют о присутствии в разрезе терригенной толщи готерива Дагестана нижней зоны верхнего подъяруса, а *Pseudthurmannia aff. stanislasi* Тогас., найденная в известняковой пачке, позволяет относить вмещающие отложения к верхней зоне верхнего готерива. Для терригенной толщи готерива характерны также, по Т. А. Мордвилко (1962), *Nucula planata* Лейм., *Cucullaea gabrieli* Лейм., *Arctostrea rectangularis* Роем., *Exogyra tuberculifera* Кох и Дунк., *Amphidonta subsinuata* Лейм., *Trigonia carinata* Агасс., *Myophorella ingens* Лис., *Panope neocomiensis* Лейм., *P. prevosti* Лейм. и другие двустворки, а также *Terebratula acuta* Куенст., *Toxaster complanatus* Агасс. Для известняковой пачки верхов готерива характерны *Arctostrea rectangularis* Роем., *A. macroptera* Сом., *Exogyra tuberculifera* Кох и Дунк., *Amphidonta subsinuata* Лейм., *Gervillia alaeformis* Сом., *Neithea atava* Роем., *N. daghestanensis* Реннг., *Pholadomya gigantea* Сом., *Panope prevosti* Лейм., *Astarte transversa* Лейм. и др., а также *Belbekella multiformis* Роем., *Terebratula acuta* Куенст., *T. sella* Сом., *Pseudodiadema bigoreti* Десор, *Pyrina pygaea* Агасс. и др.

Барремский ярус на востоке Северного Кавказа охарактеризован преимущественно пелециподами; аммониты известны лишь в виде единичных находок. Косвенным указанием на присутствие в разрезе нижнего подъяруса служит находка *Holcodiscus* sp. в разрезе Хаджал-Махи (Ренгартен, 1961). На присутствие верхнего баррема указывают находки в Южном Дагестане *Heteroceras* sp. и *Crioceratites recticostatus* Орб. Барремский возраст вмещающих пород основывается и на находках *Euphyllloceras ponticuli* Рейс. Довольно часто встречается в барреме Дагестана и *Cymatoceras pseudoelegans* Орб. (Мордвилко, 1962) (рис. 31). Во многих районах восточной части Кавказа на границах барремского яруса отмечается несогласие.

На территории Чечено-Ингушской АССР (бассейн р. Чанты-Аргун) баррем представлен алевритистыми комковатыми глинами и песчанистыми известняками-ракушечниками мощностью до 100—105 м. Ракушечники содержат богатую фауну пелеципод, из которых Т. А. Мордвилко (1962) указывает *Grammatodon kchiutensis* Мордв., *Gervillia alaeformis* Сом., *Neithea daghestanensis* Реннг., *Amphidonta cf. latissima* Лам., *Trigonia ornata* Орб., *Litschkovitrigonia subdaedalea* Реннг., *Sphaera corrugata* Сом., *Panope gurgitis* Бронгн., *P. akuschaensis* Мордв.

В Дагестане баррем пользуется заметно большим распространением, чем более древние отложения нижнего мела, и местами залегают

на юре. В основании яруса здесь (Северный Дагестан), как и в более западных районах, также отмечается обогащение галечным материалом. Барремские отложения Дагестана представлены чередованием

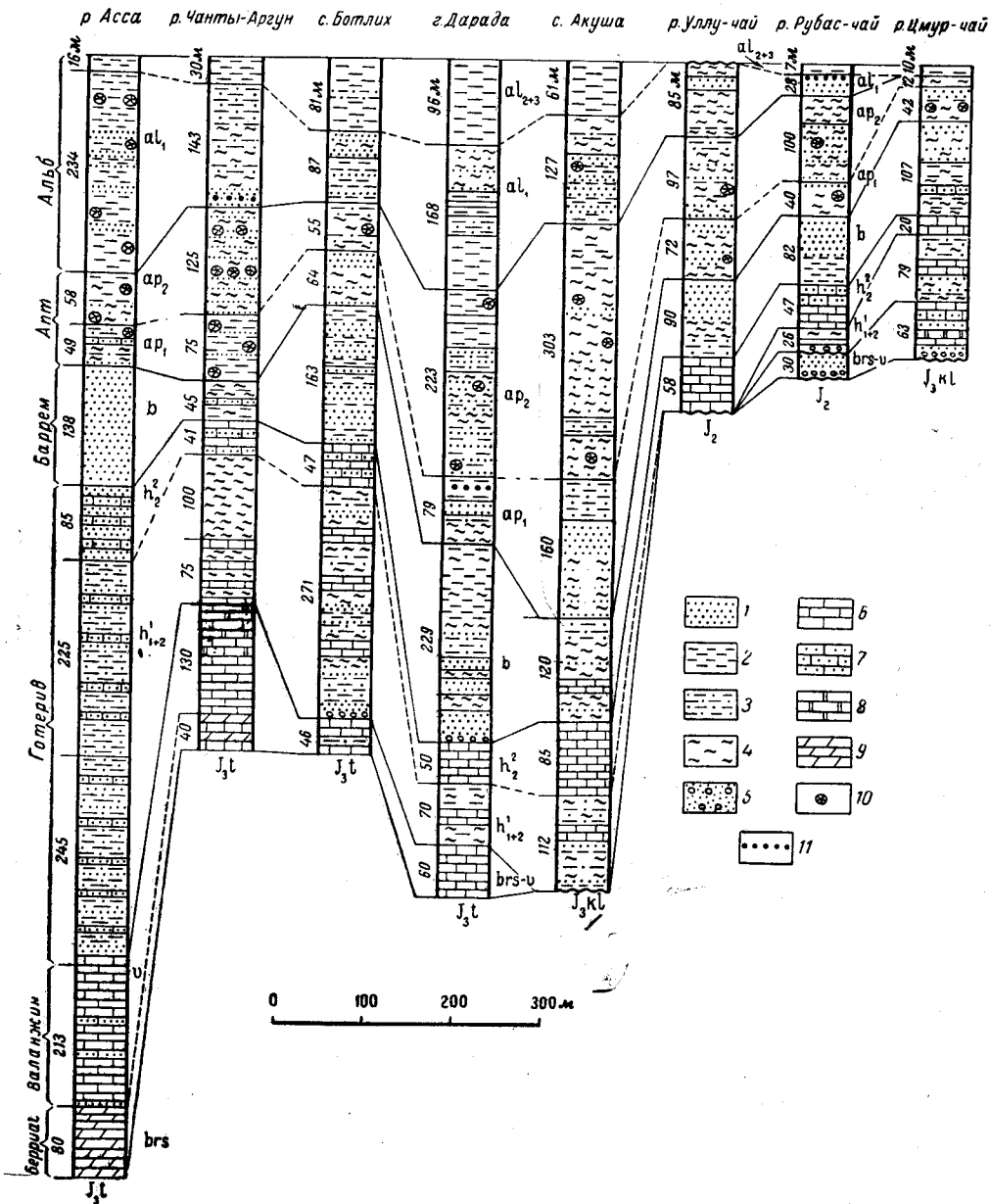


Рис. 31. Сопоставление разрезов нижнемеловых отложений восточной части Северного склона Большого Кавказа. По Т. А. Мордвилко (1962 г.) и В. П. Ренгартену (1947 г.)  
 1 — песчаники; 2 — глины; 3 — глинистые песчаники и песчаные глины; 4 — алевролиты; 5 — конгломераты и гравелиты; 6 — известняки; 7 — песчаные известняки; 8 — доломиты и доломитизированные известняки; 9 — мергели; 10 — конкреции; 11 — желваки фосфоритов

глинистых и известковистых, нередко глауконитовых алевролитов и песчаников, реже мергелей, иногда с мощными пачками темно-серых неизвестковистых глин и с прослоями детритусовых известняков.

В северо-западной части Известнякового Дагестана (Андийское Койсу—Сулак) баррем представлен серыми мелко- и местами грубозернистыми известковистыми песчаниками с прослоями глин и ракушечников. В районе сел. Чиркаты в разрезе баррема преобладают грубозернистые песчаники и гравелиты; галечный материал отмечается в барреме района сел. Зубутль, где эти отложения трансгрессивно залегают на терригенной толще готерива. Мощность баррема здесь сокращается с юго-запада на северо-восток — от 163 м в окрестностях Ботлиха до 71 м на р. Чанко, 66 м у сел. Чиркаты и 50 м у сел. Зубутль.

В центральных районах Известнякового Дагестана (Аварское Койсу, Кара-Койсу, Казикумухское Койсу) в целом ряде разрезов — у Красного Моста на р. Кара-Койсу, близ Гергебильской ГЭС, на Кули-Мезрской антиклинали — в основании баррема породы обогащены кварцевой галькой. Мощность барремских отложений здесь также сокращается с юго-запада на северо-восток — от 140 м у Красного Моста до 100 м у сел. Аймаки. Значительно больше мощность баррема в районе горы Дарада (229 м); у сел. Цудаха (р. Казикумухское Койсу) мощность его равна 169 м, к юго-западу и к северо-востоку от него она сокращается до 86 м у сел. Гергебиль и до 55 м у сел. Левашы.

Несколько южнее, в районе сел. Якуши и хребта Лес, баррем представлен, так же как и в более северных районах, чередованием плотных известковистых, часто детритовых, косослоистых и рыхлых глинистых песчаников. Однако в отличие от северных разрезов здесь имеются более частые прослой темно-серых глин, которые иногда достигают значительной мощности; кроме того, в основании баррема нигде не наблюдается присутствие галечного материала. Мощность баррема вдоль юго-западного крыла Акушинской синклинали достигает 100 м (селения Шухты, Мегви), а на северо-восточном крыле (сел. Тумка, р. Дарквотты) увеличивается до 120 м. В северной части северо-восточного крыла Мугринской антиклинали (р. Кака-Озень) барремские отложения сильно сокращаются в мощности (до 46 м) и представлены грубозернистыми глауконитовыми песчаниками.

В Южном Дагестане барремские отложения Т. А. Мордвилко (1962) подразделяет на два литологических горизонта. Нижний обычно представлен толщей темно-серых, почти черных сланцеватых глин с тонкими прослоями плотных детритусовых известняков, а верхний сложен глинистыми и известковистыми глауконитовыми песчаниками, нередко содержащими крупные (до 3—4 м) караваемобразные песчаные конкреции. Мощность барремских отложений возрастает с севера на юг, составляя по р. Уллу-чай 60 м, р. Рубас-чай 80 м, р. Чирах-чай 110 м и в районе горы Гестинкиль 150 м. В том же направлении возрастает карбонатность пород и в районе горы Гестинкиль разрез баррема почти целиком представлен известняками.

Практическое отсутствие аммонитовой фауны не позволяет расчленять баррем Дагестана на подъярусы. В то же время эти отложения очень богаты пеллециподами, из которых Т. А. Мордвилко (1962) указывает *Cucullaea fibrosa* Sow., *Grammatodon kchiutensis* Mordv., *Gervillia alaeformis* Sow., *G. caucasica* Khud., *Chlamys robineaui* Orb., *Neithea atava* Roem., *Amphidonta subsinuata* Leym., *Exogyra tuberculifera* Koch et Dunk., *Trigonia ornata* Orb., *Quadrato-trigonia nodosa* Sow., *Litschkovitrigonia subdaedalea* Renng., *Iotrigonia naltshikensis* Mordv., *I. inguschaensis* Mordv., *I. abichi* Anth., *Astarte buchi* Roem., *Thetironia minor* Sow., *Sphaera corrugata* Sow., *Panope prevosti* Leym., *P. zechi* Mordv., *P. akuschaensis* Mordv. и др.



*Аптский ярус* по всей полосе выходов представлен терригенными породами — алевролитами, глинами, а также песчаниками. Характерен для аптских отложений преимущественно глауконитовый состав песчаников и алевролитов, а также наличие крупных шарообразных известковистых конкреций.

Аптские отложения богаты остатками ископаемой фауны, в том числе и аммонитами, позволяющими подразделять эти осадки не только на подъярусы, но и на зоны. На западе, в бассейне р. Чанты-Аргун (район сел. Ушкалой), нижний апт мощностью 75 м сложен в основном темно-серыми, комковатыми, часто пиритизированными глинами с прослоями и пачками мергелистых песчаников и включениями крупных шарообразных конкреций. Здесь встречены *Thetironia minor* Sow. var. *daghestanensis* Mordv., *Panope akuschaensis* Mordv., *Deshayesites dechyi* Papp.

Верхний апт представлен темно-серыми глауконитовыми глинистыми песчаниками и алевролитами, с рядами крупных шаровых известковистых конкреций. В верхней части разреза выделяется пачка черных песчаных глин, богатых пиритом. Мощность подъяруса от 100 до 157 м. В этих отложениях встречаются *Nucula albensis* Orb., *Pterotrigonia aliformis* Park., *Parahoplites melchioris* Anth. и др.

В западных районах Северного Дагестана (реки Андийское Койсу и Сулак) нижний апт представлен чередующимися плотными известняками и рыхлыми мергелистыми песчаниками. В основании их иногда прослеживается пачка черных оскольчатых глин. Мощность в районе Ботлиха 63—64 м, в северо-восточном направлении она сокращается до 18—20 м (у сел. Зубутль).

В отложениях нижнего апта рассматриваемого района была встречена фауна всех трех зон этого подъяруса: *Matheronites ridzewskii* Kag., *Crioceratites gracilioides* Sinz., *Tropaeum tuberculatum* Sinz., *T. hillsi* Sow., *Acrioceras furcatum* Orb., *Deshayesites weissii* Neum. et Uhl., *D. dechyi* Papp., *D. bodei* Коен., *Dufrenoya difrenoyi* Orb., *D. subfurcata* Kas., *Chelonicerias seminodosum* Sinz., *Ch. albrechtaustriacae* Hoh., а также пелециподы — *Barbatia aptiensis* Pict. et Campr., *Grammatodon kchiutensis* Mordv., *Inoceramus neocomiensis* Orb., *Amphidonta latissima* Lam., *Pterotrigonia aliformis* Park., *Lucina* aff. *tenera* Sow., *Thetironia minor* Sow., *Dosinimeria parva* Sow., *Panope gurgitis* Вгонгп.

Для большинства разрезов Дагестана, как и других районов Северного Кавказа, характерно присутствие в нижнем апте маломощных слоев со смешанной («сгруженной») фауной двух смежных, а иногда и всех трех зон подъяруса (Мордвилко, 1962).

Верхний апт представлен известковистыми глинистыми песчаниками с крупными шаровыми известковистыми конкрециями. Вверху появляются пачки черных оскольчатых глин, а в районе Ботлиха весь верхний апт сложен мощными пачками этих глин, с песчано-алевролитовыми прослоями. В отличие от нижнеаптских отложений мощности верхнего апта с юго-запада на северо-восток увеличиваются от 55 м (Ботлих) до 190 м (Зубутль).

В отдельных районах выделяются и зоны верхнего апта. Так, в районе сел. Зубутль выделяются как нижняя (*Chelonicerias tschernischewi*), так и верхняя (*Parahoplites melchioris* — *Acanthohoplites aschiltaensis*) зоны верхнего подъяруса. Слои с *Ac. aschiltaensis* выделяются и у сел. Чиркаты. В отложениях нижней зоны встречаются *Chelonicerias tschernischewi* Sinz., а также *Grammatodon securis* Leum. и другие пелециподы. В отложениях верхней зоны найдены *Acanthohoplites aschiltaensis* Anth., *Colombicerias tobleri* Jac., *C. sub-*

*tobleri* Kas., *Mesohibolites brevis* Schw., *Cucullaea glabra* Park., *Thetironia minor* Sow., *Panope gurgitis* Brongn. и др.

В центральных районах Известнякового Дагестана фациальный облик и состав фауны апта остаются такими же, как и в Северном Дагестане. Мощность аптских отложений изменяется от 175 м (селения Гимри, Леваши) до 300 м (Маали, Мурада). Несколько южнее, в районе сел. Акуши, мощность отложений аптского яруса возрастает до 460 м. Здесь, по данным Т. А. Мордвилко (1962), апт представлен темно-серыми оскольчатыми глинами, алевролитами и песчаниками с преобладанием глин, с частыми прослоями известковистых песчаников и мергелей (обычно переполненных фауной) и с шарообразными известковистыми конкрециями.

Нижняя часть аптских отложений в Акушинском разрезе мощностью 104 м содержит такие виды, как *Matheronites ridzewskyi* Kar. и *Acriceras furcatum* Orb.,\* вместе с которыми встречаются *Nuculana scapha* Orb., *Barbatia aptiensis* Pict. et Camp., *Cucullaea fibrosa* Sow., *Grammatodon kchiutensis* Mordv., *Trigonia ornata* Orb. var. *woodsii* Mordv., *Quadratortrigonia nodosa* Sow., *Panope gurgitis* Brongn., var. *picteti* Mordv., *P. akuschaensis* Mordv. и др.

В вышележащих слоях нижнего апта (55 м) встречаются *Deshayesites dechyi* Parr., *D. deshayesi* Leym., *D. weissii* Neum. et Uhl., *D. consobrinoides* Sinz., *D. latilobatus* Sinz., *D. lavaschiensis* Kas., *Cheloniceras seminodosum* Sinz., *Grammatodon securis* Leym., *Cucullaea fibrosa* Sow., *Thetironia minor* Sow. var. *lata* Mordv., *Panope gurgitis* Brongn. var. *picteti* Mordv., *Aucellina aptiensis* Romp., *Plicatula carteroni* Orb. и др.

В верхах нижнего апта залегает пласт известковистого песчаника (0,40 м) с *Dufrenoya subfurcata* Kas. и *D. dufrenoyi* Orb.

Общая мощность нижнего апта в районе сел. Акуши около 160 м.

Мощность верхнего апта в Акушинском разрезе составляет 300 м. В нижней части этой толщи (195 м) отмечены находки *Cheloniceras tschernischewi* Sinz., *Ch. subnodosocostatum* Sinz., *Ch. seminodosum* Sinz., *Ch. waageni* Anth., *Ch. martini* Orb. var. *orientalis* Jas., *Colombiceras sinzowi* Kas., *Desmoceras saltaense* Kas., а также пеллециподы — *Nuculana pectineti* Sow. var. *caucasica* Mordv., *Cyclo- risma umevieri* Mordv., *Pholadomya martini* Forb., *Pinna robindalina* Orb., *Exogyra conica* Sow., *Quadratortrigonia nodosa* Sow. и др.

Выше следует 80-метровая толща с *Parahoplites melchioris* Anth., *P. multicostatus* Sinz., *Colombiceras tobleri* Jas., *Col. subtobleri* Kas., *Cucullaea transcaspia* Mordv., *Dosinimeria parva* Sow. var. *podkumokensis* Mordv., *Opis hugardi* Orb. var. *daghestanensis* Mordv., *Neithea morissi* Pict. et Camp. и др.

Разрез верхнего апта завершается 25-метровой пачкой песчаников и глин с *Parahoplites sjogreni* Anth., *Acanthohoplites aschillaensis* Anth., *Ac. uhligi* Anth. и пеллециподами — *Trigonia spinosa* Park., *Dosiniopsis narzanensis* Mordv., *Maetra gaultina* Pict. et Camp., *Aucellina caucasica* Buch.

К востоку и юго-востоку от сел. Акуши, в пределах северной части Мугринской антиклинальной зоны, мощность аптского яруса сокращается до 160—170 м (сел. Ванаши-Махи, р. Кака-Озень). Такую же мощность эти отложения имеют в районе сел. Маджалис по р. Уллу-

\* Указанные аммониты были найдены в самых верхах рассматриваемой части разреза. От первых в данном разрезе слоев с дегезитами они отделяются, по данным Т. А. Мордвилко (1962), лишь двухметровым слоем черных глин без фауны. — Прим. ред.

чай. Сокращается мощность аптских отложений к западу и юго-западу от сел. Акуши, достигая в районах селений Мегви и Шухта 225 м.

В Южном Дагестане также развиты отложения всех зон апта. В районе сел. Маджалис (р. Уллу-чай) в низах аптских отложений выделяется пачка известковистых песчаников с прослоями глин (13 м). В ней В. П. Ренгартеном (1961) и Т. А. Мордвилко (1962) обнаружены характерные формы нижней зоны нижнего апта. Выше залегает толща черных сланцеватых глин с прослоями известковистых песчаников, содержащих зональную фауну средней зоны нижнего апта. Верхняя зона этого подъяруса здесь не выделяется. В разрезе верхнеаптских отложений в районе сел. Маджалис фаунистически охарактеризованы обе зоны этого подъяруса, мощность которого здесь равна 97 м.

По р. Рубас-чай (район сел. Хучни) литология и состав фауны апта остаются такими же. Нижний апт, имеющий мощность 39—40 м, на зоны не подразделяется, но в верхнем апте (98 м) здесь также выделены обе зоны.

К югу мощность аптского яруса резко сокращается, достигая в районе сел. Касумкента (р. Цмур-чай) 53 м. На этом участке в нижнем апте выделяются два горизонта, из которых нижний, представленный черными глинами, отвечает слоям с *Matheronites ridzewskyi*, а второй, сложенный чередующимися мергелями и песчаниками, — всей вышележащей части нижнего апта. Общая мощность этих двух горизонтов 41 м.

Мощность верхнего апта по р. Цмур-чай составляет лишь 11—12 м. Это почти черные оскольчатые глины с прослоями мергелистых песчаников с *Parahoplites melchioris* An th. От Касумкента к югу на территории Дагестана отложения аптского яруса размыты и появляются они вновь уже в Шахдагской зоне, на территории Азербайджана.

*Альбский ярус*, так же как и апт, представлен терригенным комплексом относительно более мелкообломочных пород. По литологическим признакам разрез яруса разделяется на две толщи: нижнюю — песчано-алеврито-глинистую, соответствующую нижеальбскому подъярису, и верхнюю — преимущественно глинистую, охватывающую средне- и верхнеальбский подъярусы. Местами глинистую свиту удается разделять на средний и верхний альб, а иногда выделяются и отдельные зоны.

В Чечено-Ингушетии (район сел. Башан-Кале), по данным В. П. Ренгартена (1931), в основании альба залегают массивные песчаники с конкрециями известковистых песчаников и маломощным слоем, переполненным желваками фосфоритов (23 м). Здесь встречены *Acanthohoplites* ex gr. *nolani* Seip. Выше залегает 100-метровая толща монотонно чередующихся слоев глинистых песчаников и алевролитов. Далее следует 20 м пачка песчаных и алевритистых глин с обломками *Acanthohoplites*. На этом основании вся описанная толща, общей мощностью 143 м, отнесена к нижнему альбу\*.

К среднему и верхнему альбу, по данным В. П. Ренгартена, В. Б. Оленина и В. А. Станулиуса, относится пачка черных пиритизированных аргиллитов мощностью до 30 м, залегающая на нижеальбских породах. В верхах пачки обнаружена *Pervinquieria inflata* Sow.—руководящая форма средней зоны верхнего альба. Здесь же встречены *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus concentricus* Park., *In. anglicus* Woods., *In. sulcatus* Park., *Plicatula gurgitis* Pict. et Rouch.

\* Эту толщу следует параллелизовать с клансеом, так как акантогоплиты в верхнюю (тардефуркатовую) зону нижнего альба обычно не поднимаются.—  
Прим. ред.

Мощность нижнего альба достигает в районе сел. Ботлих 86—87 м, а близ сел. Ремуха сокращается до 44 м. В районе сел. Чиркаты мощность нижнего альба вновь возрастает до 77—80 м и затем убывает в северо-восточном направлении до 25—27 м (сел. Зубутль).

Наиболее выдержанной в разрезах данного пересечения является нижняя (ноляновая) зона \* нижнего альба мощностью от 16 м (сел. Зубутль) до 56 м (сел. Ботлих). В ней, кроме *Acanthohoplites nolani* Seun., отмечены находки *Acanthohoplites subpeltoeceroideus* Sinz., *Thetironia minor* Sow., *Th. nolani* Mor dv., *Th. caucasica* Eichw., *Dosinimeria parva* Sow., *Pinna robinaldina* Orb., *Gervillia* cf. *forbesi* Orb. и др.

Средняя (жакобовая) зона \* нижнего альба фаунистически датируется только в районах селений Чирката и Зубутль, где ее мощность составляет 32—33 м. Здесь в этих отложениях встречены *Hypacanthoplites jacobi* Coll., *H. tscharlokensis* Glasun., *Acanthohoplites* sp., а также *Cardita tenuicostata* Sow., *Lucina tenera* Sow., *Cardium cottaldi* Sow., *Aucellina caucasica* Buch., *A. aptiensis* Pom p., *A. anthulai* Pavl., *Pecten gaultinus* Woods., *Thetironia minor* Sow. и др.

В районе сел. Зубутль (р. Сулак) на породах средней зоны нижнего альба непосредственно залегают отложения средней (дентатовой) зоны среднего альба и из разреза выпадают отложения верхов нижнего и низов среднего альба (тардефуркатовая и маммилятовая зоны).

Средний и верхний альб здесь, как и в большинстве других районов Северного Кавказа, представлен толщей черных сланцеватых и оскольчатых уплотненных глин и аргиллитов, чередующихся с тонкими, но частыми прослоями мергелей. К верхам толщи количество мергелей увеличивается и отложения альба постепенно сменяются в разрезе мергелистыми отложениями сеномана.

Средний альб по пересечению Андийское Койсу—Сулак начинается со средней (дентатовой) зоны, которая фаунистически охарактеризована в разрезах у селений Чиркаты и Зубутль. Мощность ее 50—52 м. Верхняя зона в разрезе у сел. Муни (близ сел. Ботлих) устанавливается по наличию *Anahoplites daghestanensis* Glasun. В этих отложениях наряду с аммонитами была встречена и обычная для среднего и верхнего альба фауна иноцерамов.

Присутствие маломощных (4—7 м) отложений верхнего альба установлено в районах селений Чиркаты и Зубутль по находкам: *Hysterocheras orbigny* Spath., *Neoharporoceras* cf. *coptense* Spath., *Anisoceras* sp., *Inoceramus concentricus* Park., *In. anglicus* Woods.

Общая мощность среднего и верхнего подъярусов сокращается с юго-запада на северо-восток от 81 м (сел. Муни) до 54 м (Зубутль). Мощность отложений альбского яруса в целом изменяется от 150—160 м в юго-западной части пересечения до 80 м на северо-восточном участке.

Наиболее полный разрез альбского яруса на территории Дагестана находится в районе сел. Акуша (северо-восточное крыло Акушинской синклинали). Здесь в нижнеальбском подъярусе, как и на северо-западе Известнякового Дагестана, также отчетливо выделяются два литологических горизонта. Нижний, глинистый, горизонт и нижняя часть верхнего горизонта (переслаивание глин и песчаников) общей мощностью 57—58 м соответствуют нижней (ноляновой) зоне нижнего альба. В этих слоях были встречены *Acanthohoplites nolani* Seun., *Ac. uhligi*

\* Правильнее — подзона (см. примечание на стр. 249). — Прим. ред.

Anth., а также *Nucula pectinata* Sow., *Nuculana solea* Orb., *Grammatodon carinatus* Sow., *Aucellina caucasica* Buch. и др.

Выше в разрезе в верхнем горизонте выделяются средняя (жакобовая) и верхняя (тардефуркатовая) зоны. Первая из них мощностью около 55 м охарактеризована следующей фауной: *Hypacanthoplites tscharlokensis* Glasun., *H. nolaniiformis* Glasun., *H. kopetdaghensis* Glasun., *H. cf. milleti* Orb., *Sonneratia* ex gr. *rossica* Sinz., *Pictetia astieri* Orb., *Beudanticeras dupinianum* Orb. var. *africana* Pery.

К верхней зоне нижнего альба относится пачка глин и мергелей мощностью 7 м с *Leimeriella bogdanovitschi* (Natz.) Glasun., *L. revili* Jac., *Neohibolites* cf. *minor* Stol. и *Aucellina caucasica* Buch. Общая мощность нижнего альба в районе сел. Акуши около 120 м.

Средне- и верхнеальбские отложения в пределах Акушинской синклинали отличаются преобладающим развитием мергелей и достигают мощности 61—69 м. Нижняя зона среднего альба (маммилятовая) здесь, как и на всей территории Дагестана, отсутствует. Средняя зона среднего альба (мощностью 21 м) в рассматриваемом разрезе охарактеризована *Hoplites dentatus* Sow. и альбскими иноцерамами. В верхней зоне среднего альба (мощностью до 20 м) встречены *Anahoplites daghestanensis* Glasun., *An.* ex gr. *planus* Manth., *Neohibolites stylioides* Renng., *N. spiniformis* Grimh., *Inoceramus concentricus* Park., *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux. Отложения верхнего альба (мощностью 20 м) содержат *Hysteroceas orbigny* Spath., *H. binum* Sow., *Callihoplites* sp., *Puzosia communis* Spath., а также *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Pecten ninae* Kar. и альбские иноцерамы (Мордвилко, 1962).

Общая мощность альбского яруса в районе с. Акуши достигает 180—190 м. На юго-восточной окраине Известнякового Дагестана и, в частности, по р. Кака-Озень (северная часть Мугринской антиклинальной зоны) нижнеальбские отложения пока еще не расчленены на зоны. Представлены они здесь черными оскольчатыми глинами и глауконитовыми песчаниками и алевролитами мощностью до 90 м. В них встречены *Nucula pectinata* Sow., *N. mariaae* Orb., *Linotrigonia spinosa* Park. и др. Средний и верхний альб сложены темными глинами и более светлыми мергелями. Мощность их 20 м. В нижней части этих слоев мощностью 7,7 м фауна не обнаружена. Относятся они к средней зоне среднего альба, так как выше в полуметровом слое мергеля отмечена находка обычного для верхней зоны среднего альба *Anahoplites daghestanensis* Glasun. Выше лежащая пачка пород мощностью 12,4 м относится к верхнему альбу и охарактеризована лишь иноцерамами.

На более южных участках северо-восточного крыла Мугринской антиклинали, в частности по р. Уллу-чай, в нижнеальбских отложениях, представленных, так же как и в других разрезах, глинами и глауконитовыми песчаниками, установлено наличие лишь нижней зоны альба, мощность которой достигает 85 м. В этих слоях встречены *Acanthohoplites* aff. *bigoureti* Seun., *Ac. uhligi* Anth., *Tetragonites dwali* Orb., *Nucula albensis* Orb., *N. pectinata* Sow., *Nuculana solea* Orb., *N. angulata* Sow., *Cuculaea glabra* Park., *C. transcaspia* Mordev., *Grammatodon carinatus* Sow., *Aucellina caucasica* Buch. и др.

На размытой поверхности предыдущей пачки залегает слой (0,6 м) мелкогалечного конгломерата с окатанной фауной нижнего альба — *Acanthohoplites anthulai* Kas. и *Aucellina nassibianzi* Sok. Выше следуют уже сеноманские мергели и известняки; таким образом, средний и верхний альб по р. Уллу-чай выпадают из разреза.



Южнее, по р. Рубас-чай, разрез нижнего альба более полный, хотя мощность этих отложений здесь не превышает 28 м. В нижней части нижнего альба, представленной, как обычно, черными глинами мощностью 21—22 м, встречены *Acanthohoplites nolani* Se un., *Ac. multispinatus* Anth., *Ac. cf. planidorsatus* Kas., *Ac. subangulicostatus* Sinz., а также пелециподы *Cuculaea transcaspia* Mor dv., *Cardita* aff. *fenestrata* Forb., *Panope gurgitis* Bron gn. var. *plicata* Sow., *Aucellina caucasica* Buch., *A. aptiensis* Pom p., *A. anthulai* Pav l. и др. Выше лежащие отложения мощностью 5—6 м параллелизуются с двумя верхними зонами нижнего альба. Альбский ярус по р. Рубас-чай заканчивается семиметровой пачкой чередующихся глин и мергелей с *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux. и *Neohibolites stylioides* Re n p g., относимой Т. А. Мордвилко (1962) к верхнему альбу, так что средний альб в этом разрезе, по-видимому, отсутствует.

Южнее, в районе сел. Касумкента (р. Цмур-чай), нижний альб отсутствует и на размытой поверхности верхнеаптских отложений залегает десятиметровая пачка темно-серых уплотненных глин верхнего альба с *Pervinquieria inflata* Sow. Далее к югу, на территории Дагестана, альбские отложения полностью отсутствуют.

### Западные и центральные районы Предкавказья

Нижнемеловые отложения на территории Предкавказья в течение многих лет оставались почти не изученными. Лишь в пятидесятые годы в процессе изучения материалов опорного и разведочного бурения, объем которого быстро увеличивался, выяснилось, что нижнемеловые отложения в типичных для северного склона Кавказа фациях распространяются далеко к северу от Кавказского хребта.

Материалы по стратиграфии и литологии нижнего мела рассматриваемых районов приводились в работах Л. Н. Яковлевой (1949), М. А. Ясеновой (1953, 1955), Т. А. Мордвилко (1956, 1960), З. А. Антоновой (1961), В. Н. Борзовой (1956), М. М. Мацкевича (1957), А. А. Сафонцева (1957), Ю. К. Бурлина (1959, 1961), В. Л. Егояна, З. А. Антоновой, А. Г. Гарбузовой (1961), В. Л. Егояна (1962), П. С. Жабревой (1964) и др.

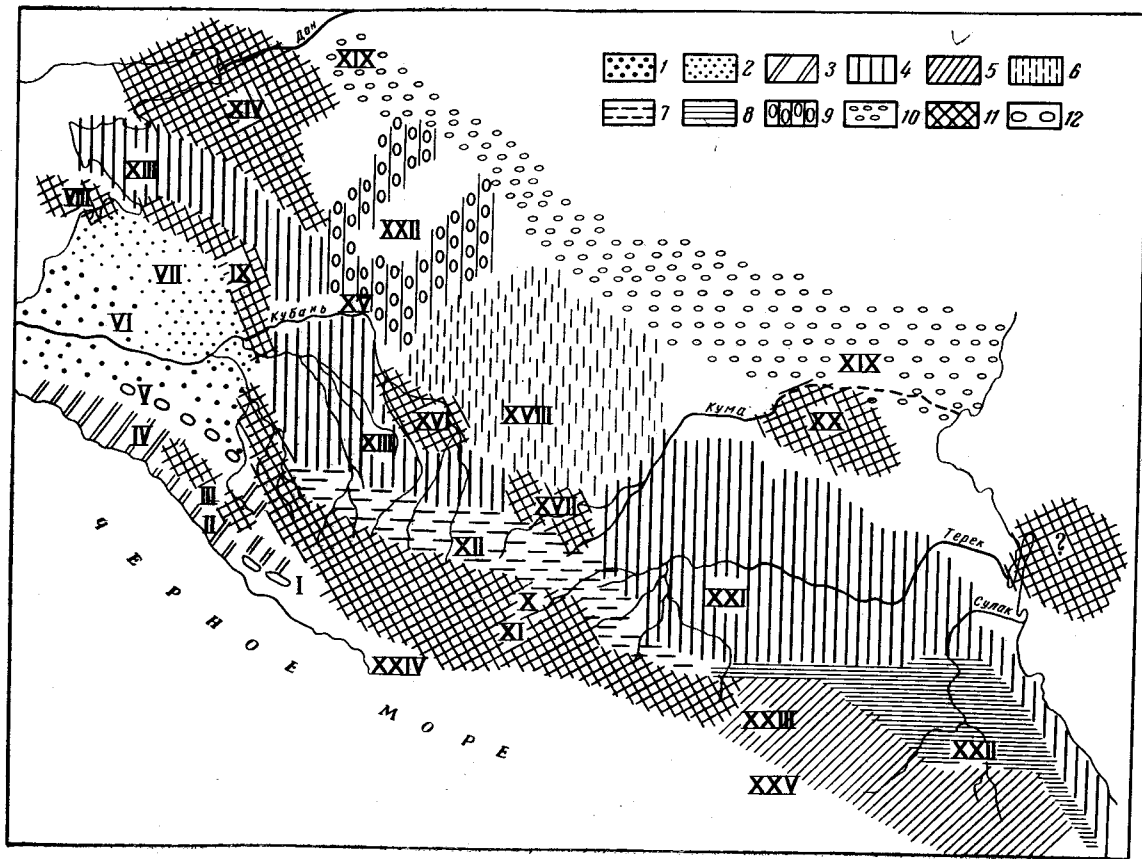
Т. А. Мордвилко (1960) было отмечено, что комплекс осадков нижнего мела Моноклинали северного склона сформировался не в условиях геосинклинального режима, как предполагалось ранее (Белоусов, 1938, 1954; Хаин, Леонтьев, 1946, 1950; Ренгартен, 1947, 1951; Оленин, 1952; Луппов, 1952; Конюхов, 1958 и др.), а в сложном построенном передовом прогибе. Однако небольшие сравнительно мощности и малые градиенты их, обилие перерывов в нижнемеловом разрезе и малая интенсивность движений раннего мела говорят о платформенном режиме зоны в течение раннемеловой эпохи. Эту зону, а тем более Предкавказье, представляется более правильным рассматривать как зону окраинных впадин платформы (Егоян, 1965). Лишь Западно-Кубанский прогиб и, возможно, восточные районы Терско-Каспийской депрессии и Дагестана представляли собой внешние прогибы (рис. 32). Типичные передовые прогибы Предкавказья сформировались значительно позднее — в позднем палеогене и неогене.

На обширной территории Предкавказья, в отличие от неширокой полосы выходов нижнего мела на Северо-Западном Кавказе и на Моноклинали северного склона, где условия залегания его на верхней юре сравнительно устойчивы, нижнемеловой комплекс залегает на породах самого различного возраста.

В Хадыженской (Медвежьегорской) зоне нижний мел с размывом залегает на известняках верхней юры. Севернее, в Западно-Кубанском

Рис. 32. Схема тектонического районирования Северного Кавказа (раннемеловая эпоха)

1 — зона внешнего прогиба; 2 — платформенный склон внешнего прогиба; 3 — геосинклинальные флишевые прогибы; 4 — краевые впадины (прогибы) платформы; 5 — области унаследованных и погребенных поднятий; 6 — область сводового поднятия; 7 и 8 — области меловой платформы, вовлеченные в поднятие Кавказского сооружения в послемеловое время (8 — участок впадины с миогеосинклинальными центрами развития); 9 — поперечные впадины; 10 — внутренние впадины; 11 — платформы; 12 — островные кордильеры, ограничивающие флишевые прогибы. I — кордильеры Ахцу — Кацирха; II — южный флишевый прогиб Северо-Западного Кавказа; III — внутренняя кордильера Северо-Западного Кавказа; IV — северный флишевый прогиб Северо-Западного Кавказа; V — Хадзыженские (Медвежьегорские) кордильеры; VI — Западно-Кубанский прогиб; VII — платформенный склон Западно-Кубанского прогиба (Тимашевская ступень); VIII — Бейсутовское поднятие; IX — Каневско-Березанский вал; X — зона Передового хребта; XI — зона Главного хребта; XII — зона Моноклинали северного склона; XIII — Ейская впадина; XIV — Ростовский выступ (Азовская антеклиза); XV — Кропоткинское поднятие; XVI — Армавири-Невинномысский вал; XVII — Минераловодский выступ; XVIII — Ставропольский свод; XIX — Маньчская зона впадин, XX — Озек-Суатский выступ; XXI — Терско-Каспийская впадина; XXII — зона Известнякового Дагестана; XXIII — зона Главного и Бокового хребтов Восточного Кавказа; XXIV — Абхазская зона; XXV — флишевая зона Восточного Кавказа



прогибе, предполагается залегание нижнемеловых отложений на различных горизонтах юры и, возможно, более древних образованиях — в пределах намеченного условно в срединной части прогиба Краснодарского поднятия. На пологом платформенном склоне прогиба (на так называемой Тимашевской ступени) нижний мел ложится на различные горизонты триаса и юры. На северо-западном погружении поднятия Передового хребта отложения нижнего мела налегают на юрские и триасовые образования и на палеозойские граниты (Дагестанские скважины, площадь Великая). На северо-западном продолжении зоны поднятий Передового хребта, на структурах Каневско-Березанского вала и Бейсугском поднятии, нижний мел подстилают отложения верхнего триаса; местами на склонах появляются отложения средней (Сердюковская площадь) и верхней (?) юры (склоны Бейсугского поднятия).

На юго-востоке Ейской впадины, в центральной ее части, как и на Моноклинали северного склона, нижний мел несогласно ложится на красноцветы верхней юры (Лабинская, Кужорская, Темиргоевская площади и др.), а на склонах впадины — на аргиллиты нижней (?) — средней юры (Майкопская, частично Южно-Советская, Советская, Соколовская и другие площади). Северо-Западнее под нижним мелом залегают отложения верхнего и среднего триаса (Крыловская, Ленинградская, Старо-Минская площади и др.). Западнее, на Ейском полуострове, нижнемеловые отложения залегают на образованиях, условно относимых к палеозою (Щербиновская площадь и др.), красноцветных конгломератах перми (?) (Ясенская скважина) и на метаморфических сланцах и гранито-гнейсах докембрия (Воронцовские, Моревские скважины и др.).

На Азовской (Ростовской) антеклизе и ее юго-восточном погружении, Калниболотском выступе, отложения нижнего мела залегают на докембрийском фундаменте. Севернее и восточнее, в Тузлово-Маньчской зоне впадин, нижний мел подстилается карбоном. На палеозое залегают нижнемеловые отложения и на структурах, расположенных юго-восточнее Калниболотского выступа (Кропоткинские скважины, Митрофановская площадь).

В Центральном Предкавказье нижнемеловой комплекс также залегает на разновозрастных породах — на красноцветах и доломитах верхней юры (Черкесская, Кавминводская, Янкульская скважины, возможно, в Нагутских скважинах и др.), на нижней или средней юре (Гороховская площадь и др.), на триасе (Красногвардейская площадь), на карбоне (Песчанокопская, Ипатовская, Сенгилеевская скважина и др.) или же на отложениях, с различной степенью условности относимых к палеозою (девону?) или к «пермо-триасу» (сводовые участки Армавири-Невинномысского вала и др.).

*Берриасский ярус* в пределах рассматриваемых районов не установлен и отложения его отсутствуют практически на всей территории Западного и Центрального Предкавказья.

*Валанжинский ярус* установлен по данным бурения лишь на юге Центрального Предкавказья\*, где он представлен преимущественно оолитовыми и псевдоолитовыми известняками, мощность которых в Кавминводской скважине равна 16 м. Западнее, в разрезе Черкесской скважины, к валанжину, возможно, относится пачка песчаников мощностью 8 м (Мордвилко, 1960). Фауной эти отложения не охарактеризованы. В северном и западном направлениях от упомянутых районов отложения валанжина быстро выклиниваются.

\* Присутствие валанжинских и берриасских отложений на западе Западно-Кубанского прогиба в настоящее время не исключается.

*Готеривский ярус* развит на юго-западе Западного и на юге Центрального Предкавказья. На поднятиях Хадыженской зоны готерив представлен толщей глин, включающих пачки песчаников с *Nuculana scarpa* Ogb. и обломками других пелеципод мощностью до 500—800 м, фациально сходных с разновозрастными отложениями, обнажающимися южнее, в бассейне р. Пшеха. Восточнее и северо-восточнее отложения готерива огибают погружение Передового хребта и развиты на юге юго-западного склона Ейской впадины. Песчано-глинистые отложения этого яруса (свита Губс) сходны с готеривом междуречья Хокодзь — Губс. Мощность их достигает 150—180 м на Тульской и Кужорской площадях; северо-западнее и восточнее (на Майкопской и Ярославской площадях) она заметно уменьшается (до 100 м). Севернее и восточнее упомянутых площадей отложения готерива выклиниваются, подобно тому как это происходит на Моноклинали северного склона — по направлению от р. Белой к р. Губс (Егоян, 1962). Выклинивание свиты Губс в восточном направлении отмечается и в скважинах Баракаевской площади. В Западно-Кубанском прогибе предполагается развитие песчано-глинистых отложений готерива, мощность которых должна быть здесь больше, чем в упомянутых выше разрезах.

На юге Центрального Предкавказья готерив представлен известковистыми глинами и песчаниками в нижней части разреза (60 м в Кавминводской скважине) и косослоистыми песчаниками и оолитовыми известняками с *Exogyra tuberculifera* Koch. et Dupk., *Inoceramus* cf. *neocomiensis* Ogb. — в верхней (46 м в Кавминводской скважине, 17 м в Нагутской) (Мордвилко, 1960).

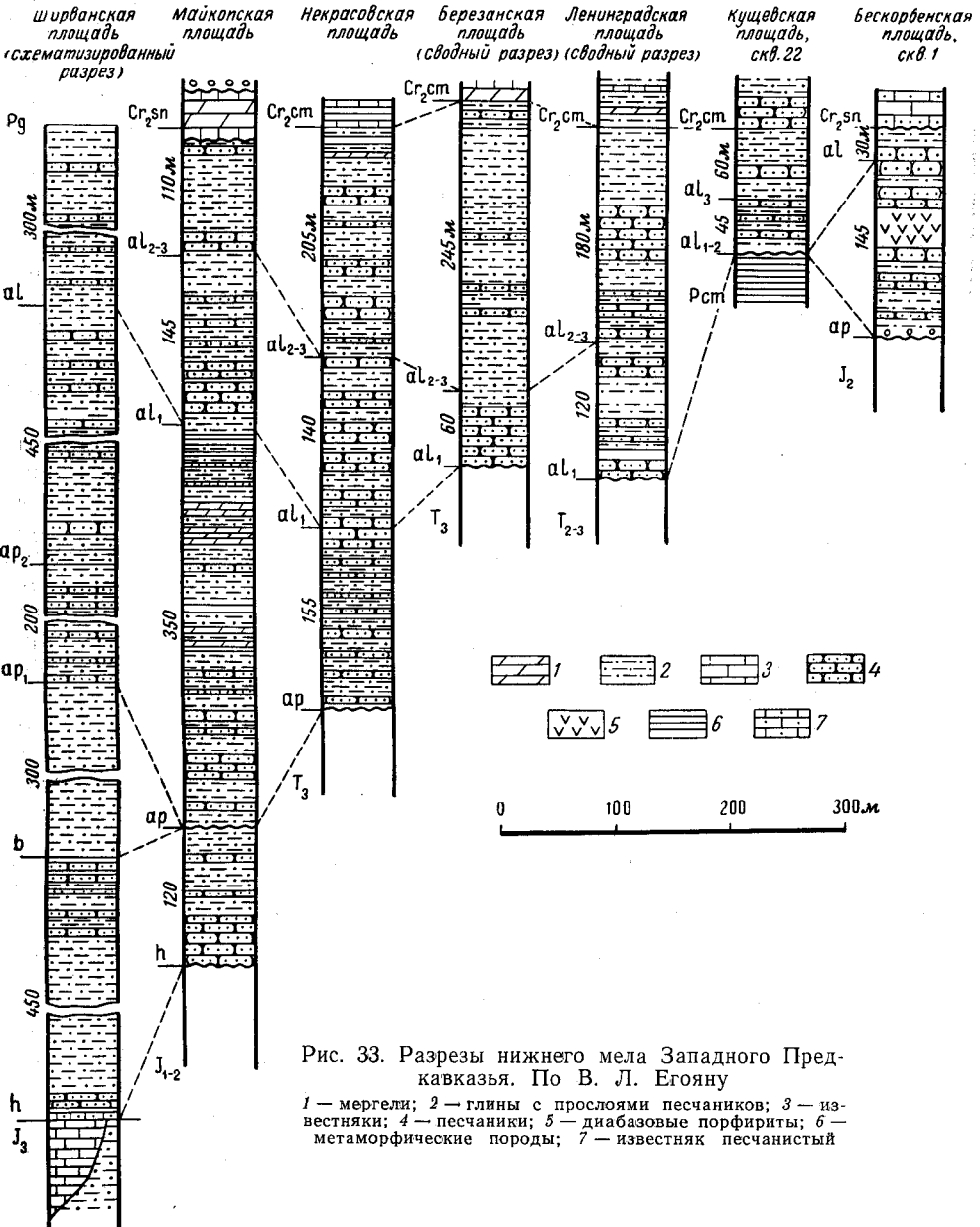
*Барремский ярус* в Западном Предкавказье (рис. 33) развит лишь в юго-западных районах. Преимущественно глинистая толща баррема с пластами и маломощными пачками песчаников вскрывается скважинами на востоке Хадыженской зоны (площади Победа, Самурская, Ширванская), где мощность их колеблется в пределах 400—900 м. Местами (Ширванско-Безводненская площади) кровля баррема срезается палеогеном, чаще трансгрессивным аптом. В Западно-Кубанском прогибе мощность баррема увеличивается. Восточнее, огибая погружение поднятия Передового хребта, отложения баррема выклиниваются; на меридиане Белой (площади Великая, Майкопская, Тульская, Абдзехская) и восточнее эти отложения, как и на выходах в долине Белой, не установлены. Однако поскольку верхи губской свиты (относимой к готериву) фауной не охарактеризованы, возможность отнесения их к низам баррема не исключается.

Восточнее меридиана р. Лаба вновь появляются известковистые темно-серые, в верхах розовато- и красновато-серые песчаники с галькой и устричным детритом, наиболее часто встречающимися в базальных слоях. Мощность их в Черкесской скважине около 20—30 м, в Кавминводской 31 м, севернее, в разрезе Нагутской скважины, она увеличивается до 107 м (Мордвилко, 1960). Северо-восточнее полоса развития баррема огибает Ставропольский свод и отложения этого яруса, представленные песчаниками с прослоями глин и с горизонтами оолитовых и песчаных известняков, отмечаются в разрезах Георгиевской, Северо-Нагутской, Чкаловской, Прасковейской и других скважин. Мощность их увеличивается здесь от 60 до 190 м (на северо-востоке). К западу и северу от этой полосы мощности барремского яруса сокращаются, а на Ставропольском своде его отложения выклиниваются. Залегает баррем в этих районах несогласно.

*Аптский ярус* пользуется значительно более широким и устойчивым распространением в Предкавказье. Отложения этого яруса развиты по

всей южной части Западного Предкавказья, на юге и юго-востоке Центрального Предкавказья.

В Хадыженской зоне апт представлен, в нижней части, неизвестковистыми глинами и песчаниками, нередко с сидеритами, мощность



которых достигает 200—300 м. Верхний подъярус апта сложен глауконитовыми зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами и темно-серыми глинами и алевропелитами мощностью до 500 м и более. На востоке зоны (Ширванская площадь) аптские отложения местами сильно сокращаются, иногда до полного выклинивания. Северо-западнее, в Западно-Кубанском прогибе, мощности апта, по-видимому, не-



сколько возрастают. Восточнее, как и в полосе выходов, мощность апта постепенно сокращается, в первую очередь за счет уменьшения мощности, а затем и полного выпадения из разреза нижеаптских отложений.

К северу от полосы выходов мощности апта увеличиваются (до 250 м и более на Тульской, Майкопской и Темиргоевской площадях), а еще далее к северу уменьшаются до полного выклинивания. На погружении Передового хребта они достигают 200 м (площадь Великая), затем сокращаются до 130 м на Некрасовской и до 90 м на Усть-Лабинской площадях и далее на север также выклиниваются.

На юго-западном склоне Армавири-Невинномысского вала и в прилегающих районах Ейской впадины (Александровская, Южно-Советская, Трехсельская, Убеженская площади и др.) апт представлен вулканогенно-осадочной александровской свитой, мощность которой достигает местами 300 м (Трехсельская площадь). Свита сложена серыми и зеленовато-серыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями глин и с пластами и пачками вулканогенных пород, среди которых преобладают породы основного состава — диабазовые и базальтовые порфириты и их пирокластические аналоги; значительно меньшую роль играют андезитовые порфириты (Убеженская площадь). Среди основных пород широко развиты миндалекаменные и порфиновые разности; отмечается альбитизация, хлоритизация и другие изменения вулканогенов. Роль вулканогенных пород изменчива — от отдельных пластов до мощных покровов (Советская, Трехсельская площади), местами они преобладают в разрезе свиты (Трехсельская площадь). По своему генезису вулканические породы александровской свиты являются в основном продуктами подводной вулканической деятельности (Корнев, 1965). Базальтовые порфириты и их пирокластические аналоги (преимущественно туфы) отмечаются и западнее — в апте Темиргоевской площади.

Фаунистически аптские отложения в Западном Предкавказье слабо охарактеризованы. В этих отложениях встречались неопределимые остатки аммонитов, сходных с аммонитами апта и нижнего альба (Успенская, Южно-Советская площади), *Acanthohoplites* sp. ind. (Ярославская площадь), несколько чаще отмечались находки пелеципод — *Lima parallela* Sow., *Barbatia* sp. ind., *Cucculaea* ex gr. *glabra* Park. (Южно-Советская площадь).

На юге Центрального Предкавказья (рис. 34) мощности аптских отложений в общем также возрастают по сравнению с районами выхода их на поверхность на северном склоне. Так, в Черкесской и Кавминводской скважинах мощность апта около 200 м, а в районе Нагутской скважины и к северо-востоку от нее достигает 300—400 м. Нижний апт в этих районах слагается светло-серыми и серыми (в нижних слоях иногда розовато-серыми) песчаниками и глинами с характерной фауной аммонитов и пелеципод (Черкесская, Кавминводская, Нагутская скважины): *Deshayesites dechyi* Parr, *Parancyloceras subtrispinosum* Reppng., а также *Nuculana pseudomariae* Nikitina, *Grammatodon schapsugensis* Mor dv., *Barbatia aptiensis* Pict. et Camp., *Astarte subcostata* Orb. и другие пелециподы (Мордвилко, 1960). Мощность нижнего апта на юге и на юго-востоке Центрального Предкавказья изменяется в пределах от 100 до 160 м.

Отложения верхнего апта рассматриваемых районов представлены глауконитовыми песчаниками и темно-серыми глинами с немногочисленными пелециподами: *Dosinimeria parva* Sow., *Cardium ibbestoni* Fogb. и др. (Кавминводская скважина). Мощность вышеаптских отложений от 100 до 200 м (Мордвилко, 1960). Следует отметить, что гра-

нища подъярусов апта и в особенности граница верхнего апта с клансейскими слоями нижнего альба в скважинах устанавливаются с трудом и из-за недостатка фауны и значительного удаления скважин от районов выходов нередко являются условными.

На склонах Ставропольского свода аптские отложения выклиниваются. Не установлены отложения апта и в северных районах Центрального и Западного Предкавказья.

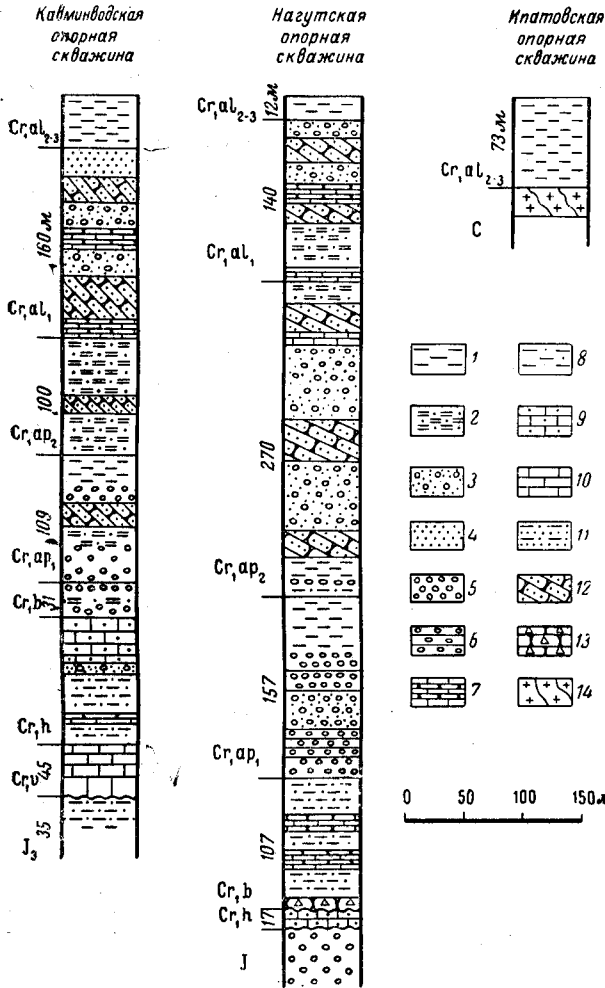


Рис. 34. Разрезы нижнего мела Центрального Предкавказья. По Т. А. Мордвило (1960 г.)

1 — тонкослоистые, известковистые глины и аргиллиты; 2 — песчанистые глины и глинистые песчаники с глауконитом и пиритом; 3 — глинистые глауконитовые песчаники с крупными конкрециями; 4 — пески и песчаники без глауконита; 5 — грубозернистые песчаники и конгломераты; 6 — ряды шаровых конкреций; 7 — плотные известковистые глауконитовые или железистые песчаники и песчанистые известняки; 8 — мергели, глины и глинистые песчаники; 9 — оолитовые известняки; 10 — чистые и доломитовые известняки; 11 — пестроцветные песчаники и глины; 12 — косослоистые песчаники; 13 — песчаники с фосфоритовыми стяжениями; 14 — палеозойские осадочные и изверженные породы

Отложения альбского яруса развиты почти по всему Предкавказью. Лишь на отдельных участках — на западе Азовской антеклизы, на своде Бейсугского поднятия и на наиболее приподнятых участках Армавири-Невинномысского вала — эти отложения отсутствуют. На большей части территории, особенно в северных районах и на Ставропольском своде, альбские отложения залегают трансгрессивно на значительно более древних образованиях.

Как и на северном склоне Кавказа, разрез альба на большей части территории Предкавказья довольно четко разделяется на две части — нижнюю, сложенную в основном песчанистыми породами, и верхнюю преимущественно глинистую.

Нижняя пачка альбского разреза Западного Предкавказья складывается серыми и зеленовато-серыми, большей частью неизвестковистыми.

нередко глинистыми, слюдястыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами, часто со значительным содержанием глауконита; в базальных слоях отмечаются конгломераты, иногда с известковистым цементом, местами встречаются прослой сидеритизированных пород; прослой глин имеют обычно подчиненное значение. Мощность пачки колеблется в очень широких пределах — от 10—20 м (в отдельных случаях от нескольких метров) на сводах структур в зонах поднятий до 100—150 м на погруженных участках.

Верхняя часть альбского разреза сложена обычными для «свиты темных глин альба» темно-серыми до черных, иногда с зеленоватым оттенком, слюдястыми, алевритистыми, обычно неизвестковистыми глинами с прослоями и отдельными пачками глауконитовых песчаников. Мощность глинистой свиты альба от нескольких десятков до 150—200 и даже до 300 м (Темиргоевская площадь).

Песчаная часть альбского разреза в большей части рассматриваемых районов примерно соответствует нижнему альбу, а глинистая — среднему и верхнему подъярусам. На наиболее приподнятых участках, на севере (главным образом, в Азовской антеклизе) вследствие запаздывания трансгрессии в этих районах песчаники базальной пачки располагаются на стратиграфически более высоких уровнях в альбском разрезе, доходя до самых верхов яруса (северные скважины Кушевского района). Следует отметить также, что на юго-востоке Ейской впадины среднеальбские отложения обогащены песчаниками, подобно тому как это отмечается в разрезе левобережья Малой Лабы. В верхах глинистой свиты среднего — верхнего альба, ближе к границе с сеноманом, нередко появляются прослой темных мергелей.

В Центральном Предкавказье отложения нижнего альба обычно не отделяются сколько-нибудь четко от верхнеаптских и, подобно последним, представлены в основном глауконитовыми песчаниками и алевролитами. Как и в более западных районах, в нижней части отложений, относимых к нижнему альбу, нередко отмечаются известковистые песчаники с пойкилитовым цементом, характерные для клансейских слоев на выходах. В верхах нижнего альба в ряде разрезов отмечаются темно-зеленые глауконитовые песчаники, сходные по своей окраске с песчаниками тардефуркатовых слоев на Моноклинали северного склона (Мордвилко, 1960). Мощность отложений нижнего альба резко сокращается — от 140—160 м на юге (Кавминводская, Нагутская скважины) до полного выклинивания на севере (Ипатовская скважина). Отложения среднего и верхнего альба, как обычно, представлены преимущественно характерными черными глинами очень изменчивой мощности — от 70—100 м на юге (Кавминводская, Черкесская скважины) и на севере (Ипатовская скважина) до первых десятков метров (а местами и до нуля) на отдельных поднятиях Ставропольского свода (Убеженская площадь и др.).

Нижний альб на территории Западного и Центрального Предкавказья почти не охарактеризован моллюсками. Лишь в разрезе Сердюковской площади отмечена находка *Leymeriella cf. tardefurcata* Leym., доказывающая присутствие в разрезе верхней зоны нижнего альба и косвенно подтверждающая клансейский возраст подстилающих слоев основания альбского разреза\*. Здесь же были встречены *Thetirionia cf. caucasica* Eichw. и остатки других пеллеципод (*Linotrigonia ex gr. spinosa* Paгk. и др.). Среди фораминифер, комплекс которых в отложениях рассматриваемой части разреза обычно очень беден, преобладают

\* Присутствие в разрезе Западного Предкавказья тардефуркатовых слоев и доказанность предполагалось уже ранее Т. А. Мордвилко (1960).

формы с агглютинированными раковинами. З. А. Антонова (1961) указывает отсюда *Glomospira gaultina* Berth., *Hoplophragmoides rosaceus* Subb., *H. nonioninoides* Reuss, *Ammobaculites agglutinans* Orb., *Verneuilina polystropha* Reuss, *Gaudryina filiformis* Berth., *Epistomina* ex gr. *spinulifera* Reuss, *E. reticulata* Reuss и др.

Значительно богаче фауной глинистая свита среднего-верхнего альба. В глинах этой свиты отмечались единичные находки *Hoplites* cf. *dentatus* Sow., довольно часты *Neohibolites stylioides* Renng., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus sulcatus* Park., *In. concentricus* Park., *Varriamusium ninae* Kar., *Confusiscala dupiniana* Orb. и др. (Мордвилко, 1960; Егоян и др., 1961). Значительно богаче в этих слоях и ассоциация фораминифер\*, в которой, помимо видов, присутствующих в подстилающих отложениях нижнего альба, встречаются *Gaudryina spissa* Berth., *Marginulina robusta* Reuss, *Gyroidina bukalovalae* Antonova, *Anomalina biinvoluta* Myatl., *An. umbonata* Antonova, *An. agalarovae* Vass., *Ticinella gaultina* Mогозова и др. (Антонова, 1961).

Суммарная мощность альба в Западном и Центральном Предкавказье изменяется от первых десятков до 300—400 м. В пределах этих районов отложения альбского яруса вверх по разрезу сменяются обычно без признаков несогласия отложениями сеномана.

### Восточные районы Предкавказья

В результате бурения опорных и многочисленных разведочных скважин в последние 10—15 лет было установлено широкое распространение нижнемеловых отложений на территории Восточного Предкавказья. Распределение скважин в этой области (как и по всей равнинной территории) весьма неравномерно и степень изученности стратиграфии нижнего мела и особенно подстилающих его отложений остается очень невысокой.

Материалы по стратиграфии нижнемеловых отложений рассматриваемых районов приводятся в работах И. О. Брода (1958), Т. А. Мордвилко (1960, 1962), В. П. Ренгартена (1961), И. А. Конюхова (1955, 1956, 1959), К. Г. Самышкиной (1958, 1959), А. М. Серегина (1959), М. П. Кудрявцева (1960, 1964), А. Е. Саламатина и Е. Ф. Фроловой-Багреевой (1960 и 1964 гг.), А. Е. Ткачука и Г. А. Ткачук (1964 и 1966 гг.) и др.

Большую часть Восточного Предкавказья, ограниченного Кавказским сооружением на юге, Ставропольским сводовым поднятием на западе и погребенным кряжем Карпинского на севере, занимает Терско-Каспийская (Терско-Дагестанская) впадина (западная часть ее, к западу от Моздокского выступа, часто рассматривается как обособленная Терско-Кумская впадина). На севере впадины расположен Озек-Суатский выступ, за которым расположена Манычская зона впадин. В отличие от районов выходов мела на Кавказе на этой территории условия залегания нижнего мела очень изменчивы (хотя и в меньшей степени, чем в Западном Предкавказье). В южных районах, в Кабардино-Балкарии (Зольская, Баксанская, Нальчикская площади), и по-видимому, для всей полосы южного склона Терско-Кумской впадины в Чечено-Ингушетии, а также на ее восточном склоне (Отказненская площадь) нижнемеловые отложения залегают на верхней юре без явных следов перерыва. На севере, на Озек-Суатском выступе, нижний мел резко

\* Следует отметить, что фораминиферы в альбских отложениях довольно часто встречаются в северных районах Западного Предкавказья и почти не отмечаются в южных.

несогласно налегает на различные горизонты средней юры, а северо-западнее (Голубинская, Гороховская площади и др.), возможно, и на нижнюю юру. На средней юре нижнемеловые отложения залегают и в равнинном Дагестане (Дузлак, Берикей и др.) (рис. 35). На севере Манычской зоны мел, вероятно, подстилается палеозоем.

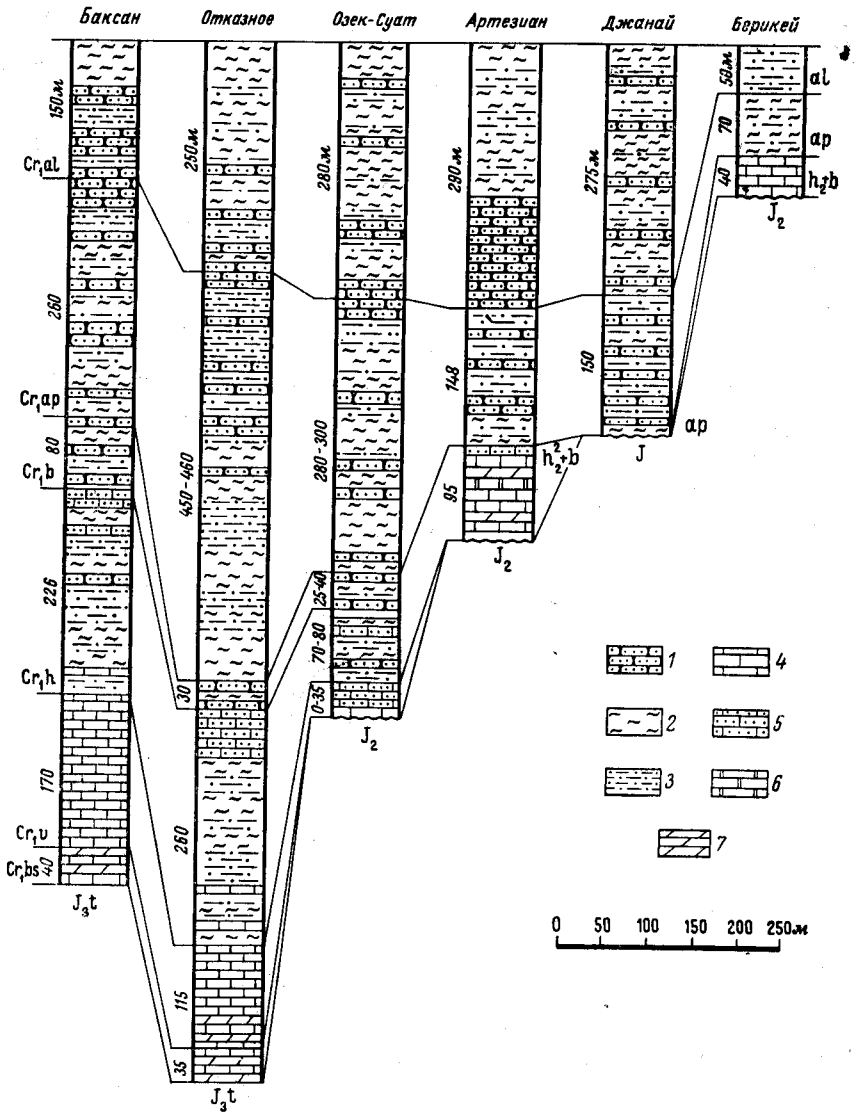


Рис. 35. Сопоставление разрезов нижнемеловых отложений Восточного Предкавказья. По А. Е. Ткачку

1 — песчаники; 2 — глины; 3 — алевролиты; 4 — известняки; 5 — песчаные известняки; 6 — доломиты и доломитизированные известняки; 7 — мергели

Несмотря на различия в условиях залегания и удаленность от районов выходов, условия формирования нижнемеловых отложений, как и в Западном Предкавказье, не отличались существенно от обнаженных районов Кавказа.

Берриасский ярус на рассматриваемой территории установлен только в юго-западных районах в области сочленения Терско-Каспийской



впадины с восточным склоном Ставропольского сводового поднятия (Отказненская площадь) и с Моноклиналью северного склона (Баксанская, Нальчикская площади). Отложения берриаса представлены темно-серыми и серыми мергелями и криптокристаллическими и псевдооолитовыми известняками с *Euthymiceras euthymi* Pict., *Myophorella loewinson-lessingi* Renng., *Lima dubisiensis* Pict. et Camp. и др. Мощность 35—40 м.

По литологии и мощностям эти отложения сходны с одновозрастными образованиями в соседних с юга обнаженных районах (разрезы по рекам Баксан, Чегем и др.). В других районах Восточного Предкавказья берриасские отложения не установлены.

Валанжинский ярус распространен почти на всех разведочных площадях центральной части Восточного Предкавказья; на севере в зоне Манычской впадины отложения валанжина не установлены. В пределах равнинного Дагестана отложения валанжина отсутствуют (Мордвилко, 1962).

Разрез валанжинского яруса слагается обычно зоогенно-обломочными, криптокристаллическими и оолитовыми известняками. Наибольшие мощности отмечаются в полосе, примыкающей к области естественных выходов: на площади Терского антиклинория (Карабулак—Ачалуки и др.) до 323 м (С. И. Сергиенко и др., 1960) и в Кабардино-Балкарии — от 135 до 170 м (Зольская и другие площади). Такие же мощности отмечаются и в районе Моздокского выступа, где (скв. № 1 Галюгаевская) не полностью вскрытая мощность валажина равна 235 м (Ткачук, 1964).

К северо-западу и к северу от западной части Терско-Каспийской впадины мощности валанжина быстро сокращаются до 17—25 м на Северо-Нагутской и Журавской площадях и составляют 0—35 м на площадях Прикумского района и Озексуатского выступа (площади Озек-Суат, Прасковейская, Русский Хутор, Южный Ачикулак, Зимняя Ставка и др.). В кернах скважин Озексуатской и других площадей встречены *Pinna* cf. *robinaldina* Orb., *Lima etalloni* Pict. et Camp., *Pecten* (*Camptonectes*) *cottaldi* Orb., *Lima* cf. *longa* Roem., *Aucella* cf. *volgensis* Lah., и фораминиферы *Epistomina caracolla* Roem., *Nodosinella caucasica* Chal., *Reophax* cf. *chaltanensis* Chal. и др.

Готеривский ярус развит почти на всей площади Восточного Предкавказья. Западная граница распространения отложений проходит по линии, протягивающейся западнее Янкульской, Журавской и Чкаловской площадей, а северная — у северных границ Озек-Суатского выступа. Как и в естественных разрезах Кавминводского и Баксанского районов, отложения яруса представлены песчано-глинистыми породами с прослоями известняков в нижней части и песчаниками и песчанистыми оолитовыми известняками — в верхней. Фауна редка. Встречаются *Exogyra tuberculifera* Koch et Dunk., «*Belbekella*» *multiformis* Roem., *Neithea atava* Roem., *Limatula tombeckiana* Orb. и др.

В юго-западной части Восточного Предкавказья они вскрыты на разведочных площадях Кабардино-Балкарии (Зольская, Баксанская, Нальчикская) и Ставрополя (Георгиевская). Мощность их здесь 230—240 м. Северо-восточнее, на Отказненской площади, мощность готерива 262 м.

На разведочных площадях Озек-Суатского выступа (Озек-Суат, Величаевка, Русский Хутор и др.) мощности готерива сокращаются до нескольких десятков (не более 80 м), а затем (северные площади) и до 5—10 м. Возраст отложений подтверждается находками *Amphidonta tombecki* Orb., *Inoceramus* cf. *aucella* Trautsch., *Anomya*

*neocomiensis* Or b., *Aucella crassicolis* Keyserling, *Exogyra tuberculifera* Koch et Dunk., *Pterotrigonia* cf. *caudata* Aggas. и др., а также фауной фораминифер.

В области Терского антиклинория мощность отложений готерива (Сергиенко и др., 1964 г.) превышает 200 м\*, а в Галюгаевской скважине — 225 м.

На разведочных площадях равнинного Дагестана (Берикей, Даго-ни) к готериву может быть отнесена пачка оолитовых известняков мощностью 6—10 м (ранее относившихся к нижнему баррему). В этом районе терригенная толща готерива отсутствует и известняковая пачка верхов яруса трансгрессивно ложится на среднюю юру. В сторону Дузлака выклиниваются и верхнеготеривские известняки.

**Барремский ярус** распространен в тех же районах, но несколько шире, чем готеривские отложения. Баррем сложен преимущественно песчаниками с прослоями песчаных известняков, аргиллитов и алевролитов.

На юго-западе Восточного Предкавказья отложения баррема вскрыты скважинами Георгиевской, Баксанской и других площадей и представлены породами, аналогичными описанным в естественных разрезах соседних районов. Мощность возрастает в восточном направлении — от 35 м на Зольской до 82 м на Нальчикской площадях.

Севернее, вдоль западного обрамления Терско-Каспийской впадины, они установлены в скважинах Отказненской, Журавской, Чкаловской и других площадей. Мощности здесь 25—40 м. Дальше к северу (Арзгирская, Голубинская и другие площади) отложения баррема отсутствуют.

На Озек-суатском выступе терригенные образования баррема (IX пласт) литологически полностью идентичны отложениям этого возраста в опорных разрезах Кавминводского района. Интересно отметить, что в кровле баррема в разрезах Прасковейской, Южно-Ачикулакской и соседних площадей встречаются красноватые песчаники, подобные песчаникам горизонта «Красных камней» Кисловодского разреза. Возраст подтверждается находками в кернах скважин Озек-суатской, Величаевской, Русский Хутор и других площадей пелеципод: *Panope akushaensis* Mog d v., *Neithea* cf. *daghestanensis* Renng., *Anomya laevigata* Sow., *Nucula spathulata* Forb., *Trigonia ornata* Or b., *Tr.* cf. *caudata* Aggas., *Astarte subcostata* Or b. и др. На южных площадях этого района (Южный Ачикулак, Мектебская и др.) мощность баррема составляет 30—40 м, севернее сокращается до 5—10 м (Величаевская, Колодезная и другие площади), а дальше к северу и к северо-западу (Приозерная, Максимокумская, Арбали и др.) барремские отложения выклиниваются.

В области Моздокского выступа мощность баррема не более 50 м (Ткачук, 1964 г.), а на площадях Терского антиклинория около 200 м (Сергиенко, 1964 г.).

На площадях равнинного Дагестана барремский ярус сложен глинистыми сланцами и глинистыми глауконитовыми песчаниками с *Pecten* (*Chlamys*) *robineaui* Or b., *Ptychomya elongata* Anth., *Trigonia subdaedalea* Renng., *Tr. abichi* Anth. и др. (Мордвилко, 1962). Мощность их от 20—30 м (Берикей) до 40 м (Дузлак). В скважинах последней площади барремские отложения залегают непосредственно на средней юре.

**Антский ярус** пользуется более широким развитием за счет расширения границ его распространения к западу и северу от Терско-Каспийской впадины. На юго-западе последней отложения нижнего и верх-

\* Мощность в цитируемой работе занижена, так как известняковая пачка верхов готерива здесь отнесена к нижнему баррему (см. примечание на стр. 253). — Прим. ред.

него апта вскрыты скважинами на Зольской, Баксанской и других площадях. Как и в естественных разрезах, они представлены здесь песчано-глинистыми отложениями. Нижний апт сложен пачками глин и песчаников с *Deshayesites* aff. *weissi* Neum. et Uhl., *Deshayesites deshayesi* Leym., *D. dechyi* Parr., *Barlatia aptiensis* Pict. et Camr., *Grammatodon* sp. и др. Разрез верхнего апта сложен преимущественно кварцево-глауконитовыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин. Встречаются *Epicheloniceras tschernyschewi* Sinz., *Thetironia minor* Sow., *Trigonia aliformis* Park., *Panope gurgitis* Brong. и др. Мощность отложений яруса колеблется от 280 до 340 м.

Наибольшие мощности (более 400 м) установлены на западе Терско-Каспийской впадины (скважины № 7 Отказненская и № 4 Георгиевская).

На площадях Озек-Суатского выступа отложения нижнего апта представлены черными глинами с подчиненными пластами (VIII, VII и VI пласты) кварцево-глауконитовых песчаников и содержат в основании *Imerites densecostatus* Renng. (Колодезная площадь), выше часто встречаются *Deshayesites deshayesi* Leym., *D. dechyi* Parr., *D. lavaschensis* Kas. и пелециподы (на всех площадях этого района), а в самых верхах (VI пачка) *Dufrenoya furcata* Sow. (площади Южный Ачикулак, Колодезная). Мощность сокращается в северном и северо-западном направлениях от 187 (Южный Ачикулак) до 90—100 м (Величаевская, Колодезная площади) и менее.

Толща серых кварцево-глауконитовых алевролитов и песчаников и темных глин верхнего апта охарактеризована бедной фауной пелеципод: *Dosinimeria vibrayi* Orb., *Thetironia minor* Sow., *Nuculana scapha* var. *curta* Mor dv., *Corbula juliae* Mor dv., *Astarte caucasica* Mor dv. и др. и имеет почти постоянную мощность (150—180 м). Общая мощность аптских отложений в этом районе уменьшается от 380 м (Южный Ачикулак и другие площади) до 177 м (Приозерная площадь). К северо-западу (площади Гороховская, Арзгирская и др.) мощность аптских отложений резко сокращается до 45 м. Восточнее, в разрезе Артезианской опорой скважины, мощность апта около 150 м.

На территории Чечено-Ингушетии состав аптских осадков и мощность (до 350 м) такие же, как и на выходах на северном склоне. В Галюгаевской скважине к аптскому ярусу может быть отнесена толща аргиллитов, алевролитов и кварцево-глауконитовых песчаников мощностью 298 м.

В районах равнинного Дагестана аптские отложения вскрыты на разведочных площадях Восточной антиклинальной зоны (Дузлак, Дагогни, Берикей и др.). Мощность в основном глинистых образований нижнего апта с *Deshayesites dechyi* Parr., *Nucula planata* Leym., *N. simplex* Leym., *Nuculana scapha* Orb. и др. от 38 до 59 м, а верхнего, представленного алевролитами и желтыми глинами с *Chelonicerases martini* Orb., *Gargasiceras gargasense* Orb. и (выше) *Parahoplites melchioris* Anth., в среднем 25—44 м.

Полная мощность аптских отложений на указанных площадях 60—95 м, а на площадях Хошмензильского района 130—140 м (Мордвилко, 1962).

Альбский ярус пользуется повсеместным распространением и на всех разведочных площадях разделяется на две толщи: нижнюю, сложенную кварцево-глауконитовыми песчаниками и алевролитами (нижний подъярус), и верхнюю, преимущественно глинистую, с подчиненными пластами алевролитов (средний и верхний подъярусы).

На площадях Георгиевской, Зольской, Баксанской и др., где вскрыты типичные разрезы предгорной части Центрального Кавказа, их мощ-

ность колеблется от 130 до 150 м. Здесь также присутствуют все три подъяруса альба.

Полнотой отличаются и разрезы западного окончания Терско-Каспийской впадины (Отказненская, Журавская и другие площади), где мощности альба возрастают до 220—280 м.

В северных районах Восточного Предкавказья (Озек-Суатский выступ) мощность альба 250—300 м. Здесь палеонтологически доказано присутствие отложений нижнего альба (*Hypacanthoplites tscharloakensis* Glas., *H. nolaniformis* Glas., *H. jacobi* Coll. и др.) на площадях Озек-Суат, Колодезная, Величаевка, а также среднего — верхнего альба (*Inoceramus concentricus* Park., *Aucellina gryphaeoides* Sow.). К северо-западу (Гороховская, Синебугровская и другие площади) мощность альба увеличивается до 380—412 м, а к востоку (Артезианская скважина) почти не изменяется (около 300 м).

На разведочных площадях Терского антиклинория мощность альбских отложений, представленных темными глинами, алевролитами и кварцево-глауконитовыми песчаниками, около 150 м, а в районе Моздокского выступа (скв. № 1 Галюгаевская) 210 м.

Неполные разрезы, в которых отмечается выпадение среднего и верхнего альба, вскрыты на площадях равнинного Дагестана. Представлены эти отложения внизу темными глинами, выше — пачкой глауконитовых песчаников с *Acanthoplites* sp., *Nucula* cf. *pectinata* Sow., *Nuculana mariae* Orb., *N. lineata* Sow. var. *lata* Morg. dv., *Aucellina* cf. *caucasica* Vish. и др. Мощности колеблются от 10 до 60 м (площади Дузлак, Берикей, Дагогни и др.) (Мордвилко, 1962).

### Верхний отдел

В пределах Северного Кавказа верхнемеловые отложения пользуются весьма широким распространением, на Северо-Западном Кавказе они представлены толщей карбонатного флиша мощностью до 3000—4000 м. На северном склоне Кавказа и в прилегающих к нему южных районах Предкавказья верхний мел сложен преимущественно известняками и мергелями, а местами и известковистыми песчаниками, суммарная мощность которых изменяется от первых десятков до 1000 м и более. В северных районах Предкавказья, особенно на северо-западе, наблюдается значительное обогащение верхнемеловых отложений терригенным материалом. В большинстве районов в верхнемеловом разрезе присутствуют эквиваленты всех ярусов, но полнота разрезов очень изменчива, что объясняется наличием ряда стратиграфических несогласий, часть которых носит региональный характер.

Палеонтологическая обоснованность стратиграфии верхнемеловых отложений Северного Кавказа различна; наиболее богаты ископаемыми (главным образом морские ежи, иноцерамы) разрезы верхнего мела на Моноклинали северного склона.

### Северо-Западный Кавказ

Помимо сводной работы Б. М. Келлера (1947), данные по стратиграфии верхнего мела Северо-Западного Кавказа приводились в работах С. Л. Афанасьева и Н. И. Маслаковой (1960), В. А. Гроссгейма (1961), В. Е. Хаина, С. Л. Афанасьева, Ч. Б. Борукаева (1962) и др., а также М. И. Бахтина, Г. И. Малбиева, В. Г. Пасько.

По фаунистической обоснованности стратиграфической схемы верхнего мела этот район значительно уступает другим районам обнаженной части Северного Кавказа и в большинстве случаев стратиграфия его

основывается на изучении фораминифер. Моллюсковая фауна в верхнемеловых отложениях Северо-Западного Кавказа отмечается лишь в отдельных горизонтах в виде единичных находок.

Верхнемеловой комплекс Северо-Западного Кавказа, как и нижний мел, отличается сложностью строения и интенсивной дислоцированностью. Здесь выделяются те же два флишевых прогиба, ограниченные кордильерами, однако в отличие от нижнемелового комплекса наибольшие мощности верхнего мела (до 4000 м) наблюдаются в Южном (Новороссийском) флишевом прогибе, тогда как в Северном (Абино-Гунайском) разрез этого комплекса неполный и мощности не превышают 1000 м. На юге, за поднятиями зоны Ахцу — Кацирха, обособляется небольшой (в пределах рассматриваемого района) участок Абхазской зоны (Егоян, 1959).

**Абхазская зона и поднятия зоны Ахцу — Кацирха.** В пределах этого района мощности верхнего мела, несмотря на относительную полноту его разреза, невелики и изменяются в пределах 100—300 м, юго-восточнее, в Гагринском районе, достигая 400 м. На участке Мацеста — Агура она равна 180 м. В районе массива Ахцу мощность верхнего мела не превышает 100 м (Келлер, 1947).

Отложения сеномана представлены здесь туфогенными песчанистыми мергелями или переслаиванием туфогенных песчаников, песчанистых известняков и кремнистых мергелей с *Inoceramus etheridgei* Woods, *In. tenuis* Mant., *Aucellina krasnopolskii* Pavl., *A. cf. gryphaeoides* Sow., *A. parva* Stol., *Puzosia cf. planulata* Sow., *Neohibolites cf. stylioides* Reppg. Мощность этих отложений, соответствующих свите Паук более северных районов, от нескольких до 45 м. В верхах сеномана залегает пачка пестроцветных глинистых известняков с кремнями с прослоями кила мощностью до 10 м. В этих отложениях встречаются *Globotruncana linnaeana* Orb., *Thalmaninella aff. apenninica* Reppz и другие фораминиферы. Стратиграфическое положение этих слоев, соответствующих ананурской свите, точно не установлено; они могут относиться и к низам турона.

**Туронский ярус** в нижней части представлен маломощными (до 2—3 м) не охарактеризованными фауной кирпично-красными глинистыми известняками. По своему положению в разрезе и литологии эти отложения соответствуют керкетской свите. Местами они отсутствуют (Келлер, 1947). Верхняя часть турона представлена светлоокрашенными палевыми и розовато-красными известняками с немногочисленными кремнями. В породах встречаются редкие остатки иноцерамов (*Inoceramus lamarcki* Park.; Меннер и др., 1938) и многочисленные *Pithonella ovalis* Kaufm. Мощность этих отложений до 50 м. Местами (массив Ахцу) они залегают на титоне.

**Коньякский ярус.** Выше в разрезе залегают сходные по внешнему облику плитняковые известняки с многочисленными кремневыми конкрециями и с остатками крупных иноцерамов, сходных с *Inoceramus involutus* Sow. Мощность этих отложений, относящихся к коньякскому ярусу, достигает 40 м.

К сантонскому ярусу в рассматриваемых районах относятся плитняковые палевые и красновато-коричневые известняки, в основании содержащие выдержанную пачку с прослоями кила, а местами и известняковые брекчии, размеры глыб в которых достигают 10 м. Из фораминифер в известняках встречались *Globotruncana linnaeana* Orb., *G. arca* Cushman., *Stensioina exculpta* Reuss и др. Не исключается наличие в основании сантонских известняков несогласия.

**Кампанские отложения** представлены в Сочинском районе белыми и розовыми (в верхах красноватыми) известняками, в верхней части



разреза глинистыми. Литологически эти породы сходны с подстилающими породами сантона. Стратиграфическое положение их устанавливается по находкам *Inoceramus balticus* Boehm, *Globotruncana stuarti* Lapp., *Gl. rosetta* Cags. и др. Мощность до 65 м.

К маастрихту относятся светло-серые и розовые, большей частью тонколистистые известняки с относительно частыми остатками панцирей морских ежей, с *Pachydiscus colligatus* Bink., *Globotruncana stuarti* Lapp., *Gl. conica* White, *Pseudotextularia varians* Rzeh. Мощность до 55 м.

На отложениях маастрихта несогласно залегают оливково-зеленые мергели датского яруса, в основании которых отмечались находки многочисленных морских ежей: *Corastes villanovae* Cott., *Echinocorys ovatus* Leske (?) и др. Из фораминифер в мергелях определялись *Bolivoides velascoensis* Cushman., *B. decoratus* Jop., *Globigerina pseudobulvoldes* Plumt., *Acarinina angulata* White. и др. Мощность до 50 м. Верхние горизонты мергелей относятся уже к палеоцену (Келлер, 1947).

**Южный флишевый прогиб** занимает большую часть Северо-Западного Кавказа, протягиваясь от Анапского района до бассейнов Мзымты и Псоу. Наибольшие мощности верхнего мела (более 4000 м) наблюдаются в северо-западных районах (п-ов Абрау), юго-восточнее, в Лазаревском районе, она сокращается до 2000 м, а еще далее к юго-востоку до 1000 м и менее. Значительное сокращение мощности (примерно в 2 раза) наблюдается и на обоих склонах прогиба, с приближением к ограничивавшим его поднятиям.

*Сеноманский ярус* представлен свитами Кохотх и Паук (Вялов, 1931), фациально замещающими друг друга, а в верхней части — ананурской свитой (Ренгартен, 1932), которая частично может соответствовать и низам турона. Свита Кохотх слагается мелкоритмичным флишевым чередованием темно-серых и черных (реже светло-серых, более известковистых) мергелей с алевролитами и в меньшей степени с песчаниками; отмечаются прослои известняков, глин и кила. Для мергелей характерно обилие фукоидов; песчаники и алевролиты содержат много глауконита и обломков туфов. Подошва свиты обычно отбивается достаточно четко по смене неизвестковистых или слабо известковистых глин альба сеноманскими мергелями и известковистыми глинами. Наибольшая мощность свиты в центральной части флишевого прогиба (Абрау-Лазаревская зона) достигает 200 м (Вуланский район); на северо-восточном склоне прогиба она не превышает 80 м (Баканский и Папайский участки).

Юго-восточнее хребта Кохотх (севернее Туапсе) происходит обогащение сеноманских пород туфогенным материалом, появляются прослои туфов и лав (Келлер, 1947). На этом участке происходит замещение свиты Кохотх ее вулканогенным аналогом — свитой Паук. При этом мергели замещаются глинами и в целом происходит сильное понижение известковистости пород. В Дагомьском районе мощность вулканогенно-осадочных образований свиты Паук, практически лишенных здесь флишевой ритмичности, достигает 300 м.

Северо-восточнее Южного флишевого прогиба, на Центральном поднятии (Гойтхский или Гойтхско-Убинский антиклинорий), отложения свиты Кохотх отсутствуют и лишь на склонах и погружении его отмечаются маломощные (до 10—20 м) мергели этой свиты (Шабановский, Холмский, Гостагаевский районы).

Находки моллюсковой фауны известны главным образом в отложениях свиты Паук: *Schloenbachia varians* Sow., *Acanthoceras rhotomagensis* Defr., *Puzosia octoplicata* Schlut., *Neohibolites stylioides* Reppg. и др. (Вялов, Вялова, 1934). Из фораминифер в сеноманских

отложениях отмечались *Thalmanninella apenninica* Renz, *Schackoina cenomana* Schacko, *Gümbelitrina cenomana* Kell. и др.\*.

Ананурская свита Южного флишевого прогиба слагается мелко-ритмичным флишевым переслаиванием известняков, кремнистых известняков, мергелей, кремнистых мергелей и алевролитов; встречаются прослой глины, кила, а местами и кремней. Наибольшая мощность свиты (до 65 м) наблюдается в центральной части прогиба — от п-ова Абрау до Лазаревской; на склонах прогиба мощность сокращается до 10—20 м. Фаунистически свита слабо охарактеризована, лишь в нижней ее части отмечаются находки фораминифер *Thalmanninella apenninica* Renz, *Rotalipora cushmani* Могг., *Gumbelina cenomanica* Agal., *Anomalina globosa* Brotz. и др.

Туронский ярус в нижней части представлен керкетской свитой, а в верхней — нижней частью натухайской свиты (Келлер, 1947).

Керкетская свита слагается мелкоритмичным флишевым переслаиванием слабокремнистых кремневых и розовых известняков, мергелей и алевролитов с прослоями глины. В разрезе резко преобладают известняки (большой частью «натуралы»). Мергели и глины часто имеют красновато-коричневую окраску (в верхней части). В свите нередко прослеживаются три довольно мощных пласта песчаников, переходящих на северо-восточном склоне прогиба в брекчии. На склонах и погружении Центрального поднятия керкетский флиш сменяется нефлишевыми известняковыми литофациями мощностью до 20 м (Гостагаевский, Шабановский, Псебепский районы). Из фауны, кроме единичной находки *Inoceramus labiatus* Schloth., отмечаются *Praeglobotruncana imbricata* Могг., *Globotruncana lapparenti* Brotz., *Anomalina kelleri* Mjatl., *Bulimina ovulum* Reuss и др.

Верхнему турону соответствует нижняя часть натухайской свиты, сложенная среднеритмичным флишевым переслаиванием светло-серых и белых известняков, мергелей и алевролитов с прослоями песчаников и глины. Подошва свиты отбивается по исчезновению кремнистости и красноватой окраски пород, свойственных подстилающим отложениям. Местами (Папайский, Чепсинский, Тхабский, Бурханский районы) верхнетуронские отложения трансгрессивно ложатся на сеноман. Максимальные мощности рассматриваемых отложений (более 200 м) наблюдаются в осевой зоне прогиба (Лазаревский район) и на прилегающей части его северного склона. С приближением к поднятиям, ограничивающим флишевый прогиб, мощности отложений, относимых к верхнему турону, сокращаются до 90—80 м и менее; вместе с тем наблюдается повышение песчаности и известковистости пород. Местами развиты субфлишевые (Гостагаевский и Псебепский районы) и нефлишевые (Шабановский район) литофации.

Для отложений верхнего турона, кроме находок иноцерамов, сходных с *Inoceramus lamarki* Parck., характерно обилие *Pithonella ovalis* Kaufm., местами имеющей пороодообразующее значение, а также присутствие *Rotundina imbricata* Могг., *Gumbelina globulosa* Ehrenb., *Gyroidina micheliniana* Ogb. и др.

Коньякский ярус представлен верхней частью натухайской свиты, сложенной среднеритмичным флишевым переслаиванием светло-серых, нередко белых известняков\*\*, мергелей и алевролитов. Характерно высокое содержание известняков и низкое алевролитов. Граница между отложениями, относимыми к верхнему турону и коньяку (или граница

\* Определения микрофауны в этом разделе приводятся по данным Б. М. Келлера (1947) и Н. И. Маслаковой.

\*\* Породы этой свиты, так же как и гелиохской и нижней части ахейанской свит, представляют собой высококачественное цементное сырье.

ниже- и верхненатухайской подсвит; М. Г. Немировская, 1953 г.), далеко не всегда достаточно четкая. Для обеих подсвит характерны обращенные ритмы. Наибольшая мощность верхней подсвиты (до 250 м) отмечается в осевой (Абрау-Лазаревской) зоне прогиба. Как и для верхнего турона, на северо-востоке наблюдается развитие суб-флишевых (Гостагаевский и Псебепский районы) и нефлишевых (Шабановский район) литофаций с сильно уменьшенными (до 80 м) мощностями.

Из фауны в коньякских отложениях отмечались *Inoceramus involutus* Sow., *Barroisiceras* cf. *haberfellneri* Haueg, *Gibicides eriksdalensis* Brotz., *Stensioina praeexsculpta* Kell., *Anomalina kelleri* Mjatl., *Rotundina imbricata* Mogn., *Globo truncana lapparenti* Brotz.

**Сантонский ярус.** В южном флишевом прогибе Северо-Западного Кавказа сантону соответствует генийохская свита (Келлер, 1947), слагающаяся известняками с прослоями мергелей, имеющих часто красную окраску. Для нижней части свиты (цемесская подсвита Келлера) характерны обращенные ритмы и самое высокое в верхнемеловом разрезе рассматриваемых районов содержание известняков, в большинстве своем с незначительной глинистостью. Верхняя часть свиты (стопластовая подсвита; А. М. Коншин, 1896 г.) отличается повышенной кремнистостью пород и относительно повышенным содержанием мергелей и прослоев глины.

Наибольшая мощность свиты (до 260 м) отмечается на севере осевой зоны прогиба. С приближением к поднятиям Центральной кордильеры, как и в других свитах, наблюдается сокращение мощностей и повышение песчаности отложений. На юге, у Ахчу-Кацирхинской кордильеры, в основании свиты появляются конгломераты (р. Сочи, Пластунские ворота). На склонах и погружении Центрального (Гойтхско-Убинского) поднятия, в Шабановском, Псебепском и Гойтхском районах сантон представлен слоистыми известняками мощностью до 65 м.

В отложениях сантона встречаются *Inoceramus* cf. *lobatus* Mü nst., *Gümbelina striata* Ehrenb., *Gyroidina turgida* Nag., *Gaudryina crassa* Marss., *G. rugosa* Orb., *Globo truncana coronata* Volli.

**Кампанскому ярусу** соответствует нижняя часть толщи верхнеэонского светлого флиша\* Северо-Западного Кавказа. Эта часть разреза расчленяется на четыре свиты: ахеянскую, пенайскую (Келлер, 1947), относимые к нижнему кампану, и беудиновскую и куниковскую (Афанасьев, 1957, 1962) — верхнекампанские.

Ахеянская свита слагается среднеритмичным флишевым переслаиванием известняков, мергелей и алевролитов, реже встречаются прослои глины. В низах свиты выделяется пачка мергелей с характерной красноватой окраской, по подошве которой проводится нижняя граница свиты. Отмечается местами повышенная кремнистость пород. Максимальная мощность свиты (до 500 м) в северо-западной части прогиба (Абрауский, Баканский, Михайловский районы). На юге мощность свиты уменьшается до 200 м (Чвежипсинский район); с приближением к поднятиям Центральной зоны (Гойтхско-Убинский антиклинорий) мощность сокращается до 65 м (Псебепский район). Из фауны отмечаются *Inoceramus balticus* Boehm, *Globo truncana arca* Gushm., *Anomalina menneri* Kell., *Bolivinoidea decoratus* Jon., *Eponides moskvini* Kell., *E. frankei* Brotz.

\* На востоке северного склона, в Северном флишевом прогибе Северо-Западного Кавказа (Псекупс-Совербашская или Абино-Гунайская зона) этой толще в целом соответствует свита Котх.—Прим. ред.

Пенайская свита сложена среднеритмичным флишем — переслаивающимися мергелями, известняками и глауконитовыми алевролитами и песчаниками. Характерны мощные (до 2—3 м) пласты песчаных пород и отсутствие кремнистости, а также своеобразная пльчатость алевритистых известняков и алевролитов. Мощность до 150—200 м.

Бединовская свита слагается более крупноритмичным флишевым переслаиванием мергелей, известняков и алевролитов. Характерны преобладание в разрезе мергелей (около 2/3 разреза) и обычно малая мощность пластов алевролитов. Наибольшие мощности (до 200—300 м) в северной части прогиба (Тхабский, Баканский районы), на юго-востоке они менее 100 м.

В отложениях бединовской свиты встречаются частые *Inoceramus balticus* Boehm, *Globotruncana arca* Gushm., *Bolivinoidea decoratus* Jon., *Eponides moskvini* Kell., *Bolivina kalinini* Vass. et Mjatl., *Cibicides aktulagaensis* Vass.

Куниковская свита представлена еще более крупноритмичным флишем, сложенным переслаиванием мергелей (составляющих до 3/4 разреза) и известняков с подчиненными прослоями алевролитов и глин. В нижней части свиты (в нескольких десятках метров от ее подошвы) отмечается характерный трехметровый пласт брекчий. В этой свите, как и в бединовской, нередки конгломераты и следы подводноползневых явлений. Наибольшие мощности (до 500 м) отмечаются на востоке Абрауского района; юго-восточнее они не превышают 250—200 м. На северо-восточном склоне прогиба отложения свиты в ряде районов отсутствуют. Для свит кампана, по наблюдениям М. И. Бахтина, Г. И. Малбиева, В. Г. Пасько, снизу вверх по разрезу яруса отмечается понижение карбонатности известняков. Фаунистически свита охарактеризована довольно частыми *Inoceramus balticus* Boehm, а также *Gumbelina elegans* Rzehak, *Ventilabrella eggeri* Gushm., *Globotruncana stuarti* Lapp., *eggerella trochoides* Reuss.

Маастрихтский ярус на Северо-Западном Кавказе параллелизуется с верхней, большей по мощности частью верхнесенонского светлого флиша, которая выделяется в свиту Супсех (Афанасьев, 1962).

В нижней части маастрихта выделяется мысхакская подсвита (Афанасьев, 1957) крупноритмичного флиша, сложенного переслаиванием светло-серых мергелей (слагающих примерно 2/3 разреза), известняков и алевролитов. Характерно резкое преобладание сильноизвестковистых мергелей. В средней части подсвиты наблюдается пласт песчаника ( $\approx 0,3$  м), переходящего местами в конгломерат. На отдельных участках (Чепсинский район) отмечаются мощные (до 5—8 м) пласты валунных и галечных конгломератов. Наибольшая мощность подсвиты превышает 400 м (Кабардинский район); на юго-востоке она уменьшается до нескольких десятков метров и менее.

Отложения мысхакской подсвиты охарактеризованы лишь фораминиферами: *Planoglobulina acervulinoides* Egg., *Ventilabrella eggeri* Gushm., *Globotruncana contusa* Gushm., *Gumbelina elegans* Rzehak и др.

Вышележащая часть свиты Супсех\* разграничивается с подстилающими ее отложениями подсвиты Мысхако по смене в разрезе

\* Термин предложен С. Л. Афанасьевым (1962). Под этим наименованием выделялось подразделение в ранге серии, которая включала и мысхакскую свиту. Однако, как показала практика геологосъемочных работ Краснодарской ГРК (М. И. Бахтин, Г. И. Малбиев, В. Г. Пасько), подсвита Мысхако лишь в северо-западных районах достаточно четко отделяется от вышележащих отложений и может рассматриваться как самостоятельное стратиграфическое подразделение. В других же районах толщу маастрихтского флиша нередко подразделить не удастся.—Прим. ред.



светло-серых сильноизвестковистых мергелей более темными, слабоизвестковистыми разностями. Эта часть разреза слагается крупноритмичным флишевым переслаиванием мергелей, алевролитов и известняков. Характерно низкое содержание последних и относительно повышенное содержание глин и глинистых разностей мергелей. В верхней части свиты выделяется пачка с повышенным содержанием песчаных пород. В кровле свиты нередко прослеживается пачка, отличающаяся повышенным содержанием глинистых прослоев, породы которой иногда имеют красноватую окраску.

Наибольшие мощности свиты Супсех (с мысхакской подсвитой), превышающие 1000—1200 м, отмечаются в срединной зоне прогиба (Абрау-Лазаревской) и в смежных районах. На участках, соседствующих с поднятиями Гойтхско-Убинского антиклинория, мощности свиты сильно сокращаются и частично отсутствуют; сокращение мощностей отмечается и в западном направлении.

Отложения верхней, большей по мощности части свиты Супсех охарактеризованы фораминиферами *Pseudotextularia varians* Rehak, *Bolivina incrassata* Reuss, *B. decurrens* Ehrenb., *Globotruncana contusa* Cushman, *Gl. conica* White, *Gl. stuarti* Lapp., *Stensioina caucasica* Subb., *Globorotalites florealis* White, *Spiroplectamina excolata* Cushman, *Cibicides aktulagaensis* Vass.

**Датский ярус.** Отложения верхов мелового разреза Южного флишевого прогиба Северо-Западного Кавказа слагают агойскую свиту (Вялов, 1934). Представлена она чередованием толстослоистых темно-серых уплотненных известковистых глин, мергелей и алевролитов с прослоями известняков и песчаников. Характерна ярко-желтая окраска (с поверхности) прослоев доломитизированных известняков-романичков (в свежем изломе голубовато-серых) и общая сравнительно низкая известковистость разреза. Нижняя часть свиты, отличающаяся повышенным содержанием песчано-алевритовых пород и мергелей, в северо-западных районах выделяется в подсвиту Сукко (Афанасьев, 1958) мощностью до 150 м (М. И. Бахтин, Г. И. Малбиев).

Отложения свиты Агой развиты преимущественно в осевой зоне и на южном склоне флишевого прогиба. Максимальные мощности до 400—450 м. С приближением к поднятиям Центральной кордильеры мощность свиты сокращается и сильно увеличивается песчанистость ее разреза. Местами отмечается несогласное залегание свиты Агой на подстилающих отложениях.

В отложениях свиты Агой отмечаются *Spiroplectamina carinatiformis* Mогоz., *Gyroidina octocamerata* Cushman et Hanna, *Cristellaria vortex* White, *C. lepida* Reuss, *Globigerina pseudobulloides* Plum., *G. triloculinoides* Plum., *Globorotalia* sp., *Gumbelina pumilia* Subb. и др. В песчаных слоях свиты нередко отмечаются маастрихтские фораминиферы (Келлер, 1947).

Отложения датского яруса в районах южного склона Северо-Западного Кавказа обычно без признаков несогласия перекрываются отложениями палеоцена с *Solenomya pavlovi* Arkh., *Variamusium clipeolum* Когоb., *Globigerina varianta* Subb., *Globorotalia planiconica* Subb., *Acarinina intermedia* Subb. и др. Положение границы дания и палеоцена в этих районах нуждается еще в уточнении.

Следует отметить, что параллелизация границ верхнемеловых свит (и тем более подсвит) с ярусными и подъярусными границами в флишевой области Северо-Западного Кавказа во многом остается условной (особенно в сеноне). Такое положение обуславливается исключительно редкими находками руководящей фауны, большими мощностями, а также многочисленными структурными осложнениями.



**Северный флишевый прогиб.** Флишевая зона северного склона обособляется от основного поля развития верхнемелового флиша Северо-Западного Кавказа восточнее междуречья Абин—Хабль. В этой узкой полосе, заключенной между центральным поднятием (Гойтхско-Убинским антиклинорием) на юге и Хадыженской (Медвежьегорской) зоной кордильер на севере полнота и мощности разреза верхнего мела сильно сокращаются.

Отложения сеномана, турона, коньяка и сантона восточнее междуречья Абин—Хабль фаунистически не установлены. В большей своей части они, по-видимому, были эродированы в предкампанское время.

В пределах рассматриваемой зоны присутствуют лишь верхнесенонские флишевые отложения свиты Котх (Вассоевич, Келлер, 1936 г.), залегающие резко трансгрессивно на альбских и даже более древних отложениях нижнего мела. Западнее, в Абинском районе, на нижнем мелу залегают отложения верхнего турона—коньяка, а местами (гора Шизе) появляется, по-видимому, и маломощный сеноман.

В останцовом синклинальном массиве горы Собербаш (междуречье Убин—Афипс) залегает толща верхнесенонского флиша свиты Котх (видимая мощность более 150 м), сложенная переслаиванием светло-серых и белых мергелей и известняков с зеленовато-серыми, глауконитовыми и рыжевато-серыми песчаниками и алевролитами. Мощности пачек мергелей (местами—мергелей с прослоями известняков) обычно от 0,2—0,3 до 1—1,5 м и более. Мощности песчаных пластов до 0,1—0,2 м, реже до 0,4—0,5 м и более. В мергелях изредка встречаются остатки иноцерамов. Свита Котх залегает здесь несогласно на отложениях нижнего мела и несогласно же перекрывается палеоценом.

Восточнее, в более полных разрезах в долинах рек Псекупс, Пшиш и на левобережье р. Пшеха свита Котх разделяется на три подсвиты, мощности которых убывают в восточном направлении. При этом нижняя подсвита к востоку от р. Пшиш выклинивается. В долине р. Пшиш нижняя подсвита слагается флишевым переслаиванием голубовато-серых мергелей, светло-серых известняков и зеленовато-серых глауконитовых песчаников. В верхах подсвиты отмечаются конгломератовидные прослои, содержащие обломки нижнемеловых пород. Мощность около 200 м. Принадлежность этих слоев к кампанскому ярусу обосновывается находками на р. Пшиш *Pseudoffaster caucasicus* Dтu (Келлер, 1947; Егоян, 1959).

Средняя подсвита мощностью до 300—400 м, представленная чередующимися светло-серыми известняками и зеленоватыми песчаниками, соответствует верхней части кампана и низам маастрихта. Из нижней части ее указывались находки *Inoceramus* cf. *balticus* Boehm (Келлер, 1947) и в долине Псекупса *Belemnitella mucronata* Schloth. (Богданович, 1910; Игнатович, 1932). В верхней части подсвиты встречаются (Келлер, 1947) типичные для маастрихта фораминиферы—*Pseudotextularia varians* Rzehak, *Globorotruncana conica* White, *Oribignya ovata* Hagen и др.

На востоке мощность свиты Котх сокращается вдвое—до 300 м с небольшим в разрезе р. Туха (Келлер, 1947).

Достоверно установленные датские отложения в районе Северного флишевого прогиба Северо-Западного Кавказа неизвестны, и верхнемеловые отложения в этой зоне обычно несогласно перекрываются палеоценом.

Как и по нижнемеловому комплексу, верхнемеловой флишевый прогиб северного склона на востоке отклоняется в юго-восточном на-

правлении, огибая погребенные (под нижним мелом) поднятия известняковых массивов верхней юры.

**Северное ограничение флишевых прогибов Северо-Западного Кавказа.** Восточнее междуречья Абин — Хабль сохранившиеся участки развития верхнемелового флиша отделяются от протягивающихся севернее нефлишевых литофаций полосой, в пределах которой верхнемеловые отложения отсутствуют. Нет этих отложений, естественно, и на самих поднятиях Хадыженской (Медвежьегорской) зоны кордильер.

Граница между нефлишевыми и флишевыми комплексами верхнего мела имеет сложную конфигурацию из-за прерывистости и кулисообразности пограничной зоны поднятий.

К северу от горы Медвежьей, сложенной массивом верхнеюрских известняков, в бассейне р. Зыбза на нижнемеловых глинах (апт) трансгрессивно залегает толща светло-серых до белого, во влажном состоянии голубовато-серых, плитчатых мергелей с прослоями и маломощными пластинами массивных известняков. В низах толщи отмечаются включения глин нижнемелового облика. Фораминиферы, обнаруженные в мергелях: *Stensioina caucasica* Subb., *Globotruncana arca* Cushman, *Gl. stuarti* Lapp., *Gl. fornicata* Plumm., *Gl. conica* White, *Gumbelina elegans* Rzehak, *Planoglobulina acervulinoides* Egg. (определения З. А. Антоновой), указывают на маастрихтский возраст. Мощность толщи более 200 м.

Аналогичные мергельные отложения небольшой мощности вскрывались и в скважинах Ново-Дмитриевской площади, а также западнее, в Варениковском районе. Повсюду на этих участках устанавливалось присутствие в разрезах лишь верхов сенона.

Восточнее, в долине р. Убин, обнажается небольшой участок сохранившихся от предкампанского (и более позднего) размыва сеноманских белых и светло-серых мергелей с многочисленными *Neohibolites stylioides* Reppg. Эти мергели, с сохранившейся мощностью в несколько метров, согласно сменяют вверх по разрезу черные глины верхнего альба. Восточнее, в правом притоке р. Убин (балка Соленая), на нижнем мелу залегает толща светло-серых известняков и зеленовато-серых мергелей верхнего сенона мощностью около 250 м. В породах этой толщи были обнаружены *Rhizammina indivisa* Brady, *Gyroidina baccarifomis* White, *Globotruncana linnaeana* Orb., *Gl. arca* Cushman, *Gl. convexa* Sand., *Gumbelina globulosa* Ehrenb., *G. elegans* White и другие фораминиферы, указывающие на присутствие в разрезе эквивалентов кампана и маастрихта.

В этом разрезе (как и в бассейне р. Зыбза) мел трансгрессивно перекрывается палеоценом с *Solenomya pavlovi* Arkh., *Variamussium clipeolum* Kogobk. и др. (Келлер, 1947).

Аналогичная толща, представленная белыми и зеленовато-серыми, прослоями — красноватыми, мергелями и известняками с прослоями песчаников, обнажается и в долине р. Афипс. На этом выдвинутом к югу участке нефлишевых литофаций мощность отложений достигает 150—200 м.

Восточнее, в бассейнах рек Псекупс и Пшиш, зона развития нефлишевых отложений верхнего мела, развитая на северном склоне поднятий, ограничивающих Северный (Псекупс-Собербашский) флишевый прогиб Северо-Западного Кавказа, на поверхность не выведена. Лишь на правом берегу р. Пшеха (гора Самурская), следуя изгибу на этом участке флишевого прогиба в юго-восточном направлении, на поверхности вновь появляются нефлишевые отложения рассматриваемой зоны. Они развиты на небольшом участке, вклиниваемомся между областью развития литофации Моноклинали северного склона на вос-

токе (бассейн р. Курджипс) и областью флиша на западе (левобережье р. Пшеха). Представлены эти отложения маломощными (до 25—35 м) светло-серыми и белыми известняками с включениями нижнемеловых пород (в нижней части) и зеленовато-серыми мергелями с прослоями песчаников и розовато-серыми известняками (в верхней части). Б. М. Келлер (1947) указывает на присутствие в этих отложениях остатков иноцерамов (*Inoceramus* ex gr. *balticus* Boehm) и фораминифер: *Globotruncana arca* Cushman, *Gl. conica* White, *Bolivina incrassata* Reuss, *Gumbelina globulosa* Ehrenb., *Planoglobulina acervulinoides* Egg. и др., позволяющих отнести вмещающие слои к верхам кампана и к маастрихту.

Западнее междуречья Абин—Хабль наблюдаются такие же взаимоотношения между флишевыми и нефлишевыми отложениями верхнего сенона, как и на востоке. Так, например, в Гладковской антиклинали, к северу от выходов мощных флишевых толщ верхнего мела в бассейне Баканки, верхний мел, мощность которого измеряется здесь десятками метров, представлен однородной нечетко слоистой толщей почти белых мергелей.

Таким образом, на северном склоне поднятий северного ограничения флишевой области (т. е. на южном склоне Западно-Кубанского прогиба) верхний мел представлен обычно лишь верхнесенонскими нефлишевыми отложениями небольшой мощности (порядка первых сотен метров). Эти отложения залегают несогласно на нижнем меду, а местами (на западе) на сеномане; перекрывается верхний сенон в этих районах несогласно залегающими отложениями палеоцена (но на западе, возможно, появляются в разрезе и отложения дания). Схема расчленения верхнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа по материалам О. С. Вялова (1934 г.), Б. М. Келлера (1947 г.), С. Л. Афанасьева (1957, 1962 гг.), М. И. Бахтина, Г. И. Малбиева, В. Г. Пасько и др. приводится в табл. 10.

Данных о развитии верхнемеловых отложений в самом Западно-Кубанском прогибе в настоящее время очень мало. Судя по разрезам Генеральской, Мартанской и Южно-Андреевской скважин, в приосевой зоне прогиба верхний мел отсутствует или сильно сокращен, а в северной половине, как и на юге, представлен лишь верхним сеноном (обычно маастрихтом).

#### Моноклиналь северного склона (западная часть — от р. Хокодзь до р. Ходзь)

Эта область отличается прерывистостью распространения и неполнотой разреза верхнемеловых отложений, отсутствующих на западе на многих участках в полосе выходов. Материалы по стратиграфии верхнего мела этих районов приводились в работах Б. М. Келлера (1947), М. М. Москвина (1959, 1962), В. Л. Егояна (1962) и других исследователей.

**Сеноманский ярус.** На правобережье р. Хокодзь (балка Мешок) на черных глинах альба залегают зеленовато-серые известковистые глауконитовые песчаники сеномана с многочисленными *Neohibolites ultimus* Orb. Мощность этих отложений до 3 м.

Более полный разрез сеномана (мощностью 7—8 м) обнажается в правом берегу р. Хокодзь (в 1,5 км выше устья балки Мешок). Альбские глины здесь резко сменяются зеленовато-серым глауконитовым песчаником с прослоями более плотных известковистых разностей и алевритистых глин. В нижних слоях встречены *Neohibolites ultimus* Orb., *Inoceramus scalprum* Boehm., а в верхних — частые *In. scalprum*

Схема расчленения верхнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа

Ярус	Южный флишевый прогиб	Северный флишевый прогиб	Северное ограниче- ние области флиша
Даний	Агойская свита (подсвита Сукко)	Свита Котх северного склона	Слоистые мергели и известняки
Маастрихт	Супсехская свита (подсвита Мысхако)		
Кампан	Куниковская свита		
	Бединовская свита		
	Пенайская свита Ахеянская свита		
Сантон	Гениохская свита (стопластовая, верхняя и цемесская, нижняя, под- свиты)	Отложения отсутствуют	Отложения отсутствуют
Коньяк	Натухайская свита (верхненатухай- ская и нижненатухайская подсвиты)		
Турон	Керкетская свита		
Сеноман	Ананурская свита		
	Кохотская—паукская свиты		Мергели

*rum* Boehm., *In. pictus* Sow., а также *Holaster subglobosus* Leske и фораминиферы *Thalmaninella apenninica* Renz, *Rotundina stephani* Gand., *Gyroidina micheliniana* Orb. и др. В этом разрезе, судя по приведенной фауне, присутствуют эквиваленты обоих подъярусов сеномана.

Восточнее, с приближением к р. Белой, сеноман (и верхнемеловые отложения в целом) выклинивается. Вновь они появляются в междуречье Фарс—Губс (балка Лакруш), где на нижнемеловых глинах залегают светло-серые известковистые песчаники с *Thalmaninella apenninica* Renz (Келлер, 1947). Эти породы вскрываются скважинами и на левобережье р. Губс (Баракаевская площадь), где мощность их достигает 15—20 м. Здесь в песчаниках и алевритистых мергелях сеномана встречались *Inoceramus* cf. *scalprum* Boehm. Еще далее к востоку маломощные (до 0,5 м) песчаники сеномана (с *Inoceramus scalprum* Boehm. и *Neohibolites stylioides* Renng.) появляются на правом берегу р. Ходзь (Келлер, 1947).

Во всех рассмотренных разрезах сеноманские слои трансгрессивно перекрываются верхним туроном (или более молодыми отложениями).

**Туронский и коньякский ярусы.** Нижний турон в пределах рассматриваемых районов отсутствует и отложения верхнего турона—коньяка, представленные пачкой светло-серых и белых мелоподобных известняков мощностью до 12—15 м, несогласно ложатся на породы сеномана и альба.

На правобережье р. Хокодзь, в приустьевой части балки Мешок, нижние слои пачки (2 м) слагаются белыми толстослоистыми известняками с глауконитом. Находки *Inoceramus lamarcki* Park. указывают на верхнетуронский возраст этих слоев. Выше, с резкой ровной нижней границей, залегают белые, с зеленоватым оттенком известняки с прослойками глинистого мергеля и с частой известняковой галькой в нижних слоях. Мощность этой части пачки, относимой к коньяку, 8—9 м. Из фораминифер здесь встречаются *Globotruncana lapparenti* Brotz., *Rotundina marginata* Reuss, *Stensioina praexsculpta* Kell., *Arenobulimina presli* Reuss, *Marsonella oxycona* Reuss и др.

Такие же породы выступают в обнажениях в правом берегу р. Хокодзь и в верховьях балки Мешок, а также в балке Мужичка (левобережье р. Белой). На последнем участке в нижней части маломощной (4—5 м) пачки известняков встречаются *Lewesiceras peramplum* Mant., *Tetragonites epigonum* Kossm., *Inoceramus lamarcki* Park., *In. apicalis* Woods, *In. costellatus* Woods, *Echinocorys sphaericus* Schlüt., *Conulus subrotundus* Mant., *Micraster* (?) *corbovis* Forb., а в верхней — *Barroisiceras* sp. ind., *Inoceramus frechi* And., *Echinocorys gravesi* Des. Эта фауна указывает на верхнетуронский и нижнеконьякский возраст пачки известняков. Присутствие верхнего коньяка в большинстве разрезов не подтверждается и единичное указание на находку *Inoceramus involutus* Sow. в известняках балки Лакруш (Келлер, 1947) нуждается в проверке.

В разрезе р. Белой и на правобережье ее известняки верхнего турона—коньяка отсутствуют. Вновь появляются они в междуречье Фарс—Губс (балка Лакруш), а затем на правобережье р. Губс; отсюда (балка Уварова) они протягиваются в долину р. Ходзь. Вскрываются они в скважинах Баракаевской площади. Верхняя граница известняковой пачки несогласная.

**Сантонский ярус** в пределах рассматриваемых районов не установлен.

**Кампанский и маастрихтский ярусы** представлены здесь также неполно. В правом берегу р. Хокодзь, выше устья балки Мешок и в приустьевой части этой балки на известняках коньяка несогласно залегают белые известняки с глауконитом, с прослойками зеленовато-серого мергеля. Мощность этой пачки 15—17 м. В нижней части ее встречены верхнекампанские *Ornithaster atapliensis* Lamb., *Coraster cibanicus* Posl., а в верхней, принадлежащей уже нижнему маастрихту, *Seunaster altus* Seun., *Echinoconus vulgaris* Leske и *Austriocrinus erkerti* Dames.

Белые, местами зоогенно-обломочные известняки нижнего кампана с *Galeola senonensis* Orb., *Globotruncana arca* Cushman, *Gl. stuarti* Larr., *Stensioina exculpta* Reuss и др., мощностью до 2 м, обнажаются в верховьях балки Мешок. Такие же маломощные известняки с *Conulus matesovi* Moskv. и *Galeola senonensis* Orb. выступают и в склонах балки Мужичка, на левобережье р. Белой.

К востоку от р. Белой отложения кампана и маастрихта отсутствуют; вновь появляются они уже в бассейне р. Ходзь.



Датский ярус фаунистически достоверно установлен на левобережье р. Белой, в верховьях балки Мужичка. Здесь на мелоподобных известняках верхнего турона—нижнего коньяка залегают зеленовато-серые глауконитовые песчаники с гравием, содержащие неправильные стяжения известковистых песчаников, а в нижних слоях и фосфоритовую гальку. Мощность песчаников до 4 м. В этих слоях встречены *Hercoglossa danica* Schloth., *Brissopneustes aturicus* Seup., *Coraster sphaericus* Seup. и одиночные кораллы. Характерные для датского яруса (s. s.) ископаемые встречаются также и на правобережье р. Хокодзь (выше устья балки Мешок и в верховьях ее), но находятся они здесь в переотложенном залегании. Особенно показательны глыбы песчаных известняков с датскими морскими ежами, заключенные в мергелях кумской свиты (верховья балки Мешок).

Восточнее отложения, которые с некоторой условностью могут быть отнесены к датскому ярусу, распространены на участке от р. Фарс до р. Губс. В долине Фарса на аптские глины с четким несогласием ложатся зеленовато-серые, местами косослоистые глауконитовые песчаники (до 6—7 м) с обильными остатками мшанок, члеников морских лилий и игл морских ежей. Выше залегают изменчивая по мощности пачка белых литотамниевых известняков, в нижней части песчаных и глауконитовых. Здесь также содержатся многочисленные членики морских лилий и иглы морских ежей. По неровной границе известняки перекрываются рыхлыми глауконитовыми песчаниками (0,5—0,6 м) с обломками члеников морских лилий, игл морских ежей и с галькой литотамниевых известняков. Выше песчаники сменяются глинами.

В нижних слоях песчаной пачки встречаются *Globigerina pseudo-bulloides* Plum., *Gl. triloculinoides* Plum. (Келлер, 1947), а также *Echinocorys* sp. ind. (Егоян, 1962). Глины в верхах разреза содержат *Globigerina eoacaenica* Ter g., *Acarinina subsphaerica* Subb., *Ac. intermedia* Subb., указывающие на верхнепалеоценовый или нижнеэоценовый возраст (Леонов, Алимарина, 1964). Песчаники р. Фарс относятся скорее всего к датскому ярусу, вышележащие литотамниевые известняки могут соответствовать и нижнему палеоцену.

### Центральные и восточные районы Моноклинали северного склона (от р. Ходзь до р. Черек)

Стратиграфии верхнемеловых отложений, обнажающихся на Северном склоне Кавказа, было посвящено в 1950—1960 годах сравнительно небольшое число опубликованных работ: сводки Д. В. Дробышева (1951), М. М. Москвина (1959, 1962), статьи М. М. Москвина, М. М. Павловой (1960) и других авторов. В них приводились материалы по стратиграфии верхнего мела различных районов северного склона. Верхнемеловая фауна этой области описывалась в работах С. А. Доброва (1951), Н. Н. Субботиной (1950), К. А. Астафьевой, С. А. Доброва, Н. И. Маслаковой, М. М. Москвина, Д. П. Найдина, М. М. Павловой, Н. А. Пославской, В. Н. Шиманского («Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма», 1959) и др.

Выходы верхнего мела на северном склоне Кавказа протягиваются узкой полосой, вдоль которой они обычно образуют асимметричную гряду, более пологую на западе (междуречье Лаба—Уруп) и постепенно повышающуюся в восточном направлении (Эльбурганские высоты, хребты Пастбищный, Дарьинский) к Джиналскому хребту, за которым эти возвышенности вновь понижаются (рис. 36, 37). Вся эта область характеризуется пологим моноклиналим залеганием

верхнемеловых слоев, лишь местами осложненных небольшими складками.

Повсюду на северном склоне верхний мел подстилается темно-серыми до черных глинами верхнего альба.

Сеноманский ярус пользуется почти непрерывным распространением, хотя мощность его местами не превышает 1 м. Западнее р. Кубань отложения сеномана плавно, без каких-либо следов несогласия, сменяют в разрезе верхнеальбские глины. Восточнее граница сено-

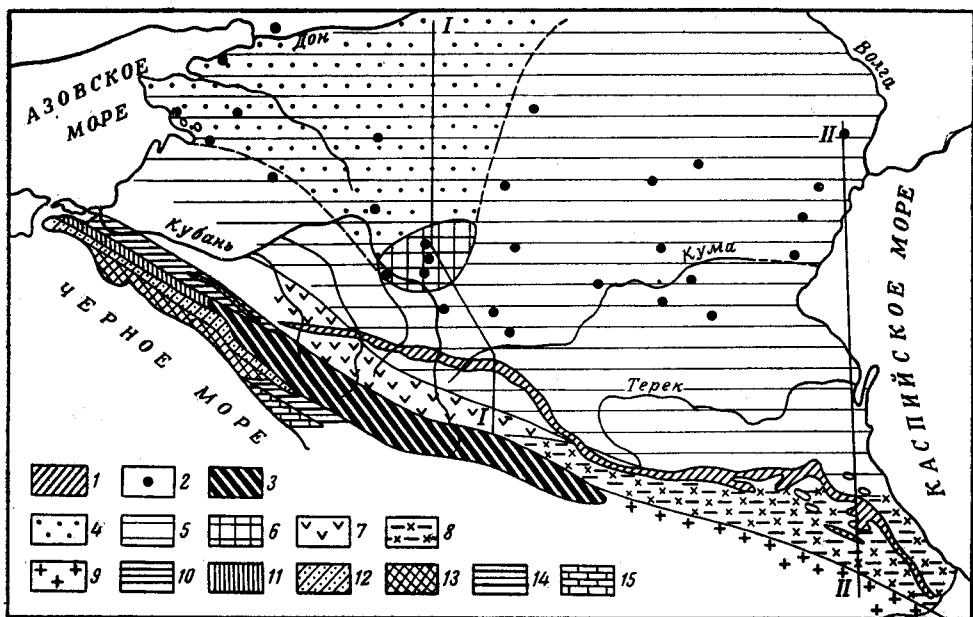


Рис. 36. Схематическая карта распространения типов отложений верхнего мела Северного Кавказа и Предкавказья. По М. М. Москвину и С. Л. Афанасьеву

1 — выходы верхнемеловых пород (только для Северного склона); 2 — буровые скважины; 3 — область первичного отсутствия отложений; 4 — обогащение терригенным материалом; тип отложений: 5 — Предкавказский, 6 — Ставропольский, 7 — Адыгейский, 8 — Дагестанский, 9 — Шахдагский, 10 — Псекул-Совербашский (Абино-Гунайский), 11 — Гладковский, 12 — Тхабский, 13 — Новороссийский, 14 — Чвежипсинский, 15 — Абхазский

мана и верхнего альба резкая, на контакте наблюдаются частые ризолиты, а в основании сеноманских слоев встречаются мелкие фосфоритовые гальки.

На западе, в долине р. Ходзь, в глауконитовых известняках, переходящих в глауконитовые известковистые песчаники (3—3,5 м), фаунистически устанавливается верхний подъярус — с *Holaster subglobosus* Leske, *Diskoidea cylindrica* Lam., *Neohibolites ultimus* Orb., *Inoceramus scalprum* Boehm, *In. pictus* Sow. Восточнее, между Большой Лабой и Урупом, разрез сеномана, слагающийся песчанистыми мергелями и известняками, более полный и мощности его достигают здесь 7—10 м. На этом участке сеноманские отложения связаны постепенными переходами не только с верхнеальбскими, но местами (р. Большой Тегинь) и с туронскими отложениями. Далее, к востоку от р. Уруп до р. Кубань, полнота разреза и мощности сеномана сильно сокращаются (до 1,5 м на Большом Зеленчуке и до 3,5—4 м на Малом Зеленчуке). В долине Кубани мощность сеномана, представленного песчанистыми известняками, переслаивающимися

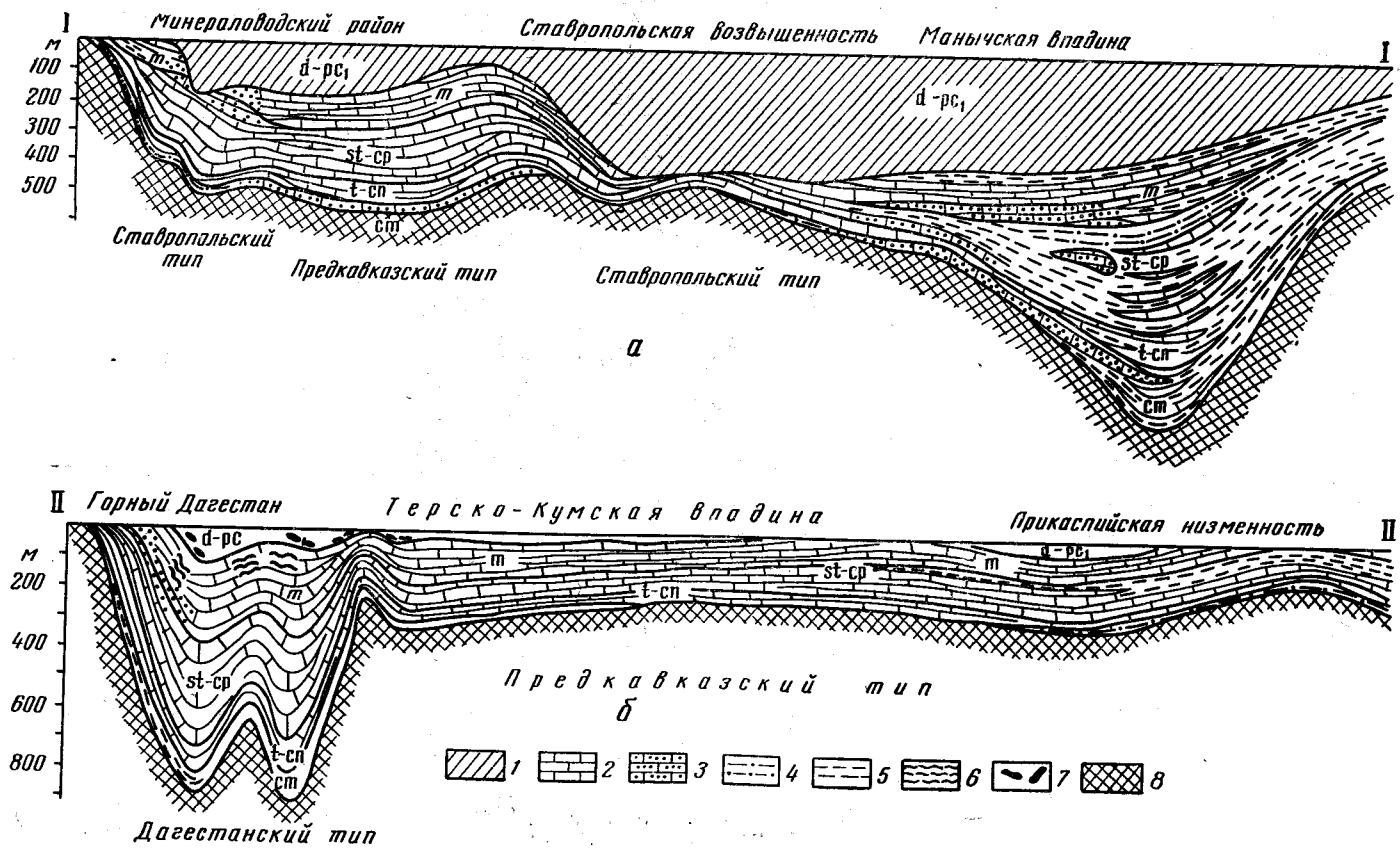


Рис. 37. Разрезы комплекса отложений верхнего мела центральных (а) и восточных (б) районов Северного Кавказа. По М. М. Москвину

1 — датские и нижнепалеоценовые отложения Скифской платформы и Ростовского выступа Украинского кристаллического щита; 2 — известняки с прослоями мергелей; 3 — песчаные известняки; 4 — песчаные мергели и глины; 5 — глинистые мергели и глины; 6 — подводно-оползневые нарушения; 7 — глыбы верхнемеловых известняков; 8 — подстилающие породы

с известковистыми глауконитовыми песчаниками, достигает 12—13 м. Здесь встречаются *Neohibolites ultimus* Orb., *Mantelliceras mantelli* Sow., *Inoceramus crippsi* Mant., *In. pictus* Sow.; в верхней части пачки были найдены остатки *Holaster subglobosus* Leske, указывающие на присутствие в этом разрезе не только нижнего, но и верхнего подъяруса сеномана.

Восточнее, на северном склоне Джинала, сеноман представлен полуметровым слоем светло-серого глауконитового известняка, пронизанного ризолитами серого песчаника. Встречаются *Neohibolites ultimus* Orb., *Inoceramus scalprum* Boehm. Слой этот отделен резкими границами как от подстилающих, верхнеальбских глин, так и от вышележащих песчаников, относимых к нижнему турону. Несколько лучше охарактеризованы фауной отложения сеномана в разрезе р. Хеу, где мощность их равна 2,75 м. Здесь, на черных глинах верхнего альба, отделяясь от них резкой неровной границей, залегают зеленоватосерые глауконитовые известняки с частыми волнистыми прослойками глинистого мергеля. Породы содержат многочисленные остатки *Neohibolites ultimus* Orb., *Mantelliceras mantelli* Sow., *Inoceramus scalprum* Boehm, *In. crippsi* Mant., а в верхней части слоя *Holaster subglobosus* Leske, *Discoidea cylindrica* Lam.

На всем протяжении северного склона, от р. Ходзь до р. Черек, сеноманские отложения отличаются очень небольшими мощностями. Обуславливается это преимущественно размывом верхних горизонтов, но местами, по-видимому, сокращение мощностей связано с выпадением нижних горизонтов (реки Хеу, Шалушка и др.). Впрочем, даже и в тех разрезах, где присутствуют оба подъяруса сеномана, суммарная мощность их обычно не превышает 12—13 м\*.

*Туронский ярус* в рассматриваемых районах разделяется несогласием на два фашиально различных комплекса — нижний, примыкающий к сеноману, и верхний, примыкающий к коньяку.

Нижний турон, сложенный зеленоватосерыми глауконитовыми песчаниками и алевролитами с прослоями известняков и мергелями, имеет небольшую мощность (от нескольких метров до 10—12 м) и на многих участках срезается трансгрессивным верхним туроном. Эти отложения присутствуют в разрезах Большого Тегиня, Дарьи, Хеу и в других, преимущественно на южных склонах Джиналского хребта. Здесь лучше всего отложения нижнего турона охарактеризованы фауной в разрезе верховьев р. Дорбун-Золка, где на размытой поверхности нижнесеноманских известняков залегает пачка (6 м) светло-серых глауконитовых песчаников, переходящих в верхней части в песчанистые известняки. Н. И. Маслаковой отсюда определены *Rotalipora turonica* Brotz, *R. reicheli* Mogn., *Rotundina imbricata* Mogn., *R. stefani* Gand., *Anomalina cenomanica* Brotz. Выше залегает полутораметровый слой темно-серого алевролитистого мергеля с прослойками алевролита и с округлыми стяжениями пирита, особенно многочисленными у основания. К нижней части слоя приурочены находки многочисленных *Inoceramus labiatus* Schloth., *In. hercynicus* Petr., *In. pictus* Sow. Из фораминифер отсюда определены *Globotruncana lapparenti* Brotz., *Rotalipora turonica* Brotz., *Rotundina stephani* Gand., *Stensioina* aff. *praeexculpta* Kell. (определения Н. И. Маслаковой и Л. В. Захаровой). Разрез нижнего турона на Дорбун-Золке заканчивается пачкой (3,5—4 м) светло-серых известковистых алевролитов, постепенно переходящих вверх в сильноале-

\* По данным А. Е. Ткачука в разрезе р. Урух максимальная мощность сеномана (слой с *Mantelliceras mantelli* Sow. и *Holaster subglobosus* Leske) 16—18 м.—Прим. ред.

ритистый известняк. Встречены немногочисленные *Rotalipora turonica* Brotz., *Rotundina imbricata* Moyn., *Anomalina* aff. *berthelini* Kell., *An.* aff. *kelleri* Mjatl.

Верхний турон залегает на подстилающих отложениях нижнего турона и сеномана несогласно, но местами песчаные породы нижнего турона сменяются известняками верхнего без резкой границы (р. Большой Тегинь, хребет Джинал, р. Дарья и др.). Этот подъярус слагается белыми, местами мелоподобными известняками с горизонтами стилолитов; нижние слои песчанистые и обогащены глауконитом. Мощность местами (реки Ходзь, Баксан, Шалушка и др.) не превышает 10 м, но большей частью изменяется в пределах 15—25 м.

В западных разрезах, в бассейне Лабы, верхний турон сложен сплошными белыми известняками с хорошо развитыми стилолитовыми швами, содержащими большое число включений кремня, местами образующих четковидные прослои. Восточнее, в долинах Большого и Малого Зеленчуков, верхи верхнего турона почти лишены горизонтов стилолитов и обогащены тонкими прослоями зеленоватого глинистого мергеля.

Далее к востоку, на склонах Дарьинской возвышенности и Джиналского хребта в нижней части верхнего турона выделяется 6—7-метровая пачка толстослойных мелоподобных известняков с горизонтами очень крупных стилолитов (до 25—30 см). В составе этих пород значительную роль играют раковины фораминифер, составляющие вместе с мелкими обломками призматического слоя раковины иноцерамов до 50—60% объема известняков. Выше залегает пачка плотных светло-серых известняков с мелкими стилолитами (до 5—10 см), обычно образующих карнизы. В средней части этой пачки известняки приобретают розоватую окраску, приуроченную к неясно очерченному горизонту\* мощностью от 5 до 10 м.

Известняки нижней пачки содержат немногочисленные *Inoceramus apicalis* Woods, *In. lamarcki* Park. (преимущественно мелкие формы), *Conulus subrotundus* Mant., *Echinocorys sphaericus* Schlüt. Более богата фауной относящаяся к верхнему турону нижняя часть следующей пачки, где встречаются *Inoceramus lamarcki* Park., *In. seitzii* And., *Conulus subconicus* Orb., встречающиеся реже *Micraster cortestudinarium* Goldf., *Micraster(?) leskei* Desm., *Infulaster excentricus* Forb. В средней части этой же пачки, примерно на уровне нижней границы слоев розоватой окраски, появляются характерные для коньякского яруса многочисленные иноцерамы.

Коньякский ярус всегда согласно залегает на известняках верхнего турона и образует с ним единый литологический комплекс. Помимо верхней части описанной выше «пограничной» пачки плотных известняков, к этому ярусу относится следующая в разрезе пачка белых мелоподобных известняков с очень крупными стилолитами, которая по литологии своей весьма сходна с нижней пачкой верхнего турона. Мощность отложений коньякского яруса колеблется в пределах 10—15 до 25 м и лишь в разрезе р. Кубань увеличивается до 35—38 м.

В нижней части коньякских слоев (в верхней части пачки с розоватыми известняками) встречаются *Inoceramus wandereri* And., *In. deformis* Meek, *In. koeneni* Müll., *Echinocorys gravesi* Desor, а в вышележащих слоях — немногочисленные *Inoceramus involutus* Sow.

\* Смена окраски известняков не приурочена к какому-либо определенному уровню и не может служить стратиграфическим критерием.



В западных разрезах (бассейн Лабы), как и в верхнем туроне, наблюдаются сплошные, местами мелоподобные известняки с хорошо развитыми стилолитами и стяжениями кремня. Мощность их здесь местами сокращается до 6—8 м. Восточнее (р. Большой Тегинь) отложения коньяка (25 м) сложены слабопесчанистыми глауконитовыми известняками почти без стилолитов, с прослойками глинистого мергеля. За Малым Зеленчуком в верхней части коньякского яруса выделяется упоминавшаяся выше пачка известняков с крупными стилолитами.

Сантонский ярус представлен преимущественно мергелями и переослаиванием мергелей и известняков в западных районах и известняками — на востоке. Переход от коньяка к нижнему сантону обычно постепенный, однако между нижним и верхним подъярусами сантона в ряде районов отмечается стратиграфическое несогласие, вследствие которого мощности нижнесантонских отложений нередко сокращаются, а местами отложения верхнего сантона непосредственно залегают на породах коньякского яруса. Мощность сантонских отложений изменяется в пределах 20—40 м, реже до 55—60 м.

На левобережье Малой Лабы коньякские известняки по неровной резкой границе перекрываются пачкой (12—15 м) белых тонкозернистых глауконитовых известняков с прослоями (до 0,7—0,8 м) зеленовато-серых глин, местами замещающихся кеффекилитом. Известняки содержат частые стяжения кремней, иногда образующих четковидные прослои. Встречаются *Anomalina umbilicatula* Mjatl., *An. costulata* Marie, *Stensioina exculpta* Reuss, *Globotruncana arca* Cushman и другие фораминиферы. Выше в разрезе в мелоподобных известняках встречаются уже кампанские *Micraster schroederi* Stoll., *Pseudoschloenbachia flicki* Peruv., так что отложения, подстилающие слои с этой фауной, соответствуют, скорее всего только верхней части сантонского яруса.

Более полный разрез сантона обнажается на правобережье Большой Лабы. Здесь в верхах пачки (25—30 м) белых, местами розоватых известняков с прослоями мергелей и стилолитами, большая часть которой относится к верхнему коньяку (с *Inoceramus involutus* Sow., *Conulus subconicus* Orb.), встречаются нижнесантонский *Paramicraster heberti* Lasc., а также *Stensioina exculpta* Reuss, *Gaudryina rugosa* Orb. и др. Выше, отделяясь четкой границей, залегают белые известняки (12—15 м) с волнистыми прослойками зеленовато-серого мергеля. В известняках встречены *Echinocorys turritus* Lamb., *Micraster* cf. *rostratus* Mant., очень характерные для верхнего сантона морские лилии — *Marsupites testudinarius* Schloth. и *Uintacrinus socialis* Grinn. — остатки аммонитов, иноцерамов и фораминифер: *Globotruncana ventricosa* White, *Gl. coronata* Bolli, *Stensioina exculpta* Reuss, *Gümbelina striata* Ehrenb., *Anomalina umbilicatula* Mjatl. Вышележащие светло-серые песчанистые глауконитовые известняки с прослойками зеленовато-серого мергеля, отделенные от подстилающих отложений очень резкой и неровной границей, фауны не содержат и могут быть отнесены к верхам сантона и низам кампана.

Восточнее, в долине Большого Тегиня, на известняках верхнего коньяка, отделяясь от них хотя и ровной, но очень резкой границей, залегают пачка ( $\approx 15$  м) серых алевролитистых мергелей с прослоями и линзами глинистого известняка. В этих слоях содержатся многочисленные хорошо сохранившиеся верхнесантонские *Micraster rostratus* Mant., *Paronaster cupuliformis* Airaghi и *Echinocorys turritus* Lamb., а в верхах пачки встречены уже кампанские *Micraster schroederi* Stoll.

На левобережье Урупа в сантоне появляются прослои зоогенно-обломочных известняков. Восточнее фациальный облик сантона несколько изменяется и в долине Большого Зеленчука этот ярус представлен переслаивающимися известняками и мергелями мощностью 55—60 м. От Малого Зеленчука примерно до р. Малка на коньякских отложениях без признаков перерыва залегают белые плотные известняки с частыми прослойками (до 2—3 см) зеленоватой известковистой глины; наблюдаются горизонты очень мелких (менее 1 см) стилолитов. Мощность пачки 20—25 м (до р. Подкумок), восточнее уменьшается до 10 м (р. Дорбун-Золка). В основании пачки на Дорбун-Золке найдены обломки раковин *Inoceramus undulatoPLICATUS* Roem; из фораминифер встречаются *Gaudryina rugosa* Orb., *Anomalina infrasantonica* Balakhin., *An. umbilicatula* Mjatl., *Globotruncana ventricosa* White.

Вышележащая пачка пород отличается большей мощностью глинистых прослоев и представлена переслаиванием белых известняков и зеленоватых мергелей. В нижней части этих слоев отмечаются прослойки кеффекилита и мелкие желваки кремня. Нижняя часть пачки переслаивания содержит верхнесантонские *Micraster rostratus* Mant., *Paronaster cupuliformis* Airaghi, *Offaster pomeli* Mun.-Chalm., *Echinocorys turritus* Lamb., а в верхней части вместе с последней формой встречаются уже кампанские *Micraster schroederi* Stoll.

К востоку от р. Малка отложения коньяка согласно перекрываются белыми известняками со стилолитами с прослойками зеленовато-серой глины; в отдельных прослоях встречаются обильные стяжения кремня. В нижней части этой пачки ( $\approx 40$  м), относимой к нижнему сантону, в районе г. Нальчика встречаются *Inoceramus undulatoPLICATUS* Roem, а выше — *Inoceramus boehmi* Müll., *Echinocorys turritus* Lamb. и др. Верхнему сантону в разрезах этих районов соответствуют белые известняки с более частыми горизонтами стилолитов мощностью 15—20 м. Здесь встречаются *Micraster rostratus* Mant., *Echinocorys turritus* Lamb. и редкие *Nowakites savini* Gross. Выше по разрезу в подобных же породах встречаются ежи, характерные для кампана.

Кампанский ярус, как видно из вышеизложенного, связан с сантоном постепенными переходами в пределах всей рассматриваемой в данном разделе полосы выходов на Моноклинали северного склона. Граница между этими ярусами проходит внутри однообразной толщи пород и может быть прослежена только по находкам характерной фауны. В разрезе кампана, примерно в середине верхнего подъяруса (между зонами *Micraster brongniarti* и *Micraster grimmensis*), в ряде районов отмечается несогласие. Мощности кампана изменяются в широких пределах — от 20—25 м (местами и меньше) на западе до 180—200 м в долине Кубани и на склонах Джинала и до 100—130 м на востоке.

В долине р. Ходзь и на левобережье Малой Лабы упоминавшиеся выше мелоподобные известняки низов кампана с *Micraster schwederi* Stoll. и *Echinocorys turritus* Lamb. сменяются вверх по разрезу белыми известняками с прослойками зеленовато-серого мергеля, содержащими немногочисленные *Galeola senonensis* Orb. и *Seunaster gileri* Log, указывающие скорее всего на принадлежность вмещающих слоев еще нижнему кампану. Эти известняки по очень резкой неровной границе перекрываются песчаниками верхнего маастрихта. Мощность кампана в указанных разрезах около 20—25 м.

Восточнее, в бассейнах Большого Тегиня и Урупа, разрез кампана начинается серыми мергелями с прослоями сильноглинистого светло-серого известняка. Эти породы идентичны подстилающим отло-

жениям верхнего сантона, но содержат кампанские *Micraster schroederi* Stoll. Выше в разрезе преобладают глинистые мергели и появляются *Pseudoffaster caucasicus* Dru и *Conulus matesovi* Moskv. Над ними залегает маломощная пачка часто переслаивающихся белых известняков и зеленовато-серых мергелей с многочисленными *Micraster brongniarti* Heб., *Galeola senonensis* Orб., *Pseudoffaster caucasicus* Dru. Выше расположен горизонт более плотного серого мергеля, переходящего вверху в белый известняк. В этих слоях встречены *Ornithaster alapiensis* Lamb., *Coraster cubanicus* Posl., *Echinocornus vulgaris* Leske и др. Мощность кампана здесь составляет 20—25 м.

Далее к востоку, за р. Большой Зеленчук, содержание глинистого материала в кампане уменьшается и быстро увеличивается мощность этого яруса, достигающая в разрезе р. Кубань 180 м. За Кубанью мощности кампана постепенно уменьшаются.

На участке между реками Дарья и Малка, на северном склоне Джинала (реки Золка, Подкумок и др.), кампан начинается белыми известняками со стилолитами и прослоями (1—2 см внизу и 5—7 см в верхах) зеленовато-серого мергеля. Известняки содержат *Micraster schroederi* Stoll., *Pseudoffaster schmidi* Moskv., *Echinocorys turritus* Lamb., *Inoceramus azerbaydjanensis* Aliev, *In. dariensis* Moskv., *Eupachydiscus launayi* Gross. и др. Мощность пачки 30—40 м. Выше, в толще (60—80 м) переслаивающихся белых и кремовых известняков (по 0,3—0,4 м) и зеленовато-серых мергелей (по 0,1—0,2 м внизу и до 0,7—0,8 м в верхах), встречаются *Hauericeras pseudogardeni* Schlüt., *Inoceramus balticus* Boehm, *In. mulleri* Petr., *Micraster coravium* Posl., *Seunaster gilleroni* Lог., *Pseudoffaster caucasicus* Dru, *Galeola senonensis* Orб., *Conulus matesovi* Moskv. и другая фауна второй, верхней, зоны нижнего кампана.

Вышележащая толща (75—80 м) представлена подобным же переслаиванием известняков и мергелей. Несколько отличают ее от подстилающих отложений монолитные пачки (2—5 м) более тонкослоистых светлых зеленовато-серых известняков. В верхней части толщи мощности прослоев известняков увеличиваются до 1—1,3 м, а мергели обычно приобретают более темную окраску. В долине Подкумка эти верхние слои обогащены алевритовой примесью. Фауна характерна для нижней зоны верхнего кампана: *Micraster brongniarti* Heб., *Pseudoffaster caucasicus* Dru, *Galeola papillosa* Klein, *Pachydiscus koeneni* Gross., *Menuites auritocostatus* Schlüt., *Baculites vertebralis* Lam., *Inoceramus wegneri* Boehm, *In. salisburgensis* Fugg. et Kast., *In. balticus* Boehm, *Bostrychoceras polyplacum* Roem., единичные *Belemnitella mucronata* Schloth. и др.

Верхняя зона верхнего кампана (зона *Micraster grimmensis*) в рассматриваемых районах (реки Дарья — Малка) представлена фациально иными, чем в смежных районах, отложениями. Полнее всего эта зона охарактеризована на р. Кума, где в белых известняках и переслаивающихся с ними зеленоватых мергелях встречаются *Ornithaster alapiensis* Lamb., *Micraster grimmensis* Nietsch, *Coraster cubanicus* Posl., *Austinocrinus radiatus* Anth., *Inoceramus buguntaensis* Dobrov., *In. alaeformis* Zek. (в долине Кубани в этих слоях был найден и *Bostrychoceras schloenbachi* Favre). На левобережье Подкумка и к востоку от него известняково-мергельные отложения верхов кампана переходят в светлые зеленовато-серые известковистые песчаники с гнездами глауконита и слагают здесь нижнюю часть толщи «бугунтинских песчаников» (Прокопов, 1936). Нижние слои песчаников содержат фауну верхов кампана, а в 10—15 м выше подошвы встречаются уже

маастрихтские формы (*Discoscafites constrictus* Sow. и др.). В самой долине Подкумка верхняя зона кампана отсутствует и на отложения нижней зоны верхнего кампана здесь трансгрессивно ложатся мергели эльбурганской свиты.

В долине Дорбун-Золки серые пятнистые алевролитистые мергели зоны *Micraster grimmensis* по очень резкой границе покрывают подстилающие отложения, имея в основании слой сильноглауконитового известковистого песчаника с мелкой известняковой галькой и окатанными обломками иноцерамов. В 10—15 м выше подошвы в мергелях появляются маастрихтские ископаемые.

Восточнее, в районе Нальчика, хорошо охарактеризованный фауной разрез кампана вскрывается в долине р. Шалушка. Низы кампана мощностью 15 м слагаются (как и подстилающие их слои верхнего сентона) белыми известняками со стилолитами и редкими прослоями зеленовато-серой известковистой глины. Встречаются *Micraster schroederi* Stoll., *Echinocorys turritus* Lamb., *Paronaster cupuliformis* Airaghi, *Offaster pomeli* Mun.-Chalm., *Inoceramus azerbaijanensis* Aliev.

Выше залегает пачка (12—15 м) белых неровноплитчатых известняков со стилолитами, с прослойками и более редкими и выдержанными прослоями (до 3—4 см) зеленовато-серого мергеля. Встречаются *Micraster coravium* Posl., *Seunaster gilleroni* Log., *Inoceramus balticus* Boehm. Эта пачка сменяется пачкой (25—30 м) переслаивающихся белых известняков (0,4—0,5 м) и зеленовато-серых мергелей (0,3—0,4 м). Встречаются довольно частые *Seunaster gilleroni* Log., *Micraster coravium* Posl., более редкие *Pseudoffaster caucasicus* Dru., *Conulus matesovi* Moskv., *Inoceramus balticus* Boehm. Заканчивается нижний кампан пачкой (25—30 м) плотных зеленовато-серых мергелей с прослоями более мягких разностей и редкими пластами белых известняков (0,2—0,3 м). В этих слоях находились *Pseudoffaster caucasicus* Dru., *Micraster* cf. *coravium* Posl., *Inoceramus balticus* Boehm.

Верхний кампан в нижней части (30 м) слагается чередующимися плитчатыми зеленовато-серыми мергелями (до 1 м) и белыми известняками ( $\approx 0,3$  м). В кровле слоев мергели пронизаны ризолитами. Встречаются *Pseudoffaster caucasicus* Dru., *Micraster* cf. *brongniarti* Heб., *Austinocrinus radiatus* Anth., *Inoceramus buguntaensis* Dobrov., крупные *In. wegneri* Boehm., *Taonurus*. Разрез кампана по р. Шалушка заканчивается пачкой (10—12 м) переслаивающихся белых неровноплитчатых известняков и зеленовато-серых мергелей (по 0,2—0,4 м). Найдены редкие *Ornithaster alaplensis* Lamb., часто встречаются *Taonurus*.

Общая мощность кампанского яруса в этом разрезе уменьшается до 125—130 м и продолжает убывать в восточном направлении, резко уменьшаясь за р. Черек.

Маастрихтский ярус представлен преимущественно известняково-мергельными и в меньшей степени песчано-известняковыми отложениями изменчивой мощности — от 15—20 м на западе до 150—170 м в разрезах Кубани и Кумы и вновь уменьшается до 100—110 м на востоке. Изменения в строении этого яруса отмечаются не в районе бассейна р. Черек, как в более древних отложениях мела — до кампана включительно, а западнее, в бассейне р. Малка.

Между реками Ходзь и Малая Лаба нижний маастрихт отсутствует и на кампане несогласно залегают известковистые глауконитовые песчаники, переходящие вверх в сильнопесчанистые известняки. Встречаются *Spatagoides striatoradiatus* Leske, *Echinocorys cipliensis* Lamb., *Conulus magnificus* Orb., *Cyclaster integer* Seun., *Catopygus*

*conformis* Desog.\* На некоторых участках эти отложения не отмечаются и кампанские отложения перекрываются аргиллитами абазинской свиты палеоцена. Восточнее, между Малой и Большой Лабой, маастрихтские отложения отсутствуют и на известняках нижнего кампана (с *Micraster schroederi*) залегают мергели эльбурганской свиты.

Восточнее, от Большой Лабы до р. Дарья, маастрихт представлен преимущественно известняковой толщей. Мощность ее быстро увеличивается — от 20—25 м на правобережье Большой Лабы до 55—65 м на Большом Тегине, 100—110 м на Большом Зеленчуке, 140—150 м в долине Кубани и 170 м в разрезе Кумы, а затем вновь понижается до 110 м в разрезе по р. Дарья. Нижняя половина маастрихта в этих разрезах слагается светло-серыми алевритистыми слабоглауконитовыми неравноплитчатыми известняками с прослойками (менее 1 см) зеленовато-серого мергеля и прослоями (до 8—10 см), сложенными тонкочередующимися известняками и мергелями. В этих слоях содержатся *Discoscaphites constrictus* Sow., *Neancyloceras retrorsum* Schlüt., *Baculites vertebralis* Lam., *Belemnella lanceolata* Schloth., *Inoceramus sagensis* Owen, *In. convexus* Meek, *Seunaster altus* Seun., *Echinocorys pyramidatus* Portl., *Echinocorys vulgaris* Leske, *Paramicraster cipliensis* Lamb., *Galeaster sumbaricus* Posl., *Austinocrinus radiatus* Anth., *A. meyni* Stoll. и др.

Вышележащая часть маастрихтского разреза представлена чередованием слоев белых известняков (30—40 см) и зеленовато-серых мергелей (10—15 см). В этих отложениях найдены *Discoscaphites constrictus* Sow., *Gaudryceras*(?) *planorbiforme* Boehm, *Pachydiscus golleivilensis* Orb., *Baculites vertebralis* Lam., *Diplomoceras cylindraceum* Defr., *Inoceramus tegulatus* Hag., *Echinocorys pyramidatus* Portl., *Ech. perconicus* Hag., *Pseudoffaster renngarteni* Schmidt, *Seunaster lamberti* Charl. и др.

Несмотря на значительное сокращение мощностей маастрихта на западе рассматриваемой полосы, распределение ископаемых в разрезе Большого Тегиня указывает на полноту разреза этого яруса.

В бассейне Подкумка, к востоку от р. Дарья, роль песчаных пород в разрезе маастрихта резко увеличивается и нижняя часть отложений этого яруса входит здесь в состав толщи «бугунтинских песчаников». В зеленовато-серых с гнездами глауконита песчаниках этой толщи наблюдается чередование более плотных, известковистых и более рыхлых, глинистых прослоев, придающее ей сходство с обычными известняково-мергельными отложениями верхнего мела. В 10—15 м от подошвы толщи и выше встречаются характерные для маастрихта *Discoscaphites constrictus* Sow., *Paramicraster cipliensis* Lamb., *Guettaria rocardi* Cott. и др. (нижние слои бугунтинских песчаников относятся к кампану). В северном направлении бугунтинские песчаники быстро сменяются известняково-мергельными отложениями. Вверх по разрезу они сменяются алевритистыми известняками с *Inoceramus tegulatus* Hag. и *Seunaster lamberti* Charl., относящимися к верхним горизонтам маастрихта. В самой долине Подкумка маастрихт полностью срезается толщей мергелей эльбурганской свиты.

К востоку от р. Подкумок, в долине Дорбун-Золки и почти до р. Малка, нижняя часть маастрихта (35—40 м) сложена алевритистыми слюдястыми мергелями неоднородной серой окраски с *Discoscaphites constrictus* Sow., *Hauericeras sulcatum* Kner., *Seunaster altus* Seun.

\* Сохранившиеся местами верхи этих песчаников и вышележащие песчанистые известняки, общей мощностью до 15—20 м, по В. Л. Егояну (1962), принадлежат уже датскому ярусу.



и др. Вышележащая часть разреза (25—30 м) представлена белыми мелоподобными известняками с прослоями зеленовато-серой известковистой глины. В известняках встречаются многочисленные *Pachydiscus neubergicus* Haueg, *P. colligatus* Binkh., *Pseudophyllites indra* Forb., *Baculites anceps* Lam., *Inoceramus tegulatus* Hag., *Seunaster lamberti* Charl., *Pseudofaster renngarteni* Schmidt., *Echinocorys perconicus* Hag. и др.

В долине Малки содержание мергелей в разрезе маастрихта уменьшается и к востоку от этой реки маастрихтский ярус представлен однообразной толщей белых часто мелоподобных известняков с горизонтами стилолитов и прослоями зеленовато-серого мергеля. Мощность этих отложений от 75—80 до 100—110 м. Подобные же литофации прослеживаются восточнее р. Черек.

В нижней половине маастрихтской толщи в этих районах встречаются *Discoscaphites constrictus* Sow., *Diplomoceras cylindraceum* Defr., *Inoceramus sagensis* Owen, *In. convexus* Hall et Meek, *Seunaster altus* Seun., *Echinocorys pyramidatus* Portl., *Echinoconus vulgaris* Leske, *Guettaria rocardi* Cott., *Austinocrinus erckerti* Dam.

В верхней части разреза присутствуют *Discoscaphites constrictus* Sow., *Inoceramus tegulatus* Hag., *Seunaster lamberti* Charl., *Pseudofaster renngarteni* Schmidt., *Echinocorys perconicus* Hag. и др.

Датский ярус присутствует почти повсеместно в пределах рассматриваемых районов северного склона и обычно залегает на верхних горизонтах маастрихта без признаков несогласия.

На западе, на левобережье Малой Лабы, к этому ярусу относится маломощная (6—8 м) пачка зеленовато-серых известковистых глауконитовых песчаников с более плотными известковистыми стяжениями. В этих слоях встречаются многочисленные *Hercoglossa danica* Schloth., *Brissopneustes aturicus* Seun., *Coraster sphaericus* Seun., *Ornithaster munieri* Seun. Отложения датского яруса между реками Ходзь и Малая Лаба, а также в балке Теснина (бассейн р. Тегиня) трансгрессивно срезаются черными аргиллитами абазинской свиты и нередко отсутствуют.

Восточнее сравнительно полный разрез датских пород обнажается в долине Большого Тегиня. Здесь на маастрихтских известняках с *Pachydiscus neubergicus* Haueg залегают белые известняки, вверх по разрезу постепенно переходящие в слабоглауконитовые зеленовато-серые светлые мергели; наблюдаются частые прослои глинистого мергеля (от долей до 3—4 см). В этой пачке мощностью около 4 м встречаются частые *Echinocorys edhemi* Boehm., *Ech. renngarteni* Moskv. и редкие *Homoeaster abichi* Anth., *Coraster sphaericus* Seun. Описанные породы без четкой границы сменяются зеленовато-серыми мергелями, в нижней части песчанистыми, с прослоями более мягких разновидностей. Выше в разрезе обнажаются типичные для эльбурганской свиты зеленоватые глинистые мергели.

Восточнее, в долинах Урупа, Зеленчуков, Кубани, Абазинки, Кумы, Дарьи между маастрихтскими отложениями и толщей серых и зеленовато-серых мергелей эльбурганской свиты прослеживается маломощный (до 1 м, редко более) горизонт известняков, обычно пронизанный до основания ризолитами зеленоватого мергеля. Эти слои («кубанский горизонт») содержат характерную фауну датского яруса *Echinocorys edhemi* Boehm., *Ech. renngarteni* Moskv. Граница «кубанского горизонта» и эльбурганских мергелей очень резкая (рис. 38).

В верховьях р. Бурун известняки верхнего маастрихта согласно покрываются зеленовато-серыми известковистыми глауконитовыми волнистослоистыми песчаниками с *Echinocorys pyrenaicus* Seun., *Ech.*

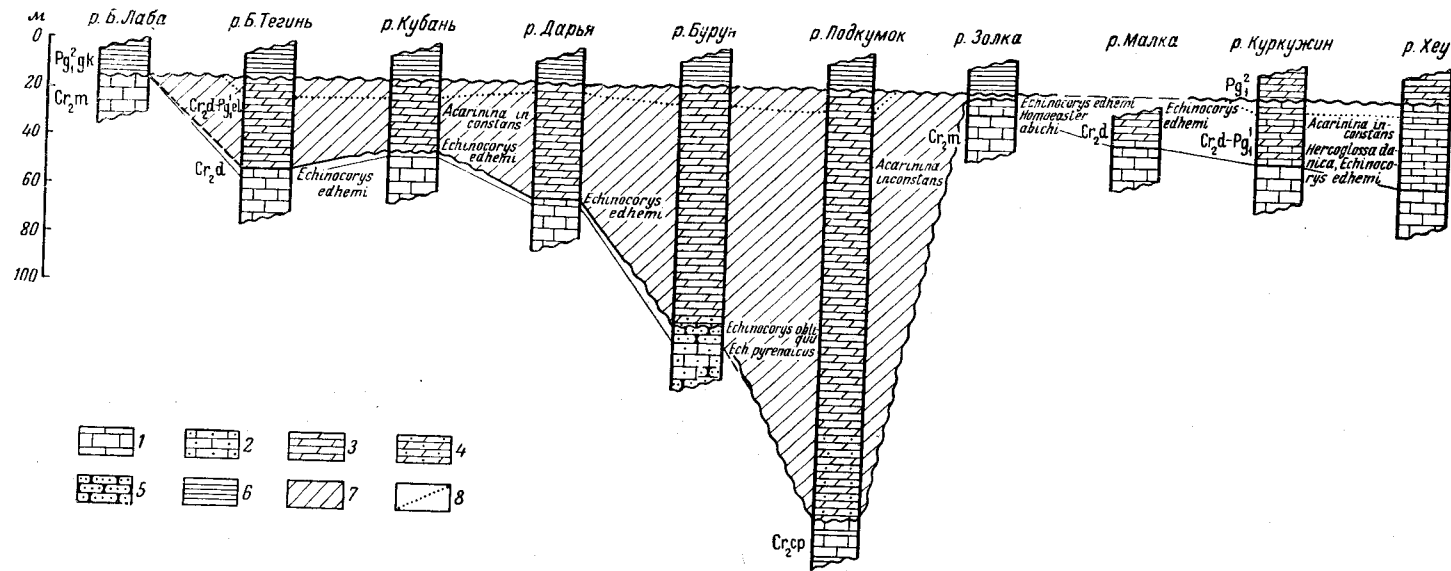


Рис. 38. Разрезы датских и нижнепалеогеновых отложений. По М. М. Москвину

1 — известняки; 2 — известняки сильно песчаные; 3 — мергели; 4 — мергели песчаные и алевритистые; 5 — песчаники и алевриты; 6 — аргиллы свиты Горячего ключа; 7 — распространение эльбурганской свиты; 8 — примерное положение нижней границы слоев с *Globorotalia angulata*

*obliquus* Рауш. Мощность песчаников 4—7 м; убывает в восточном направлении. Выше, отделяясь резкой границей, залегают эльбурганские мергели. Восточнее, в долине Подкумка, последние несогласно ложатся на известняки кампана. В этом разрезе мощность темно-серых и зеленовато-серых часто кремнистых и опоквидных мергелей эльбурганской свиты достигает 175 м. В нижней и средней частях толщи И. А. Коробковым (1947) были найдены *Lembulus crassistriata* Коен., *Variamussium clipeolum* Коробк., *Solenomya pavlovi* Аркн., *Dentalium rugiferum* Коен., *Voluta nodifera* Коен., *Argiope scabricola* Коен. и др. формы, указывающие, по мнению названного исследователя, на палеоценовый возраст вмещающих слоев. В мергелях встречаются также неопределимые остатки морских ежей (*Echinocorys*, *Protophrissus*).

По данным Г. П. Леонова и В. П. Алимариной (1964) нижняя часть Подкумского разреза эльбурганской свиты относится скорее всего к зоне *Globigerina pseudobulloides*, большая по мощности (средняя и верхняя) часть разреза — к зоне *Acarinina inconstans*, вверху свиты появляются немногочисленные *Globorotalia angulata*. В упоминавшихся выше разрезах к первой из этих зон Г. П. Леонов и В. П. Алимарина (1964) относят «кубанский горизонт» и нижние слои эльбурганской свиты, большую по мощности среднюю часть этой свиты — ко второй зоне, а верхи свиты — к зоне *Globorotalia angulata*.

Известняки датского яруса с *Echinocorys edhemi* Boehm. мощностью 6—9 м прослеживаются и восточнее — в долинах Псыншоко, Дорбун-Золки, на горе Лысой. На лакколитах Золотой Курган, Юца и Джуца они срезаются трансгрессивно залегающими мергелями эльбурганской свиты. Датские отложения с многочисленными *Echinocorys edhemi* Boehm. и редкими *Homoeaster abichi* Anth. обнажаются по р. Золка Южная, где они представлены переслаиванием зеленовато-серых светлых известняков (10—15 см) и более темноокрашенных мергелей (20—30 см) общей мощностью 7 м. Из фораминифер в этих слоях встречаются *Globigerina pseudobulloides* Plum m., *Gl. varianta* Subb., *Globoconusa daubjergensis* Bronn. и др. Выше сохранилась метровая пачка мергелей эльбурганской свиты с *Globigerina pseudobulloides* Plum m., *Gl. triloculinoides* Plum m., *Globigerinella voluta* White. Над мергелями, отделенные от них резкой границей, залегают песчаники и аргиллиты свиты Горячего ключа.

К востоку от р. Малка рассматриваемая часть разреза становится более полной и прослеживается без существенных изменений до р. Черек и р. Урух.

В разрезе р. Хеу, типичном для данного участка, на мелоподобных известняках маастрихта с *Discoscaphites constrictus* Sow. согласно залегают белые и розоватые известняки с частыми прослойками и более редкими прослоями (до 5 см) зеленовато-серых и красновато-бурых глинистых мергелей. В нижних и средних слоях этой пачки (мощностью 22—25 м) встречаются частые *Echinocorys edhemi* Boehm, *Ech. renngarteni* Moskv., *Taonurus*, а в верхних слоях было найдено ядро *Hercoglossa danica* Schloth. В породах пачки много фораминифер: *Globigerina pseudobulloides* Plum m., *Gl. triloculinoides* Plum m., *Gl. varianta* Subb., *Gl. trivialis* Subb., *Globoconusa daubjergensis* Bronn., *Nuttallides trümpyi* Nutt., *Bolivinooides delicatulus* Cushm., *Anomalina velascoensis* Cushm., *Marssonella indentata* Cushm. et Jagv., *Globorotalia membranacea* Ehrenb. и др.

Известняки отделяются четкой, но не резкой границей от вышележащей пачки (5 м) голубовато-серых мергелей с прослоями ( $\approx 10$  см) светло-серых известняков. Отмечаются находки *Echinocorys* aff. *rectus*

Kong., *Coraster balchanensis* Moskv. nov. sp. (in coll.), много *Taonurus*. Состав комплекса фораминифер, сходного с ассоциацией подстиляющих слоев, отличается обилием *Acarinina inconstans* Subb.

Выше в разрезе залегают мергели (2,5—3 м), а затем известняки (3 м) с неопределимыми *Echinocorys*, *Pentacrinus*; в ассоциации фораминифер обильно представлены *Globorotalia angulata* White.

Как видно из вышеизложенного, рассматриваемая часть разреза по распределению в ней органических остатков разделяется на три части. Нижней (зона *Globigerina pseudobulloides*) соответствуют известняки с датскими морскими ежами и *Hercoglossa danica*, а на западе — и низы эльбурганской свиты. Средняя часть разреза (зона *Acarinina inconstans*), примерно соответствующая слоям с *Protobrissus terconsis*, должна быть включена в датский ярус (в широком понимании).

Верхи разреза (зона *Globorotalia angulata*) относятся к нижнему палеоцену.

### Районы северного склона к востоку от р. Черек; Дагестан

Материалы по стратиграфии и фауне верхнего мела восточных районов Северного Кавказа после 1950 г. рассматривались в упоминавшихся выше сводках Д. В. Дробышева (1951), М. М. Москвина (1959, 1962), в статьях Л. В. Захаровой (1957), И. М. Крисяк (1959, 1960), в работе А. Л. Цагарели (1963) и др.

На участке от р. Черек до бассейна р. Урух полоса выходов верхнего мела прослеживается в юго-восточном направлении, затем протягивается на восток, вдоль северного склона Кавказа, примерно до района сел. Губден, где она резко отклоняется на юг-юго-восток, вытягиваясь параллельно берегу Каспийского моря до р. Куарчаг-су и долины Цмур-чая. Во внутренней области Горного Дагестана верхнемеловые отложения выполняют ряд крупных синклиналей: Ансалтинскую, Буцринскую, Акушинскую, Урминскую, Ходжалмахинскую и др., а севернее выступают на поверхность на куполах Эльдамском и Кукурт-тау. Верхний мел вскрыт большим числом скважин в Восточной и Западной антиклинальных зонах Дагестана, на Сунженском и Терском хребтах.

Основанием для верхнего мела в этих районах служат обычно темные глины верхнего альба с *Pervinquieria inflata* Sow., в верхних слоях сменяющиеся серыми мергелями.

Сеноманский ярус отделен обычно от альба четкой, местами даже резкой границей, не имеющей, однако, признаков размыва. Исключение составляет разрез по р. Уллу-чай, где сеноман с прослоем мелкой фосфоритовой гальки в основании залегают на нижнем альбе. Подобные же соотношения имеются, по-видимому, на Эльдамском куполе и на некоторых поднятиях Восточной антиклинальной зоны.

На остальной площади над темными глинами и мергелями верхнего альба залегают сходная с ними более карбонатная толща сеномана, представленная обычно светло-серыми глинистыми известняками и серыми и зеленовато-серыми мергелями.

На правобережье р. Черек (р. Жемтала) сеноман представлен зеленовато-серыми глауконитовыми песчаниками и песчанистыми известняками мощностью 1,5 м. Восточнее, до р. Фиагдон, а также в балке Фрызан-Адаг у сел. Нижняя Кобань сеноманские отложения отсутствуют. В берегах рек Майрам-Адаг и Кодахджин к этому ярусу относится пачка (10—12 м) переслаивающихся известняков и мергелей, окрашенных в верхней части в зеленые и красные тона.

Восточнее в разрезе сеномана преобладают известняки и мощности его увеличиваются с 6—10 м в долинах Ассы, Фортанги, Нитхоя до 19 м

на р. Учихой и 35 м в долине Аргуна. В долинах рек Басс и Алистанжи мощность сеномана достигает 75—85 м. В Южном Дагестане (от р. Гамри-Озень до р. Цмур-чай) мощность сеноманских отложений не более 25—30 м, причем верхние горизонты их отличаются повышенной глинистостью, а местами и песчаностью (р. Рубас-чай).

Наибольшие мощности сеномана отмечаются в центральной части Известнякового Дагестана (более 100 м — в Урминской, Буцринской синклиналях). К северу и северо-востоку содержание прослоев мергелей уменьшается и в разрезах преобладают светло-серые глинистые известняки. Одновременно сокращаются мощности, особенно резко — в пределах Хадумского купола (до 2,5 м).

В большинстве обнажений отложения этого яруса содержат характерную фауну, указывающую на присутствие обоих подъярусов сеномана. Весьма обычны в них ростры *Neohibolites ultimus* Orb., скопления *Inoceramus scalprum* Boehm., *In. crippsi* Mant., *In. pictus* Sow., *In. tenuis* Mant., обильные *Rotalipora apenninica* Renz., *Gumbelitra cenomana* Kell., *Anomalina cenomanica* Brotz., *An. baltica* Brotz. и другие фораминиферы. Реже встречаются *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Schloenbachia varians* Sow., *Puzosia planalata* Sow. К верхней части толщи приурочены *Holaster subglobosus* Leske, *Turrilites costatus* Lamb., *Scaphites aequalis* Sow., *Acanthoceras rhotomagense* Defr., *Rotalipora reicheli* Mogn., *Rot. turonica* Brotz. и др.

Туронский ярус в большинстве разрезов представлен лишь верхним подъярусом.

Более полные разрезы наблюдаются во внутренних районах Известнякового Дагестана, где на крыльях Урминской, Ходжалмахинской, Акушинской и Буцринской синклиналей отложения сеномана вверх по разрезу постепенно сменяются белыми известняками со стяжениями черных кремней, с прослоями темно-серых и коричневых мергелей, содержащих крупные конкреции пирита и марказита. В прослоях мергелей встречаются редкие *Inoceramus* cf. *labiatus* Schloth., *In. posidonomyaformis* Maury, *In.* cf. *pictus* Sow.; среди фораминифер отмечается появление *Praeglobotruncana imbricata* Mogn., *Pr. hagni* Scheibn., *Pr. oraviensis* Scheibn. и др. (определения Н. И. Маслаковой). Мощность этих отложений, относимых к нижнему турону, около 15 м. Над ними в разрезе залегают верхнетуронские известняки. Присутствие нижнего турона вероятно в Ансалтинской и Шатойской синклиналях, где переход от сеномана к турону происходит постепенно.

Верхнетуронские отложения представлены белыми, розовыми или кирпично-красными тонкозернистыми известняками с горизонтами мелких стилолитов и прослоями зеленовато-серых мергелей. Мощности известняков этого подъяруса на западе (р. Жемтала) равны 30—35 м. Восточнее маломощные, до 1,5 м на р. Урух, белые известняки верхнего турона непосредственно залегают на глинах альба. Такие же соотношения отмечаются по рекам Хаталдон, Суадагдон, Севердон (Захарова, 1947). В долине Ардона верхнетуронские известняки выклиниваются. Восточнее они вновь появляются в междуречье Хазнитдон — Сунжа, мощность их достигает 10 м. В Горном Дагестане мощность верхнего турона обычно 30—35 м. Максимальные мощности этого подъяруса (свыше 100 м) отмечаются в Ансалтинской синклинали и по рекам Алистанжи и Басс. В Южном Дагестане мощность верхнетуронских отложений быстро сокращается (до 1,5—2 м в долине Цмур-чая).

По фауне известняки верхнего турона разделяются на две неравные части. В нижней, меньшей по мощности, встречаются *Inoceramus apicalis* Woods, *In. woodsi* Boehm., *Conulus subrotundus* Mant., *Echinocorys sphaericus* Schlüt., редкие *Cardiaster peroni* Lamb. и



*Lewesiceras paramplum* Mant. Для лежащих выше слоев характерно массовое распространение *Inoceramus lamarcki* Park., обилие *Conulus subconicus* Orb., присутствие *Inoceramus cuvieri* Sow., *Holaster planus* Mant. и *Micraster cortestudinarium* Goldf.

Залегание известняков, содержащих приведенную выше верхнетуронскую фауну, непосредственно на отложениях сеномана указывает на отсутствие в большей части восточных районов Кавказа нижнего турона. Исключение составляют упоминавшиеся выше районы Известнякового Дагестана и соседние районы Чечено-Ингушской АССР.

Коньякский ярус обычно согласно залегает на подстилающих отложениях и представлен сходными с ними породами — плотными тонкозернистыми известняками с прослоями мергелей, с очень изменчивой окраской — от светло-серой и зеленовато-серой до кирпично-красной. Основанием для разграничения литологически сходных отложений верхнего турона и коньяка могут служить только фаунистические остатки. Уже в нижних слоях коньяка появляются *Inoceramus wandereri* And., *In. deformis* Meek, *In. koeneni* Müll., *Echinocorys gravesi* Desor, *Infulaster hagenovi* Orb. и переходящие из верхнего турона *Conulus subconicus* Orb. и редкие *Micraster cortestudinarium* Goldf. В вышележащих слоях широко распространены *Inoceramus involutus* Sow. и значительно более редкие *In. percostatus* Müll. и *Micraster coranguinum* Kleip. В отложениях коньяка, особенно в его нижней части, широко представлены общие с туроном виды фораминифер: *Rotundina imbricata* Morp., *Globotruncana lapparenti* Brotz., *Anomalina ammonoides* Reuss, *An. kelleri* Mjatl., *Stensioina praeexculpta* Kell. и др. Наряду с ними, главным образом в верхнем коньяке, заметную роль играют формы, переходящие в сантон: *Anomalina thalmanni* Brotz., *An. infrasantonica* Balakhm., *Cibicides eriksdalensis* Brotz. и др.

На западе (реки Черек, Жемтала, Хазнидон) разрез коньяка полный, мощности его равны здесь 20—30 м. Восточнее, в долинах Уруха и Ардона, отложения этого яруса отсутствуют. В разрезах по рекам Фиадгон и Кодахджин к коньяку относятся светло-серые, розовые и красновато-бурые известняки с прослоями мергеля, содержащие *Inoceramus wandereri* And. и *In. inconstans* Woods. Мощность этих слоев, соответствующих, очевидно, только нижнему подъярису, не более 7—8 м. В покрывающих их нижнесантонских слоях встречаются крупные глыбы белых и розовых известняков верхнего коньяка с *Inoceramus involutus* Sow.

На левобережье Аргуна, а также в Северном и Южном Дагестане мощности коньякских отложений обычно не превышают 30—40 м. Наибольшие мощности коньяка (до 80—90 м) отмечаются в Горном Дагестане и по р. Басс, где в разрезе коньякского яруса преобладают светло- и зеленовато-серые известняки и мергели.

Сантонский ярус на большей части рассматриваемой территории связан с подстилающими отложениями постепенными переходами, так что граница коньяка и сантона проходит обычно внутри однородной толщи и может быть установлена только по фауне.

Над слоями с *Inoceramus involutus* Sow. обычно совершенно согласно залегает горизонт известняков и мергелей, в нижней, небольшой по мощности, пачке содержащих остатки крупных раковин *Inoceramus undulatoplicatus* Roem.; местами встречаются *In. cardissoides* Goldf., *Micraster(?) heberti* Lascv., *Conulus albogalerus* Klein. Выше появляются *Inoceramus cordiformis* Sow., *In. boehmi* Müll., *In. lesginensis* Pavl. и первые, несколько своеобразные *Micraster rostratus* Mant. Вышележащие отложения, относящиеся уже к верхнему подъярису сантона, содержат типичных представителей *Micraster rostratus*, а также

*Paronaster cupuliformis* Airaghi, *Echinocorys turritus* Lamb., *Burgetticrinus ellipticus* Mill., *Inoceramus haenleini* Müll., *In. besairiei* Heinz, *In. daghestanensis* Pavl. и др. Эти слои слагаются белыми и розовыми мелоподобными известняками с горизонтами стилолитов и тонкими прослоями зеленовато-серых глинистых мергелей, замещающихся иногда (в более мощных прослоях) кеффекилитом. Известняки в верхних слоях местами содержат стяжения кремня.

В долинах рек Жемтала, Хазнидон, Урух мощности сантона составляют 30—50 м. В последнем из этих разрезов десятиметровая пачка зеленовато-серых и розовых мергелей, содержащих характерную для верхов нижнего сантона разновидность *Micraster rostratus* Mant., несогласно залегает на известняках верхнего турона. Мергели содержат беспорядочно ориентированные обломки и глыбы белых известняков верхнего коньяка (с *Inoceramus involutus* Sow. и *Conulus subconicus* Orb.). Размеры глыб, особенно частых в верхах пачки, достигают 3—4 м в толщину и до 10 м в длину. Горизонт «глыбовых» мергелей сменяется вверх по разрезу пачкой (25—30 м) переслаивающихся белых известняков (со стяжениями и прослоями черных кремней) и зеленовато-серых мергелей. В верхах пачки породы приобретают розовую и красновато-бурую окраску. Встречаются немногочисленные верхнесантонские *Micraster rostratus* Mant. и *Paronaster cupuliformis* Airaghi.

В долине Ардона отложения сантона отсутствуют. Вновь появляются они по Савердону, где представлены розовыми пелитоморфными известняками мощностью 15 м. Восточнее, в разрезах рек Фиагдон и Кодахджин, мощность сантонских отложений сокращается до 5—7 м. Здесь, как и в верхних горизонтах сантона по рекам Ригахой-ахк, Келой-ахк, Ансалта, наблюдаются подводнооползневые нарушения слоев, значительно более резко выраженные и более частые в вышележащих отложениях верхнего мела.

Наименьшие в Дагестане мощности сантона отмечаются на Эльдамском куполе. В Горном Дагестане, в Ансалтинской синклинали и на северном крыле Варандинской антиклинали мощности сантонского яруса максимальные — до 100—150 м.

*Кампанский ярус* в упоминавшемся выше разрезе по р. Урух, как и в соседних районах, в нижней части (30—35 м) сложен переслаивающимися белыми и розовыми известняками и глинистыми мергелями, окраска которых изменяется от зеленовато-серой до красной бурой. В нижних слоях пачки встречаются *Micraster schroederi* Stoll., *Offaster pomeli* Mun.-Chalm., *Pseudoffaster schmidtii* Moskv., *Inoceramus azerbaijanensis* Aliev., а выше появляются многочисленные *Micraster coravium* Posl., *Pseudoffaster caucasicus* Dru., *Seunaster gillieronii* Log., *Inoceramus balticus* Boehm.

На описанных отложениях, соответствующих, судя по содержащейся в них фауне, нижнему кампану, залегает толща известняков, содержащая в нижней части фауну верхней зоны верхнего кампана — *Belemnitella langei* Schatsk., *Ornithaster alaplensis* Lamb., а выше — типичные для маастрихта ископаемые. Из разреза выпадают, таким образом, слои с *Micraster brongniarti* (нижняя зона верхнего кампана), присутствующие в большинстве других районов Северного Кавказа. Подобная картина наблюдается по всей полосе выходов верхнего мела от р. Черек до р. Кодахджин, в которой мощность кампана обычно не превышает 35—40 м. В долине Ардона верхний горизонт верхнего кампана ложится непосредственно на черные глины альба.

Более полно представлен кампанский ярус в Черных горах и в Дагестане, где он слагается однообразной толщей белых и светло-серых известняков и зеленовато-серых мергелей, мощность которых изменяется от 40—50 м на Эльдамском поднятии до 300—400 м в долине р. Рубас-чай и в синклиналиях Горного Дагестана.

В верхней части кампана в Восточном Дагестане увеличивается содержание мергелей и известняки приобретают несколько глинистый характер. В долине р. Гамри-Озень в этих слоях (15—20 м), сменяющих в разрезе белые известняки нижней части верхнего кампана, встречаются *Inoceramus buguntaensis* Dobrov, *Bostrychoceras schloenbachi* Favre, *Belemnitella mucronata minor* Jeletz., *B. langei* Schatzk., *Ornithaster alapiensis* Lamb. В южных выходах верхнего мела, приуроченных к Акушинской и, частично, к Буцринской и Ансалтинской синклиналиям, верхи кампана обогащаются песчаным материалом и местами представлены известковистыми глауконитовыми песчаниками. Заметно обогащены песчаным материалом верхи кампанского яруса и в Южном Дагестане в разрезах по рекам Рубас-чай и Куачаг-су. Южнее долины Куачаг-су эти слои верхов кампана трансгрессивно ложатся на отложения сантона и коньяка, так что большая часть кампанского яруса здесь выпадает из разреза. По рекам Чирах-чай и Цмур-чай в песчаниках верхов кампана содержится большое количество фосфоритовой гальки, среди которой встречаются ядра нижнемеловых аммонитов. Следует отметить, что песчаные фации верхов кампана в этих районах необычно (для Северного Кавказа) богаты остатками ростров *Belemnitella langei* Schatzk., и *B. mucronata* Arkh.

Маастрихтский ярус согласно залегает на кампане и обычно богат остатками фауны, распределение которой позволяет выделять оба подъяруса. Для нижнего из них характерны *Hauericeras sulcatum* Kner, *Inoceramus caucasicus* Dobrov, *In. convexus* Meek, *In. tenuis* Meek, *Seunaster altus* Seun., *Stegaster chalmasi* Seun., *Guettardia rocardi* Cott., *Hompeaster tunetanus* Pomel., *Galeaster sumbaricus* Posl., *Isomicraster ciptyensis* Schlüt., *Austinocrinus radiatus* Anth., *A. erckerti* Dames, *A. meyni* Stoll. К верхнему подъярису приурочены: *Pachydiscus neubergicus* Hauer, *P. colligatus* Binkh., *Pseudophyllites indra* Forb., *Belemnella arkhangeliskii* Najd., *Inoceramus tegulatus* Hag., *Cyclaster integer* Seun., *Echinocorys perconicus* Hag., *Seunaster lamberti* Charl., *Pseudoffaster renngarteni* Schmidt., *Coraster vilanovae* Cott., *Galeaster bertrandi* Seun., *Conulus magnificus* Orb., *Anomalina midwayensis* Plumm., *Reussella minuta* Marss. и др. В обоих подъярусах распространены *Discoscaphites constrictus* Sow., *Diplomoceras cylindraceum* Defr., *Echinocorys pyramidatus* Portl., *Echinoconus vulgaris* Leske, *Bolivinoidea draco* Marss., *Pseudotextularis varians* Rzehak, *Ventilabrella eggeri* Cushman и др.

Отложения маастрихта, особенно нижней части яруса, характеризуются в рассматриваемой области значительной изменчивостью литологического состава.

На западе, в разрезах по рекам Жемтала, Хазнидон, Урух, этот ярус представлен, как и в более западных районах северного склона, толщей белых, местами мелоподобных известняков мощностью от 45—50 м (р. Жемтала) до 100 м (р. Урух). Восточнее, по р. Ардон, где почти полностью отсутствуют более древние отложения верхнего мела, маастрихт представлен полно и мощность его достигает 120 м. В разрезе Фиагдона мощность маастрихта сокращается до 25—30 м и вновь возрастает до 50—60 м по р. Фортанга.

В ущельях рек Чанты-Аргун и Шаро-Аргун маастрихт представлен мощной (более 200 м) толщей очень плотных светло-серых и белых известняков с прослоями глинистых мергелей. Подобные же отложения развиты и в смежных районах Северного Дагестана. В этом районе, на северном крыле Варандинской антиклинали, по р. Басс мощность маастрихта достигает 350—400 м. Такие же мощности отмечаются и в Южном Дагестане, по р. Рубас-чай. В то же время на куполе Эльдама и в долине Уллу-чая мощность маастрихтских отложений не превышает 50—60 м.

Своеобразным строением отличается толща маастрихта в Ансалтинской синклинали, на западе Дагестана. В обрывистых берегах р. Ансалта, в южном крыле складки обнажается мощная толща алевролитистых глауконитовых известняков с линзовидными включениями кремнистых разностей, мелкой известняковой галькой и невыдержанными прослоями глинистого мергеля. Вверх по разрезу эти отложения переходят в неоднородную глыбовую толщу, состоящую из алевролитистого, глауконитового известняка, в котором включены огромные глыбы и крупная галька белых и красных известняков. Отдельные глыбы достигают размеров в сотни и тысячи кубических метров. В нижней части толщи преобладают глыбы белых известняков с кампанскими и сantonскими ископаемыми, а в верхней прослеживается горизонт, обогащенный отторженцами розовых и красных коньякских известняков с *Inoceramus involutus* Sow.

Датский ярус полъззуется в рассматриваемых районах несколько более ограниченным распространением. В предгорьях выходы датских отложений протягиваются узкой полосой вплоть до р. Рубас-чай на юге. В области развития палеогеновых пород датский ярус обнажается на куполах Эльдам и Кукурт-тау. В Горном Дагестане и в смежных районах Чечено-Ингушской АССР отложения этого яруса сохранились в ядрах Шатойской, Ансалтинской, Тляротинской, Бетлинской, Урминской и Ходжалмахинской синклиналей. В большинстве разрезов датские отложения связаны постепенными переходами с подстилающими слоями. Представлены они обычно светло-серыми, иногда розовыми известняками с прослоями глинистых мергелей; местами содержат многочисленные окремненные стяжения и включения кремня.

На участке от р. Черек и до р. Кодахджин отложения дания и перекрывающие их слои представлены такими же породами, как и в более западных (вплоть до р. Малка) разрезах. Один из наиболее хорошо обнаженных разрезов на этом участке находится на правом берегу р. Урух. Здесь на белых мелоподобных известняках маастрихта залегает пачка (8—10 м) светло-серых глинистых известняков с прослоями (от 3—4 до 10—15 см) глинистых зеленовато-серых мергелей, особенно частых в нижней части. Встречены *Hercoglossa danica* Schloth., *Echinocorys reingarteni* Moskv., *Ech. pyrenaicus* Seun. Н. И. Маслаковой и Н. Н. Субботиной из этих пород определены *Globigerina varianta* Subb., *Gl. trivialis* Subb., *Gl. pseudobulloides* Plum., *Stensioina caucasica* Subb., *Anomalina danica* Brotz. и др. Эта известняково-мергельная пачка соответствует собственно датскому ярусу.

Выше залегает пачка (9 м) более или менее равномерно переслаивающихся глинистых светло-серых известняков (по 20—30 см) и глинистых зеленовато-серых мергелей (10—30 см, реже до 0,5 м). Отмечаются редкие *Echinocorys* sp. indet. и *Pentacrinus*. Вверх по разрезу эти слои переходят в пачку (9—10 м), сложенную преимущественно мягкими зеленовато-серыми мергельями с прослоями более плотных разностей и глинистых известняков. В породах двух описанных



пачек среди фораминифер наряду с видами, общими с ассоциацией подстилающей известняковой пачки обильно представлены *Acarinina inconstans* Subb., а в верхней пачке появляются редкие *Globorotalia angulata* White. Рассмотренные отложения общей мощностью около 19 м должны относиться к переходным (датско-нижнепалеоценовым) слоям, т. е. к слоям с *Protobrissus terdensis*.

Далее в разрезе обнажается пачка (5 м) глинистых известняков с тонкими прослоями зеленовато-серого мергеля. В нижней части известняки более мягкие и имеют зеленоватую или голубоватую окраску, вверху они плотные, светло-серого цвета. Ассоциация фораминифер отличается обилием *Globorotalia angulata* White, указывающих на нижнепалеоценовый возраст пород.

Выше отделенные резкой ровной границей, залегают мягкие зеленовато-серые мергели, которые в 7—8 м от основания приобретают светло-коричневую, а выше — кирпично-красную окраску. В породах содержится много видов фораминифер, общих с нижележащими слоями (*Globorotalia angulata* White и др.), впервые появляющихся *Globorotalia conicotruncata* Subb., *Gl. crassata* Cushman, *Acarinina intermedia* Subb., *Ac. acarinata* Subb., *Globigerina subsphaerica* Subb. Выше встречаются *Globorotalia marginodentata* Subb. и *Gl. lensiformis* Subb. Эта пачка мощностью 13 м также относится, за исключением верхней части, к палеоцену.

Восточнее, по рекам Камбилеевка и Сунжа, датский ярус представлен светло-серыми и красно-бурыми известняками с прослоями мергеля мощностью 13—15 м. Встречаются характерные для датского яруса *Echinocorys edhemi* Boehm, *Homoeaster abichi* Anth., *Coraster sphaericus* Seip. По резкой неровной границе датские слои перекрываются здесь оливково-зелеными и красно-бурыми мергелями палеоцена. Такие же взаимоотношения наблюдаются и в долинах рек Алистанжи и Басс, где мощность датского яруса достигает максимальной для Северного Кавказа величины — более 250 м. Далее к востоку, между реками Хулхулау и Акташ, верхний мел перекрывается майкопскими глинами, но в долине р. Акташ над датскими слоями вновь появляются пестроцветы палеоцена. На этом участке и юго-восточнее, до р. Сулак в разрезе дания появляются прослой зоогенно-обломочных известняков и толща его мощностью до 150 м становится ритмично-слоистой.

Юго-восточнее, на правобережье р. Сулак и на склонах Гимринского хребта, отложения датского яруса развиты достаточно полно. Они пройдены также скважинами у горы Заузенбаш. Южнее, у окраины аула Кака-Щура, белые и красно-бурые известняки дания (мощностью 2—3 м) также несогласно перекрываются пестроцветами. В 1—1,5 км к югу, на северном крыле Кадарской антиклинали, мощность датских известняков с *Homoeaster abichi* Anth., *Echinocorys pyrenaicus* Seip., *Coraster sphaericus* Seip. достигает 40—45 м. Следует отметить, что на севере и северо-востоке Горного Дагестана, где датские известняки всегда отделяются весьма резкой границей от пестроцветных мергелей палеоцена, эквиваленты слоев с *Protobrissus terdensis* и *Coraster ansattensis* не установлены. Эти переходные отложения здесь, по-видимому, отсутствуют и палеоценовые мергели ложатся на собственно датские слои (слои с *Cyclaster gindrei*). Такой вывод, однако, из-за бедности фауны верхов разреза, не может считаться обоснованным для всей области северных предгорий.

В центральной части Известнякового Дагестана датские и палеоценовые отложения развиты в Урминской синклинали складке и на плато Бетли. Юго-восточнее, в Ходжалмахинской синклинали датские



глауконитовые известняки, переходящие в отдельных горизонтах в песчаники, содержат фауну обеих зон — *Cyclaster danicus* и *C. gindrei*. Эти отложения мощностью 65—70 м перекрываются известняками чокракского горизонта. На западе Дагестана, в Ансалтинской синклинали, появляются эквиваленты слоев с *Protobrissus tercensis*. Здесь над известняковой толщей (120—130 м) дания с характерной для этого яруса фауной залегает пачка (20—25 м) зеленовато- и светло-серых известняков с включениями кремня, породы которой содержат фауну переходных слоев — *Coraster ansaltensis* Posl., *Homocaster abichi* Anth. Интересно отметить, что в верхней части толщи датских известняков в этом разрезе заключены огромные глыбы сенонских известняков. В Южном Дагестане известняки верхнего маастрихта согласно покрываются глауконитовыми светло-серыми известняками с прослойками алевритистого серого мергеля и многочисленными включениями темно-серого кремня. Мощность этой толщи изменяется от 100—110 м на р. Рубас-чай до 25—30 м в берегах Джинаби-чая.

В нижней части толщи встречаются *Cyclaster danicus* Schlüt., *Protobrissus canaliculatus* Cott., *Galeaster minor* Posl., *Echinocorys edhemi* Boehm. Выше появляются: *Cyclaster gindrei* Seun., *Protobrissus depressus* Kong., *Galeaster carinatus* Ravn. Для всей толщи известняков характерны обильные остатки *Echinocorys pyrenaicus* Seun., *Ech. obliquus* Ravn, *Homoester abichi* Anth., *Coraster sphaericus* Seun. и более редкие *Hercoglossa danica* Schloth., *Teichertia tamulicus* Kossm. Фораминиферы в этих породах представлены *Verneuilina kelleri* Mogyz., *Stensioina caucasica* Subb., *Nutallides trümpyi* Nutt., *Anomalina velascoensis* Cushman., *An. danica* Brotz., *Globigerina pseudobulloides* Plumm., *G. varianta* Subb., *G. triloculinoidea* Plumm., *G. trivialis* Subb. и др.

Над известняками также согласно залегает пачка (от 10 до 30 м) переслаивающихся светло-серых глауконитовых известняков и серых глинистых мергелей с остатками *Protobrissus tercensis* Cott., *Coraster ansaltensis* Posl., *Homocaster abichi* Anth., *Echinocorys pyrenaicus* Seun., *Acarinina inconstans* Subb.

Выше следуют серые и голубовато-серые мергели, в основании песчанистые и глауконитовые, мощностью от 50 до 120 м. В нижних слоях мергелей встречаются немногочисленные *Ornithaster marsooi* Seun., *Homoester* cf. *abichi* Anth., *Echinocorys* sp. nov., *Galeaster dagestanensis* Posl. et Moskv., *Garunmaster* cf. *michaleti* Lamb., ассоциирующие с *Globorotalia angulata* White. В верхней половине этой толщи на р. Джинаби-чай прослеживается невыдержанный метровый прослой глинистого известняка, к которому приурочены обильные *Echinocorys dioscuriae* Schwetz., *Ech. darginensis* Moskv. sp. nov. (in coll.), *Brissopeustes schwetzovi* Posl. et Moskv., *Aturia* (*Aturoidea*) *nephela* Korobk., *Teredo* и др. В вышележащих слоях мергельной толщи обильно представлены *Globorotalia conicotruncata* Subb., *G. tadjikistanensis* Вукова, *Acarinina intermedia* Subb., *Globigerina subsphaerica* Subb. и у верхней границы ее появляются *Globorotalia marginodentata* Subb. и *G. praenartanensis* Schutzk. Описанные породы местами заключают огромные отторженцы светло-серых известняков с остатками морских ежей, характерных для датского яруса.

Таким образом, в Южном Дагестане можно наблюдать непрерывную последовательность пород от маастрихта до нижнего эоцена. Известняки, содержащие типичный комплекс наутилид и морских ежей, могут быть уверенно отнесены к датскому ярусу. К этому ярусу следует присоединить и покрывающие слои с *Protobrissus tercensis*

Cott, если руководствоваться принятой для Кавказа стратиграфической схемой\*. Мергельная толща этого разреза имеет уже несомненно палеоценовый возраст, а верхи ее относятся к эоцену.

Восточнее и севернее области выходов верхнемеловые отложения во многих пунктах вскрыты скважинами. Для Восточной антиклинальной зоны Дагестана, по-видимому, характерно трангрессивное залегание сеномана на нижнем альбе. В этом проявляется сходство с разрезами Эльдамского купола и по р. Уллу-чай. На участке Хошмензил (в 18 км к югу от Дербента) мощность белых и светло-серых известняков верхнего мела изменяется от 130 до 30 м в присводовой части, где, вероятно, полностью размыты датские и маастрихтские отложения. Севернее Дербента на месторождении Дагестанские Огни мощность известняковой толщи верхнего мела составляет 160—200 м, а на месторождении Дузлак от 200 до 350 м. На этих участках в сводах антиклиналей верхний мел перекрывается хадумским горизонтом. На расположенных еще далее к северу участках Берикей и Каякент мощности достигают 500 и 600 м. Примерно такие же мощности верхнемеловых отложений наблюдаются в разрезе месторождения Селли, в Западной антиклинальной зоне.

В Северном Дагестане западнее поднятия Кукурт-гау, у горы Заузенбаш, в глубоких скважинах вскрывается толща известняков с прослоями мергелей мощностью около 600 м. Над этими отложениями залегают пестроцветные мергели палеоцена.

Все разрезы в скважинах на побережье Каспийского моря и в Северном Дагестане обычно легко сопоставляются с разрезами в ближайших выходах верхнего мела на поверхность. Подобное же сходство с соседними обнаженными районами имеют, по-видимому, и разрезы скважин Аргунской (мощность верхнего мела около 950 м), Рошня № 2 (около 700 м), Датых (388 м), расположенных немного севернее полосы выходов верхнего мела.

Верхний мел вскрыт скважинами и на Сунженском и Терском хребтах. В районе Карабулак—Ачалуки к верхнему мелу относится толща известняков (внизу—розовых, выше—белых и светло-серых), с горизонтами стилолитов и прослоями зеленовато-серых мергелей. Мощность этой толщи 300—320 м, местами она увеличивается до 400 м. В ее верхней части выделяется пачка переслаивающихся известняков и мергелей, выше которой с признаками несогласия залегают глинистые зеленоватые мергели. Примерно такие же величины мощностей установлены скважинами для площади Заманкул (357 м) и района горы Малгобек на Терском хребте (346 м).

Разрез рассматриваемых районов, по-видимому, ближе всего стоит к расположенному западнее по простиранию Нальчикскому району. Основываясь на такой аналогии, здесь можно предполагать полное развитие верхнего мела (включая и нижний турон) и относительно большую мощность маастрихта (порядка 100—150 м). Верхняя пачка переслаивающихся известняков и мергелей скорее всего соответствует не только датскому ярусу, но и нижнему палеоцену, а вышележащие зеленоватые мергели—верхнему палеоцену и эоцену. Представляется вероятным, таким образом, что изменения в характере разреза, прослеженные в полосе естественных выходов, происходят и в северном

\* Для некоторых районов Северного Кавказа, особенно в области развития эльбурганской свиты, в настоящее время нет общепринятого представления о положении верхней границы датского яруса. К тому же сам вопрос о положении слоев с *Protobrissus tericensis* является дискуссионным.—Прим. ред.

направлении. Этим может объясняться, в частности, исчезновение пестрой окраски палеоценовых мерделей, наблюдающееся в скважинах у г. Грозного.

### Предкавказье

В пределах обширных пространств равнинного Предкавказья отложения верхнего мела распространены практически повсеместно. Сведения о разрезах верхнемеловых отложений основываются в этой области на данных, полученных в результате проходки многочисленных, но очень неравномерно расположенных разведочных и опорных скважин. Последние дают обычно достаточно ясное представление о характере и мощности отложений, но далеко не всегда позволяют судить о детальном стратиграфическом расчленении разрезов. Эта задача в большинстве случаев сравнительно легко разрешима для южных районов Предкавказья, прорывающих к областям выходов верхнего мела на поверхность, и гораздо сложнее в северных районах, где расчленение разрезов основывается преимущественно на распределении в них фораминифер.

Западное Предкавказье на большей — северной части характеризуется устойчивостью разреза верхнемеловых отложений. Строение последних освещается по данным значительного числа скважин, сосредоточенных в северных и юго-восточных районах этой области. На юго-западе ее (Западно-Кубанский прогиб) верхнемеловые отложения вскрываются лишь на 2—3 площадях (см. стр. 285).

Сведения о верхнем меле Западного Предкавказья имеются в большом числе отчетов и лишь в немногих опубликованных работах. Предлагаемое описание основывается в значительной степени на сводках В. Л. Егояна (1961, 1962) и А. Д. Гуровой (1963).

На юго-востоке, севернее выходов верхнего мела в долинах Урупа и Тегиня, эти отложения вскрываются скважинами Урупской и Отраденской площадей. Разрезы этих скважин, аналогичны разрезам соседних обнаженных районов; отмечается увеличение полноты разреза и, в частности, увеличение мощности сеномана. Западнее, к северу от естественных выходов, в междуречье Лаба—Белая, отложения верхнего мела пройдены на Тульской, Майкопской, Кужорской, Ярославской и Лабинской площадях. На этих участках сохраняется свойственная западной части Моноклинали северного склона неполнота верхнемелового разреза. В кровле нижнемеловых отложений здесь залегает небольшая по мощности (20—50 м) пачка серых и светло-серых толстоплитчатых известняков, скорее всего относящихся к маастрихту (Егоян, 1962). Фаунистически возраст этих известняков подтвержден только в скв. № 2 Лабинской площади, где мощность их увеличивается до 80—100 м. По аналогии с естественными обнажениями представляется вероятным наличие на соседних участках также верхнетуронских и нижнеконьякских пород.

Севернее полнота разреза вновь в целом возрастает, за исключением зон поднятий, где верхняя часть разреза нередко оказывается размытой.

*Сеноманский ярус* обычно хорошо выделяется в разрезах скважин. Более широко распространена его нижняя часть, в то время как верхние горизонты во многих местах уничтожены предподнетуронским размывом. На Ейском полуострове (Камышевская, Моревская, Ясенская скважины и др.) отсутствует, по-видимому, весь сеноман.

Наиболее полные разрезы сеномана расположены на северо-востоке. В Песчанокопской опорной скважине черные глины верхнего

альба согласно перекрываются толщей серых, алевролитистых мергелей с тонкими прослоями песчаников и алевролитов общей мощностью 107 м. В этих породах встречены *Pecten orbicularis* Sow., *P. membranaea* Nils., *Gümbelitra cenomana* Kell., *Anomalina cenomanica* Brotz., *A. baltica* Brotz., *Gyroïdina nitida* Reuss, *Rotalipora apenninica* Renz и др. Южнее (Расшеватские скважины) мощность толщи уменьшается до 65 м.

К северу от р. Ея, в Кушевском районе, в кернах найдены *Inoceramus scalprum* Boehm., *In. crippsi* Mant., *In. tenuis* Mant., *Schloenbachia varians* Sow., *Acanthoceras rhotomagense* Deir., свидетельствующие о присутствии в разрезе не только нижнего, но и верхнего сеномана. Мощность этих преимущественно также мергельных пород достигает 70 м и более.

В Выселковской опорной скважине к сеноману относятся серые известняки с прослоями мергелей и зеленовато-серых известковистых глин (55 м) с *Inoceramus scalprum* Boehm., *In. crippsi* Mant., *Neohibolites ultimus* Orb., *Schloenbachia varians* Sow., *Gümbelitra cenomana* Kell., *Rotalipora reicheli* Mogn., *R. apenninica* Renz и др.

На остальной площади в сложении сеномана преобладают алевролитистые мергели с прослоями известняков и иногда песчаников, суммарная мощность которых изменяется в очень широких пределах — от 3—10 м в сводах складок на поднятиях (Каневская, Челбаская и др.) до 30—50 м и более на площадях Ейской впадины — Албашинской, Крыловской, Ново-Щербиновской и др.

Отложения *верхнего турона и коньяка* на большей части территории залегают трансгрессивно и, по-видимому, нередко также несогласно покрываются сантоном. Нижний турон достоверно нигде не установлен, но присутствие его кажется вероятным на участках, отличающихся полным развитием и большими мощностями сеномана (Песчанокопская, Ново-Покровские, Кушевские и другие скважины). Не подтвержден пока и верхний коньяк, скорее всего выпадающий из разрезов поднятий Каневско-Березанской зоны.

В Песчанокопской опорной скважине к этим ярусам относятся светлые мергели (5—6 м) и залегающие выше белые известняки со стилолитами. Из мергелей определены: *Spiroplectamina praelonga* Reuss, *Stensioina praeexsculpta* Kell., *Anomalina ammonoides* Reuss, *A. kelleri* Mjatl., *Globotruncana linneiana* Orb. и др. Большая часть указанных видов встречается и в вышележащих известняках, что позволяет включать, во всяком случае их нижнюю часть, в состав турон-коньякской толщи, мощность которой составит 30—35 м. Сходный литологический состав имеет эта толща в разрезах Выселковской и Ново-Минской опорных, а также Ясенской, Ленинградских, Щербиновских и Старо-Минских скважин, расположенных в пределах Ейской впадины; мощность ее здесь составляет 45—65 м. В Ново-Минской опорной скважине они охарактеризованы фауной фораминифер: *Spiroplectamina praelonga* Reuss, *Stensioina praeexsculpta* Kell., *Globotruncana coronata* Bolli, *G. lapparenti* Brotz., *Gaudryina laevigata* Franke, *Anomalina kelleri* Mjatl. и др. Из известняков в Ясенской скважине А. Д. Гурова (1963) указывает вероятнее всего коньякский комплекс: *Anomalina infrasantonica* Balakhm., *Stensioina exculpta* Reuss, *Rotundina marginata* Reuss, *Globotruncana linneiana* Orb.

В Каневско-Березанской зоне отложения этого возраста представлены белыми известняками со стилолитами и прослоями мергелей (от 3—5 до 15—20 м). На востоке, в скважинах Расшеватской площади,



им соответствует толща алевритистых мергелей и известняков ( $\approx 100$  м), границы которой весьма условны.

**Сантонский ярус** выделяется в разрезах с различной степенью определенности. Широко распространен, по-видимому, верхний сантон, местами несогласно залегающий на подстилающих слоях.

Достаточно полную микропалеонтологическую характеристику сантонские отложения имеют в Выселковской и Ново-Минской опорных скважинах, где в белых известняках с прослоями глинистых мергелей мощностью 60—70 м встречаются *Ataxophragmium orbignynaformis* Mjatl., *A. compactum* Brotz., *Gaudryina rugosa* Orb., *Stensioina exsculpta* Reuss, *Cibicides eriksdalensis* Brotz., *C. excavatus* Brotz., *Anomalina clementiana* Orb., *A. schloenbachi* var. *kalinini* Mjatl., *Trochammina borealis* Kell. и др. В сходных фациях представлены сантонские отложения и на остальной площади Каневско-Березанской зоны поднятий и Ейской впадины. В северном и северо-восточном направлениях наблюдается обогащение пород тонким терригенным материалом.

Опорной Песчанокопской и Расшеватскими скважинами пройдена толща алевритистых мергелей и глин с прослоями алевролитов, песчаников и глинистых известняков. В этих породах найдены лишь многочисленные *Ataxophragmium orbignynaformis* Mjatl., *Gyroidina micheliniana* (Orb.), *Anomalina dainae* Mjatl., *A. schloenbachi* var. *kalinini* Mjatl., *Globotruncana ventricosa* White. В связи с бедностью фауны границы и мощность сантонского яруса оцениваются здесь только приблизительно — более 100 м в Песчанокопской и 75—80 м в Расшеватских скважинах.

**Кампанский ярус** без видимого несогласия залегает на сантоне и на большей части площади согласно покрывается маастрихтом, лишь на поднятиях Каневско-Березанской зоны трансгрессивно перекрывается палеоценом или верхами верхнего мела.

В Песчанокопской и Расшеватских скважинах кампанские отложения представлены известковистыми, алевритистыми глинами и мергелями с прослоями алевролитов и песчаников мощностью 175 м. Встречены *Beisselina aequigranensis* Beiss., *Plectina convergens* Kell., *Orbignyna ovata* Nag., *Anomalina menneri* Kell., *Cibicides aktulagaensis* Vass., *Bolivinoidea decoratus* Jön., *B. laevigatus* Marie, *Globotruncana acra* Cushman и др.

Западнее, в разрезе Ново-Минской скважины, кампан представлен толщей (195 м) серых и зеленовато-серых слабо алевритистых мергелей, в нижней части с прослоями известняка. В ней также обнаружен характерный комплекс фораминифер. В Кушевском районе в глинистых мергелях кампана найдены *Baculites anceps* Lam. и *Inoceramus balticus* Boehm.

На разведочных площадях, расположенных в Ейской впадине, мощность кампана составляет обычно около 200 м. Эта цифра сокращается до 70—75 м на Челбасском и Каневском участках и еще более значительно в юго-восточной части этой же Каневско-Березанской зоны. В опорной Выселковской буровой скважине от предпалеоценового (возможно, датского) размыва сохранился только нижний кампан, представленный светлыми глинистыми известняками мощностью 24 м.\* На

\* Сокращение разреза наблюдается на западе, с приближением к Байсугскому поднятию, в своде которого верхний мел отсутствует. По новейшим данным (В. Л. Егоян, 1967 г.) кампанские отложения этой зоны чаще всего срезаются верхами маастрихта. — Прим. ред.



юго-востоке в скважинах Темиргоевской площади отложения кампана сложены известняками.

Отложения *маастрихта* полно представлены во внутренних частях Ейской впадины, где мощность их составляет 200—250 м. Опорной Ново-Минской скважиной здесь пройдена толща глинистых алевритистых мергелей, вверху сменяющихся известковистыми алевролитами. На маастрихтский возраст пород указывает присутствие в них *Bolivina* *draco* M a r s s., *Bolivina incrassata* R e u s s., *B. plaita* C a r s., *B. decurrens* E h r e n b., *Cibicides bembix* M a r s s., *Textularia baudouiniana* O r b. и др. Верхняя граница этого яруса проведена здесь очень условно.

В Кушевском районе и на других площадях, расположенных на северном склоне Ейской впадины, маастрихтские отложения отличаются несколько большей песчаностью. Мощность их изменяется в пределах 100—150 м, а в своде Кушевской складки они полностью отсутствуют. В кернах одной из скважин этого района были обнаружены остатки *Belemnella lanceolata* S c h l o t h. и *Acanthoscaphites* sp. В Каневско-Березанской зоне поднятий породы этого возраста отсутствуют или имеют очень небольшую мощность. Они появляются снова в Брюховецких скважинах. В Песчанокопской и Расшеватских скважинах к маастрихту относится толща (200—250 м) серых алевритистых мергелей с прослоями известняка (внизу) и известковистых песчаников и алевролитов (вверху). В большей, нижней, части толщи встречены *Orbignyna sacheri* R e u s s., *O. ovata* H a g., *Bolivina incrassata* R e u s s., *Anomalina menneri* K e l l., *Textularia baudouiniana* O r b., *Cibicides excavatus* B r o t z., *Plectina convergens* K e l l. Примерно в середине ее найден роств *Belemnitella* ex gr. *mucronata* S c h l o t h. Очень плохо охарактеризована палеонтологически верхняя песчаная пачка, возраст которой точно не определен. На юго-востоке впадины маастрихту соответствует верхняя часть толщи известняков, пройденных Темиргоевской скважиной.

*Датский ярус* в Западном Предкавказье достоверно не установлен. Однако на востоке, где в кровле верхнего мела залегает та же мощная песчано-глинистая толща, что и в соседних областях Ставрополя, присутствие его кажется вероятным. В разрезе Песчанокопской скважины эта толща покрывает сходные по составу породы маастрихта и граница между ними может быть проведена лишь весьма приближенно. Песчаники и алевролиты ее нижней части (около 100 м) условно относятся к датскому ярусу, а вышележащие песчаники и сильнопесчаные мергели с *Cibicides lectus* V a s s. (250 м) — к нижнему палеоцену (Шуцкая, 1960). Такое подразделение этих «надмаастрихтских» отложений мало обосновано, но соответствие их датскому ярусу и нижнему палеоцену представляется вероятным. Подобная же толща песчаников и алевролитов мощностью свыше 400 м пройдена скважинами на Расшеватской площади.

Сходные соотношения наблюдаются западнее, в пределах Ейской впадины и Каневско-Березанской зоны поднятий. В опорной Ново-Минской скважине породы маастрихта без видимого несогласия покрываются известковистыми, глауконитовыми алевролитами мощностью более 100 м, в которых встречены *Cibicides lectus* V a s s., *Anomalina danica* B r o t z., *A. midwayensis* B r o t z., *A. grosserugosa* G ü m b., *Karrerella falax* (R z e h a k) и другие фораминиферы, характерные для датского яруса и нижнего палеоцена. Толща алевролитов с таким же комплексом микрофауны залегает в Выселковской скважине на нижнем кампане. Она довольно широко распространена, по-видимому, и на других участках Каневско-Березанской зоны.

**Центральное Предкавказье** включает районы, расположенные между Ставропольским поднятием и северным склоном Кавказа, само Ставропольское сводовое поднятие и находящиеся к северу от него районы Манычской зоны впадин. Отложения верхнего мела на этой территории развиты широко, но неравномерно. Данные о верхнемеловых отложениях Центрального Предкавказья приводятся в работах Е. К. Шуцкой и Л. С. Темина (1956 г., 1959; 1960), И. В. Шабатина, Н. Л. Нуткис и др. (1957 г.), А. И. Хребтова (1958 г.), А. Д. Гуровой (1963) и др.

**Сеноманский ярус** на большей части рассматриваемой территории сложен известковистыми глауконитовыми песчаниками и алевролитами, а также мергелями, иногда с прослоями известняков. На севере, в Сальском районе, в разрезе яруса преобладают мергели, а в Белоглинском районе — глины. Мощности обычно не более первых десятков метров; местами (на поднятиях) отложения сеномана отсутствуют.

На юге, в разрезах скважин, расположенных вблизи выходов (Черкесская, Кавминводская, Эссентукские и др.), разрез сеномана сходен с последними. Только в Фроловской скважине отмечается заметное увеличение мощности (13 м) сеноманских темно-серых мергелей, по сравнению с выходами по р. Большой Зеленчук. В разрезе Невинномысской скважины к сеноману относятся маломощные (7—8 м) известковистые глауконитовые песчаники (А. И. Кретова, 1954 г.; И. В. Шабатин, Н. А. Нуткис и др., 1957 г.). В Нагутской опорной скважине сеноман представлен пачкой (15 м) зеленовато-серых известковистых глауконитовых песчаников с *Inoceramus crippi* M a n t., *Neohibolites* sp. indet. На Северо-Нагутской площади мощность этих пород 17—20 м. На востоке, в Мирненской скважине (по аналогии с Чкаловской площадью) к сеноману могут быть отнесены известковистые алевролиты мощностью 3 м, а в разрезе Петровской площади 9 м.

Более достоверно наличие сеномана на Северо-Ставропольской площади, где в темно-серых известковистых алевролитах мощностью 5 м найдены *Anomalina senomanica* Brotz., *A. baltica* Brotz., *Gyroidina nitida* Reuss, *Globigerina infracretacea* Glaessn.

В Надзорненском, Сengiлеевском, Александровском\* и Безопасненском участках отложения этого возраста, по-видимому, отсутствуют.

В Ипатовской опорной скважине (А. Г. Тарасова, 1955 г.) черные глины верхнего альба согласно перекрываются зеленовато-серыми известковистыми глауконитовыми алевролитами с прослоями глин (около 40 м). В средней части пачки обнаружены *Pecten* cf. *orbicularis* Sow. и *Exogyra raulini* Orb. Преимущественно песчаными породами сложен сеноман в разрезах Радыковской и Кугультинской скважин (до 60 м). Севернее, на Сальской площади, этот ярус представлен алевролитистыми, пиритизированными мергелями с прослоями глинистых известняков с *Anomalina senomanica* Brotz. (Гурова, 1963). Мощность уменьшается к северу от 50 до 8 м. На Белоглинском участке в разрезе сеномана преобладают алевролитистые глины (35—40 м). Возраст слоев подтверждается находками *Rotalipora apenninica* Renz., *Gümbelitra senomana* Kell., *Globigerina gaultina* Mогоz.

Отложения **туронского и коньякского ярусов** установлены не на всей рассматриваемой территории, что связано скорее всего с трудностью выделения их в однообразной толще пород верхнего мела. На юге пачки белых, светло-серых, реже розовых массивных известняков

\* На поднятиях Армавино-Невинномысского вала нередко отсутствуют и все вышележащие отложения верхнего мела (например, на Успенской и Трехсельской площадях). — Прим. ред.

турона — коньяка (до 50—70 м) выделяются в разрезах скважин на основании корреляции со смежными районами выходов. Севернее присутствие верхнего турона установлено в нижней части толщи известняков в разрезе Нагутской скважины находкой *Inoceramus lamarcki* Park.

На востоке Ставрополя, в Мирненской, Петровской и Благодарненской скважинах, турону и коньяку могут соответствовать алевроитистые известняки мощностью 15—20 м.

В Ставропольском (Надзорненская, Сенгилеевская, Северо-Ставропольская площади) и Армавирском (Армавирская, Александровская и другие площади) районах к верхнему мелу относится толща алевроитистых известняков мощностью от 10 до 100 м, из которой местами определены преимущественно сенонские фораминиферы. Учитывая общее широкое распространение на Северном Кавказе верхнего турона, кажется вполне возможным присутствие его (а может быть, и коньяка) в составе этой толщи.

В Ипатовской опорной скважине между сеноманом и сантоном выделяется пачка серых алевроитистых известняков (15 м), условно относимая к турону и коньяку. Сходно представлены отложения этого возраста в разрезах Кугультинского и Радыковского участков, где мощность их около 30—40 м.

Значительное увеличение мощности наблюдается севернее, в пределах Манычской впадины: Скважинами Белоглинской площади пройдена толща серых алевроитистых мергелей с прослоями песчаных известняков мощностью 166 м, в которых встречены *Inoceramus lamarcki* Park. На Сальском участке в подобных же мергелях (106 м) обнаружена характерная микрофауна. Из нижней части толщи определены *Anomalina* aff. *berthelini* Kell., *Rotundina marginata* Reuss и другие; преимущественно туронские формы; выше встречены *Stenosioina emscherica* Barisch., *Anomalina praeinfrasantonica* Balakhm., *Bolivinita* cf. *eleyi* Cushman., указывающие на коньякский возраст пород (Гурова, 1963).

Сантонские отложения фаунистически подтверждены только в немногих пунктах. Они вскрываются в разрезах южных скважин (Фроловская, Черкесская, Кавминводская и др.), а также в Нагутском, Северо-Нагутском и Суркульском районах, где представлены известняками с прослоями мергелей мощностью до 60—65 м. На Надзорненской, Сенгилеевской, Александровской и Армавирской площадях отложения сантона, вероятно, отсутствуют. В разрезах Северо-Ставропольской и Безопасненской площадей выделяются светло-серые слабо алевроитистые известняки с прослоями мергелей, содержащие типичную для сантона ассоциацию фораминифер: *Bolivinoidea opifex* Vass., *Globotruncana ventricosa* White, *Cibicides eriksdalensis* Brotz., *Anomalina stelligera* (Marie), *Bolivinita eleyi* Cushman. и др. Восточнее эта пачка (мощностью 30—40 м) вскрыта Петровской, Благодарненской и Мирненской скважинами. В разрезе Ипатовской опорной скважины к сантонскому ярусу относятся серые алевроитистые известняки (12 м) с остатками иноцерамов и фораминифер: *Anomalina umbilicatula* Mjatl., *Ataxophragmium compactum* Brotz.

Очень резко возрастает мощность сантонских отложений на Белоглинской площади, где вскрыта толща мергелей и глинистых известняков, в нижней части с прослоями известковистых алевроитистых глин. Возраст слоев подтверждается встреченным в них комплексом фораминифер: *Anomalina infrasantonica* Balakhm., *A. stelligera* Marie, *Cibicides eriksdalensis* Brotz., *Globotruncana ventricosa* White, *Gum-*

*belina striata* Ehrenb. и др. Следует отметить, однако, что мощность сантона здесь (310—320 м) представляется завышенной.

На Сальской площади сантон слагается алевролитами мощностью около 90 м.

Примерно таким же распространением характеризуются отложения кампанского яруса.

В разрезах скважин на юге они представлены чередованием светло-серых известняков и зеленовато-серых мергелей, мощностью до 140—150 м (Фроловская, Черкесская, Кавминводская скважины и др.). На Суркульско-Кумской площади в верхней части толщи известняков со стилолитами и прослоями мергелей отмечалась верхнесенонская микрофауна — *Globotruncana arca* Cushman, *Bolivina incrassata* Reuss, *Stensioina caucasica* Subb. и др. (А. И. Кретьева, К. Ф. Орфаниди, 1956 г.). В Ставропольском и Армавирском районах кампан не установлен.

В разрезе Ипатовской опорной скважины на известняках сантона залегает толща (70 м) темно-серых алевритистых мергелей с *Globotruncana linneiana* Orb., *Orbignyna ovata* Hag., *Plectina convergens* Kell., *Bolivinoidea decoratus* Jop., *Gümbelina* cf. *striata* Ehrenb., *Anomalina menneri* Kell. и др. На участках Петровском и Мирненском к кампану могут быть условно отнесены известняки с прослоями мергелей мощностью 70—80 м.

В западном и северо-западном направлениях отложения обогащаются тонким терригенным материалом и в разрезах Безопасненской, Кугультинских и Радыковской скважин к кампану относятся известковистые глины с прослоями песчаников и алевролитов (50—60 м). Далее к северу, на Сальской площади, кампанский ярус сложен алевролитами с пачками кварцево-глауконитового песчаника. Мощность непостоянна; местами она превышает 100 м.

В Белоглинских скважинах кампану соответствует толща алевритистых мергелей с *Bolivinoidea decoratus* Jop. и *Beisselina aquisgranensis* Weiss. Положение нижней границы неясно; мощность составляет, по-видимому, не менее 100—150 м.

Маастрихтский ярус распространен несколько шире кампана и отсутствует только на Северо-Ставропольской и, вероятно, на Сенигилеевской площадях. В ряде пунктов Ставропольского и Армавирского районов он трансгрессивно залегает на нижнемеловых отложениях. По аналогии с естественными выходами, более вероятным кажется наличие перерыва в основании не маастрихта, а зоны *Belemnites langei* верхнего кампана. В результате последующего размыва мощность маастрихтских пород очень изменчива.

В южных и центральных районах маастрихт представлен преимущественно известняками с прослоями мергелей, мощность которых изменяется от 100—140 м в предгорьях до 65—70 м в Невинномысской скважине и до 20—40 м на Армавирском, Александровском, Надзорненском и Мирненском участках. В Благодарненской и Петровской скважинах мощности вновь возрастают до 80—100 м. В скважинах на юге (Кавминводская, Ессентукская и др.) отмечается замещение песчаных пород маастрихта (и верхнего кампана) известняками. Возраст пород устанавливается находками *Bolivina incrassata* Reuss et var. *crassa* Vass., *Globotruncana linneiana* Orb., *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Murrey, *Eponides moskvini* Kell., *Stensioina exculpta* Reuss, *Anomalina clementiana* Orb. и др.

Севернее Ипатовской скважиной пройдена толща переслаивающихся мергелей и алевритистых известняков (95 м) и (в верхней части) известковистых, глауконитовых алевролитов (26 м). В этой толще со-



держится характерный для маастрихта комплекс фораминифер: *Bolivoides draco* Marss., *Pseudotextularia varians* Rzehak, *Bolivina incrassata* var. *crassa* Vass., *Anomalina umbilicatula* Mjatl., *Globotruncana rosetta* Cags. и др.

В западном и северном направлениях происходит обогащение терригенным материалом и в разрезе начинают преобладать известковистые глины с прослоями мергелей и алевритистых известняков, в верхней части сменяющихся известковистыми алевролитами. При этом резко увеличиваются мощности — от 30—40 м в Безопасненской скважине до 160—180 м на Кугультинском и Радыковском участках и до 200 м в скважинах Белоглинской площади. Маастрихтский ярус здесь представлен толщей известковистых, алевритистых глин с прослоями песка. Содержание песчаного материала заметно возрастает в Сальском районе.

Отложения датского яруса в разрезах скважин, расположенных на юге Предкавказья, могут быть выделены только предположительно. В Георгиевской опорной скважине к этому ярусу, вероятно, относится нижняя часть толщи зеленоватых мергелей с прослоями и пачками известняков, соответствующих эльбурганской свите.

На севере датские отложения достаточно определенно выделяются по фауне фораминифер только в Ипатовской опорной скважине. Верхний маастрихт здесь согласно покрывается темно-серыми известковистыми песчаниками мощностью 23 м, содержащими немногочисленные *Textularia excavata* Cushman, *Verneuilina kelleri* Moroz., *Globigerina* ex gr. *moskovini* Schutzk., *Gaudryina retusa* Cushman, *Spiroplectamina carinata* Orb. Выше без признаков перерыва залегает мощная (326 м) толща серых известковистых песчаников, относящихся уже к нижнему палеоцену (Шуцкая, 1960). В этой толще встречены обычно плохо сохранившиеся раковины фораминифер *Cibicides lectus* Vass., *C. favorabilis* Vass., *Anomalina danica* Brotz., *Karrereria fallax* (Rzehak), *Stensioina caucasica* Subb. и др.

По аналогии с описанным разрезом к датскому ярусу относится (Гурова, 1963) пачка известковистых алевролитов на Белоглинской площади (мощность 26 м), в Радыковской (5 м) и Петровской (19 м) скважинах. Следует признать, что верхняя граница этого яруса в Ипатовской скважине, не говоря уже о трех остальных, проведена очень условно и не подтверждена палеонтологическими данными.

Сходная, преимущественно песчаная, местами (Надзорненские скважины) песчано-глинистая толща широко распространена в пределах Ставрополя. Она обычно несогласно залегает на различных горизонтах верхнего мела и достигает максимальной мощности (380—400 м) на Александровской, Надзорненской, Сенгилеевской и Северо-Ставропольской площадях. По данным Е. К. Шуцкой (1960), в этих породах содержится бедный комплекс исключительно донных фораминифер, типичным представителем которых является *Cibicides lectus* Vass.

В южной части Ставропольской возвышенности (Нагутские и другие скважины) песчано-глинистые отложения сменяются значительно менее мощными зеленовато-серыми мергелями, по обильному комплексу планктонных фораминифер хорошо сопоставляющимися с эльбурганской свитой Северного Кавказа. Как указывалось выше, последняя соответствует, очевидно, не только нижнему палеоцену, но и датскому ярусу. Возможно, что такой же возраст имеет и нижняя часть распространенной севернее терригенной толщи.

**Восточное Предкавказье** охватывает обширную территорию от Ставрополя до Каспийского моря, которая очень неравномерно освещена скважинами. Большая часть их пробурена в Прикумском, Про-



мысловском, а также в Астраханском и некоторых других районах, а на значительной территории Затеречной равнины верхний мел не вскрыт скважинами.

Материалы по стратиграфии верхнемеловых отложений этих районов изложены в работах А. П. Алексина и А. И. Цатурова (1957), Н. А. Крылова и др. (1960 г.), Э. Б. Мовшовича (1961) и некоторых других исследователей.

*Сеноманский ярус* в пределах рассматриваемой территории изменив по литологии и распространению. Отложения его отсутствуют на большей части разведочных площадей Прикумского и Астраханского районов, в Джанайской опорной скважине, а также на Бузгинском поднятии, в сводовой части которого верхнемеловые отложения выпадают из разреза полностью.

В разрезе Артезианской скважины к сеноману относится пачка (5—7 м) известковистых песчаников и мергелей с *Rotalipora apenninica* Re p z. Значительно западнее, на Чкаловской площади, в известковистых глауконитовых алевролитах (около 15 м) встречены характерные для сеномана *R. apenninica* Re p z, *Anomalina cenomanica* Bro t z и др.

К северу от р. Кумы рассматриваемые породы пройдены на Бага-Бурульской, Ики-Бурульской и Песчаной (на склонах Бузгинского поднятия) площадях. Они представлены здесь мелкозернистыми глинистыми песчаниками мощностью до 40 м, местами содержащими характерный комплекс фораминифер. Большими колебаниями мощностей — от 22 до 138 м — отличаются сеноманские отложения в районе Промысловки. В центральной и восточной частях Промысловского поднятия они отсутствуют, а на расположенных западнее Олейниковской, Тенгутинской и Цубукской разведочных площадях развита толща серых и зеленовато-серых глауконитовых известняковистых алевролитов и глин с *Gümbelitra cenomana* Kell., *Rotalipora apenninica* Bro t z, *A. aff. bal-tica* Bro t z и др. (Мовшович, 1961).

Несколько шире распространены отложения туронского и коньякского ярусов, выпадающие из разреза только на отдельных поднятиях Прикумского района (площади Зимняя Ставка, Величаевская, Камыш-Бурун и др.), Песчаной, Новогоргиевской и Каспийской площадей. Они представлены довольно однообразными и поэтому трудноразделимыми известняками и мергелями, залегающими на размытой поверхности подстилающих слоев. Наиболее вероятно полное отсутствие здесь нижнего турона\*.

В Артезианской опорной скважине этим ярусам может соответствовать пачка (8 м) известняков и глинистых мергелей с *Anomalina kelleri* M j a t l. На Прикумских площадях породы альба, а западнее (площади Чкаловская, Прасковейская, Максимокумская) песчаники сеномана покрываются известняками с горизонтами стилолитов мощностью не более 20—25 м. В скважинах Южно-Сухокумской площади из этой пачки определены туронские и коньякские фораминиферы. Севернее, на погружении Бузгинского поднятия, распространены мелоподобные известняки и мергели мощностью до 40—50 м. Они содержат характерный комплекс фораминифер: *Gaudryina laevigata* Franke, *Anomalina ammonoides* Reuss, *A. berthelini* Kell., *A. kelleri* M j a t l. и др.

\* Разрез известняково-мергельной толщи верхнего мела на всей территории Северного Кавказа обычно начинается с верхнетуронских отложений. По-видимому, и в Восточном Предкавказье нижнетуронские отложения входили в состав подстилающего комплекса, обычно датированного сеноманом. Не исключено, что в тех районах, где последний имеет относительно большие мощности, в состав его входят и эквиваленты нижнего турона. — Прим. ред.

Относительно полные разрезы турона и коньяка имеются, по данным Э. Б. Мовшовича (1961), в Промысловском районе (Цубукская, Тенгутинская, Олейниковская, Межевая, Промысловская разведочные площади). Эти отложения представлены здесь светло-серыми и белыми, местами песчанистыми известняками с прослоями мергелей и известковистых алевролитов мощностью от 7 до 80 м. Кроме указанных выше видов здесь встречены *Bolivinita eouvirgeriniiformis* Kell., *Cibicides eriksdalensis* Brotz., *Stenioina emserica* Baruschki и др. Сходный состав имеют породы этого возраста в Астраханском районе, где мощность их также очень изменчива, но не превышает, по-видимому, 30—40 м.

Сантонский ярус распространен столь же широко и трансгрессивно залегает на различных породах от альба до коньяка. Более полные сведения об этих отложениях имеются для северо-восточной части описываемой территории — Промысловского и Астраханского районов (Мовшович, 1961). В разрезах Олейниковской, Тенгутинской, Цубукской и соседних разведочных площадей к сантонскому ярусу относятся две несколько отличные по составу пачки. Внизу белые и светло-серые алевролитистые известняки с тонкими прослоями глин, содержащие *Stenioina exculpta* Reuss, *Globigerinella aspera* Ehrenb., *Anomalina infrasantonica* Valakhin, *A. umbilicatula* Mjatl., *A. costulata* Marie, *A. stelligera* Marie и др. Мощность этой пачки увеличивается к западу от 15 (Промысловская площадь) до 50 м (Цубукская площадь). Выше серые глинистые мергели мощностью до 55 м, в которых вместе с перечисленными аномалинами присутствуют *Cibicides excavatus* Brotz., *Verneuilina tricarinata* Orb., *Marssonella oxycona* Reuss и др.

Таковыми же породами представлен сантон и на Песчаной площади, где мощность его достигает 70 м. В Астраханском районе в сантоне выделяются: внизу белые плотные известняки, далее зеленовато-серые мергели с прослоями известняков и в верхней части — белые мелоподобные известняки с горизонтами стилолитов и тонкими прослоями мергеля. Общая мощность около 45 м. Эти же пачки суммарной мощностью около 30 м прослеживаются в Артезианской опорной скважине и в наиболее полных разрезах Прикумского района. На некоторых площадях этого района верхние известняки, по-видимому, размыты. Из мергельной пачки на участке Озек-Суат определены *Anomalina infrasantonica* Valakhin и *A. schtoenbachi* var. *kalinini* Mjatl.

Отложения кампанского яруса распространены почти повсеместно и обычно отделены перерывом от подстилающих пород. Наиболее полно они охарактеризованы в Астраханском районе (Мовшович, 1961), где мощность их около 100 м. В нижней части залегают белые известняки со стилолитами и тонкими прослоями мергелей, выше — зеленовато-серые глинистые известняки с прослоями белых плотных известняков. В этих породах обнаружены: *Orbignyna sacheri* Reuss, *O. ovata* Nag., *Heterostomella convergens* Kell., *Bolivinoidea decoratus* Jon., *Anomalina clementiana* Orb., *Cibicides aktulagaensis* Vass. и др. На Промысловской площади известняки местами приобретают кирпично-красную окраску; кампанский возраст их подтверждается здесь находками *Inoceramus azerbaijanensis* Aliev и *In. balticus* Boehm. В разрезах Олейниковского, Тенгутинского и Цубукского участков сохранилась, по-видимому, только нижняя часть толщи мощностью 60—80 м. В основании ее прослеживается конгломерат из плохо окатанной гальки известняков и мергелей.

На Песчаной и Бага-Бурульской площадях кампан представлен известняками и (в верхней части) глинистыми мергелями общей мощностью до 66 м.

В Прикумском районе кампану соответствует толща известняков с прослоями мергелей мощностью от 40—50 м (Величаевка) до 100—110 м (Озек-Суат, Ачикулак). В кампанских отложениях здесь встречены *Cibicides aktulagaensis* Vass., *Gyroidina turgida* Nag., *Bulimina ventricosa* Brotz., *Ataxophragmium compactum* Brotz. и др. (Правомумская и Чкаловская площади).

Артезианской опорной скважиной пройдены зеленовато-серые глинистые известняки, чередующиеся с более плотными светло-серыми известняками (около 60 м) и выше — темно-серые мергели с прослоями известняка (40—45 м). Встречены обломки иноцерамов и многочисленные фораминиферы: *Orbignyna inflata* Reuss, *Bolivina kalinini* Vass., *Bolivinooides decoratus* Jon., *Globigerinella aspera* Ehrenb., *Globotruncana arca* Cushman., *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Morr. и др. В скважине Джанайской мощность кампанских известняков и мергелей достигает 55 м.

Продолжением вверх разреза Артезианской опорной скважины служит 75-метровая толща светло-серых известняков с прослоями мергелей, судя по микрофауне, принадлежащая к маастрихтскому ярусу. В обильном комплексе фораминифер здесь присутствует ряд характерных видов: *Bolivinooides draco* Marss., *Flabellina reticulata* Reuss, *Bolivina plaita* Carsey, *B. incrassata* Reuss, *Globotruncana arca* Cushman. и др. В верхней части появляются *Anomalina midwayensis* Plum., *Reussella minuta* Marss., указывающие скорее всего на позднемаастрихтский возраст пород.

Севернее, в Промысловском и Астраханском районах, распространены белые, местами мелоподобные известняки с горизонтами стилолитов и редкими прослоями мергелей, содержащие характерную маастрихтскую ассоциацию фораминифер. Верхняя часть этого яруса часто уничтожена доакчагыльским размывом, а на поднятиях Промысловской, Олейниковской, Тенгутинской и Цубукской площадей отсутствует вся толща известняков. Полный разрез маастрихта наблюдается на Каспийском участке, где мощность его достигает 166 м.

На Песчаной площади отложения этого возраста сохранились лишь местами на склонах Бузгинского поднятия. Они представлены здесь белыми известняками мощностью не более 17 м, возраст которых подтверждается присутствием *Flabellina reticulata* Reuss, *Bolivinooides draco* Marss., *Bolivina incrassata* Reuss, *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Morr. и др.

В Прикумском районе маастрихтские отложения распространены повсеместно и обладают довольно выдержанной мощностью — от 80 до 100 м. Это однообразные белые органогенные известняки с подчиненными прослоями мергелей. На Чкаловской и Прасковейской площадях в них встречены *Bolivinooides draco* Marss., *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Morr., *Anomalina taylorensis* Gars. и др.

Датский ярус пользуется более ограниченным распространением и палеонтологически доказан лишь в немногих пунктах. В разрезе Артезианской скважины маастрихт покрывается пачкой (30—35 м) светло-серого известняка с прослоями оливково-зеленого мергеля, содержащей *Textulariella varians* Glaessn., *Heterostomella gigantea* Subb., *Gaudryina retusa* Cushman., *Stensioina caucasica* Subb., *Globigerina moskovi* Schutzk., *G. triloculinoides* Plum., *Globorotalia membranacea* Ehrenb. и др. Выше следуют зеленые и бурые мергели с *Globorotalia angulata* White и видами, свойственными уже нижнему палеоцену.

Характерный комплекс датской микрофауны обнаружен также в белых глинистых известняках, согласно залегающих на маастрихте на

погружении Промысловского поднятия (мощность 5 м) и на Михайловской площади (27 м). На западном крыле Бузгинского и на Бага-Бурульском поднятиях рядом скважин пройдена небольшая (не более 6 м) пачка мергелей с *Globigerina moskvini* Schutzk., *G. pseudobulloides* Plum., *Stensioida whitei* Mогоз., указывающими скорее всего на датский возраст\*. Эти мергели резко несогласно залегают на подстилающих слоях и связаны постепенным переходом с отложениями палеоцена.

В Прикумском районе в кровле маастрихта распространен довольно выдержанный пласт глинистого плотного известняка мощностью до 5 м. На площади Озек-Суат в известняке найдены: *Globigerina triloculinoidea* Plum., *G. pseudobulloides* Plum., *Globorotalia membranacea* Ehrenb., *Acarinina indolensis* Mогоз. Западнее, на Чкаловском участке, датскому ярусу может частично соответствовать толща мергелей мощностью до 65 м, содержащая комплекс фораминифер, характерный для эльбурганской свиты.

По каротажным диаграммам предположительно удастся проследить известняки датского яруса мощностью от 3—5 до 15 м также на разведочных площадях Красный Камышаник, Ермолинской, Каспийской, Новогеоргиевской и в пределах Астраханского района (Мовшович, 1961).

Имеющийся материал, относящийся главным образом к центральному и северным районам Восточного Предкавказья, свидетельствует о присутствии здесь всех ярусов верхнего мела. В сложении их преобладают тонкие карбонатные осадки суммарной мощностью обычно не более 250 м, но местами (Олейниковская площадь) до 340—350 м. По сравнению с расположенными южнее естественными выходами обращает на себя внимание большое количество перерывов (предверхнетуронский, предсантонский, предкампанский и, вероятно, внутридатский). Следует учитывать, однако, что это может быть свойственно не всей территории, а лишь отдельным поднятиям, к которым в основном и приурочены разведочные скважины, так как участки между антиклинальными складками освещены пока еще очень слабо.

В пределах обширной площади распространения верхнего мела в области выходов на северном склоне Кавказа и в Предкавказье, несмотря на сравнительное однообразие пород, удастся подметить определенные отличия в характере разрезов отдельных районов. Эти различия отражают неоднородность условий накопления осадков в поздне-меловую эпоху. Руководствуясь полнотой разрезов, количеством перерывов в них, градиентом изменений мощностей, наличием подводно-оползневых и подводнообвальных явлений, характером слоистости, фациальной изменчивостью, можно с большей или меньшей условностью выделить следующие типы:

1. Дагестанский — представлен в Горном Дагестане. Отличается полнотой разреза, сложенного преимущественно чистыми известковыми породами. Характерна контрастность мощностей, изменяющихся от 180 до 1200—1300 м (в 6—7 раз, а для отдельных ярусов до 10 и более раз). Широко развиты подводнооползневые и подводнообвальные нарушения (начиная с сантона). Сходными чертами обладают верхнемеловые отложения в Северной Осетии и Кабардино-Балкарской АССР до долины р. Черек на западе.

\* Судя по условиям залегания, эти отложения (а в какой-то мере, возможно, и упомянутые выше известняки Артезианского разреза) могут относиться не к датскому ярусу s. s., а к упоминавшимся в предыдущих разделах «переходным» слоям. К сожалению, данных для разграничения собственно датских и палеоценовых отложений в разрезах скважин обычно недостаточно. — Прим. ред.



2. Адыгейский — представлен в естественных выходах между реками Ходзь и Хокодзь и прослеживается по скважинам в районе г. Майкопа. Отличается прерывистым распространением и весьма неполным разрезом с большим числом перерывов. Мощность верхнего мела не превышает обычно 30—50 м. Можно предполагать, что сходные условия осадконакопления существовали и юго-восточнее, где в современном срезе верхнемеловые породы отсутствуют.

3. Предкавказский — распространен на всем пространстве Предкавказской равнины, а также в пределах Моноклинали северного склона, между реками Лабой и Черек. Характеризуется полнотой разреза, малым градиентом мощностей (при значительных различиях в крайних значениях — от 150 до 700 м), отсутствием подводнооползневых явлений. Относительно малыми мощностями и неполнотой разрезов верхнего мела отличаются поднятия Прикумского района и Каневско-Березанской зоны. В южной половине области преобладают сравнительно чистые известняки, к северу и северо-западу от Ставропольской возвышенности наблюдается обогащение отложений терригенным материалом.

4. Ставропольский — выделяется в пределах области распространения предыдущего типа на Ставропольской возвышенности. Отличается малыми мощностями верхнего мела и в наиболее приподнятой части срезанием верхней половины толщи трансгрессивно залегающими датскими(?) и нижнепалеоценовыми песчано-глинистыми отложениями. Весьма характерна большая мощность этих отложений (до 420 м). Сходные условия наблюдаются на обособленном участке у г. Ессентуки, где размывом полностью уничтожены породы маастрихта.

К югу от рассматриваемой территории, но орографически еще в пределах северного склона Кавказа, может быть выделен своеобразный шахдагский тип. Он отличается присутствием только отложений кампана и маастрихта, сильной фациальной изменчивостью пород, появлением красноцветных пачек и пластов глыбовых брекчий и конгломератов. Накопление этих осадков происходило, очевидно, в условиях резко выраженных поднятий — кордильер. Распространение этого типа на запад неясно, так как в современном срезе западнее Шах-дага верхнемеловые отложения отсутствуют. Можно полагать, что сходные условия существовали в позднемеловую эпоху и в более западных участках осевой зоны Главного Кавказского хребта.

На Северо-Западном Кавказе выделяются два основных типа флишевых разрезов — новороссийский тип, отличающийся большой полнотой разреза (Южный флишевый прогиб), и псекупс-собербашский (или абино-гунайский) с очень неполным разрезом (Северный прогиб).

### *Общие выводы по стратиграфии меловых отложений*

За последние двадцать лет в результате работ многих исследователей накоплен обширный материал практически по всем основным разрезам обнаженных районов и по многим разрезам разведочных площадей. Обилие фактического материала делает более целесообразным изложение его не по разрезам, а по ярусам. Обработка и частичное описание новых богатых сборов ископаемой фауны позволили уточнить положение границ ряда стратиграфических подразделений и установить присутствие в меловом разрезе Северного Кавказа эквивалентов почти всех зон «единой» (западноевропейской) шкалы этой системы. На



первых этапах исследований основной задачей являлось большей частью установление присутствия ярусов и более мелких подразделений шкалы, в последние же годы основное внимание все чаще уделяется вопросам положения стратиграфических границ этих подразделений, которые далеко не всегда совпадают с литологическими границами. Во многом уточнена схема биостратиграфического расчленения меловых отложений Северного Кавказа; установлено широкое распространение отложений мела на территории Предкавказья; выяснены тектонические особенности этого комплекса; установлено присутствие ряда несогласий в меловом разрезе, многие из которых имеют региональный характер.

К началу мелового периода Северный Кавказ представлял собой сложно построенную в тектоническом и палеогеографическом отношении область. Большая часть ее входила в состав южной окраины Восточно-Европейской платформы с разнородным по возрасту, степени дислоцированности и метаморфизованности основанием. Устойчивые морские бассейны существовали только на юге рассматриваемой области и лишь позднее (в альбский век) они охватили всю территорию Северного Кавказа. Кавказская суша (в границах, примерно соответствующих центральной части современного Горного Кавказа) на протяжении почти всего мелового периода играла роль системы пограничных поднятий, отделявших располагавшиеся к северу от нее платформенные бассейны от геосинклинальных флишевых прогибов южного склона. Последние занимали лишь западную, сравнительно небольшую часть рассматриваемой территории Северного Кавказа. Этот участок флишевой геосинклинальной зоны был, по-видимому, отделен седловиной от основной по протяженности восточной ее части, протягивающейся ныне по южному склону Большого Кавказа.

На протяжении раннемеловой эпохи и вплоть до первой половины туронского века на территории Северного Кавказа отмечается последовательное расширение трансгрессии моря. Несмотря на то что ход этой трансгрессии неоднократно прерывался, общая направленность ее сохранялась и отложения каждого последующего яруса нижнего мела в рассматриваемой области занимают большую площадь, чем все предыдущие. В позднемеловую эпоху меловая трансгрессия достигла максимума, а в конце этой эпохи отмечается регрессия, фиксируемая как несогласиями в верхах мела, у границы с палеоценом, так и переходом от характерных для верхнего мела известняково-мергельных литофаций к преимущественно терригенным отложениям палеоцена. Лишь на отдельных участках на юге (Южный флишевый прогиб Северо-Западного Кавказа, отдельные разрезы Моноклинали северного склона, Южный Дагестан) эти несогласия не отмечаются, а в Южном флишевом прогибе в палеоцене сохраняются известняково-мергельные литофации. В целом для территории Северного Кавказа в меловом периоде трансгрессии распространялись обычно с юга на север, а регрессии — в обратном направлении. В результате наиболее устойчивые морские бассейны сохранялись на юге — вдоль северного склона Кавказа и во флишевых прогибах и разрезы этих районов, как правило, значительно полнее, чем в расположенной севернее области Предкавказья, а в Южном флишевом прогибе сколько-нибудь крупные перерывы в осадконакоплении вообще не отмечаются. Это различие более четко видно в разрезах нижнего отдела системы.

Полнота разреза верхнего отдела более устойчива по площади. Исклчением является Западное Предкавказье, где полоса наиболее полных разрезов верхнего мела смещается к северу, в то время как южнее (Северный флишевый прогиб, южная часть Западно-Кубанского

прогиба и смежные с востока районы) верхнемеловые разрезы очень сокращены. В позднемеловую эпоху устойчивая полоса опускания формируется и на севере — в Тузлово-Манычской зоне впадин, ограничивающих с севера Азовский выступ, Ставропольское сводовое поднятие и Озек-Суатский выступ.

Центральное поднятие Кавказа, ограничивавшее с севера флишевую геосинклинали, на протяжении всего периода не покрывалось морем (за исключением, возможно, отдельных участков). Отсутствие отложений мела в этой зоне не позволяет дифференцировать ее. Можно лишь отметить, что по крайней мере на западе, судя по «вклиниванию» зоны Северного флишевого прогиба между поднятиями Передового и Главного хребтов, эта зона раздваивалась продольной депрессией. Кроме поднятий центральной зоны Кавказа, наиболее устойчивые тенденции к воздыманию в меловое время проявляли поднятия Ставропольского свода, восточного погружения Азовского (Ростовского) выступа (антеклизы), Каневско-Березанского вала, Минераловодского выступа, Озек-Суатского выступа, антиклинальных зон равнинного Дагестана.

В тектоническом отношении меловой период на Северном Кавказе был периодом начала перестройки раннемезозойской тектонической зональности в новом, альпийском плане. Этот переходный этап продолжался и позднее — в раннем и среднем палеогене, а завершилась перестройка тектонического плана в позднем палеогене и раннем неогене — с заложением майкопских передовых прогибов Предкавказья. В результате этих движений и связанного с ними воздымания горного сооружения Кавказа западный участок флишевой зоны был вовлечен в это поднятие и образовал западное окончание Кавказа. В то же время северо-западное продолжение поднятий Передового хребта было погружено под наложенным передовым прогибом майкопского времени.

Следует отметить, что в меловом периоде не отмечалось активности складкообразования — сколько-нибудь заметные угловые несогласия в разрезе мела не наблюдаются.

По своему палеотектоническому положению Северный Кавказ в меловом периоде располагался у северной окраины Средиземноморской геосинклинальной зоны, на стыке ее с Восточно-Европейской платформой. В соответствии с этим фаунистические ассоциации мела этой области разнородны по своему составу. В них входят как типично средиземноморские элементы (особенно в раннем меле), так и представители фауны бореальной провинции, Среднеазиатской области и Закавказья. Удельный вес этих элементов различен и изменчив во времени. Следует отметить, что раннемеловая фауна геосинклинальной (флишевой) зоны Западного Кавказа отличается наибольшим сходством с фаунистическими ассоциациями Средиземноморской области (особенно районов Юго-Восточной Франции). Наиболее заметно влияние фауны бореальной провинции сказывается в районах Моноклинали северного склона. Наконец, близость к фауне Закаспия отмечается в юго-восточных районах, в Дагестане. Эти особенности объясняются, очевидно, как географическим расположением указанных регионов, так и историей тектонического развития Северного Кавказа.

В целом по мере расширения трансгрессии (особенно в позднем меле) наблюдается усреднение состава фауны и увеличение влияния групп фауны, широко развитых как в районах Восточно-Европейской платформы и в Западной Европе, так и в Закаспии и Закавказье. При этом типичные представители фауны южных областей отсутствуют и в то же время появляются элементы фауны, характерной для бореальной провинции. Все это, по-видимому, указывает на некоторое похоло-

дание на Северном Кавказе, сопровождавшее широкое развитие трансгрессии в конце раннего мела и особенно в позднемеловую эпоху.

В берриасе (в отличие от конца поздней юры) наряду с типичной для Средиземноморья ассоциацией аммонитов (главным образом берриаселлид), которая в целом преобладает (особенно на Западном Кавказе), появляются и представители ассоциации аммонитов рязанского горизонта, получивших широкое распространение в бореальной провинции, а также типичные для этой провинции ауцеллы. В валанжинский век господствуют представители средиземноморской фауны. Характерно появление типичных представителей южной фауны — рудистов, что, вероятно, связано с проникновением их с юга, из Закавказья, где рудистовые фауны пользовались довольно широким распространением.

В начале готеривского века (или в конце валанжина?) в области Моноклинали северного склона отмечается кратковременное появление представителей бореальной аммонитовой фауны (полиптихитов и др.). Однако на протяжении большей части раннего готерива господствовали представители средиземноморской фауны. Во второй половине готеривского века в связи с заметным расширением трансгрессии на Северном Кавказе, особенно в районах Моноклинали северного склона, отмечается значительное распространение северной фауны аммонитов, характерной для симбирских слоев Восточно-Европейской платформы. В барреме влияние этой зоогеографической провинции сказывается незначительно, и фаунистическая ассоциация этого века вновь приобретает типичный для средиземноморской зоны облик.

В начале апта (или в самом конце баррема?) в моря Северного Кавказа проникают колхидиты — характерные представители аммонитовой фауны Западного Закавказья, не получившие, однако, значительного распространения. Представители этой южной группы аммонитов отмечаются в небольшом числе на Западном Кавказе и в некоторых разрезах Моноклинали северного склона. На протяжении аптского века и в раннем альбе в связи с повсеместным расширением трансгрессии меловых морей, несмотря на присутствие некоторых типичных для Средиземноморья головоногих (роды *Ancyloceras*, *Diadochoceras*, *Tetragonites*, *Eogaudryceras*), в фауне явно преобладают виды, широко распространенные по всей Европе, в Закаспии, Закавказье и других областях. Особенно заметно это в среднем и позднем альбе во время максимального развития нижнемеловой трансгрессии, когда на Северном Кавказе появляются почти космополитические представители родов *Hoplites*, *Pervinqueria*, *Stoliczkaia*. Распределение в разрезе наиболее характерной аммонитовой фауны видно из схемы биостратиграфического расчленения нижнего мела Северного Кавказа (табл. 11).

Толща отложений нижнего мела Северного Кавказа разделяется на два крупных комплекса: нижний — карбонатный и верхний — терригенный. В центральных и восточных районах Северного Кавказа карбонатный комплекс включает отложения берриаса, валанжина и готерива. В последнем, однако, значительная и нередко преобладающая роль принадлежит песчано-глинистым отложениям. Терригенный комплекс охватывает отложения барремского, аптского и альбского ярусов. Во флишевой области на западе объем нижнего комплекса меньше — берриас и низы валанжина, а процентное содержание известняков и мергелей в разрезе значительно меньше, чем в более восточных районах. Терригенный комплекс подразделяется здесь на две части — нижнюю, сидеритовую (верхи валанжина, готерив, баррем и нижний апт) и верхнюю, глауконитовую (верхний апт и альб). Следует отметить, что хотя восточнее, в платформенной области глауконитовые по-

Схема биостратиграфического расчленения нижнемеловых отложений Северного Кавказа

Таблица 11

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зоны	Характерная фауна	
Я	И	Альб	Верхний	Stoliczkaia dispar	<i>Stoliczkaia dispar</i> Orb., <i>Mariella bergeri</i> Brongn., <i>Parahibolites pseudouvalia</i> Sinz., <i>Aucellina gryphaeoides</i> Sow.	
				Pervinqueria inflata и Hysterocheras orbignyi	<i>Hysterocheras orbignyi</i> Spath., <i>H. binum</i> Sow., <i>H. serpentinum</i> Spath., <i>Pervinqueria inflata</i> Sow.	
				Dipoloceras cristatum	Отложения не установлены; большей частью, по-видимому, отсутствуют	
			Средний	Anahoplites daghestanensis и Euhoplites truncatus	<i>Euhoplites</i> ex gr. <i>truncatus</i> Sow., <i>Anahoplites daghestanensis</i> Glasun., <i>An. asiaticus</i> Glasun.	
				Hoplites dentatus	<i>Hoplites dentatus</i> Sow., <i>H. latesulcatus</i> Spath., <i>H. escragnolensis</i> Spath., <i>Neohibolites pinguis</i> Stoll.	
				Douvilleiceras mammilatum	<i>Douvilleiceras mammilatum</i> Schloth., <i>Sonneratia obesa</i> Spath., <i>S. autempleana</i> Orb., <i>Tetrahoplites rossicus</i> Sinz.	
			Нижний	клансей	Leymeriella tardefurcata	<i>Leymeriella tardefurcata</i> Leym., <i>L. bogdanovitshi</i> Glasun., <i>L. regularis</i> Brug., <i>L. rencurelensis</i> Jac.
					Diadochoceras nodosocstatum Подзона Hуpаcаnthoplites jacobі Подзона Acanthoplites nolani	<i>Diadochoceras nodosocstatum</i> Orb., <i>Diadochoceras</i> sp. sp., <i>Nodosohoplites caucasicum</i> Lupp., <i>Nodosohoplites</i> sp. sp., <i>Acanthohoplites bigoureti</i> Seun., <i>Ac. nolani</i> Seun., <i>Ac. abichi</i> Anth., <i>Ac. uhligi</i> Anth., <i>Hypacanthoplites jacobі</i> Seun., <i>H. restrictus</i> Eg.

В

Н

Апт

Верхний  
(гаргаз)

Colombiceras tobleri и Parahoplites melchioris

*Colombiceras tobleri* Jac., *C. subpeltocoroides* Sinz., *C. laticostatum* Sinz., *Parahoplites melchioris* Anth., *P. subcampischei* Sinz., *Acanthohoplites aschiltiensis* Anth., *Ac. abichi* Anth., *Ac. rectangularis* Kas., *Aconeceras aptianum* Sar., *Ac. nisum* Orb.

Epicheloniceras tschernyschewi и Colombiceras crassicosatum

*Colombiceras crassicosatum* Orb., *C. subtobleri* Kas., *C. caucasicum* Lupp., *Epicheloniceras tschernyschewi* Sinz., *Ep. subnodosocostatum* Sinz., *Ep. martini* Orb., *Ep. martini caucasica* Anth., *Aconeceras nisum* Orb.Нижний  
(бедуль)

Deshayesites deshayesi

*Dufrenoya subfurcata* Kas., *D. furcata* Sow., *D. dufrenoyi* Orb., *Deshayesites deshayesi* Leym., *D. dechyi* Papp., *D. consobrinoides* Sinz., *D. latilobatus* Sinz., *D. lavaschensis* Kas., *Cheloniceras cornuelianum* Orb., *Ch. seminodosum* Sinz.

Deshayesites weissii и Procheloniceras albrechtiaustriacae

*Deshayesites weissii* N. et U., *D. bodei* Koen., *D. ex gr. consobrinus* Crb., *Procheloniceras albrechtiaustriacae* Hoh., *Costididiscus microcostatus* Sim., *Ancyloceras matheroni* Orb., *Matheronites ridzewskyi* Kar., *Colchidites aff. costatus* Rouch.

Баррем

Верхний

Heteroceras astierianum

*Heteroceras astierianum* Orb., *Macroscephites ivani striatosulcata* Orb., *Matheronites soulieri* Math., *M. ferraudi* Orb., *Barremites strettostoma* Uhl., *B. hemiptychus* Kil., *Heinzia ouachensis* Coq., *Silesites seranonis* Orb., *Holcodiscus nodosus* Kar., *Duvalia grassii* Duv.

Нижний

Holcodiscus caillaudianus

*Holcodiscus caillaudianus* Orb., *H. ex gr. gastaldinus* Orb., *Barremites difficilis* Orb., *B. psilotatus* Uhl., *B. fallaciosus* Kil., *Silesites vulpes* Coq.

Верхний

Speetonicerias subinversum и Pseudothu-

Подзона Ps. angulicos-  
tata и Craspedodiscus  
discofalcatus*Pseudothurmannia angulicostata* Orb., *Craspedodiscus discofalcatus* Lah., *Cr. phillipsi* N. et U., *Speetonicerias speetonensis* J. et B., *Sp. auerbachi* Eichw., *Simbirskites decheni* Lah., *S. elatus* Tr., *Barremites ligatus* Orb.

О

Ж



Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зоны	Характерная фауна			
Л	И	Готерив	Верхний	raminnia angulicostata Подзона Sp. subinversum и Lyticoceras bakсанense	<i>Speetonicerus subinversum</i> M. Pavl., <i>Sp. versicolor</i> Tr., <i>Sp. inversum</i> M. Pavl., <i>Simbirskites coronatiformis</i> M. Pavl., <i>Lyticoceras bakсанense</i> Eg., <i>Crioceratites duvali</i> Lev.			
			Нижний	Crioceratites nolani	<i>Crioceratites nolani</i> Kil., <i>Cr. duvali</i> Lev., <i>Spitidiscus insertus</i> Orb., <i>Leopoldia biassalensis</i> Kar., редкие <i>L. leopoldina</i> Orb.			
				Acanthodiscus radiatus	<i>Acanthodiscus radiatus</i> Brug., <i>Leopoldia leopoldina</i> Orb., <i>Lyticoceras castelianensis</i> Orb., <i>Olcostephanus astierianus</i> Orb., <i>Oosterella cultrata</i> Orb.			
					<i>Poliptychites euryptychoides</i> Spath и др.			
			Н	Валанжин	Верхний	Neocomites neocomiensis	Расчленение яруса недостаточно точно обрновано	<i>Neocomites</i> ex gr. <i>neocomiensis</i> Orb., <i>Thurmannicerus</i> cf. <i>thurmanni</i> Pict., <i>Kilianella</i> ex gr. <i>pexiptycha</i> Uhl., <i>Lamellaptychus didayi</i> Coq., <i>Conobelus conicus</i> Bl., <i>C. extingtorius</i> Rasp. ( <i>Natica pidanceti</i> P. et C., <i>Nerinea oblonga</i> Pčel., <i>Harpagodes desori</i> P. et C., <i>Inoceramus neocomiensis</i> Orb., <i>Requienia jaccardi</i> P. et C., <i>R. euristoma</i> P. et C., <i>Peregrinella multicarinata</i> Lam., <i>Toxaster granosus</i> Orb.)
					Нижний	Kilianella roubaudiana		
	Берриас	Верхний		Subthurmannia boissieri	Достоверное расчленение яруса не установлено	<i>Protetragonites quadrisulcatus</i> Orb., <i>Neolissoceras elimatum</i> Opp., <i>Spiticeras</i> cf. <i>spitiense</i> Uhl., <i>Negreliceras negreli</i> Math., <i>Berriasella subrichteri</i> Ret., <i>B. incomposita</i> Ret., <i>B. pontica</i> Ret., <i>B. subshaperi</i> Ret., <i>Subthurmannia</i> cf. <i>boissieri</i> Pict., <i>Malbosiceras malbosii</i> Pict., <i>Riasanites rjasanensis</i> Nik., <i>Euthymiceras euthymi</i> Pict., <i>E. transfigurabilis</i> Bog., <i>Dalmasiceras dalmasi</i> Pict., <i>Neocomites</i> cf. <i>neocomiensis</i> Orb., <i>Lamellaptychus studeri</i> Oost., <i>Duvalia lata</i> Bl., <i>Aucella volgensis</i> Lah.		
		Нижний		Berriasella grandis				

Примечание. Слои с *Dufrenoyia furcata*, которые на Северном Кавказе обычно в стратотипической области апта (Франция) слои с *Dufrenoyia furcata* включают в состав верхней зоны и слои с *Matheronites ridzewskyi*, положение которых, несмотря на отдельные находки в них дегезитов, остается несколько дискуссионным. В схеме они условно включены в состав зоны *Deshayesites weissii*.

относят к верхам нижнего апта, залегают, по-видимому, выше дегезитовых слоев. В этой связи впрямь до уточнения данного вопроса зона включены в состав зоны *Deshayesites deshayesi*. Не выделены в качестве самостоятельных находки в них дегезитов, остается несколько дискуссионным. В схеме они

роды встречаются почти по всему разрезу нижнего мела, преимущественное распространение их также отмечается в аптских и альбских отложениях.

В разрезе нижнего мела Северного Кавказа известно несколько несогласий. К числу их относятся отмечающиеся в ряде разрезов несомненно по масштабам несогласие между берриасом и верхней юрой, обычно не сопровождающееся выпадением сколько-нибудь значительной части разреза. Более четким и значительным является несогласие между валанжином и берриасом, которое фиксируется частичным срезанием (западные районы), а местами и выпадением последнего из разреза (бассейн р. Подкумок). Отмечается несогласие и в готериве, вследствие чего его нижняя часть нередко оказывается сокращенной. Более заметно, особенно на западе Моноклинали северного склона, несогласие в нижнем апте, который часто оказывается сокращенным или даже отсутствует в разрезе (междуречье Хокодзь—Тегинь).

На востоке, главным образом на территории Дагестана, отмечается несогласие между нижним и средним альбом, приводящее к выпадению нижней зоны последнего. На большей площади отмечается несогласие между средним и верхним альбом. При этом верхняя зона первого из них, а местами и нижняя зона верхнего подъяруса выпадают из разрезов. Несогласие между альбом и сеноманом, в результате которого выпадают отложения верхнего и даже среднего альба, отмечается на юго-востоке — по р. Уллу-чай и в разрезах Восточной антиклинальной зоны Дагестана.

При переходе от нижнего мела к верхнему резкого изменения общего облика фауны не отмечается и он во многом остается сходным с альбским. Значительную роль в фауне сеномана — нижнего турона продолжают играть головоногие (особенно белемниты), а заметно более частые здесь «тонкораковинные» иноцерамы по своему типу еще близки альбским видам (так же как и ауцеллины). Морские ежи в этих отложениях встречаются относительно редко.

Четкое изменение общего облика фауны происходит на границе раннего и позднего турона. На этой границе обедняется и становится малочисленной фауна аммонитов, исчезают белемниты; в то же время появляются многочисленные «толстораковинные» иноцерамы, характерные для известняковых литофаций, и становятся не менее многочисленными морские ежи. К этим двум группам фауны на Северном Кавказе и переходит роль важнейших в стратиграфическом отношении ископаемых. К этой же границе приурочено региональное несогласие, по которому отложения верхнего турона на обширной площади залегают с размывом на подстилающих отложениях. Характерно, что даже в районах, где переход от нижнего турона к верхнему не сопровождается признаками размыва, граница между подъярусами литологически обычно выражена четко. Исключение составляет лишь флишевая область (Южный флишевый прогиб Северо-Западного Кавказа), где эта граница не является резко выраженной (но тем не менее соответствует, по-видимому, границе между свитами).

Из других несогласий в верхнемеловом разрезе Северного Кавказа следует упомянуть предверхнесантонское, нередко разрастающееся и превращающееся в некоторых районах и предкампанское. Местами отмечается несогласие под верхним кампаном, у основания маастрихта и под верхним маастрихтом. На значительной площади распространено несогласие в верхах верхнего мела, которое на юге чаще располагается выше слоев с датскими ежами, хотя местами несогласие отмечается и под данием. В северных районах, где достоверное выделение датских

отложений обычно вызывает значительные трудности, возможно, что это несогласие может располагаться и под датскими отложениями.

Фауна верхнего мела Северного Кавказа в основных чертах очень сходна с североευропейской и содержит большое число видов, общих со смежными регионами (Крым, Закавказье, Мангышлак, южные районы Восточно-Европейской платформы). В позднем сеноне, в период наибольшей трансгрессии, несколько усиливается влияние южных областей Средиземноморья. В то же время на Северном Кавказе появляются немногочисленные белемнителлы и белемнеллы, характерные для более северных районов платформы позднемеловой эпохи. Наряду с этим здесь не отмечены рудисты, типичные представители южной фауны, встречающиеся почти по всему разрезу верхнего мела Закавказья.

С наступлением датского века наблюдается (как и во всех других областях) резкое обеднение фауны. При этом, однако, подавляющее большинство родов, представленных в датских отложениях Северного Кавказа, переходит в эти отложения из более древних слоев верхнего мела. По своему облику эта фауна, как и в других ярусах верхнего мела, носит смешанный характер, сохраняя, однако, много общего с фауной стратотипической области дания.

В отложениях нижней части верхнемелового разреза — сеномана и нижнего турона — наряду с мергелями и известняками значительную роль играют песчано-глинистые породы, особенно на севере. Отложения верхнего турона, коньяка и, по-видимому, части сантона, начинающие разрез карбонатной толщи верхнего мела, представлены преимущественно известняками. Этот комплекс пород отличается наибольшей фациальной выдержанностью. Вышележащая часть сенона слагается известняково-мергельными отложениями, а на севере — глинисто-мергельными, часто со значительным содержанием песчано-алевритовых пород. Последний в разрезе комплекс пород мела — датский (местами, на западе, включающий и верхи маастрихта), представлен преимущественно глинисто-мергельными и известняково-мергельными отложениями на юге и, по-видимому, песчано-глинистыми на севере. Выделение его в северных районах часто вызывает затруднения и он, по-видимому, нередко объединяется здесь с палеоценовыми отложениями. В полосе выходов положение верхней границы дания остается местами спорным из-за недостаточной охарактеризованности разрезов фауны морских ежей. Вследствие этого не удается сопоставление разрезов эльбурга, содержащих фауну палеоценовых моллюсков (район Подкумка) с разрезами, в которых датские отложения и низы палеоцена охарактеризованы морскими ежами. В результате над собственно датскими слоями (обычно содержащими характерную фауну) выделяются и переходные датско-палеоценовые слои, о стратиграфической принадлежности которых нет единого мнения. До разрешения этого вопроса объем дания представляется более правильным ограничивать объемом стратотипа этого яруса (т. е. слоями с *Hercoglossa danica*). В прилагаемой схеме биостратиграфического расчленения верхнего мела Северного Кавказа (табл. 12), составленной М. М. Москвиным, этот вопрос оставлен открытым.

Следует отметить, что, как и в нижнем мелу, большинство ярусных и подъярусных границ верхнего мела (не совмещающихся с уровнями несогласий) проходит обычно в более или менее однородных литостратиграфических подразделениях и установление и прослеживание их без достаточно частых сборов фауны бывает затруднительным.

Стратиграфическое расчленение отложений меловой системы на Северном Кавказе в настоящее время проводится с довольно большой

Таблица 12

Схема биостратиграфического расчленения верхнемеловых отложений  
Северного Кавказа

Ярус	Поль-ярус	Зоны	Фауна
Нижний палеоцен			<i>Ornithaster marsooi</i> Seunes, <i>Homoeaster</i> cf. <i>abichi</i> Anth., <i>Echinocorys</i> nov. sp., <i>Garumnaster</i> sp., <i>Galeaster</i> sp., <i>Acarinina angulata</i> White.
	Датский — нижний палеоцен	<i>Protobrissus tercensis</i>	<i>Protobrissus tercensis</i> Cotteau, <i>Coraster an-saltensis</i> Posl., <i>Echinocorys pyrenaicus</i> Seunes, <i>Homoeaster abichi</i> Anth.
Датский		<i>Cyclaster gindreii</i>	<i>Cyclaster gindreii</i> Seun., <i>Protobrissus depres-sus</i> Kongiel, <i>Echinocorys sulcatus</i> Goldf., <i>Ech. obliquus</i> Ravn, <i>Ech. pyrenaicus</i> Seun., <i>Galeaster carinatus</i> Ravn, <i>Coraster sphaericus</i> Seun., <i>Hercoglossa danica</i> Schloth.
		<i>Cyclaster danicus</i>	<i>Cyclaster danicus</i> Schluth., <i>Protobrissus cana-liculatus</i> Cotteau, <i>Galeaster minor</i> Posl., <i>Co-raster sphaericus</i> Seun., <i>Echinocorys edhemi</i> Boehm, <i>Ech. renngarteni</i> Moskv., <i>Homoeaster abichi</i> Anth., <i>Hercoglossa danica</i> Schloth.
Маастрихтский	Верхний		<i>Pachydiscus neubergicus</i> Hauer, <i>Pseudophylli-tesindra</i> Forbes, <i>Discoscaphites constrictus</i> Sow., <i>Belemnella arkhangeliskii</i> Najd., <i>Inocera-mus tegulatus</i> Hag., <i>Cyclaster integer</i> Seun., <i>Pseudoffaster renngarteni</i> Schm.
	Нижний		<i>Hauericeras sulcatum</i> Кнер, <i>Discoscaphites constrictus</i> Sow., <i>Belemnella lanceolata</i> Schloth., <i>Paramicraster cipliensis</i> Lamb., <i>Se-nanaster altus</i> Seun., <i>Stegaster chalmasi</i> Seun., <i>Echinocorys pyramidatus</i> Portl.
Кампанский	Верхний	<i>Micraster grimmensis</i>	<i>Micraster grimmensis</i> Nietsch, <i>Bostrychoce-ras schloenbachi</i> Favre, <i>Belemnitella mucronata</i> senior Now., <i>Bel. langei</i> Schatsk., <i>Inoceramus buguntaensis</i> Dobrov, <i>Ornithaster alapiensis</i> Lamb., <i>Coraster cubanicus</i> Posl.
		<i>Micraster brongniarti</i>	<i>Micraster brongniarti</i> Hebert, <i>Bostrychoceras polyplacum</i> Roem., <i>Pachydiscus koeneni</i> Gross., <i>Inoceramus balticus</i> Boehm, <i>In. wegneri</i> Boehm, <i>Pseudoffaster caucasicus</i> Dru, <i>Galeola papillosa</i> Klein
	Нижний	<i>Micraster coravium</i>	<i>Micraster coravium</i> Posl., <i>Hauericeras pseudo-gardeni</i> Schlut., <i>Inoceramus balticus</i> Boehm, <i>Pseudoffaster caucasicus</i> Dru, <i>Stegaster gilliero-ni</i> L'er., <i>Offaster pilula</i> Lam., <i>Galeola senonensis</i> Orb.

Ярус	Подъярус	Зоны	Фауна
Кампанский	Нижний	Micraster schroederi	<i>Micraster schroederi</i> Stoll., <i>Eupachydiscus launayi</i> Gross, <i>Inoceramus azerbaijanensis</i> Aliev, <i>In. dariensis</i> Moskv., <i>Offaster pomeli</i> Mun.-Ch., <i>Pseudoffaster schmidti</i> Moskv.
	Верхний		<i>Marsupites testudinarius</i> Schloth., <i>Uitacrinus socialis</i> Grinnel, <i>Micraster rostratus</i> Mant., <i>Echinocorys turritus</i> Lamb., <i>Inoceramus haenleini</i> Muller
Сантонский	Нижний	<i>Inoceramus cordiformis</i>	<i>Inoceramus cordiformis</i> Sow., <i>In. lesginensis</i> Pavl., <i>Micraster rostratus</i> Mant., <i>Echinocorys turritus</i> Lamb.
	Нижний	<i>Inoceramus undulato-plicatus</i>	<i>Inoceramus undulato-plicatus</i> Roem., <i>In. cardisoides</i> Goldf., <i>Micraster coranguinum</i> Klein, <i>Paramicraster heberti</i> Lacv., <i>Conulus albogaleus</i> Klein
Коньякский	Верхний		<i>Inoceramus involutus</i> Sow., <i>In. percostatus</i> Mull., <i>Micraster coranguinum</i> Klein
	Нижний		<i>Inoceramus wandereri</i> And., <i>In. deformis</i> Meek, <i>In. koeneni</i> Mull., <i>Micraster cortestudinarium</i> Goldf., <i>Echinocorys gravesi</i> Desof., <i>Conulus subconicus</i> Orb.
Туронский	Верхний	<i>Inoceramus lamarcki</i>	<i>Inoceramus lamarcki</i> Park., <i>In. seitzi</i> And., <i>Lewesiceras peramplum</i> Mant., <i>Holaster planus</i> Mant., <i>Micraster cortestudinarium</i> Goldf., « <i>Micraster</i> » <i>corbovis</i> Forbes, « <i>M.</i> » <i>leskei</i> Desm., <i>Conulus subconicus</i> Orb.
		<i>Inoceramus apicalis</i>	<i>Inoceramus apicalis</i> Woods, <i>In. woodsi</i> Boehm, <i>Lewesiceras peramplum</i> Mant., <i>Cardiaster peroni</i> Lamb., <i>Conulus subrotundus</i> Mant.
	Нижний		<i>Inoceramus hercynicus</i> Petr., <i>In. labiatus</i> Schloth., <i>In. pictus</i> Sow.
Сеноманский	Верхний		<i>Holaster subglobosus</i> Leske, <i>Discoidea cylindrica</i> Lam., <i>Inoceramus scalprum</i> Boehm, <i>In. pictus</i> Sow., <i>Scaphites aequalis</i> Sow., <i>Turrilites costatus</i> Lam.
	Нижний		<i>Neohibolites ultimus</i> Orb., <i>Mantelliceras mantelli</i> Sow., <i>Schloenbachia varians</i> Sow., <i>Inoceramus scalprum</i> Boehm, <i>In. crippei</i> Mant.
Альбский	Верхний	<i>Pervinquieria inflata</i>	<i>Pervinquieria inflata</i> Sow., <i>Neohibolites stylioides</i> Renng., <i>Aucellina gryphaeoides</i> Sow.



детальностью, и присутствие большинства ярусных и более мелких подразделений в достаточной мере обосновывается фауной. Тем не менее некоторые из этих подразделений еще недостаточно изучены и нуждаются в дальнейших детальных исследованиях. Особой проблемой остается вопрос об установлении ярусных и подъярусных границ, в том числе нуждаются в обосновании и уточнении и обе границы меловой системы. Необходимо подчеркнуть также явно недостаточную изученность богатой меловой фауны Северного Кавказа. Между тем монографическая обработка важнейших в стратиграфическом отношении групп ископаемых имеет первостепенное значение, так как благодаря большому сходству этой фауны с фауной районов стратотипов ярусов мела и в то же время с обширными районами Закаспия, Восточно-Европейской платформы и Закавказья Северный Кавказ является по существу опорным районом для обоснования стратиграфии меловой системы на территории многих областей СССР.

### КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Кайнозойские отложения Северного Кавказа уже давно привлекали внимание исследователей. Большой интерес, проявленный к ним, вполне понятен: к этим отложениям приурочены богатейшие нефтяные и газовые месторождения Северного Кавказа, а также минеральные воды Минераловодского района. Из кайнозойских отложений Кубанской области свыше ста лет, тому назад были получены первые притоки промышленной нефти из первой буровой скважины.

Вопросами стратиграфии кайнозойских отложений Северного Кавказа занимались крупнейшие геологи России. Среди них в первую очередь следует отметить академика Н. И. Андрусова, который блестяще разработал стратиграфию неогеновых отложений всего Юга России. Его монографии, посвященные истории развития неогеновых бассейнов и описания неогеновых моллюсков, опубликованные в основном в начале текущего столетия, до настоящего времени не потеряли своего значения и недавно были почти полностью переизданы.

Ценный вклад в изучение стратиграфии кайнозойских отложений в дореволюционный период внесли исследования геологов Геологического комитета (И. М. Губкин, К. А. Прокопов и др.). Среди исследователей, изучающих стратиграфию палеогеновых отложений, главная роль, безусловно, принадлежит К. А. Прокопову. Предложенная им еще в 1937 г. схема деления ниже-среднепалеогеновых отложений до настоящего времени является основной стратиграфической схемой. Этим же исследователем совместно с А. А. Хуциевым была разработана и схема деления майкопских (олигоценовых—нижнемиоценовых) отложений. Схемы деления этих отложений в Центральном и Восточном Предкавказье, разработанные в 1937 г., не претерпели каких-либо существенных изменений и в наше время.

Из исследователей, занимающихся стратиграфией палеогена Западного Предкавказья, следует прежде всего назвать Н. Б. Вассоевича, составившего схему деления палеоцен-зоценовых образований, и С. Т. Короткова, разработавшего стратиграфию майкопских отложений указанной области. Вопросами стратиграфии палеогеновых отложений Северного Кавказа в последние десятилетия занимались В. П. Алимарина, В. А. Гроссгейм, Б. П. Жижченко, И. А. Коробков, Г. П. Леонов, Н. Н. Субботина, Е. К. Шуцкая и ряд других исследователей. В результате этих работ внесены ценные дополнения в ранее разработанные схемы деления палеогена, описаны моллюски и фораминиферы из этих отложений.

Вопросы стратиграфии неогеновых отложений разрабатывали В. П. Колесников, Б. П. Жиженко и А. Г. Эберзин. Написанная ими монография «Стратиграфия неогена» (1940 г.) не потеряла своего значения до настоящего времени. Большую работу по стратиграфии неогена Северного Кавказа проводила Н. С. Волкова и другие исследователи.

Вопросами стратиграфии четвертичных отложений Северного Кавказа занимались Г. Ф. Мирчинк и А. Л. Рейнард, в последние годы — Н. А. Лебедева, Г. И. Попов, И. Н. Сафронов и П. В. Федоров.

В заключение следует указать на исключительно ценные исследования по стратиграфии кайнозоя, проводимые в северокавказских производственных и научно-исследовательских учреждениях. По Дагестану такие исследования проводятся В. А. Галиным и В. Д. Сомовым (Грозненский нефтяной институт), на территории Чечено-Ингушской АССР — В. Н. Голозубовым, Н. А. Козловой и П. Г. Романовым (трест «Грознефтеразведка»).

На территории Центрального Предкавказья большой вклад в изучение стратиграфии палеогеновых отложений внесли исследования Л. С. Тер-Григорянц (Ставропольский филиал Грозненского научно-исследовательского института) и В. С. Косарева (Геологоразведочная контора объединения «Ставропольнефтегаз»). Последним исследователем много ценного внесено и в изучение стратиграфии неогеновых отложений Центрального Предкавказья.

На территории Западного Предкавказья большие работы по изучению стратиграфии неогеновых отложений проводятся В. Н. Буряком, по изучению стратиграфии майкопских отложений — Б. С. Коротковым и по изучению стратиграфии ниже-среднепалеогеновых отложений — Б. М. Никифоровым. Все эти работы ведутся Краснодарским филиалом ВНИИ. Там же под руководством А. К. Богдановича проводится изучение фораминифер кайнозойских отложений Северного Кавказа.

Породы, относимые к кайнозойской группе, подразделяются на отложения палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. Границы между системами, входящими в состав кайнозойской группы, до настоящего времени твердо не установлены. Например, до сих пор обсуждается вопрос о том, к какой группе должен быть отнесен датский ярус: к мезозойской (к верхнему мелу) или к кайнозойской группе (палеогеновой системе). Неясен вопрос и о границах между палеогеновой и неогеновой, неогеновой и четвертичной системами.

В настоящем разделе, посвященном описанию стратиграфии кайнозойской группы, датский ярус включен в состав мезозойской группы, а граница между неогеновой и четвертичной системами проводится по подошве бакинских отложений, формировавшихся во время миндельского оледенения.

### ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Согласно общепринятой схеме, палеогеновая система подразделяется на палеоценовый, эоценовый и олигоценовый отделы. В Советском Союзе обычно резко расчленяются между собой отложения, относимые к палеоцену и эоцену, с одной стороны, и к олигоцену — с другой. Последние гораздо ближе к нижнемиоценовым образованиям, чем к палеоцен-эоценовым. Поэтому нередко подразделяют палеогеновые отложения на ниже- и среднепалеогеновые, т. е. палеоцен-эоценовые и верхнепалеогеновые — олигоценовые, которые рассматриваются обычно совместно с нижнемиоценовыми. Обуславливается это тем, что олигоцен-нижнемиоценовые образования составляют единую,

так называемую майкопскую, серию. Палеогеновые отложения на Северном Кавказе распространены весьма широко. Они располагаются в пределах эпигерцинской (Скифской) плиты, слагают крылья мегантиклинория Большого Кавказа, имея при этом различный фациальный состав и неодинаковую мощность в разных структурно-фациальных зонах и подзонах. Несмотря на общий мергелистый, глинистый и песчано-глинистый облик палеогеновых образований, отмечается резкая изменчивость фаций и мощностей, а также видового состава органических остатков (главным образом, фораминифер). Это объясняется сложной палеогеографической обстановкой палеогенового периода.

В соответствии с общим ходом осадконакопления палеогеновые отложения согласно сменяют датские в зоне Южного склона Большого Кавказа, а также в зонах прогибания Предкавказья. В районах Восточной Кубани и в Дагестане отмечается трансгрессивное налегание палеогена на различные горизонты более древних образований.

Следует отметить, что, несмотря на определенную сложность в изучении стратиграфии палеогена, некоторые успехи в создании унифицированной схемы все же имеются. Так, на Всесоюзном совещании по созданию унифицированной схемы стратиграфии кайнозоя юга СССР, проведенном в сентябре 1955 г. в г. Баку, были утверждены основные принципы создания такой схемы. Позже такой работой занималась специальная комиссия при Межведомственном стратиграфическом комитете СССР.

Стратиграфия палеогена характеризуется значительной сложностью, в связи с чем до настоящего времени нет четкой стратиграфической схемы, единой для всей территории Северного Кавказа. Ярусное расчленение палеоценовых и эоценовых образований, утвержденное Межведомственным стратиграфическим комитетом 16 апреля 1964 г., к сожалению, чрезвычайно условно распространяется на территорию Северного Кавказа. Здесь до настоящего времени отмечается большое количество местных подразделений: свит, толщ и горизонтов, возраст которых подтверждается главным образом комплексом мелких фораминифер. Для олигоцена ярусное деление вообще не устанавливается.

## ПАЛЕОЦЕН И ЭОЦЕН

Отложения палеоцена и эоцена обнажаются вдоль северного крыла мегантиклинория Большого Кавказа, а также отдельными участками на Южном склоне Большого Кавказа. Многочисленными буровыми скважинами они вскрыты на территории Предкавказья.

Ввиду сложного тектонического строения области развития палеоценовых и эоценовых образований Северного Кавказа, многообразной истории ее развития отмечается большое количество типов отложений, имеющих различный литологический состав, разную мощность и охарактеризованных в неодинаковой степени различными комплексами фораминифер.

Указанная сложность строения палеоцен-эоценовых отложений, а также недостаточно высокая степень их изученности и обусловили отсутствие до настоящего времени единой схемы стратиграфии, которая основывалась бы на общих комплексах руководящей фауны и на определенных закономерностях изменения литологического состава.

Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1964 г. была утверждена схема ярусного деления палеоцена и эоцена на основании разреза, изученного в Крыму у г. Бахчисарая и принятого в качестве стратотипического (табл. 13).

Таблица 13

Отдел	Подотдел	Ярус
Эоцен	Верхний	Альминский
		Бодракский
	Средний	Симферопольский
	Нижний	Бахчисарайский
Палеоцен	Верхний	Качинский
	Нижний	Инкерманский

Однако выявление перечисленных ярусов в толще палеоцен-эоценовых отложений Северного Кавказа сопряжено со значительными трудностями, о чем свидетельствуют несколько вариантов сопоставления местной Северо-Кавказской схемы деления этих отложений с Бахчисарайским стратотипическим разрезом, которые были опубликованы Комиссией по палеогену МСК в 1962—1964 гг. Невозможность выделения на Северном Кавказе ранее указанных ярусов была признана Стратиграфическим совещанием по кайнозою, которое было организовано Лабораторией стратиграфии и палеогеографии ВНИИГаз совместно с Северо-Кавказским геологическим управлением в июне 1964 г. («Советская геология», 1964, № 10).

В постановлении МСК от 16 апреля 1964 г. также указывается, что в качестве опорного разреза для палеоцен-эоценовых отложений Северного Кавказа следует считать разрез по р. Кубань у г. Черкесска. Таким образом, при описании данного раздела в качестве опорного нами используется Кубанский разрез с выделением в составе палеоцена и эоцена местных свит. Сопоставление его со стратотипическим (Бахчисарайским) разрезом приводится в табл. 14.

По типу палеоцен-эоценовых отложений мы выделяем на Северном Кавказе следующие крупные районы: 1) Восточно-Кубанский прогиб; 2) Терско-Кумский передовой прогиб; 3) Южный Дагестан; 4) Терско-Кумская впадина; 5) Ставропольский свод; 6) Западно-Кубанский передовой прогиб (с Адыгейским выступом и Западной Кубанью); 7) Азово-Кубанская впадина; 8) южный склон Северо-Западного Кавказа.

Исходя из наиболее важных литофациальных особенностей выделяются три основные фациальные разновидности: 1) мергельные, глинисто-мергельные и песчано-мергельные, характерные для Восточно-Кубанского и Терско-Каспийского передового прогиба (Центральное и Восточное Предкавказье, Дагестан); мощность пород данного типа составляет несколько сот метров; 2) песчаные и песчано-глинистые отложения эпигерцинской (Скифской) плиты, занимающие Северное и Западное Предкавказье, с мощностью в сотни метров; 3) терригенные флишевые и субфлишевые образования Южного склона Главного Кавказского хребта (Северо-Западный Кавказ) мощностью свыше 1—2 км.

Возраст	Стратотип (г. Бахчисарай)	Предполагаемый опорный разрез	Южный склон Северо-Западного Кавказа					Западно-Кубанский передовой прогиб		Азово-Кубанская впадина	Ставропольский свод	Восточно-Кубанский прогиб			Терско-Кумский передовой прогиб	Южный Дагестан	Терско-Кумская впадина				
			Грузинская глыба	Зона Ахцу	Чвежинская зона рек Лоо-Дагомыс	Реки Небуг—Агой	г. Анапа	Тамань—р. Пишиш	Адыгейский выступ			р. Кубань	р. Хеу	р. Урух	Северный Дагестан						
Эоцен	Верхний	Альминский	Белоглинская	Толща мергелей пестроцветных	?	Навагинская	?	Белоглинская	Белоглинская	Белоглинская и Кумская	Белоглинская	Белоглинская	Белоглинская	Белоглинская	Белоглинская	Белая свита	Рубасский горизонт	Белая	Белоглинская		
		Бодракский	Кумская			Горизонт с <i>Lyrolepis caucasica</i>	Кумская	Кумская	Кумская		Кумская	Кумская	Кумская	Кумская	Кумская	Кумская	Бурая свита		Гапильский горизонт	Кумский горизонт	Кумская
	Средний	Симферопольский	Черкесская			Горизонт с <i>Globorotalia aragonensis</i>	Мамайская	Хадзыженская	Керестинский горизонт	Хадзыженская	Керестинский горизонт	Керестинская	Керестинская	Керестинская	Керестинская	Керестинская	Керестинская	Керестинская	Зеленая свита	Толща зеленых мергелей	Керестинская
Нижний	Бахчисарайский	Георгиевская	Кутаисская	Кутаисская	Кутаисская	Кутаисская	Кутаисская	Кутаисская	Нижний и средний эоцен	Черкесская	Черкесская	Черкесская	Черкесская	Черкесская	Георгиевская свита	Георгиевская	Георгиевская	Георгиевская			
Нижний	Бахчисарайский	Георгиевская	Зыбзинская	Зыбзинская	Зыбзинская	Зыбзинская	Зыбзинская	Георгиевская		Георгиевская	Георгиевская	Георгиевская	Георгиевская	Георгиевская							
Палеоцен	Средний	Качинский	Абазинская	Фораминиферная толща	Горизонт с <i>Globorotalia lensiformis</i>	Головинская	Абазинская	Головинская	Ильская	Радиolarиевая толща	Абазинская	Абазинская	Абазинская	Верхи нальчикской свиты	Нальчикская	Нальчикская	Тагаурская	Пестроцветная свита (чеченская) Нижнефораминиферная толща	Сероцветная толща	Нальчикская	
			Хабльские слои			Абазинская	Верхний палеоцен	Абазинская	Абазинская		Золотушкинские слои										
	Горячего ключа	Горячего ключа	Пластунская			Ахтырская подсвита	Горячего ключа	Горячего ключа	Горячего ключа		Лабинская	Нальчикская	Нальчикская	Тагаурская							
	Подсвита Шибик	Крученых песчаников	Подсвита балки Кипячей			Подсвита Шибик									Шибик						
Нижний	Инкерманский	Эльбурганская	Казачьей щели	Приморская	Цице	Цице	Эльбурганская	Нижний палеоцен	Эльбурганская	Эльбурганская	Черкесская	Герпагежские слои	Урухская	Урухская	Эльбурганская						



### Восточно-Кубанский прогиб

Палеоцен-эоценовые отложения представлены в данном прогибе глинисто-песчано-мергельными породами значительной мощности (около 400 м). Здесь выделяются свиты, охарактеризованные органическими остатками, главным образом мелкими фораминиферами. К северо-востоку увеличивается содержание песчано-глинистого материала в разрезе и возрастает мощность; в юго-восточном направлении наблюдаются обратные изменения.

В качестве опорного рассматривается разрез по р. Кубань близ г. Черкесска. В основу описания разреза положены данные Г. П. Леонова и В. П. Алимариной (1964), дополненные материалами других исследователей. Поскольку вопрос о нижней границе палеоцена является дискуссионным, отметим, что нами эта граница проводится в соответствии с решением МСК от 16 апреля 1964 г. по подошве эльбурганской свиты\*.

#### Нижний палеоцен

**Эльбурганская свита.** На резко бугристой поверхности, свидетельствующей о перерыве в осадконакоплении, залегают мергели зеленовато-серые, глинистые, в нижней части мягкие, бесструктурные, а в верхней — с прослоями до 5—10 см более плотных скорлуповатых мергелей. Мощность эльбурганской свиты около 1,0 м. В этой пачке встречены те же фораминиферы, что и в подстилающем ее пласте. Помимо них, Г. П. Леонов и В. П. Алимарина указывают на находки в описываемой пачке единичных *Acarinina* ex gr. *inconstans* Subb.

Выше согласно залегает пачка пород, представленная чередующимися пластами мергелей плотных с глыбовой отдельностью мощностью 0,2—0,25 м и более тонких прослоев (5—10 см) мягких глинистых мергелей. Фораминиферы в этой пачке очень плохой сохранности. Мощность около 5,0 м.

Вверх по разрезу наблюдается переслаивание пластов тонкозернистых известковистых песчаников мощностью до 0,3 м и прослоев мягких глинистых, песчаных мергелей. Фораминиферы в этой пачке встречены те же, что и в нижележащих слоях, но здесь уже наряду с *Acarinina indolensis* Mогоz., присутствуют и *A. schakhdagica* Chalil. Мощность около 1,5 м.

Дальше следует пачка чередования прослоев (0,2—0,3 м) алевролитов, мягких известковистых глин и мергелей глинистых с прослоями плотных кремнистых мергелей. Мощность и количество последних кверху увеличиваются, образуя в кровле мощный (до 2 м) единый пласт мергеля светло-серого, неслоистого, кремнистого, в котором обнаружены многочисленные *Terebratulina* и др. Мощность пачки 9—10 м.

В описанной пачке встречается много представителей ячеистых глобигерин, а также *Globoconusa daubjergensis* Bronn, *Planorotalia compressa* Subb. Много здесь и акаринов из группы *Acarinina inconstans* Subb., причем не только *A. indolensis* Mогоz. и *A. schakhdagica* Chalil., но и более специализированных — *A. praecursoria* Mогоz., которые здесь появляются впервые. Следует отметить, что

\* Кубанский горизонт (датский ярус) — под таким названием впервые выделены Б. М. Келлером (1950) плотные, узловатые известняки, розовато-светло-серой окраски, с ризолитами вышележащих мергелей в верхней части. Мощность 0,6—0,7 м. Обнаружены крупные *Echinocorys edheimi* Boehm, *E. obliquus* Nils., а также фораминиферы: *Globigerina* (*Eoglobigerina*) ex gr. *pseudobulloides* Plumm., *G. microcellulosa* Mогоz., *G. cretacea* Orb., *Globoconusa daubjergensis* Bronn.

в верхней части рассматриваемой толщи встречаются уже *Globorotalia angulata* White.

Вышеописанные породы сменяются пачкой неслоистых глинистых мергелей, которые вверх постепенно переходят сначала в карбонатные глины, а затем в почти бескарбонатные. Мощность около 14 м. В нижней части пачки встречается *Gryphaea pitcheri* Mort. Из фораминифер в нижней половине части *Globorotalia angulata* White, наряду с представителями *Acarinina* ex gr. *inconstans* Subb. В верхней части, которая характеризуется слабой карбонатностью, части *Globorotalia tadjikistanensis* N. Вук.; встречаются здесь и представители группы *Globorotalia crassata* Cushman. (*G. kolchidica* Mогоз.).

Выше залегают темные, бескарбонатные сланцы свиты Горячего ключа, относящейся уже к верхнему палеоцену.

Приведенную характеристику кубанско-эльбурганских пород следует дополнить данными по смежным разрезам.

В разрезе по р. Уруп между кубанскими и эльбурганскими отложениями не наблюдается перерыва и, вероятно, в этом разрезе, по данным Г. П. Леонова и В. П. Алимариной (1964), перерыву между кубанскими и эльбурганскими отложениями по р. Кубань соответствует пласт мергеля глинистого, зеленовато-серого мощностью 2,0 м и пачка чередования плотного и более мягкого мергеля. Мощность этой пачки также равна 2,0 м. Охарактеризованы эти слои гладкостенными и ячеистыми глобигеринами, а сверху верхней пачки обнаружены единичные *Acarinina indolensis* Mогоз.

В разрезе по р. Подкумок у г. Эссентуки эльбурганская свита имеет мощность 180 м и известна под названием эссентукской. Ее объем, возможно, меньше, чем эльбурганская свита Кубани, так как по р. Подкумок, вероятно, отсутствуют низы эльбурганского и кубанского горизонты.

В разрезе по р. Хеу, к юго-востоку от опорного разреза, на маастрихтских мелоподобных известняках располагаются кубанско-эльбурганские отложения, известные под названием черекской свиты, предложенной впервые Б. П. Жижченко (1953, 1958). Для нее характерно резкое увеличение карбонатности. В основании залегают толща известняков мощностью 26—30 м с *Echinocorys edheimi* Voehm., *E. renngarteni* Moskv. и редко *Hercoglossa danica* Schloth. Из фораминифер встречаются *Globigerina* ex gr. *pseudobulloides* Plumt. и лишь в самых верхах появляются *Acarinina* ex gr. *inconstans* Subb.

Возможно, эту толщу можно параллелизовать с кубанскими слоями датского яруса. По подошве вышележащей толщи мы условно проводим нижнюю границу палеоцена. Верхняя часть черекской свиты, сопоставляемая с эльбурганской свитой р. Кубань, построена следующим образом (снизу вверх):

1. Пачка чередующихся пластов твердых зеленовато-серых мергелей мощностью 20—40 см и прослоев голубовато-серых мергелей мощностью от 5,0 до 25,0 см. Мощность около 4,0 м. В этой пачке встречаются фораминиферы, характерные для верхней части зоны *Acarinina inconstans* — подзона *Acarinina praecursoria*.

2. Толща глинистых мергелей мягких зеленовато- и голубовато-серых, переслаивающихся с такими же, но более плотными мергелями. Мощность 6 м. В нижней части толща охарактеризована такой же фауной фораминифер, как и подстилающая пачка, а верхняя содержит фораминиферы, характерные для зоны *Globorotalia angulata*.

3. Известняки светло-серые, почти белые, слоистые, с прожилками серо-зеленого глинистого мергеля. Мощность 3 м. Охарактеризованы такой же фауной фораминифер, как и верхняя часть нижележащей толщи.

4. Мергели глинистые, оливково-серые с темными фукоидными пятнами. Мощность 6—7 м.

Нижняя часть описанных мергелей охарактеризована *Globorotalia angulata* White, а верхняя — *Globorotalia tadjikistanensis* N. Вук., *G. conicotruncata* Subb., *G. kolchidica* Могоз. Отмечается здесь и *Globorotalia* ex gr. *crassata* Cushman. (*G. aequa* Cushman et Renz.).

Общая мощность около 20 м.

В более восточных районах (по р. Урух) данной части разреза также соответствует черекская свита, сложенная известняками, мергелями зеленовато-серыми, светло-серыми, переслаивающимися с известняками. Для этих отложений мощностью 34 м Г. П. Леоновым и В. П. Алимариной (1964) предложено название урухской свиты. Выше лежащую часть разреза, сложенную глинистыми мергелями голубовато-серого и розоватого цвета мощностью 7,5 м, они относят к герпагежским слоям.

Сравнивая описываемые отложения с низами кубанского разреза, можно условно сопоставить урухскую свиту с кубано-эльбурганскими отложениями. Так же как и в более западных районах, толщу известняков мощностью 8 м, располагающуюся в основании, можно условно сопоставить с кубанскими слоями датского возраста, а мергели с прослоями известняков — с эльбурганской свитой. В то же время, Г. П. Леонов (1964) считает, что к эльбургану кубанского разреза можно отнести и герпагежские слои.

### Верхний палеоцен

**Свита Горячего ключа.** В разрезе по р. Кубань на карбонатные породы эльбурганской свиты по неровной поверхности налегают:

1. Аргиллиты бескарбонатные, темно-серые, неслоистые. Примерно на 30—35 м выше подошвы переходят в сходные по внешнему облику алевролиты, а затем в тонкозернистые глинистые песчаники. 45—50 м

2. Выше вполне согласно залегает пачка грубослоистых песчано-алевролитовых пород. Эта пачка представлена чередующимися прослоями относительно уплотненных тонкозернистых песчаников и глинистых мягких алевролитов. 10—12 м

В описанной толще сравнительно часто встречаются бентонные аглютинирующие фораминиферы. Из планктонных форм в некоторых смежных разрезах, например по р. Дарья, встречены *Globorotalia tadjikistanensis* N. Вук. в основании описанной толщи, а в ее верхней части нередко отмечаются *Globigerina eosaenica* Tergr., *G. triloculinoides* Plum., *Acarinina intermedia* Subb., *A. subsphaerica* Subb., *Globorotalia aequa* Cushman et Renz. Толща была выделена Г. П. Леоновым и В. П. Алимариной (1964) в качестве подкумской свиты.

3. По четкой границе, местами со следами размыва, выше залегают глинистые рыхлые алевролиты, переходящие вверх, через 2—3 м, в темно-серые бескарбонатные аргиллиты. В этой толще изредка встречается такая же фауна фораминифер, как и в верхней части подстилающих отложений. 35—40 м

Описанная толща обычно включается в состав верхней части свиты Горячего ключа, а Г. П. Леоновым и В. П. Алимариной рассматривается в качестве нижней части лабинской свиты, выделяемой под названием золотушкинских слоев.

В разрезе р. Хеу свита Горячего ключа соответствует нижней части нальчикской свиты. Здесь могут быть выделены (снизу вверх):

1. Темные слабоизвестковистые глины, переслаивающиеся с плотными глинистыми светлыми мергелями оливково-зеленого цвета. 40 м

Здесь встречаются *Globorotalia* ex gr. *angulata* White (*G. tadjikistanensis* N. Вук.), *Globorotalia* ex gr. *crassata* Cushman. Для этой толщи с *Acarinina subsphaerica* Subb. Г. П. Леоновым и В. П. Алимариной дано название подкумской свиты.

2. Глины более темные, мергелистые, содержащие прослои бескарбонатных разностей. около 20 м

По Г. П. Леонову и В. П. Алимариной, это золотушкинские слои.

**Абазинская свита.** По долине р. Кубань на свите Горячего ключа согласно залегают:

1. Толща аналогичных аргиллитов в нижней части с прослоями голубовато-серой плотной опоки и с конкрециями светло-серого кремнистого мергеля в верхней части . . . . . около 20 м
2. Толща таких же аргиллитов, вверх постепенно опесчанивающихся и переходящих в глинистые алевролиты. В аргиллитах отмечаются кремнистые прослои и округлые конкреции . . . . . около 20 „

В настоящее время описанные отложения Г. П. Леонов и В. П. Алимарина (1964) выделяют в качестве абазинских слоев лабинской свиты, а ранее верхнюю толщу (верхи слоев «2») они относили к новогеоргиевским слоям. В отложениях, относимых к абазинской свите, обычно встречается значительное количество радиолярий и немного фораминифер таких же, как и в подстилающих отложениях свиты Горячего ключа.

В разрезе р. Хеу этим отложениям соответствует верхняя часть нальчикской свиты, имеющая следующий вид (снизу вверх):

1. Глины слабокарбонатные, содержащие отдельные прослои очень твердой опоковидной породы, выделяющиеся более светлой окраской . . . . . около 15 м
2. Такие же глины, но без опоковидных прослоев. Здесь отмечаются только прослои конкреций и отдельные конкреции, в верхней части исчезающие . . . . . около 3 „

В более восточных районах, по р. Урух нальчикской свите соответствует толща следующего строения:

1. Глины известковистые или мергели сильноглинистые, размокающие, голубовато-серого цвета с фукоидными пятнами . . . . . 4,5 м

Эти слои охарактеризованы *Globorotalia angulata* White, но здесь уже широкое развитие получают *Globorotalia tadjikistanensis* N. Вук., *G. conico-truncata* Subb., а с середины *Globorotalia kolchidica* Mогоз., которую можно рассматривать в качестве формы из группы *G. crassata* Cushman или близкой к ней.

2. Мергели глинистые или известковые глины розовато- и голубовато-серой окраски с темно-серыми пятнами . . . . . 3 „

Охарактеризованы мергели *Globorotalia tadjikistanensis* N. Вук., *G. conico-truncata* Subb., а вблизи кровли появляются формы, переходные к *Acarinina subsphaerica* Subb. Г. П. Леонов и В. П. Алимарина (1962) относят их к герпагежским слоям. Однако имеются предположения, что в этом разрезе нальчикской свите соответствует перерыв в осадконакоплении.

Несмотря на дробное расчленение верхнего палеоцена, нередко свиту Горячего ключа и абазинскую Г. П. Леонов и В. П. Алимарина (1964) объединяют под названием лабинской свиты.

### Нижний эоцен

**Георгиевская свита.** В разрезе по р. Кубань она имеет следующее строение: на породах абазинской свиты по резкой границе залегают толща рыхлых зеленовато-серых известковых алевролитов, неяснотолстослоистых благодаря наличию тонких более темных глинистых прослоев. Мощность 15—16 м. Описанная толща резко отличается от нижележащих отложений прежде всего карбонатностью. При этом следует отметить, что в противоположность алевролитам подстилающих отложений, которые состоят преимущественно из кварцевых песчинок, алевролиты георгиевской свиты нередко состоят из скоплений раковин планктонных фораминифер. Последние, обычно представленные *Globorotalia* ex gr. *crassata* Cushman, различными исследователями определяются как *Globorotalia crassata* Cushman, *G. subbotinae* Mогоз., *G. aequa* Cushman et Renz.

Если в нижней части рассматриваемой толщи преобладают *Globorotalia ex gr. crassata* Cushman., то в верхней части резко преобладают *Globorotalia marginodentata* Subb.

В разрезе по р. Хеу георгиевской свите соответствует толща глин известковистых, песчаных, светлых зеленовато- и голубовато-серых мощностью несколько метров. По р. Урух георгиевской свите может соответствовать толща кирпично-красных мергелей или глин песчаных мощностью 4,5 м. Иногда они вместе с аналогами нальчикской свиты выделяются в тагаурскую свиту (Г. П. Леонов, В. П. Алимарина). Термин «тагаурская свита» по отношению к разрезу р. Хеу целесообразно не использовать, так как там сравнительно четко выделяются нальчикская и георгиевская свиты, а к тому же имеются возможности для дробного расчленения и нальчикской свиты.

Согласно принятым воззрениям, отложения, относимые к свите Горячего ключа и к абазинской (подкумучская и лабинская свиты), обычно рассматриваются в качестве верхнепалеоценовых, а отложения, относимые к георгиевской свите, относятся к нижнему эоцену.

При изучении разрезов отложений, отнесенных к свите Горячего ключа и к абазинской, в разрезах, смежных с разрезом по р. Кубань, было отмечено, что разделить эти две свиты в ряде случаев невозможно, поэтому Б. П. Жиждченко (1951) и Е. К. Шуцкой (1956) было предложено совместно выделять их в подобных случаях под названием нальчикской свиты.

Что же касается более дробных подразделений, предложенных Г. П. Леоновым и В. П. Алимариной, то они вполне оправданы в ряде районов, но не могут быть с достоверностью выделены на всей территории Восточно-Кубанского прогиба.

### Средний и верхний эоцен

Отложения среднего и верхнего эоцена, разделяющиеся на черкесскую, керестинскую, кумскую и белоглинскую свиты, сохраняют определенное сходство на площади Восточно-Кубанского прогиба, отдельные различия имеются в бассейне р. Урух, в крайних юго-восточных районах, где породы имеют более глинистый облик.

*Черкесская свита.* Черкесская свита была выделена К. А. Прокоповым, однако в настоящее время ее объем по сравнению с первоначальным резко сокращен. Георгиевская и керестинская свиты выделены из ее состава в самостоятельные стратиграфические подразделения. На толще известковистых алевролитов георгиевской свиты согласно залегают известковистые песчаники или сильно песчаные мергели, переходящие кверху в песчаные мергели. В этих слоях встречаются черные включения, особенно обильные в средней части. Мощность 8—9 м.

В основании этих слоев многочисленны *Globorotalia marginodentata* Subb., кверху резко увеличивается количество *Globorotalia lensiformis* Subb., которые особенно многочисленны в средней части. Выше они уступают место *G. aragonensis* Nutt., среди которых часты *G. aragonensis caucasica* Glaessn. В верхней трети рассматриваемых отложений встречаются лишь единичные *Globorotalia lensiformis* Subb., *G. aragonensis* Nutt., которые как бы замещаются *Acarinina crassaformis* Gall. et Wissl. Следовательно, мощность слоев с *Globorotalia ex gr. aragonensis* Nutt. не превышает 6—7 м.



## Верхний эоцен

*Керестинская свита.* Комплекс отложений под названием керестинской свиты (первоначально горизонта) был выделен Е. К. Щуцкой. На отложениях черкесской свиты залегает мощная толща зеленоватых мергелей, в верхней части которых отмечаются пласты почти белых известняков. Мощность пачки с пластами белых известняков составляет около 7 м. Общая мощность зеленоватых мергелей составляет примерно 70 м (по данным скв. № 11 Ново-Георгиевской).

Нижняя, большая часть описанной толщи охарактеризована главным образом *Acarinina crassaformis* Gall. et Wissl., *A. pentacamerata* Subb. и др. В верхней части мощностью порядка 12—15 м наряду с *Acarinina crassaformis* Gall. et Wissl. особенно многочисленны *A. rotundimarginata* Subb., кроме того, появляются обычно в значительном количестве *Globigerinoides* ex gr. *conglobatus* Brady, *Globigerina frontosa* Subb. Сравнительно часты здесь *Hantkenina alabamensis* Cushman и *H. liebusi* Shokh. Из них последняя встречается и ниже.

*Кумская свита.* Отложения кумской свиты представлены характерными коричневыми глинистыми мергелями, сравнительно выдержанными по простираанию. В бассейне р. Урух мергели кумской свиты несогласно налегают на подстилающие образования, иногда на слои с *Acarinina crassaformis*. По р. Кубань кумская свита имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Толща коричневатых глинистых мергелей, которые можно выделять в качестве известковых сланцев . . . . . примерно 40 м

Охарактеризованы эти отложения мелкими глобигеринами: *Globigerina turkmenica* Chalil., *G. inflata* Orb. Встречаются также *Globigerinella micra* Cole и редко *Acarinina rotundimarginata* Subb. Весьма часты *Planorbella* и чешуи *Lyrolepis caucasica* Rom.

2. Пачка мергелей, охарактеризованная преимущественно радиоляриями . . . . . примерно 20 „

Общая мощность кумской свиты 60 м.

*Белоглинская свита.* Отложения белоглинской свиты венчают разрез эоцена. Представлены они толщей белых известняков, постепенно сменяющих мергели кумской свиты. Вверх по разрезу известняки постепенно замещаются светлыми, почти белыми мергелями. В самых верхних свиты располагается маломощная (около 1 м) пачка глинистых мергелей серого цвета и темно-серых известковых глин. По кровле этой пачки проводится верхняя граница эоцена. Выше располагаются бескарбонатные темные глины олигоцена. Мощность белоглинской свиты 90 м. В нижней части она охарактеризована крупными планктонными фораминиферами, среди которых следует отметить прежде всего *Globigerinoides* ex gr. *conglobatus* Brady, *Globigerina corpulenta* Subb. Встречаются здесь и бентонные формы: *Cibicides ungerianus* Orb., *Uvigerina jacksonensis* Cushman и др. Верхняя, меньшая часть мощностью 5—7 м охарактеризована преимущественно бентонными формами, среди которых основная роль принадлежит представителям рода *Bolivina*, из которого особенно часто встречаются *Bolivina antegressa* Subb., почему эти слои нередко выделяются в качестве зоны *Bolivina antegressa*. Кроме них, встречаются *Marginulina behmi* (Reuss) и др. Из планктонных форм — лишь мелкие глобигерины — *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb., к которым относятся и *Globigerina bulloides* Orb., *G. officinalis* Subb. и *G. turkmenica* Chalil. В этих же слоях встречаются и моллюски зоны *Variamussium fallax* Kogob. По-видимому, здесь же были обнаружены и *Ostrea quetaleti* Nyst.

В вышележащих пластах темно-серых карбонатных глин, подстилающих очень темные, почти бескарбонатные глины хадума, по данным Л. С. Тер-Григорянц, встречаются *Chilostomella balchanensis* Chalil., *Cassidulina subglobosa* Н. В. Brady, крупные *Lenticulina*, а также *Planorbella*.

### Терско-Каспийский передовой прогиб

К юго-востоку от описанного района, в зоне Терско-Каспийского передового прогиба палеоцен-эоценовые образования представлены сравнительно монотонной карбонатной толщей. Район распространения отложений данного типа ограничен с запада системой поперечных нарушений, влияющих на характер осадконакопления в палеоцене — эоцене.

Стратиграфия их разрабатывалась многочисленными исследователями: Н. С. Шатским, В. Д. Голубятниковым, И. О. Бродом, Н. Ю. Успенской, Н. Б. Вассоевичем, Б. П. Жижченко, А. И. Коробковым, Н. Н. Субботиной, Е. К. Шуцкой и др.

Стратиграфия палеоцен-эоценовых отложений в пределах Терско-Кумского передового прогиба в общих чертах остается постоянной на всей территории к востоку от р. Урух, до Северного Дагестана включительно. Некоторые частные отклонения от обобщенной схемы наблюдаются в пределах структур более высокого порядка — антиклинальных и синклинальных зон, осложняющих Терско-Кумский передовой прогиб. Однако изменения эти состоят в основном в некотором различии мощностей и увеличении количества терригенного материала в отложениях, развитых на антиклинальных структурах.

Палеоцен-эоценовые образования, известные здесь как фораминиферовые слои, расчленены более подробно.

### Палеоцен — нижний-средний эоцен

Основание палеогеновых отложений представлено так называемой пестроцветной свитой (чеченской свитой по Н. С. Шатскому, 1929), которая залегает обычно с некоторым перерывом на светло-серых известняках датского яруса. Она представлена толщей переслаивающихся известняков, мергелей и известковистых глин, окрашенных в зеленоватые и красные цвета. Выделяется также в виде нижнефораминиферовой толщи и имеет непостоянную мощность от 60 м в северо-западных районах до 20 м на востоке. Пестроцветная свита соответствует эльбурганской, нальчикской, георгиевской и частично черкесской свитам. В нижних ее частях содержится палеоценовый комплекс микрофауны, в верхних — отмечаются уплощенные *Globorotalia subbotinae* Mогоz., характерные для среднего—верхнего эоцена.

Вышележащая часть разреза — верхнефораминиферовая толща — разделяется более подробно. В основании располагается «зеленая свита», сложенная переслаивающимися зелеными и зеленовато-серыми мягкими мергелями. В верхней части свиты в восточных районах появляются известняки. Мощность свиты изменяется от 60 м на западе до 10 м в восточных районах. Изменение мощности происходит за счет выпадения отдельных частей разреза в зонах местных поднятий. Мергели «зеленой свиты» содержат комплекс средне- и верхнеэоценовых фораминифер: *Globorotalia aragonensis* Nuttall., *Acarinina crassiformis* Gall. et Wissl., что дает основание сопоставлять ее с верхней частью черкесской свиты и керестинской свитой р. Кубань.

## Верхний эоцен

К нижней части верхнего эоцена приурочена «бурая свита», сложенная шоколадно-бурыми битуминозными сланцеватыми мергелями с *Lyrolepis caucasica* Rom. и большим количеством мелких планктонных фораминифер. Мощность свиты 15—25 м. Она четко параллелизуется с кумской свитой р. Кубань.

В кровле эоцена располагается «белая свита». Это толща переслаивающихся светло-серых, зеленовато-серых, реже зеленых мергелей при общем светлом оттенке отложений. Она параллелизуется с белоглинской свитой. Н. Н. Субботина (1949) выделяет в ее составе три зоны (снизу вверх): зону *Globigerinoides conglobatus*, зону крупных глобигерин и зону *Bolivina*. Мощность «белой свиты» изменяется от 70 до 25 м по направлению к востоку.

Следует указать, что между реками Аксай-Акташ и Кака-Озень—Гамри-Озень палеоцен-эоценовые отложения почти полностью размыты.

Строение палеоцен-эоценовых отложений в Передовых хребтах Восточного Предкавказья, т. е. на Кабардино-Сунженском и Терском хребтах, очень сходно со строением рассматриваемых отложений в Черных горах. Следует лишь отметить две характерные особенности, основанные главным образом на изучении каротажного материала по глубоким скважинам.

В Малгобекском районе мощность отложений, залегающих ниже кумской свиты, обычно близка 200 м. При этом ее средняя часть на каротажных диаграммах выделяется меньшими сопротивлениями, что может свидетельствовать о большей глинистости данной части разреза. На этом основании можно предполагать соответствие средней части этих отложений нальчикской свите районов, расположенных западнее.

При движении на восток, по данным П. Г. Романова, мощность отложений палеоцена—эоцена древнее кумской свиты, резко сокращается до 60—80 м в районе Хаян-Корт, на Терском хребте и в западной части Старо-Грозненской складки. Аналогичное изменение мощностей наблюдается и в Черных горах. Так, в районе р. Мартан мощность этих отложений равна 93 м, в районе р. Аргун — 79 м, возрастающая к востоку и западу от указанных рек. Следовательно, намечается полоса субмеридионального направления уменьшенных мощностей палеоцен-эоценовых отложений. Аналогичная полоса намечается и западнее, в районе Кодахчин. Наряду с этим отмечаются две полосы также субмеридионального направления, характеризующиеся повышенными, свыше 200 м, мощностями названных отложений: одна в районе поселков Малгобек—Заманкул, другая в районе Червленая—Беной.

В рассматриваемой области аналогичным образом меняется мощность и кумских отложений. Заметно изменяется их литология; в этой полосе сокращенных мощностей они представляются известняками значительно трещиноватыми, что обуславливает их высокие коллекторские свойства.

## Южный Дагестан

### Палеоцен — нижний-средний эоцен

К датскому ярусу здесь относится толща светлых известняков, охарактеризованных комплексом мелких глобигерин, а также *Cyclaster danicus* Schloth., *Echinocorys pyrenaicus* Seun.

На них располагается «сероцветная свита», сложенная светло-серыми мергелями, в которых встречаются прослой известковистых и глауконитовых песчаников, плотных мергелей, нередко переходящих

по простирацию в глинистые известняки. Свита залегает несогласно на подстилающих отложениях и нередко трансгрессивно перекрывается эоценовыми образованиями.

В сероцветной свите встречаются глыбы верхнемеловых известняков, образующие своеобразные горизонты с включениями. Природа этих образований истолковывалась по-разному, в настоящее время происхождение их объясняется как результат подводных или береговых оползаний, связанных со временем формирования осадков. Полные разрезы сероцветной свиты наблюдаются по рекам Джинаби-чай и Рубас-чай (рис. 39), где мощность ее составляет 170 м. К северо-западу (в направлении к р. Сулак) мощность свиты сокращается до 45 м. В мергелях содержатся *Globorotalia angulata* White, *G. conicotruncata* Subb., *G. velascoensis* Cushman, *Acarinina subphaerica* Subb., *Globorotalia* ex gr. *crassata* Cushman и др. (рис. 40).

**Средний — верхний эоцен**

Толще «зеленых мергелей» Северного Дагестана здесь соответствуют также зеленые мергели с песчаниками в основании. Наряду с общим увеличением песчанности в них отмечается уменьшение зеленой окраски мергелей. Для этой толщи характерны *Acarinina crassaformis* Gall. et Wissl. Мощность около 10—20 м.

**Верхний эоцен**

Верхнеэоценовые отложения Южного Дагестана представлены бурой и белой свитами.

Бурая свита, выделяемая некоторыми исследователями под названием кумского горизонта (Вассоевич, 1934), сложена битуминозными коричневыми, хорошо слоистыми мергелями и темными известковистыми глинами с *Lyrolepis caucasica* Rom., *Globigerina bulloides* Ogb. Мощность 30—40 м.

Завершает разрез эоцена белая свита, сложенная белыми мергелями, сменяющимися слабо карбонатными темными глинами. Эта часть разреза сопоставляется с белоглинской свитой. Здесь отмечаются *Globigerinoides* ex gr. *conglobatus* Brady, крупные глобигерины *Boli-*

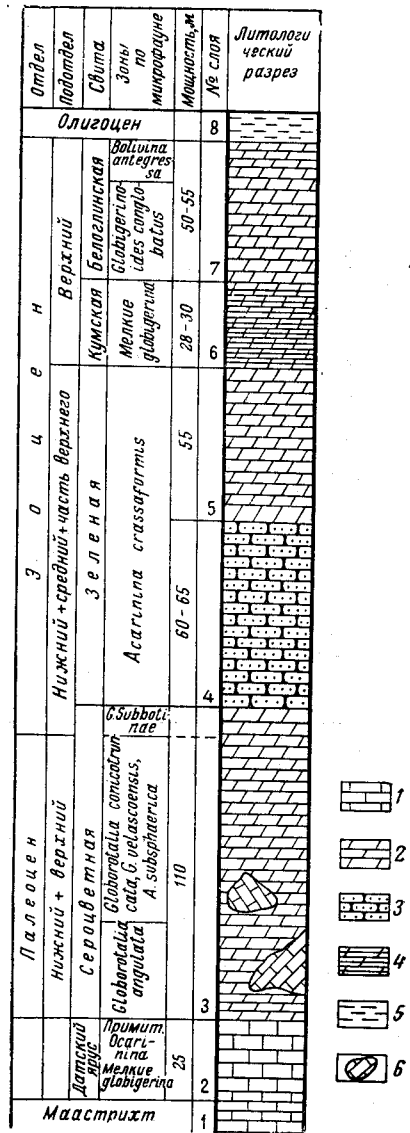


Рис. 39. Разрез ниже-среднепалеогеновых отложений по р. Рубас-чай

- 1 — известняки; 2 — мергели; 3 — известковые песчаники; 4 — бурые мергели; 5 — известковые глины; 6 — глыбы известняков и мергелей



*vina antegressa* Subb., *Globigerina bulloides* Orb., *G. officinalis* Subb.

К югу от р. Уллу-чай В. Д. Голубятников (1940) выделяет в этой свите две зоны: гапильскую (спондиловую), содержащую *Spondylus buchi* Phill., и рубасскую, характеризующуюся *Variamussium fallax* Когов. Мощность белой свиты достигает 60 м.

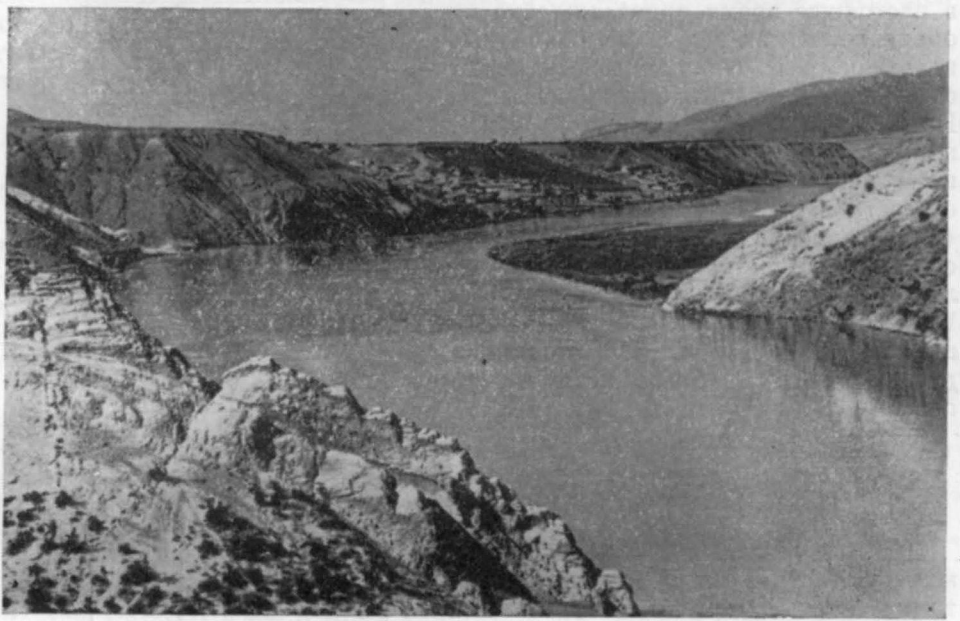


Рис. 40. Мергели. Правый берег р. Сулак, 0,5 км выше сел. Миатлы

### Терско-Кумская впадина

Строение палеоцен-эоценовых образований Терско-Кумской впадины может быть представлено в несколько схематизированном виде, поскольку фактического материала для их полной характеристики недостаточно. В основном это данные буровых скважин, так как палеоцен-эоценовые отложения здесь на дневную поверхность не выходят. Данные по стратиграфии палеоцен-эоценовых отложений Терско-Кумской впадины, полученные в результате бурения скважин в последнее время, имеются в работах В. Д. Сомова, М. Н. Смирнова и др.

В разрезе по опорной скважине Артезиан (рис. 41) палеоценовые отложения залегают на толще известняков с прослоями мергелей датского яруса. Представлены пестроцветными мергелями. (в интервале 2146—2135 м), в которых, помимо ранее встреченных планктонных фораминифер, были обнаружены *Globorotalia angulata* White. Последние несомненно свидетельствуют о нижнепалеоценовом возрасте и дают возможность сопоставить мергели с эльбурганской свитой. В интервале 2135—2130 м были обнаружены *Acarinina subsphaerica* Subb., *Globorotalia densa* Cushman. Приведенная палеонтологическая характеристика позволяет эту пачку пестроцветных мергелей относить уже к верхнему палеоцену (аналог пальчикской свиты), хотя такая трактовка возраста ее основывается только на появлении *Acarinina subsphaerica* Subb., поскольку *Globorotalia* ex gr. *crassata* Cushman, к которой от-



носится *Globorotalia densa* C u s h m., появляются уже в отложениях, относимых к нижнему палеоцену.

В интервале 2130—2134 м вскрыты аргиллиты темные, некарбонатные, а в интервале 2124—2105 м такие же аргиллиты, но с прослоями пепельно-серых опок. Возраст этой толщи — верхнепалеоценовый. Ее можно сопоставить с верхами нальчикской свиты.

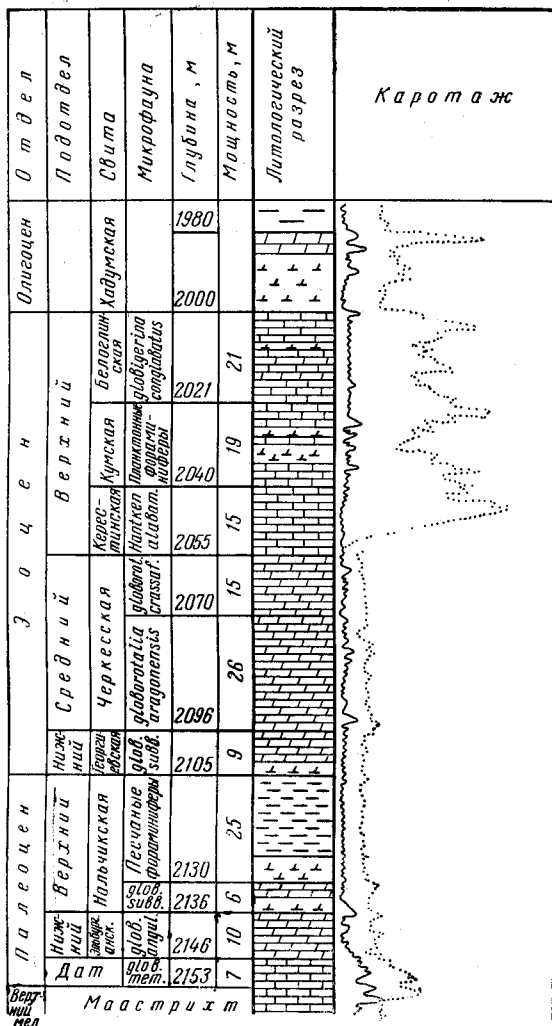


Рис. 41. Разрез нижне-среднепалеогеновых отложений по опорной скважине Артезиан (Затеречная равнина, Восточное Предкавказье)

- 1 — известняки; 2 — мергели; глины: 3 — известковые, 4 — бескарбонатные и 6 — карбонатные; 5 — аргиллиты с прослоями опок; 7 — кривые КС и ПС

В аргиллитах помимо разнообразных песчаных фораминифер обнаружены *Globigerina fringa* Subb., *G. triloculinoides* Plum., *Acarinina subsphaerica* Subb. и радиолярии. К северу от скважины Артезиан, судя по данным опорной скважины Джанай, мощность толщи темных аргиллитов возрастает до 50 м, причем они несогласно залегают на крепких светло-серых известняках верхнего мела. Кроме песчаных фораминифер здесь обнаружены *Acarinina subsphaerica* Subb., *Glo-*

*borotalia tadjikistanensis* N. В у к., свидетельствующие об их верхнепалеоценовом возрасте. В районе Озек-Суата, согласно данным М. С. Бурштара и Ю. Н. Швембергера (1962), выше датских известняков с *Globigerina trivialis* Subb., *Acarinina indolensis* M o r o z. и др., мощностью 4 м, обнаружены темные, известковистые аргиллиты с *Globorotalia angulata* White, *Acarinina subsphaerica* Subb., и иными мощностью 9 м.

Таким образом, разрез палеоцена обогащается глинистым материалом и уменьшается в мощности в северном направлении по сравнению с отложениями Северного Предкавказья.

Эоценовые отложения скважиной Артезиан вскрыты выше 2105 м и представляют собой мергели, содержащие *Acarinina pentacamerata* Subb., *A. subsphaerica* Subb., *Globorotalia lensiformis* Subb. и др. Следуя расчленению разреза скважины, данному Е. К. Шуцкой (1960), принимается их нижнеэоценовый возраст. Толщу мергелей в интервале 2105—2096 м можно параллелизовать с георгиевской свитой.

В мергелях (интервал 2096—2070 м) были встречены типичные *Globorotalia aragonensis* Nutt. Эти мергели сопоставляются с черкесской свитой. В интервале 2053—2044 м в мергелях встречены *Acarinina crassaformis* Gall. et Wissl. Это позволяет описанные мергели относить к среднему эоцену. Выше, в интервале 2053—2044 м вскрыты плотные светлые мергели, содержащие *Globigerinoides subconglobatus* Chalil., *Acarinina crassaformis* Gall. et Wissl., *A. rotundimarginata* Subb., *Globigerina frontosa* Subb. и др., позволяющие с полной достоверностью относить эту пачку к керестинскому горизонту.

В интервале 2044—2025 м залегают пачка коричневатато-серых с прослоями коричневых мергелей. В этой пачке были обнаружены *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb., *G. turkmena* Chalil. и некоторые другие планктонные фораминиферы. Принадлежность ее к кумской свите не вызывает сомнения.

Выше, в интервале 2025—1999 м, были вскрыты зеленовато-белые известняки, которые перекрываются слабокарбонатными темными глинами хадумской свиты. В известняках обнаружены *Globigerina corpiculenta* Subb., *G. inflata* Orb., *Globigerinoides conglobatus* Grady и несколько бентонных известковых фораминифер. Принадлежность этих известняков к белоглинской свите не вызывает сомнения, но следует указать, что в приведенном разрезе невозможно подразделение белоглинской свиты на две части: слои с *Globigerinoides conglobatus* Grady и слои с *Bolivina antegressa* Subb.

### Западно-Кубанский передовой прогиб

Палеоцен-эоценовые отложения Западно-Кубанского передового прогиба распространяются к западу от р. Лаба до побережья Черного моря, т. е. на территории Западного Предкавказья. Здесь же описываются и палеоцен-эоценовые образования Тамани (Керченско-Таманского поперечного прогиба).

Несмотря на столь обширную площадь распространения описываемых отложений, разрез их сравнительно однообразен. По степени распространенности отдельных горизонтов и их литологическому составу в описании следует особо выделить Адыгейский выступ, располагающийся на востоке территории, и остальную часть западного Предкавказья.

**Адыгейский выступ.** В пределах Адыгейского выступа на территории междуречья Лаба—Пиши палеоцен-эоценовые отложения представлены более мелководными фациями, мощность их сокращается главным образом за счет выпадения из разреза отдельных горизонтов. На лево-

бережье Лабы отсутствуют отложения, аналогичные эльбурганской свите, а по р. Пшеха, западнее р. Курджипс, палеоценовые образования отсутствуют полностью.

К северу от полосы выходов этих пород на дневную поверхность, по данным буровых скважин, разрез становится более полным.

### Палеоцен

Сравнительно полный разрез наблюдается по р. Белой, где, по данным В. А. Гроссгейма (1961) и других исследователей, непосредственно на глауконитовых алевролитах апта залегают следующие отложения:

1. Эльбурганская свита (?). Базальные гравелиты и зеленые песчанистые мергели с фукоидами . . . . . 0,5 м

В мергелях отмечены песчаные фораминиферы: *Bulimina pseudopuschi* Subb., *B. inflata* Seguenza, *Pullenia coryelli* White, *Eponides trumpyi* Nuttall, *Globigerina* sp., *Cibicides perlucidus* Nuttall.

2. Свита Горячего ключа. В основании ее выделяется аналог подсвиты Шибик, представленный темно-серыми известковистыми глинами мощностью 0,5 м с *Globigerina pseudobulloides* Plum., *G. trilocolinoides* Plum., *Acarinina conicotruncata* Subb., *Globorotalia membranacea* (Ehrenberg).

Выше располагаются темно-серые неизвестковистые глины с прослоями алевролитов . . . . . 8 "

В них отмечены *Globigerina trilocolinoides* Plummer, *Globigerinella micra* (Cole), *Globorotalia crassata* (Cushman) и др.

Весьма возможно, что данная толща в верхней части включает и аналог абазинской свиты.

По р. Белой эти отложения перекрываются базальным горизонтом и песчано-глинистыми породами эоцена.

В более западных районах по р. Курджипс на известняках маастрихта располагаются зеленовато-серые фукоидные мергели эльбурганской свиты мощностью 20 м, сменяющиеся темно-серыми известковистыми песчанистыми глинами свиты Горячего ключа мощностью 40 м. Выше залегают переслаивающиеся серые неизвестковистые глины и плотные фукоидные аргиллиты абазинской свиты. Мощность 45 м.

Таким образом, для палеоценовых отложений Адыгейского выступа характерно резкое сокращение мощности до полного их выпадения из разреза в наиболее приподнятых участках (южная часть) и увеличение мощности на периферии, особенно в северном направлении.

### Эоцен

Непостоянство литологического состава и мощностей в пределах Адыгейского выступа отмечается и для эоценовых образований. Так же как и для палеоцена, они слабо развиты в наиболее поднятых участках Адыгейского выступа и более широко представлены на его периферии. При этом наиболее резкое различие характерно для нижнего—среднего эоцена, тогда как в верхнем эоцене режим осадконакопления и соответственно постоянство фаций несколько выравниваются, как, впрочем, и для большей части территории Северного Кавказа. Так, по р. Кочерген (приток р. Ходзь) ниже-среднеэоценовые отложения выпадают из разреза.

На левобережье р. Лаба на абазинской свите (или на свите Горячего ключа) залегают ниже-среднеэоценовые породы, по балке Уварова (приток р. Губс) имеющие следующий состав (Гроссгейм, 1961):

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Алевролиты голубовато-серые, слабоизвестковистые . . . . . | 1 м   |
| 2. Известняк песчанистый, очень плотный . . . . .             | 0,2 " |
| 3. Алевролиты рыхлые, серые . . . . .                         | 3,5 " |

4. Глины зеленые . . . . . 3,5 м  
 5. Глины песчанистые, зеленовато-серые, известковистые . . . . . 3,0 м  
 Здесь отмечены *Globorotalia aragonensis* Nuttall, *G. velascoensis* (Cushman), *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissl.), *A. pentacamerata* Subb., *A. pseudotopilensis* Subb., *Clavulina szaboi* Hantken, *Globigerina fronsa* Subb.

По р. Белой разрез представлен следующим образом:

1. Гравелиты базальные . . . . . 1 м  
 2. Алевролиты светло-зеленоватые, серые, известковистые, с редкими прослоями гравелитов, глин и кеффекелитов с *Globorotalia subbotinae* Mогоз., *G. marginodentata* Subb. и др. . . . . 30 м  
 3. Глины зеленые, известковистые, с примесью алевролитов с *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissl.) . . . . . 20 м

По р. Курджипс (Гроссгейм, 1961) на палеоцене располагается толща глин серых, слабокарбонатных мощностью 5—6 м с *Globorotalia* ex gr. *canariensis* (Orb.). Выше залегают глины известковистые, ярко-зеленые, алевритистые с фауной зоны *Globorotalia aragonensis* внизу и *Acarinina crassaformis* — вверху. Мощность 20 м.

По р. Пшеха среднеэоценовые отложения располагаются на подстилающих меловых породах.

Верхнеэоценовые отложения в пределах Адыгейского выступа развиты сравнительно равномерно, сохраняя относительное постоянство литологического состава и мощности. Это положение не относится лишь к самым нижним частям — керестинской свите.

*Керестинская свита* (горизонт) отмечается лишь по р. Пшеха, тогда как в других районах она отсутствует и на подстилающие породы ложатся мергели кумской свиты. По р. Пшеха (Гроссгейм, 1961) керестинская свита представлена светлыми слоистыми известняками и имеет мощность около 5 м. В известняках отмечаются *Globigerinoides conglobatus* (Gady), *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissl.)

*Кумская свита* представлена толщей коричневых битуминозных мергелей. Иногда в них присутствуют прослойки кеффекелита. Мергели содержат *Lyrolepis caucasica* Rom., *Globigerina apertura* Cushman, *G. inflata* Orb., а также *Ostrea* ex gr. *bawarica* Münster, *Variamussium longisculum* Kobob., *Amussium* sp., *Avicula* sp. и др. Мощность свиты непостоянна, изменяясь с запада на восток: 50 м по р. Пшеха, 20 м по р. Курджипс, 60 м — по р. Белой и 65 м — по р. Кочерген.

*Белоглинская свита* согласно залегает на породах кумской свиты и представлена почти повсеместно светлыми белыми известняками и мергелями. В них содержится обильная микрофауна, характеризующая верхнеэоценовый возраст вмещающих пород. Мощность свиты непостоянна и составляет в районе р. Белой 125 м и по р. Пшехе 50 м.

### **Западно-Кубанский передовой прогиб (западная часть)**

К западу от р. Пишиш разрез палеоцен-эоценовых отложений резко отличается от вышеописанного. Стратиграфия их разработана здесь достаточно четко (рис. 42). Мергельно-песчано-глинистые отложения приобретают здесь флишевый и субфлишевый облик, мощность их возрастает, в значительной мере возрастает полнота разреза.

### **Палеоцен**

Палеоценовые отложения западной части Западно-Кубанского передового прогиба обнажаются одной или несколькими полосами от р. Пишиш далеко на северо-запад. Буровыми скважинами они вскрыты в более северных районах под чехлом молодых образований.

Расчленение палеоцена приводится в табл. 15.

Таблица 15

Отдел	Подотдел	Свита	Подсвита
Палеоцен	Верхний	Ильская свита	
		Свита Горячего ключа	Ахтырская подсвита
			Подсвита балки Кипячей
			Псекупская подсвита
	Подсвита Шибик		
Нижний	Свита Цице		

*Свита Цице* на территории Западной Кубани повсеместно несогласно налегает на более древние образования. При этом считается, что отложения датского яруса отсутствуют. Однако Г. П. Леонов и В. П. Алимарина (1964) показали, что в Хадыженском районе, в разрезе по р. Туха-Нефтяная, вероятно присутствие слоев, соответствующих датскому ярусу, и самых низов палеоцена. В указанном районе они описали следующий разрез:

1. Пачка переслаивающихся слоев мягкого глинистого известняка, оскольчатого мергеля и тонких прослоев грубозернистого песчаника . . . . . 5—6 м
  2. Пачка подобного же переслаивания, но с большим преобладанием более чистых известняков . . . . . 16—18 „
  3. Пачка известняков с редкими тонкими прослоями мергелей . . . . . около 5 „
  4. Пачка четко переслаивающихся желтоватых известняков и зеленоватых мергелей . . . . . около 2,5 „
- В описанных породах встречен богатый комплекс верхнемелового планктона; в первую очередь следует указать *Globotruncana mayaroensis* B olli, *G. contusa* C u s h m. Встречены здесь и мелкие гладкие *Globigerina pseudobulloides* P l u m m., *Globigerina* ex gr. *cretacea* O r b., и единичные *Globoconus daubjergensis* B r o n n.
5. По резкой, но ровной поверхности, без следов размыва, выше залегает пачка зеленоватых мергелей с прослоями желтоватого известняка . . . . . около 5 „
  6. Описанная пачка вверх постепенно переходит в толщу зеленовато-серых кремнистых мергелей с прослойками мягких мергелей и мелкозернистого песчаника . . . . . 25—30 „

Выше прослеживаются аналогичные мергели. Общую мощность их В. А. Гроссгейм оценивает в 90 м. Залегавшие выше рыхлые алевролиты с прослойками темно-серых, известковистых глин относятся к свите Горячего ключа. По данным Г. П. Леонова и В. П. Алимариной в слое «5» уже отсутствуют типичные верхнемеловые планктонные фораминиферы. Здесь обнаружены лишь мелкие гладкие *Globigerina* ex gr. *pseudobulloides* P l u m m., *Globigerina* ex gr. *cretacea* O r b., *Globoconus daubjergensis* B r o n n., которые характеризуют и нижнюю часть слоя «6», где появляются уже единичные мелкочаеистые *Globigerina microcellulosa* M o r o z. В 12 м выше подошвы слоя «6» ячеистые глобигерины многочисленны и разнообразны. На несколько метров выше появляются уже представители группы *Acarinina inconstans* S u b b. — *A. indolensis* M o r o z., *A. schachdatica* C h a l i l.



Из приведенной характеристики разреза можно сделать заключение, что в нем присутствуют аналоги эльбурганских слоев разреза р. Кубань. Слои палеоцена, выделяемые здесь под названием тухинской свиты (по

Предлагается региональная схема			И. А. Коробков (1940 - 1947г.г.)	В. А. Гроссгейм (1959 - 1960г.г.)	Г. П. Леонов и В. П. Алимарина (1964г.)			
					Верхний эльбурганский ярус	Микроэлюристические зоны	Регионально-стратиграфическое расчленение	
Хадумская свита	Олигоцен		Хадумские слои	Хадумская свита	Олигоцен (Pg <sub>3</sub> )		Хадумские слои	
Белоглинская свита	Верхний		Зона <i>MorLamium</i> <i>folia</i>	Белоглинская свита	Верхний (Pg <sub>2</sub> )		Белоглинская свита	
Кумская свита Керестинская св.			Белоглинский горизонт	Кумская свита				Кумская свита
Хадыженская свита	Средний		Хадыженский горизонт	Хадыженская свита	Средний (Pg <sub>1</sub> )		Хадыженские слои	
Калужская свита			Калужский горизонт	Калужская свита				Калужские слои
Кутаисская свита			Кутаисский горизонт	Кутаисская свита				Кутаисские слои
Зыбзинская свита	Нижний		Горизонт Глубокой балки (абазинский)	Зыбзинская свита		Группы <i>Truncorotalia aragonensis</i>	Зыбзинские слои	
Ильская свита	Верхний		Горизонт с включениями	Ильская свита	Нижний (Pg <sub>2</sub> )		Ильская свита	
Хабльские слои			?	Горизонт Горячего ключа	Верхний (Pg <sub>1</sub> )	Группы <i>Acorinina subsphaerica</i> и группы <i>Globorotalia aequa</i>	Хабльские слои	
Азтырские слои							Азтырская подсвита	Азтырские слои
Слои балки Кипячей							Подсвита в. Кипячей	Слои балки Кипячей
Подсвита Горячего ключа		Свита Горячего ключа					Свита Горячего ключа	
Подсвита Песчаная								
Подсвита Шибик				Подсвита Шибик	Средний (Pg <sub>2</sub> )	Группы <i>Acarinina angulata</i>		
Свита Цице	Нижний		Горизонт Цице	Свита Цице	Дальний-нижний палеоцен (Dn - Pg <sub>1</sub> )	Группы <i>Acarinina inconstans</i>	Свита Цице (тухинская)	
Маастрихтский ярус				Маастрихтский ярус			Группы <i>Globigerina pseudobulloides</i>	

Рис. 42. Сводный разрез ниже-среднепалеогеновых отложений Западно-Кубанской области

С. Т. Короткову) и рассматриваемые обычно в качестве аналогов свиты Цице, залегают в данном разрезе на датском ярусе без значительного перерыва.

Основание свиты Цице представлено обычно грубыми песчаниками, мощность которых изменяется от 10—15 м на востоке до 80 м на западе, северо-западе. Вышележащая часть свиты сложена карбонатным флишем, где ритмично переслаиваются песчаники или алевролиты, мергели зеленовато-серые, плотные и глины. Преобладают в разрезе мергели.

В составе свиты, особенно в ее нижних частях, отмечаются многочисленные горизонты с включениями. Они залегают линзообразно, имеют мощность 2—3 м и представляют собой включения песчаников и плотных мергелей среди глинисто-карбонатной массы. В кровле свиты зеленовато-серые мергели являются более плотными, отмечается их окремнение.

Фациальные изменения свиты Цице немногочисленны. В центральной части района (реки Афипс, Убин), в осевой части Афипского прогиба, свита имеет максимальную мощность — до 550 м. В западном и восточном направлениях мощность уменьшается до 100—90 м. Уменьшение песчаности свит отмечается в западном и еще более резко — в северном направлениях. Но к западу происходит нарастание кремнистости, так, у станции Нижнебаканской верхняя часть свиты Цице сложена сплошь опоковидными мергелями с опоками.

Отложения свиты прекрасно охарактеризованы комплексом фораминифер: *Gümbelina crinita* Glaessner, *G. pumilia* Subb., *G. micra* Subb., *Gyroidina sparksii* White, *Globigerina trivialis* Subb., *G. edita* Subb., *G. compressa* Plummer, *G. fringa* Subb., *Acarinina conicotruncata* Subb., *Allomorphina allomorphinoides* Reuss, *Bolivina* ex gr. *plaita* Carsey, *Anomalina ammonoides* Reuss и др. В многочисленных разрезах встречаются также моллюски. Так, в бассейне р. Иль К. И. Кийко собраны *Corbus korotkovi* Когоб., *C. korotkovi* Когоб. var. *edecinnata* Когоб., *Solenomya (Solecurtus) pavlovi* (Агкх.), *Variamusium* cf. *clupeolum* Когоб., *Athleta (Volutospina) elevata* (Sow.) и др. (определения И. А. Коробкова). По р. Псекуп собраны *Corbis korotkovi* Когоб., *Lucina schweyeri* Когоб., *Solenomya* sp. и др. (определения И. А. Коробкова).

Свита Горячего ключа представляет собой мощную, иногда до 1000 м толщу бескарбонатных пород, нередко со значительным развитием песчаников. Свита охарактеризована почти полностью только агглютинирующими фораминиферами, за исключением слоев, выделяемых в нижнюю часть подсвиты Шибик.

Вопрос об объеме свиты Горячего ключа решается не всеми одинаково и при этом не только относительно ее нижней границы. Еще больше разногласий имеется в вопросе о верхней границе этой свиты. Как известно, часть исследователей проводит ее по подошве «горизонта с включениями», другие исследователи (Гроссгейм, 1960 и др.) — по подошве ильской свиты, нижняя часть которой представлена толщей кремнистых пород, а верхняя — горизонтом с включениями. Нами принимается четырехчленное деление свиты Горячего ключа с нижней границей по кровле свиты Цице и верхней — по подошве ильской свиты. Выделенные подсвиты прослеживаются практически на всей территории Западной Кубани.

Подсвита Шибик почти повсеместно согласно залегают на отложениях свиты Цице, только по балке Соленой (р. Убин) Е. К. Шуцкой отмечается наличие в ее основании маломощного, до 20 см, базального гравелита. Подсвита Шибик сложена толщей терригенного флиша. Мощность ритмов небольшая, несколько сантиметров, при этом наибольшую мощность имеет II элемент ритма. Здесь ритмично переслаиваются алевролиты серые, рыхлые, иногда плотные. Реже отмечаются гравелиты или конгломераты с галькой белых известняков. Мощность I элемента ритма обычно 3—5 см, местами 30—50 см.

Второй элемент ритма представлен глинами темно-серыми, известковистыми, нередко алевритистыми. Мощность в среднем 5—7 см, иногда 30—40 см. Ритм завершается прослоем зеленых бескарбонатных глин, плотных, фукоидных мощностью 1—3 см. Отложения вмещают фауну *Nuculana cicensis* Когоб., *Corbis korotkovi* Когоб. var. *edecinnata* Когоб., *Solenomya (Solecurtus?) pavlovi* (Ark h.), *Turritella* cf. *circumdata* Deshayes, *Natica* sp., и др. (определения И. А. Коробкова), *Nuculana essentuciana* Когоб. (определения Л. В. Петренко) и др.

Комплекс фораминифер сходен с фораминиферами свиты Цице: *Gümbelina pumilia* Subb., *Gümbelina* cf. *crinita* Glaessner, *Siphonodosaria langulosa* Orb., *Gyroidina caucasica* Subb., *G. sparksii* Subb., *Globigerina compressa* Plummer, *G. varianta* Subb., *Globorotalia membranacea* (Ehrenberg), *G. pseudoscitula* Glaessner, *Acarinina conicotruncata* Subb. и др. Встречены радиолярии *Cenosphaera vulgaris* Borissenko, *Cenellipsis variabilis* Borissenko. Мощность подсвиты Шибик максимальна в центре Афицкого прогиба (90—100 м), затем к северо-западу и востоку она уменьшается до 20—30 м.

Псекупская подсвита почти повсеместно согласно залегает на подсвите Шибик и лишь по р. Безепс установлено несогласное залегание. В фаціальном отношении состав псекупской подсвиты неодинаков в различных частях территории.

В центральных районах она имеет флишевый облик и сложена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами. Мощность ритма несколько увеличена по сравнению с нижележащими отложениями, здесь также резко сокращается карбонатность глин II элемента ритма. Песчаники и алевролиты серые, рыхлые (иногда плотные, карбонатные), мощность слоев 3—10 см, реже до 1 м. Глины II элемента ритма темно-серые, известковистые, нередко в значительной степени алевритистые. Мощность 3—40 см. Глины III элемента ритма — известковистые, зеленые, тонкие, плотные, их мощность обычно 2—3 см, реже до 10 см.

В междуречье Псекупс—Афипс псекупская подсвита заметно обогащается песчаным материалом и на фоне общего субфлишевого строения отмечаются мощные (до 25—30 м) пласты алевролитов и песчаников, которые залегают в разных частях подсвиты, встречаясь два или три раза.

В бассейне рек Бугундырь, Шибик среди ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и глин встречаются многочисленные горизонты с включениями. Это подводно-оползневые пачки, характеризующиеся интенсивной мелкой складчатостью пластов песчаников и алевролитов, образовавшейся в результате подводного оползания осадков, содержащих многочисленные обломки более древних пород.

Мощность псекупской подсвиты также имеет максимальное значение (370 м) в центральной части Афицкого прогиба (в междуречье Иль—Абин). К западу и востоку она уменьшается до 100—150 м.

Отложения охарактеризованы богатыми находками фораминифер, а также радиолярий: *Cromyodruppa singularia* Borissenko, *C. regularia* var. *solenaja* Borissenko, *Cenodiscus magnus* Borissenko, *C. longus* Borissenko, *Stylodiscus cornutus* Borissenko, *Staurodictya psecupsa* Borissenko, *S. quartus* Borissenko, *Cenosphaera pila* Borissenko, *Sethocyrtis mica* Borissenko и др. (определения Н. Н. Борисенко).

Подсвита балки Кипячей повсеместно согласно сменяет подстилающие образования и имеет четко выраженное двучленное строение. Нижняя часть ее сложена ритмично переслаивающимися алевролитами

и глинами. При этом первый элемент ритма — серые алевролиты, рыхлые, часто плотные, известковистые мощностью 3—15 м, песчаники здесь почти полностью отсутствуют; второй — глины серые, зеленовато-серые, светлые, мергелистые, в них в незначительной степени отмечается примесь алевролитового материала, мощность 3—70 см; третий — глины зеленые, бескарбонатные, тонкие, фукоидные (0,5—3 см). Мощность этой части подсвиты 50—100 м, уменьшаясь к западу и востоку от осевой части Афипского прогиба.

Верхняя часть подсвиты балки Кипячей сложена глинами светло-зелеными, в них часто встречаются маломощные (до 50 см) прослои алевролитов, однако флишевого облика отложений здесь уже не наблюдается. В глинах располагаются мелкие конкреции сидеритов. Мощность 70—100 м.

В отложениях подсвиты встречаются многочисленные песчаные агглютинирующие фораминиферы, однако для стратиграфического расчленения свиты Горячего ключа более важное значение приобретают радиолярии, среди которых Н. Н. Борисенко описаны *Cenosphaera pila* Borissenko, *Cenodiscus cribriformis* Borissenko, *C. mativis* Borissenko, *Cromyodruppa singularia* Borissenko, *Spongodiscus tritus* Borissenko, *S. libum* Borissenko, *Spongurus elongatus* Borissenko.

Отложения ахтырской подсвиты на значительной территории размыты и сохранились в междуречье Псекупс—Шибик. Постепенно глины подсвиты балки Кипячей сменяются вновь субфлишевой толщей, представленной ритмичным переслаиванием алевролитов и глин. Характер ритмичности здесь несколько иной: ритмы имеют более значительную мощность. Первый элемент ритма — алевролиты светло-серые, рыхлые мощностью 40—60—80 см, в средней части подсвиты до 4 м. Вторым элементом ритма представлен глинами, в значительной мере алевролитистыми, бескарбонатными темно-серого цвета. Мощность 40—70 см. Третий элемент ритма — глины тонкие, зеленые, известковистые, мощность 2—5 см. Мощность ахтырской подсвиты достигает 170 м.

Отложения содержат фораминиферы и радиолярии: *Cenosphaera caucasica* Borissenko, *C. lippmani* Borissenko, *C. cubanica* Borissenko, *Cromyodruppa ovoides* Borissenko, *Trochodiscus*(?) *decoratus* Borissenko, *Sethocyrtis bicamerata* Borissenko, *Cenodiscus enormis* Borissenko, *Carposphaera subbotinae* Borissenko.

Ильская свита в пределах Западно-Кубанского передового прогиба трансгрессивно залегает на подстилающих образованиях палеоцена и верхнего мела. Наиболее полные разрезы ее описаны в междуречье Иль—Абин. Здесь обнажаются наиболее древние горизонты свиты, отсутствующие в других местах. Ниже горизонта с включениями залегает пачка светлого терригенного флиша с примесью вулканогенного материала и прослоями кила. Мощность пачки несколько метров.

Выше располагается первый горизонт с включениями, являющийся на некоторой части площади и основанием ильской свиты. Он представлен многочисленными глыбами мергелей и известняков, гальками аргиллитов, располагающимися среди алевролитов и глин.

Выше по разрезу находится толща терригенного флиша, перекрывающаяся вторым горизонтом с включениями. Затем снова располагается терригенный флиш, перекрываемый третьим, последним, горизонтом с включениями. Мощность горизонтов с включениями 15—20 м, а разделяющая их толща терригенного флиша составляет 50 м и более.

Строение ильской свиты на площади описываемой зоны неодинаково. В западном направлении происходит постепенное выклинивание

горизонтов с включениями. Так, западнее р. Шибик нижняя часть ильской свиты сложена глинами, а верхняя — светлым терригенным флишем. В более западных районах (реки Кудак, Гечепсин и др.) свита состоит из зеленых и зеленовато-серых неизвестковистых глин, в значительной степени окремнелых. В восточном направлении от Иль-Абинского междуречья также происходит выклинивание горизонтов с включениями, и в бассейне р. Пшиш сохраняется лишь один (средний) горизонт.

Мощность свиты неодинакова: она достигает 170 м в районе рек Иль—Абин, 100 м по балке Глубокой, в остальных районах не превышает 20—30 м.

В отложениях ильской свиты содержатся многочисленные песчаные фораминиферы, а также радиолярии, среди которых определены: *Cenellipsis micrus* Borissenko, *C. elegans* Borissenko, *Cenodiscus spongoides* Borissenko, *C. altus* Borissenko, *C. rectus* Borissenko, *C. densus* Borissenko, *C. medius* Borissenko, *Cenosphaera givitza* Borissenko, *C. subregularis* Borissenko, *C. caucasica* Borissenko, *Carposphaera subbotinae* Borissenko, *Ellipsoxiphus tenuis* Borissenko, *Cromyodruppa ovoidea* Borissenko, *C. regularia* Borissenko, *Trochodiscus aculeatus* Borissenko, *T. spinosus* Borissenko, *Porodiscus ornatus* Borissenko и др.

Следует отметить, что в отношении объема ильской свиты существует несколько мнений. Так, Г. П. Леонов и В. П. Алимарина (1964) считают, что это название следует сохранить за горизонтами с включениями, а нижнюю часть выделять под названием «хабльские слои». Они же предлагают выделять в качестве иль-абинской свиты комплекс отложений, включающих подсвиту балки Кипячей, ахтырскую подсвиту и хабльские слои. Некоторыми исследователями выделяется в радиоляриевую толщу комплекс пород от подошвы подсвиту балки Кипячей до ильской свиты включительно.

### Эоцен

На территории Западной Кубани эоценовые отложения развиты сравнительно широко, однако сохранность их в пределах выходов на дневную поверхность неполная, здесь присутствуют только нижние горизонты. Более полно разрез эоцена представлен по данным буровых скважин. Отложения эоцена соответствуют верхней части фораминиферовой серии восточных районов Северного Кавказа и расчленяются на шесть свит: зыбзинскую, кутаисскую, калужскую, хадыженскую, кумскую и белоглинскую.

*Зыбзинская свита* представлена терригенно-карбонатным флишем и сложена ритмично переслаивающимися песчаниками (авлевролитами), мергелями и глинами. Песчаники и авлевролиты серые, плотные, иногда кварцитовидные, мощность I элемента ритма 30—60 см. Нередко в основании ритмов отмечаются гравелиты или конгломераты с галькой белых известняков. Второй элемент ритма представлен мергелями, в разной степени глинистыми. В нижней части подсвиту это зеленые мергелистые глины, в верхней — мергели. Породы в значительной степени окремнены. Мощность II элемента ритма 10—30—50 см. Третий элемент ритма представлен зелеными глинами, тонкими, бескарбонатными мощностью не более 2—5 см.

Мощность зыбзинской свиты непостоянна, максимальное ее значение отмечается в междуречье Иль—Абин (80 м), к западу и востоку она уменьшается до 20 м.



Отложения охарактеризованы фораминиферами: *Globorotalia densa* Cushman, *G. nartanensis* Schütz., *G. marginodentata* Subb., *G. convexa* Subb., *G. lensiformis* Subb., *Dentalina sulcata* (Reuss), *D. filiformis* Reuss и др. Кроме того, В. А. Гроссгейм (1961) приводит характерный комплекс радиолярий, обработанный Н. Н. Борисенко и В. А. Крашенинниковым: *Tricolocampe lageniformis* Borissenko, *Ellipsostylus russiensis* Kraschen., *E. ancorarius* Kraschen., *E. inclarus* Kraschen., *Ellipsidium mendosum* Kraschen., *Spongurus saxeus* Kraschen., *S. illepidus* Kraschen., *S. crispus* Borissenko и др.

*Кутаусская свита*, повсеместно согласно контактирующая с зыбзинской, представлена светло-зелеными мергелистыми глинами, иногда алевролитистыми со слоистыми песками. В нижней части — прослой красных мергелей. Мощность свиты уменьшается на сводах антиклиналей и увеличивается (до 200 м) в синклинальных структурах.

Для этих отложений характерны фораминиферы, встречающиеся и в зыбзинской свите, кроме того, отмечаются *Globorotalia aragonensis* Nuttall., *G. velascoensis* Cushman, *Globigerina inaequispira* Subb. В. А. Гроссгейм (1961) приводит также характерный комплекс радиолярий: *Ellipsoxiphus veruformis* Borissenko, *Stylodictya spinosa* Borissenko, *Cenosphaera falcata* Kraschen., *Pseudostaurosphaera perelegans* Kraschen., *Acauthosphaera formosa* Kraschen., *Ellipsostylus mirus* Kraschen., *Trochodiscus exilis* Kraschen., *Stylodiscus clandestinus* Kraschen., *Staurodiscus primus* Kraschen., *Triadiscus caucasicus* Kraschen., *Stulotrochus pinnatus* Kraschen. и др.

*Калужская свита* имеет обычно согласный контакт с нижележащими отложениями, но в сводах крупных антиклинальных складок наблюдается размыв подстилающих пород кутаусской свиты и в подошве калужской залегает обычно маломощный горизонт конгломератов. Свита сложена глинами карбонатными или слабо карбонатными, зеленого, серо-зеленого цвета, в отдельных горизонтах сильноалевролитистыми. Нижние горизонты свиты содержат прослой песчаников и алевролитов. Мощность свиты непостоянна, она уменьшается в присводовых частях антиклиналей и увеличивается на крыльях. Максимальная мощность (400 м) отмечается по р. Пшиш, в западном направлении она уменьшается до 200 м.

Комплекс планктонных фораминифер включает такие виды, как *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissl.), *Amphimorphina caucasica* Glaessner. Здесь отмечены радиолярии: *Cenosphaera regularia* Borissenko, *Thecosphaera rotunda* Borissenko, *Ellipsidium cultum* Borissenko. И. А. Кробковым описаны многочисленные моллюски: *Nucula tuschepsiana* Когоб., *N. corbuloides* Когоб., *Nuculana ignota* Когоб., *N. psehischica* Когоб., *Libitina parisiensis* Desh. var., *Corbis korotkovi* Когоб., *C. ciscaucasicus* Когоб. var. *Roxania lem-niscata* Когоб.

*Хадыженская свита* залегает согласно на отложениях калужской свиты. В пределах Западной Кубани отмечается четко выраженное дву-членное строение свиты. Нижняя часть сложена мергелями светлыми, зелеными, зеленовато-серыми, в которых иногда встречаются прослой кеффекелита, наиболее широко развитые по р. Пшиш. Наиболее характерны для этой части разреза *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissl.). По р. Пшиш мощность нижней подсвиты составляет 130 м, к западу она резко уменьшается — до 40 м. Эта часть хадыженской свиты имеет среднеэоценовый возраст. Верхняя часть свиты параллель-

лизуется с керестинской свитой, здесь же она нередко выделяется под названием керестинского горизонта. Однако более рационально не включать этот горизонт в состав хадыженской свиты, рассматривая его отдельно как основание верхнего эоцена.

Сложен керестинский горизонт светлыми слоистыми известняками и мергелями; мощность его 5 м. Отложения содержат *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissl.), *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Hantkenina mexicana* Cushman, *H. longispina* Cushman, *Hantkenina* aff. *lichinsi* Shokh., *H. liebusi* Shokh., *Acarinina rotundimarginata* Subb.

Отложения кумской свиты на территории Западной Кубани характеризуются некоторыми различиями фациального состава и мощности. В восточной части площади (восточнее р. Псекупс) отмечается согласное залегание свиты, в западных районах она залегает несогласно на хадыженской или калужской свитах, при этом наибольший перерыв приурочен к сводовым частям антиклинальных складок.

Кумская свита сложена в восточных районах мергелями коричневыми, темными, битуминозными с примесью алевроитового материала (в незначительных количествах). В западных районах (бассейн р. Псекупс) разрез кумской свиты обогащается терригенным материалом и к западу от станицы Холмской это уже глины серые, иногда алевроитистые, часто известковистые.

Мощность кумской свиты в центральной части Афицкого прогиба 200 м, к западу и востоку она уменьшается до 40—30 м.

Отложения охарактеризованы типичными бентонными и планктонными фораминиферами, часто встречается чешуя рыб *Lyrolepis caucasica* Rom. В. А. Гроссгейм (1961) приводит список радиолярий, определенных Н. Н. Борисенко: *Cenosphaera carukaja* Borissenko, *C. simplex* Borissenko, *C. favosita* Borissenko, *Dorilonchidium*(?) *venustus* Borissenko, *Xiphosphaera*(?) *londa* Borissenko, *Stauroloncha*(?) *ifidelia* Borissenko, *Acanthosphaera quinquespinata* Borissenko, *Cenellipsis susiformis* Borissenko, *Cenodiscus plotuini* Borissenko, *C. crassus* Borissenko, *C. gratus* Borissenko, *Porodiscus cornutus* Borissenko и др.

Белоглинская свита согласно залегает на породах кумской. Строение ее сравнительно однообразно — это светлые известняки, слоистые или массивные. Иногда в средней части наблюдаются известняки розоватого цвета. Мощность свиты достигает 100 м в центральной части Афицкого прогиба, резко уменьшаясь к востоку и западу; характерно также резкое уменьшение мощности в сводах антиклиналей.

В отложениях белоглинской свиты полностью исчезают глоборталиты. Характерными видами фораминифер являются *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Globigerina corpulenta* Subb., *Nonion curviseptus* Subb., *Bolivina antegressa* Subb. и др.

### Южный склон Северо-Западного Кавказа

Палеоцен-эоценовые отложения южного склона Северо-Западного Кавказа распространены в виде нешироких изолированных полос и занимают незначительную площадь. Для них характерны весьма сложное строение и различный фациальный состав.

Характеристика строения палеоцен-эоценовых отложений дана по следующим районам: 1) северо-западная часть Новороссийского прогиба (до р. Туапсе на востоке), 2) Чвежипсинская зона, 3) зона Ахцу, 4) Адлерская депрессия.

### Северо-Западная часть Новороссийского прогиба

Разрез палеоцен-эоценовых отложений этого района изучен сравнительно слабо. Описываемые образования смяты в складки, осложнены многочисленными разрывными нарушениями и с трудом поддаются сопоставлению. Разрез у г. Анапы неоднократно изучался различными исследователями. Расчленили они его по-разному, различно определяя и возраст отдельных стратиграфических подразделений. Разрез у г. Анапы (снизу вверх) по Г. П. Леонову и В. П. Алимариной (1964) следующий.

К датскому ярусу относится нижняя часть *кадошской свиты* (под-свита Сукко и навагирская, по С. Л. Афанасьеву), представленная терригенным флишем.

Выше располагается *анапская свита*, сложенная терригенным флишем и имеющая, по В. А. Гроссгейму (1960), датский возраст, а по С. Л. Афанасьеву и Ю. Н. Швембергеру (1950 г.) — палеоценовый, так как в них содержатся *Acarinina pseudotopilensis* Subb., *A. angulata* (White), *Globigerina inconstans* Subb., *Globorotalia planconica* Subb. и др. Встречены здесь и моллюски: *Solenomya pavlovi* Arkh., *Athleta (Volutospina) elevata* Sow. Мощность свиты более 200 м.

*Свита Цице* представлена терригенным флишем, где относительно большую роль играют песчаники. По подошве сравнительно мощного пласта песчаника проводится ее нижняя граница. В верхней части свиты существенную роль играют прослои плотных темно-серых кремнистых мергелей. Фауна фораминифер в рассматриваемой свите плохой сохранности и не поддается определению. Мощность ее более 100 м.

*Приморская свита.* Флишевая толща вверх довольно резко, но без следов размыва, сменяется толщей мощностью около 100 м темно-серых и зеленовато-серых известковистых глин или мергелей с подчиненными прослоями алеролитов и песчаников. Среди песчаников встречаются «мусорные» разности. Микрофауна обычно представлена агглютированными фораминиферами, но обнаружены и единичные типичные *Acarinina angulata* White. Встречены и моллюски в одном из «мусорных» песчаников. По определению Г. П. Леонова, среди собранных моллюсков обнаружены *Variamussium* cf. *clipeolum* Когоб., *Propeamusium biscalptum* Коен., *Leda biarata* Коен., *Siphondentalium intumescens* Коен. и некоторые другие, определенные до рода, среди которых много *Pecten*, почему вся эта толща раньше именовалась «серией с *Pecten*». Обнаружены здесь обломки панцирей и иглы морских ежей, а также крупные экземпляры *Nodosaria*, *Dentalina*, *Robulus* и др. Как отмечают Г. П. Леонов и В. П. Алимарина (1964), «ни одна другая из известных в пределах СССР палеоценовых ассоциаций ископаемых не является столь близкой к копенгагенской, как рассматриваемая фауна горизонта с *Pecten*». Разрез от анапской свиты до приморской включительно можно сопоставить со свитой Цице (эльбурганской) северо-восточных районов.

*Свита крученых песчаников.* Глинисто-мергельная толща вверх сменяется сходной толщей, отличающейся, однако, резким увеличением прослоев рыхлых кривослоистых (крученых) песчаников, почему она была названа К. А. Прокоповым (1937) «горизонтом кривослоистых песчаников».

В описанной толще встречается много *Globigerina varianta* Subb. и *G. triloculinoides* Plum., а также разнообразные представители группы *Globorotalia angulata* White, среди которых наблюдаются *Globorotalia conicotruncata* Subb. и *G. tadjikistanensis* N. Вук.,

а сверху *Globorotalia kolchidica* M o g o z. Возможно сопоставление этих отложений с подсвитой Шибик.

**Пластунская свита** характеризуется преимущественно глинистыми породами и лишь в верхней части относительная роль песчаников и алевролитов заметно возрастает. Условно она может быть сопоставлена со свитой Горячего ключа Западной Кубани.

В Бжидском районе выделяются те же свиты палеоценового возраста, что и в Анапском районе, но, по мнению Г. П. Леонова и В. П. Алимариной (1964), в этом районе мощности всех стратиграфических подразделений значительно сокращены, а отложения, соответствующие свите Горячего ключа, выделяемой в качестве пластунской свиты, вероятно, залегают трансгрессивно, срезая «толщу крученых песчаников», а также, возможно, частично «приморскую толщу».

Выше пластунской свиты, или свиты Горячего ключа, по В. А. Гроссгейму (1960), выделяются головинская, зыбзинская и кутаисская свиты.

**Головинская свита** представлена зеленовато-серыми глинами и аргиллитами с редкими и тонкими прослоями алевролитов. В. А. Гроссгейм сопоставляет ее с ильской свитой, хотя последняя палеонтологически не охарактеризована. Мощность 45 м.

**Зыбзинская свита** сложена ритмично чередующимися плотными, слегка окремнелыми алевролитами, светло-зелеными слабо известковистыми и неизвестковистыми глинами. Мощность 38 м. В этой свите из планктонных фораминифер указываются только *Globigerina triloculinoidea* Plum m., *Globorotalia pseudoscutula* Glaes n.

**Кутаисская свита** представлена ритмично переслаивающимися известковыми алевролитами и известковыми глинами зеленого и красного цвета. Из планктонных фораминифер встречены *Globigerina pseudoecaena* Subb., *G. inaequispira* Subb., *G. triloculinoidea* Plum m., *Globigerinella voluta* White, *Globorotalia* ex gr. *aragonensis* Nutt., *Acarinina pentacamerata* Subb., *A. crassaformis* Gall. et Wissl. Мощность 40 м.

Ниже приводится разрез по рекам Небуг и Агой, характеризующий отложения в более южных районах (Афанасьев и Гроссгейм, 1960 и др.):

Ст <sub>2</sub> d—Pg <sub>1</sub> <sup>1</sup> . 1. Кадошская свита.	
Ст <sub>2</sub> d — нижняя подсвита: ритмичное и равномерное чередование алевролитов, кремнистых аргиллитов, с прослоями песчаников и опоковидных пород . . . . .	220—260 м
Pg <sub>1</sub> <sup>1</sup> — верхняя подсвита: ритмичное и равномерное чередование алевролитов, песчаников и кремнистых аргиллитов; увеличивается содержание зернистых пород и уменьшается известковистость и кремнистость аргиллитов . . . . .	150—250 „
Pg <sub>1</sub> <sup>2</sup> 2. Свита казачьей щели. Ритмичное и равномерное чередование алевролитов и песчаников, образующих мощные пласты (до 1—1,5 м) мергелей и аргиллитов. Прослой глинистых известняков, кремнистых . . . . .	230—310 „
Pg <sub>1</sub> <sup>2</sup> 3. Свита Горячего ключа. Глины темно-серые, неизвестковистые, с редкими тонкими прослоями алевролитов и опоковидных пород . . . . .	300 „
Pg <sub>1</sub> <sup>2</sup> 4. Абазинская свита. Глины неизвестковистые, оливковые, с прослоями аргиллитов и глинистых мергелей . . . . .	70 „
Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup> 5. Аналоги зыбзинской, кутаисской, калужской и хадыженской свит. Глины известковистые и неизвестковистые, в верхней части песчанистые, с редкими и тонкими прослоями мергелей, глинистых известняков и алевролитов . . . . .	45 „
Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup> 6. Аналог кумской свиты. Мергели коричневые, битуминозные, с тонкими и редкими прослоями алевролитов и песчаников. Видимая мощность . . . . .	170 „

## Чвежипсинская зона

Здесь приводится описание палеоцен-эоценовых отложений, развитых на Южном склоне Западного Кавказа в Чвежипсинской структурно-фациальной зоне и Пластунской мульде, которая относится разными исследователями к различным структурно-фациальным зонам\*.

В основании палеоцена располагается свита Цице (алексая), в разрезах по рекам Шахе, Лоо, Западный и Восточный Дагомыс сложенная ритмично переслаивающимися сильно окремненными алевролитами, песчаниками, аргиллитами и кремнями. По литологическим признакам она подразделяется на две подсвиты (А. В. Жакович и др., 1964 г.). Нижняя подсвита имеет следующее строение:

1. Переслаивание сильно окремненных алевролитов и кремней . . . . .	10 м
2. Переслаивание мощных (0,1—0,4 м) песчаников, алевролитов (0,2—0,8 м) и аргиллитов (0,1—0,3 м) . . . . .	28 „
3. Переслаивание песчаников (0,6—0,7 м), алевролитов и аргиллитов при возросшей мощности песчаных прослоев . . . . .	44 „
4. Песчаник плотный, серый, известковистый . . . . .	2 „
5. Переслаивание песчаников (0,6—1,5 м) с алевролитами и аргиллитами . . . . .	40 „
Общая мощность подсвиты 124 м.	

Строение верхней подсвиты (снизу вверх):

1. Пачка переслаивающихся мергелей и аргиллитов, разделенных сравнительно мощными (0,3—0,7 м) пластами песчаников и алевролитов. Встречаются прослой кремней . . . . .	50 м
2. Пачка чередующихся относительно мощных (0,4—0,7 м) пластов песчаников и пачек крупноленточного переслаивания кремнистых аргиллитов и алевролитов . . . . .	26 „
3. Кремнистая пачка, тонкоритмичная . . . . .	20 „
Мощность верхней подсвиты 96 м.	

Общая мощность свиты Цице 220 м.

Здесь встречаются *Acarinina inconstans* Subb., *A. indolensis* Mогоz., *A. schakhdagica* Chalil., *Globigerina pseudobulloides* Plumm., *G. varianta* Subb., *G. trivialis* Subb. и др.

Выше располагается переходная толща нижнего — верхнего палеоцена (А. В. Жакович и др., 1964 г.):

1. Пачка переслаивания аргиллитов и алевролитов . . . . .	9,5 м
2. Переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты и мергели . . . . .	6 „
3. Подводно-оползневая пачка, с обломками светло-зеленых кремнистых известняков, цементированных глиной . . . . .	2,5 „
4. Пачка переслаивающихся серых, зеленовато-серых, слегка окремненных аргиллитов и серых известковистых аргиллитов . . . . .	12 „
Мощность переходной толщи 30 м. Она, возможно, является аналогом приморской толщи Г. П. Леонова и В. П. Алимариной (1964).	

**Свита Горячего ключа.** Расположенная выше существенно песчаниковая толща мощностью 26 м относится к основанию свиты Горячего ключа и выделяется под названием подсвиты Шибики. Верхняя часть свиты имеет следующее строение:

1. Преимущественно аргиллитовая пачка, где аргиллиты мощностью 0,9—1,3—1,5 м переслаиваются с алевролитами и песчаниками (0,03—0,05—0,2 м) . . . . .	80—90 м
2. Переслаивание песчаников (0,4—1 м) и аргиллитов (0,3—0,9 м) . . . . .	40 „
3. Переслаивание аргиллитов (0,70—1,5—1,8 м) и песчаников (0,01—0,05—0,1 м) . . . . .	120 „
Мощность верхней подсвиты 240—250 м.	

\* Большой материал, кроме данных В. А. Гроссгейма, получен также в результате исследований, проведенных Северо-Кавказским геологическим управлением (Савин, Баранов, Резников, 1961; Жакович, Рудянов, Резников, 1964 и др.).



Общая мощность свиты Горячего ключа более 270 м.

Находки микрофауны свидетельствуют о верхнепалеоценовом возрасте отложений.

Головинская свита залегает согласно на подстилающих отложениях свиты Горячего ключа и имеет следующее строение:

- |  |           |
|--|-----------|
| 1. Песчаник зеленовато-серый . . . . .   | 1,8—2 м   |
| 2. Переслаивающиеся окремненные аргиллиты и песчаники, с явным преобладанием аргиллитов . . . . .  | 5 „       |
| 3. Пачка крупноритмичного переслаивания слабо окремненных аргиллитов (0,8—7 м) серого, зеленовато-серого цвета, алевролитов и песчаников (0,2—0,3 м) . . . . . | 58 „      |
| 4. Пачка мелкоритмичного переслаивания слабо окремненных аргиллитов серых, зеленовато-серых (0,1—0,4 м) песчаников и алевролитов (0,1—0,15 м) . . . . .        | 26 „      |
| 5. Пласт песчаника серого с желтовато-бурым оттенком, слабо окремненного, известковистого . . . . .  | 1,2—1,8 „ |

Общая мощность головинской свиты 106 м.

В направлении с востока на запад и северо-запад резко уменьшаются окремнение пород.

В описанных отложениях собраны *Globigerina nana* Chalil., *G. compressa* var. *pseudobulloides* Plumm., *Rhabdammina cylindrica* Glaessn., *Proteonina complanata* (France), *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Haplophragmoides tennis* Gushm., *Trochamminoides advena* Grady и др. (определения Э. В. Чуриловой). На этом основании возраст головинской свиты может быть определен как верхнепалеоценовый.

Эоцен представлен нижним, средним и верхним отделами.

Мамайская свита. Она согласно залегает на головинской и имеет следующее строение:

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Пачка переслаивания зеленовато-серых аргиллитов (0,2—0,9 м), мергелей (0,1—0,4 м) и темно-серых аргиллитов (0,05—0,1 м) . . . . .  | 26 м  |
| 2. Пачка переслаивания светло-зеленых известковистых аргиллитов (0,1—0,5 м), зеленых мергелей (0,1—0,6 м), известковистых песчаников и алевролитов (0,1—0,5 м) . . . . .      | 42 „  |
| 3. Пачка ритмичного переслаивания аргиллитов, мергелей и алевролитов при резком возрастании мощности слоев аргиллитов . . . . .   | 158 „ |
| 4. Пачка тонкоритмичного переслаивания аргиллитов, мергелей, алевролитов и песчаников. Здесь возрастает мощность слоев мергелей, аргиллиты становятся карбонатными . . . . .  | 80 „  |
| 5. Пачка переслаивания аргиллитов, мергелей, аргиллитов и песчаников. Характеризуется более мощными слоями алевролитов и песчаников . . . . .                                 | 112 „ |
| 6. Пачка переслаивания зеленовато-серых алевролитов и мергелей зеленовато-серых и темно-зеленых известковистых аргиллитов и песчаников. Преобладают в пачке мергели . . . . . | 84 „  |

Мощность мамайской свиты 500 м.

Литологический состав свиты сравнительно постоянен, но к востоку от р. Дагомыс Западный в пачке «1» появляется горизонт с включениями, представленный глыбами серых известняков и пестроцветных мергелей, реже галькой кремней. Происхождение горизонта подводно-оползневое. Он был описан Б. М. Келлером (1949) и Н. Б. Вассовичем (1958).

Из отложений мамайской свиты собрана следующая микрофауна: *Globigerinella voluta* (White), *Globigerina pseudoeocaena* Subb., *G. triloculnoides* Plumm., *Globorotalia pseudoscitula* Glaessn., *G. membranacea* (Ehrenb.), *Acarinina rotundimarginata* Subb., *A. crassaformis* (Gall. et Wissl.), *A. rugosoaculeata* Subb., *A. pseudotopilensis* Subb., *A. acarinata* Subb., *A. intermedia* Subb. и др. (определения Э. В. Чуриловой). Она свидетельствует о нижне-средне-эоценовом возрасте вмещающих пород.

*Навагинская свита* залегает согласно на мамайской. В основании ее выделяется керестинский горизонт, представленный ритмично переслаивающимися зеленовато-серыми и коричневыми аргиллитами зеленовато-серыми фукоидными мергелями и серыми алевролитами. Мощность горизонта 5—7 м. Комплекс микрофауны: *Globigerinoides subconglobatus* Ch al., *Acarinina rotundimarginata* Subb., *A. rugosoaculeata* Subb., *Globigerina eoacaenica* Terquem, *G. frontosa* Subb., *Bolivina microlancetiformis* Subb. и др. (определения Э. В. Чуриловой) характеризует его верхнеэоценовый возраст.

Вышележащая часть разреза представлена ритмичным чередованием серых аргиллитов, коричневых, часто битуминозных мергелей и песчаников; отмечаются редкие и маломощные прослой черных битуминозных сланцев. При этом нижняя часть этой толщи имеет существенно мергелистый состав, а верхняя — глинистый.

Видимая мощность навагинской свиты составляет более 100 м. Отложения охарактеризованы: *Globigerina eoacaenica* Terquem., *G. inflata* Or b., *G. frontosa* Subb., *Acarinina rotundimarginata* Subb., *A. rugosoaculeata* Subb., *Bolivina microlancetiformis* Subb., *B. advena* Gushm., *Angulogerina angulosa* (Williamson) и др. (определения Э. В. Чуриловой). Навагинская свита имеет верхнеэоценовый возраст.

### Зона Ахцу

Зона Ахцу, вытянутая в виде узкой полосы, перекрывающаяся на западе меловыми и палеогеновыми отложениями, а на востоке соединяющаяся с крупными рифовыми массивами Кацырха — Дзыхра, является зоной барьерных рифов. Разрез палеоцен-эоценовых отложений имеет здесь ряд особенностей. В осевой части зоны эоценовые флишевые образования трансгрессивно налегают на титонские рифогенные известняки, а на периферии зоны наблюдается непрерывный разрез от маастрихтских до эоценовых отложений.

В разрезе по р. Кудепста в южной части зоны Ахцу (Б. М. Келлер и В. В. Меннер, 1945 г.) обнажаются (снизу вверх):

- |  |      |
|--|------|
| 1. Датский ярус. Мергели оливково-зеленые, переслаивающиеся со светло-серыми . . . . .   | 17 м |
| 2. Палеоцен — нижний-средний эоцен. Мергели оливково-зеленые, тонкоплитчатые с <i>Globorotalia lensiformis</i> Subb. . . . .               | 12 „ |
| 3. Мергели пестроцветные с <i>Globorotalia aragonensis</i> Nutt. . . . .   | 70 „ |
| 4. Верхний эоцен. Аргиллиты битуминозные, глины песчаные, известковистые, с прослоями алевролитов и песчаников. Видимая мощность . . . . . | 20 „ |

К северу от осевой части зоны, в Верхне-Ажекском тектоническом окне, описан следующий разрез (Ч. Б. Борукаев, 1964):

На датских мергелях залегает толща пестроцветных зеленовато-серых, переслаивающихся с розовыми мергелей. Возраст ее, вероятно, палеоэоценовый — нижнеэоценовый.

Выше располагается толща флиша. Ритмично переслаиваются мергели зеленовато-серые и известняковые песчаники. Видимая мощность 30 м. Возраст, вероятно, среднеэоценовый.

В осевой части зоны Ахцу распространены породы эоцена, представленные ритмичным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и карбонатных песчаников. Толща окрашена в зеленоватые, зеленовато-серые и серые цвета. Видимая мощность около 150 м. Судя по составу фораминифер, обнаруженных В. С. Буртманом, здесь представлен средний и верхний эоцен: *Globorotalia aragonensis* Nutt. var. *caucasica* Glaessn., *G. aragonensis* Nutt., *G. planoconica* Subb., *G. rotundimarginata* Subb., *Acarinina pseudotopilensis* Subb., *Globigerina trilocolinoides* Plum., *G. pseudo-eocena* Subb., *Globigerinoides conglobatus* (Grady) и др.

Нередко в центральной части зоны Ахцу эоценовые отложения заполняют воронки карстового происхождения, в этом случае разрез также начинается со среднего эоцена (Келлер, Меннер, 1945).

### Адлерская депрессия

В пределах Адлерской депрессии отложения палеоцен-эоцена резко отличаются от флишевых образований западных и северо-западных районов северного склона, но обнаруживают сходство с отложениями Хадженского района.

Строение палеоцен-эоценовых отложений характеризует разрез, описанный Б. М. Келлером и В. В. Меннером (1945 г.).

1. Мергели и глинистые известняки датского яруса . . . . .	50 м
2. Нижний палеоцен. Горизонт с <i>Globorotalia lensiformis</i> Subb. Мергели голубоватые, зеленоватые, плотные . . . . .	12 „
Здесь отмечены также <i>Bolivinooides aragonensis</i> Nuttall, <i>Gyroidina soldanii</i> (Orb.), <i>Globigerina pseudobulloides</i> Plummer, <i>G. triloculinoides</i> Plummer и др.	
3. Нижний—средний эоцен. Горизонт с <i>Globorotalia aragonensis</i> Nuttall. Сложен мергелями пестроцветными, темно-красными, светло-серыми и фиолетовыми . . . . .	80—90 „
В мергелях отмечены: <i>Gyroidina florealis</i> White, <i>Globigerinella micra</i> (Cole), <i>Globigerina pseudobulloides</i> Plummer, <i>G. triloculinoides</i> Plummer и др.	
4. Средний эоцен. Горизонт с <i>Globorotalia crassaformis</i> Gall. et Wissl. Представлен толщей зеленоватых мергелей . . . . .	35—40 „
Встречены также фораминиферы <i>Clavulina angularis</i> Orb., <i>Globorotalia aragonensis</i> Nuttall, <i>Globigerina triloba</i> Reuss и др.	
5. Верхний эоцен. Горизонт с <i>Lyrolepis caucasica</i> Rom. Сложен мергелями глинистыми темными, коричневыми, битуминозными . . . . .	до 20 „
6. Верхний эоцен. Горизонт с <i>Globigerinoides conglobatus</i> Brady. Представляет собой мергели пестроцветные . . . . .	80—85 „

Мощности и фациальный состав палеоцен-эоценовых отложений Адлерской депрессии различны в зависимости от положения разреза. В осевых частях антиклинальных складок (Ахунская, Ахтырская, Битхинская) мощность сокращается, тогда как на крыльях и особенно в понижениях между антиклиналями она заметно возрастает.

### Ставропольский свод

Строение палеоцен-эоценовых отложений в области Ставропольского свода резко отличается от аналогичных отложений южных районов. На Ставрополье резко возрастает мощность пород и уменьшается их карбонатность.

Характерным является разрез по скважине в сел. Расшеватке (Шуцкая, 1960; Л. С. Тер-Григорянц) (рис. 43):

1. Верхнемеловые известняки . . . . .	Перерыв	
2. Толща карбонатных глин . . . . .		55 м
3. Песчаники . . . . .		40 „
4. Глины серые, карбонатные . . . . .		65 „
5. Песчаники . . . . .		90 „
6. Песчанистые известняки . . . . .		27 „
7. Глины песчанистые . . . . .		32 „
8. Песчанистые серые известняки . . . . .		93 „
9. Песчаники . . . . .		235 „

Эта часть разреза содержит *Cibicides perlucidus* Nutt., *Cibicides ex gr. lectus* Wass., *Anomalina eklöhmi* Brotz. и др.

Описанная толща соответствует палеоцену, однако более дробное расчленение проводится различно. Вслед за Л. С. Тер-Григорянц целесообразно слой «2» отнести к эльбурганской свите, а остальную часть разреза — к свите Горячего ключа и абазинской. Толща глин (слой «10») в интервале 1720—1750 м сопоставляется с георгиевской свитой. К черкесской свите относится толща глин и песчанистых глин (слои «11—15») в интервале 1355—1720 м. Располагающаяся выше пачка мергелей и темных глин мощностью около 40 м является аналогом керестинской и кумской свит.

Разрез венчается светлыми глинами, нередко песчанистыми, карбонатными мощностью около 100 м, которые могут сопоставляться с белоглинской свитой. Здесь встречаются *Cyclamina pseudocancellata* Chalil., *Uvigerina hispida* Schwag., *Cibicides ungerianus* Orb. и др. (Л. С. Тер-Григорянц).

Б. П. Жижченко (1958) предлагает часть разреза, располагающуюся ниже черкесской свиты, выделять под названием надзорненской серии.

### Азово-Кубанская впадина

На обширной территории Азово-Кубанской впадины палеогеновые отложения изучены по разрезам буровых скважин.

О строении нижнепалеогеновых отложений на платформенной части Азово-Кубанской впадины можно судить по разрезу (рис. 44) Бережанской площади, который Б. М. Никифоров считает типичным разрезом платформенной территории Западного Предкавказья. При его составлении были учтены данные Выселковской опорной скважины, находящейся в пределах указанной площади, а также более новые материалы пробуренных здесь же многочисленных разведочных скважин.

Строение разреза имеет следующий вид (снизу вверх):

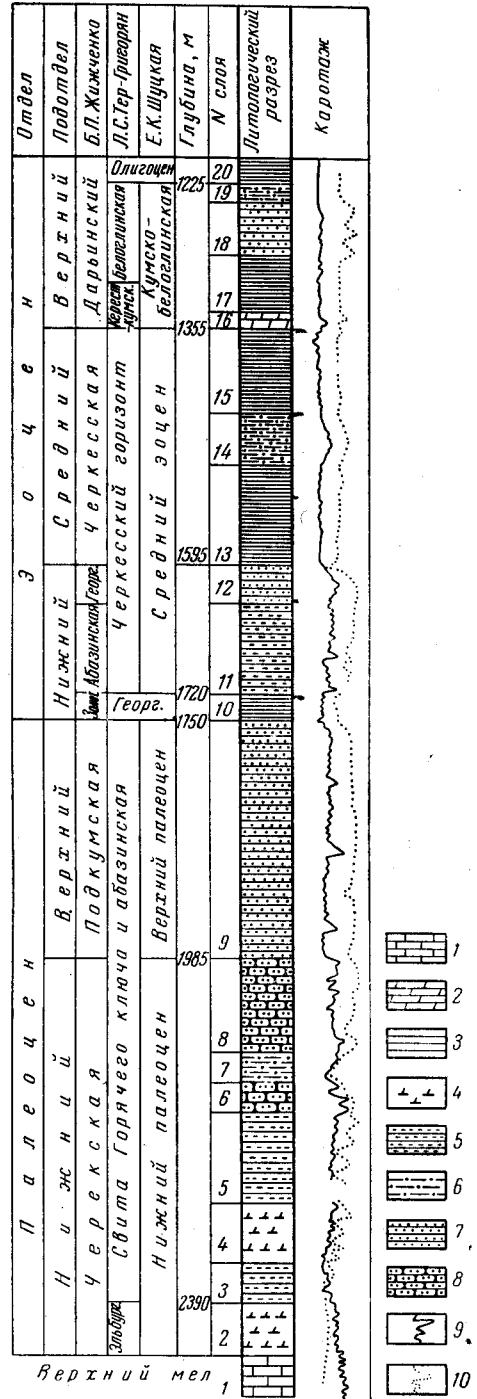


Рис. 43. Разрез ниже-среднепалеогеновых отложений по скв. № 39 Расшеватской (Ставрополье)

- 1 — известняки; 2 — мергели; глины: 3 — бескарбонатные, 4 — карбонатные, 5 — песчанистые; 6 — песчано-глинистые отложения; 7 — песчаники; 8 — известковые песчаники; 9 — кривая КС; 10 — кривая ПС

1. Кампан. Известняки серые, иногда со слабым зеленоватым оттенком, пелитоморфные, плотные, тонкоплитчатые со стилолитовыми швами, заполненными темно-серой известковистой глиной. В известняках содержатся *Plectina convergens* Keller, *Ataxophragmium variabilis* Orb., *Orbignyna sacheri* Reuss, *Beisselina aequigranensis* (Beissel.), *Bulminella carseya* Plummer, *Bolivinoidea decoratus* Jones и др.

Нижний палеоцен. 2. Алевролиты светло-серые, серые и темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, известковистые, глинистые. В алевролитах встречаются отдельные прослои темно-серых известковистых глин . . . . . 110 м

3. Известняки серые с зеленоватым оттенком, органогенные, массивные, плотные . . . . . 25 „

В слоях «2» и «3» содержатся *Reussella* aff. *paleocenica* Brotzen, *Anomalina danica* Brotzen, *A. praeacuta* Vassilenko, *Cibicides lectus* Vassil., *Karreria fallax* Rzehak и др.

Верхний палеоцен. 4. Глины серые, темно-серые до черных, алевролитистые, слабоизвестковистые и неизвестковистые . . . . . 60 „

5. Алевролиты серые плотные, неслоистые, слюдистые, неизвестковистые . . . . . 40 „

В слоях «4» и «5» содержатся: *Ammodiscus incertus* Orb., *Ammodiscus* aff. *semiconstrictus* Waters, *Glomospira gordialis* Parker et Jones, *Haplophragmoides* aff. *tenuis* Cushman, *Ammobaculites* aff. *midwayensis* Plummer, *Spiroplectammina* ex gr. *rosula* Ehrenb., *Trochammina* aff. *plana* Vassil. и др.

Нижний и средний эоцен. 6. Глины серые и темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, слабоизвестковистые и неизвестковистые, алевролитистые . . . . . 40 „

7. Алевролиты светло-серые, серые с зеленоватым оттенком, плотные, неслоистые, слюдистые, с включением пирита, переслаивающиеся с глинами серыми, с зеленоватым оттенком, неизвестковистыми . . . . . 60 „

8. Алевролиты зеленовато-серые, кварцево-глауконитовые, неслоистые, глинистые, слабокарбонатные и некарбонатные с нуммулитами: *Nummulites quettardi* Argh., *Nummulites* cf. *globulus* Laeum, *Nummulites* cf. *lucasi* Argh. и др. (определения А. А. Габриэляна) . . . . . 120 „

В слоях «6», «7» и «8» содержатся *Ammodiscus tenuissimus* Grzybow., *Ammobaculites* ex gr. *foliaceus* Brady, *Spiroplectammina* aff. *capreolis* Orb., *Marginulina fragaria* Gumbel и др.

9. Зеленовато-серые неизвестковистые глины, содержащие раковины *Chlamys subtriparsita* Argh., *Ostrea bavarica* Mayer var. *kievensis* Korbk. (определения И. А. Коробкова) . . . . . 15 „

10. Алевролиты зеленовато-серые, массивные различной плотности, слабоизвестковистые и неизвестковистые, с редкими прослоями серой известковистой глины . . . . . 70 „

11. Глины зеленовато-серые слюдистые, неслоистые, неизвестковистые . . . . . 80 „

В слоях «9», «10» и «11» содержатся *Proteonina* aff. *diffugiformis* Brady, *Ammodiscus* ex gr. *tenuissimus* Grzybow., *Trochamminoides proteus* Karreg, *Trochamminoides* aff. *coronatus* (Brady), *Ammobaculites* aff. *foliaceus* Brady, *Bolivina antegressa* Subb. и др.

12. Верхний эоцен. Керестинский горизонт. Мергели светло-серые с зеленоватым оттенком, иногда глины светлые, сильноизвестковистые . . . . . 5—7 „

В глинах содержатся *Ammobaculites* aff. *foliaceus* Brady, *Cristellaria* sp. (крупные раковины), *C. romeri* Reuss, *Bolivina* aff. *truncana* Gumbel., *Bolivina* ex gr. *antegressa* Subb., *Cibicides* aff. *costatus* Hantken, *C. ungerianus* Orb. и др.

Аналоги белоглинской и кумской свит:

13. Зеленовато-серые слабоалевритистые, слабоизвестковистые и неизвестковистые глины . . . . . 45 „

В глинах содержатся *Ammobaculites foliaceus* Brady, *Bolivina antegressa* Subb., *Uvigerina rygmea* Hantk., *Globigerina bulloides* var. *bulloides* Orb., *G. eocaenica* Terquem var. *irregularis* Subb.

14. Алевролиты зеленовато-серые, неизвестковистые, массивные, плотные . . . . . 45 „  
Алевролиты содержат *Gaudryina subbotinae* Welmin, *Clavulinoides szaboi* Hantken, *Cristellaria laticostata* Tutkow, *C. romeri* Reuss, *C. inornata* Orb., *Nodosaria bacillum* Defranse, *Bolivinoidea reficulatus* Hantken, *Bolivina antegressa* Subb., *Eponides umbonatus* Reuss, *E. pygmeus*



Reuss, *Globigerina inflata* Orb., *G. corpulenta* Subb., *Anomalina acuta* Plummer, *Cibicides ungerianus* Orb., *C. dutemplei* Orb. и др.

15. Майкопская серия. Серые и темно-серые, иногда с коричневым оттенком, алевритистые известковые глины. В глинах содержатся *Protonina* aff. *diffflugiformis* Brady, *Ammodiscus tenuissimus* Grzyb., *A. incertus* Orb., *Haplophragmoides deformabilis* Subb., *Gaudryina gracilis* Cushman et Laim., *Cristellaria herrmanni* Andreae, *Nonion* aff. *umbilicatus* Montagu, *Cibicides oligocenicus* Samoil. и др.

При расчленении разрезов нижнепалеогеновых отложений как в Азово-Кубанской впадине, так и в Ставрополье приходится опираться главным образом на литологический состав и данные каротажа в связи с тем, что в рассмотренном разрезе, как и в других разрезах Азово-Кубанской области, почти отсутствует планктонная фауна фораминифер, которой можно руководствоваться при корреляции разрезов и определении возраста.

Рассмотрев материал по стратиграфии ниже-среднепалеогеновых отложений Северного Кавказа, следует прежде всего указать, что руководствоваться при сопоставлении местных схем деления палеонтологическими данными можно, к сожалению, лишь в ограниченных случаях. Обусловливается это тем, что ниже-среднепалеогеновые отложения, развитые на территории Северного Кавказа, формировались в различных условиях, вследствие чего комплексы фораминифер также характеризуются резкой изменчивостью.

Поэтому при разработке стратиграфии нижнего и среднего палеогена Северного Кавказа особое значение имеют детальные последовательные сопоставления разрезов на основании изучения литологии и каротажных диаграмм. Это позволяет выявить закономерности в изменении фаций различных стратиграфических подразделений при переходе из одной области осадконакопления в другую и, главное, закономерности в изменении условий осадконакопления в различные периоды ниже-среднепалеогенового времени. На основании этих методов, а также данных микропалеонтологических исследований была составлена таблица сопоставления местных схем деления ниже-среднепалеогеновых отложений (табл. 14).

С целью иллюстрации распределения различного типа осадков в ниже-среднепалеогеновое время были составлены литолого-фациальные схемы с указанием распределения мощностей для отложений ниже-палеоценового возраста (рис. 45) (в состав которых включены и образования, выделяемые в качестве датского яруса), для отложений верхнепалеоценового возраста (рис. 46), ниже- и среднеэоценового (рис. 47), а также для отложений верхнеэоценового возраста (рис. 48).

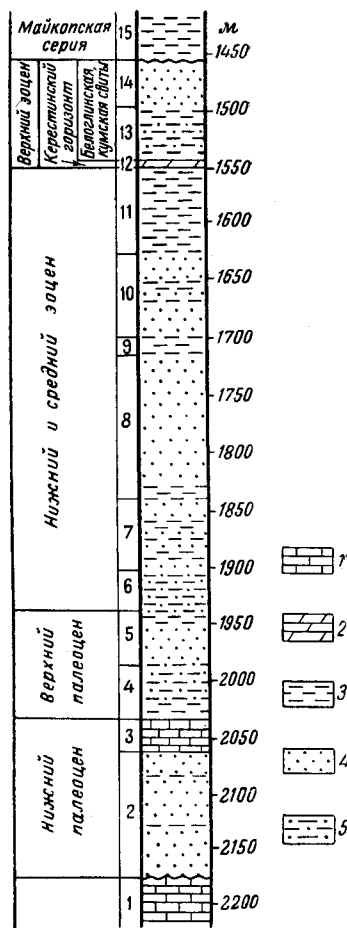


Рис. 44. Сводный разрез палеоценовых и эоценовых отложений Берзанской площади. По Б. М. Никифорову

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — глины; 4 — песчанистые породы; 5 — песчанистые глины

Схема сопоставления майкопских отложений

Возраст		Северный склон Большого Кавказа				Предкавказская эпигерцинская плита			Южный склон Северо-Западного Кавказа
		Западный район	Центральный район	Восточный район		Прикубанская низменность	Ставрополье	Затеречная равнина	
				западная часть	восточная часть				
Мiocен	Средний (низы)	Глинисто-сидеритовая свита	Ритцевская свита	Зурамакентская свита	Зурамакентская свита	Слон с <i>Saccamina zuramakensis</i>	Зона <i>Saccamina zuramakensis</i> (Турамминовая зона)	I глинистая свита	Прервинская свита
	Нижний		Ольгинская свита	Сулакская свита	Сулакская свита				Адлерская свита
Оligоцен	Верхний	Майкопская серия	Средняя	Восковогорская свита	Караджалгинская свита	Ассинская свита	Слон с <i>Nonion polymorphis</i>	Зона <i>Neobulimina elongata</i>	Кудепстинская (хиротинская) свита
					Зеленчукская свита				
				Септариевый горизонт	Септариевая свита	Алкунская свита			



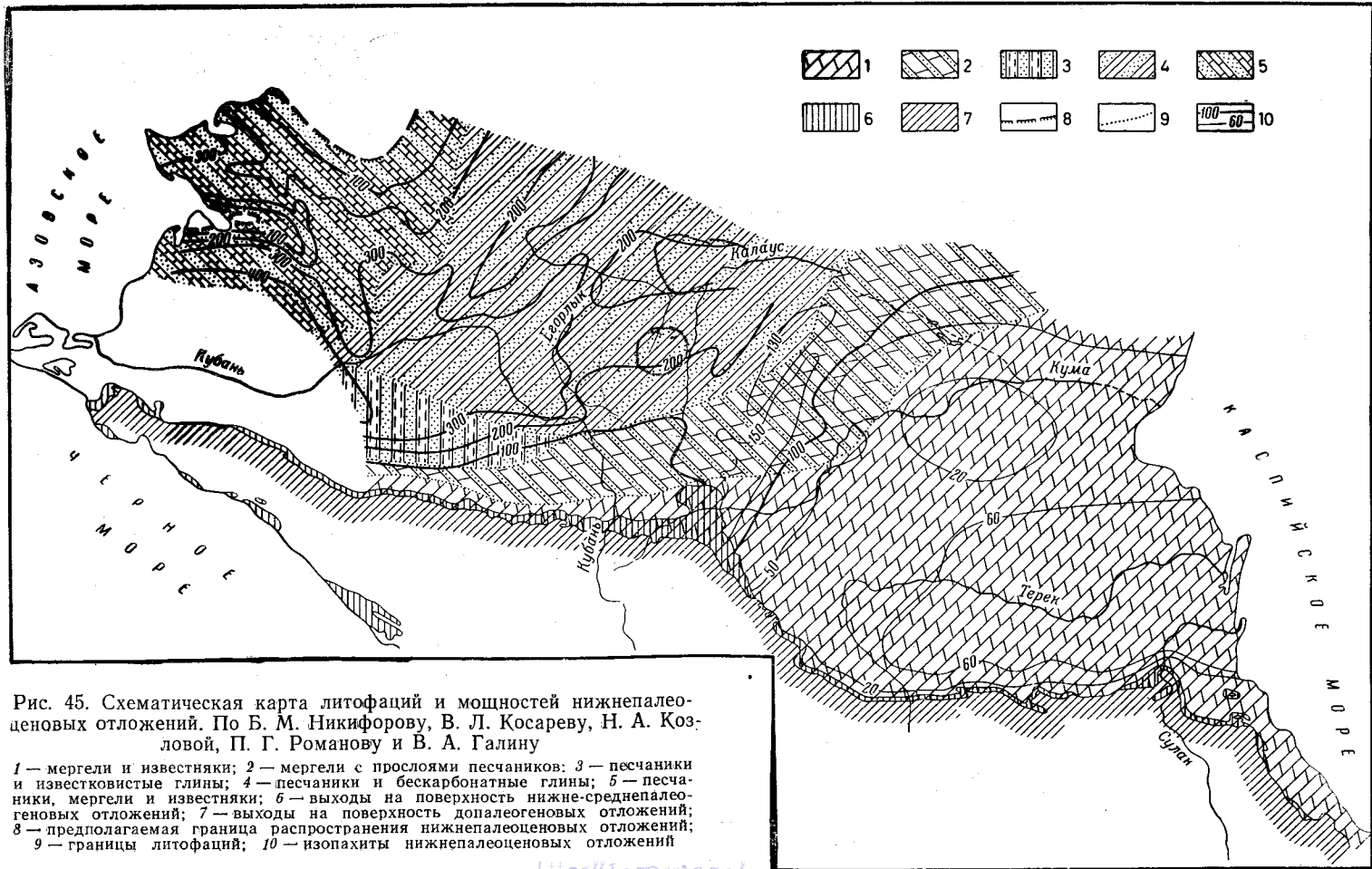


Рис. 45. Схематическая карта литофаций и мощностей нижнепалеогеновых отложений. По Б. М. Никифорову, В. Л. Косареву, Н. А. Козловой, П. Г. Романову и В. А. Галину

1 — мергели и известняки; 2 — мергели с прослоями песчаников; 3 — песчаники и известковистые глины; 4 — песчаники и бескарбонатные глины; 5 — песчаники, мергели и известняки; 6 — выходы на поверхность нижне-среднепалеогеновых отложений; 7 — выходы на поверхность допалеогеновых отложений; 8 — предполагаемая граница распространения нижнепалеогеновых отложений; 9 — границы литофаций; 10 — изопакиты нижнепалеогеновых отложений

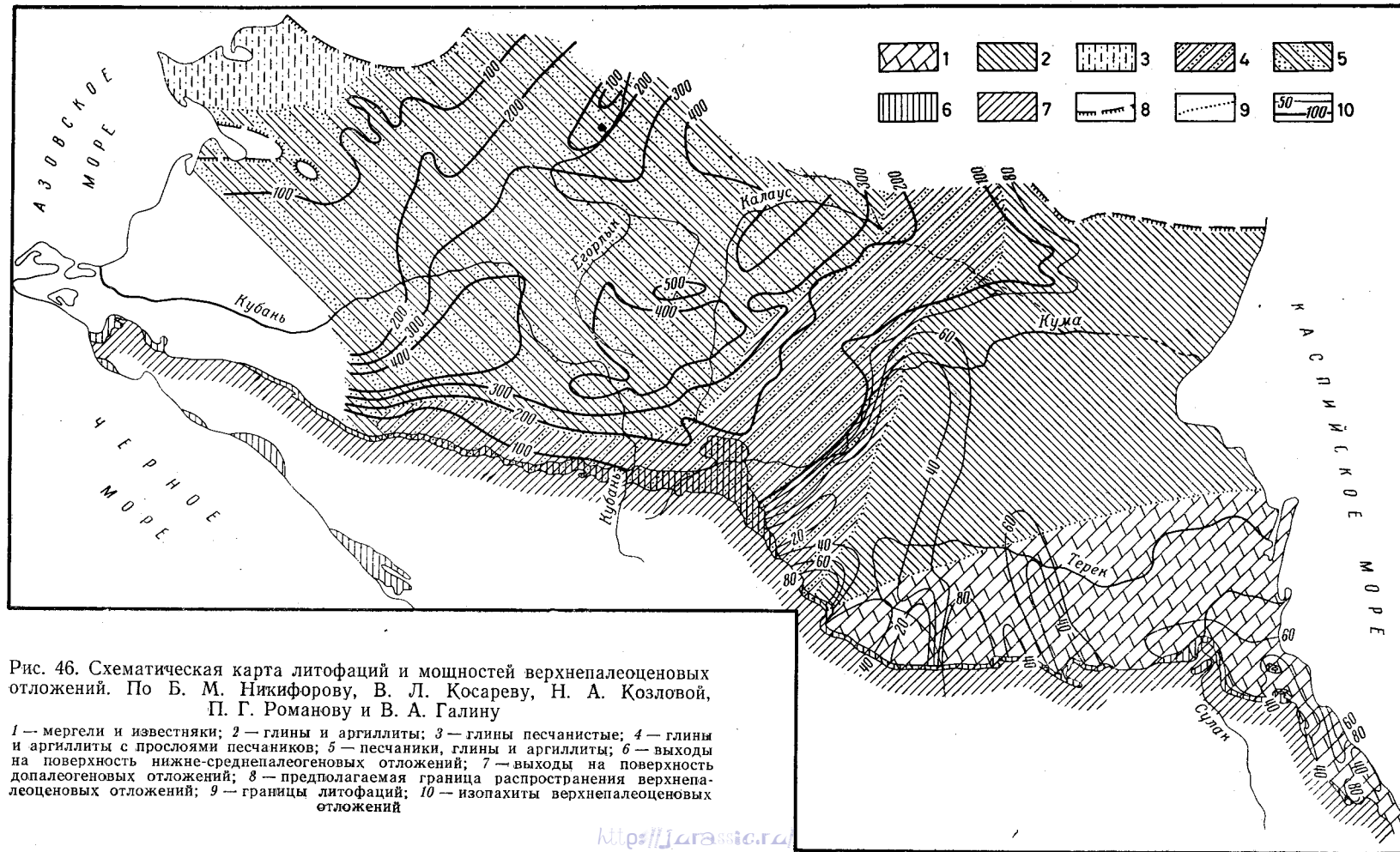


Рис. 46. Схематическая карта литофаций и мощностей верхнепалеоценовых отложений. По Б. М. Никифорову, В. Л. Косареву, Н. А. Козловой, П. Г. Романову и В. А. Галину

1 — мергели и известняки; 2 — глины и аргиллиты; 3 — глины песчанистые; 4 — глины и аргиллиты с прослоями песчаников; 5 — песчаники, глины и аргиллиты; 6 — выходы на поверхность нижне-среднепалеоценовых отложений; 7 — выходы на поверхность допалеоценовых отложений; 8 — предполагаемая граница распространения верхнепалеоценовых отложений; 9 — границы литофаций; 10 — изопахты верхнепалеоценовых отложений



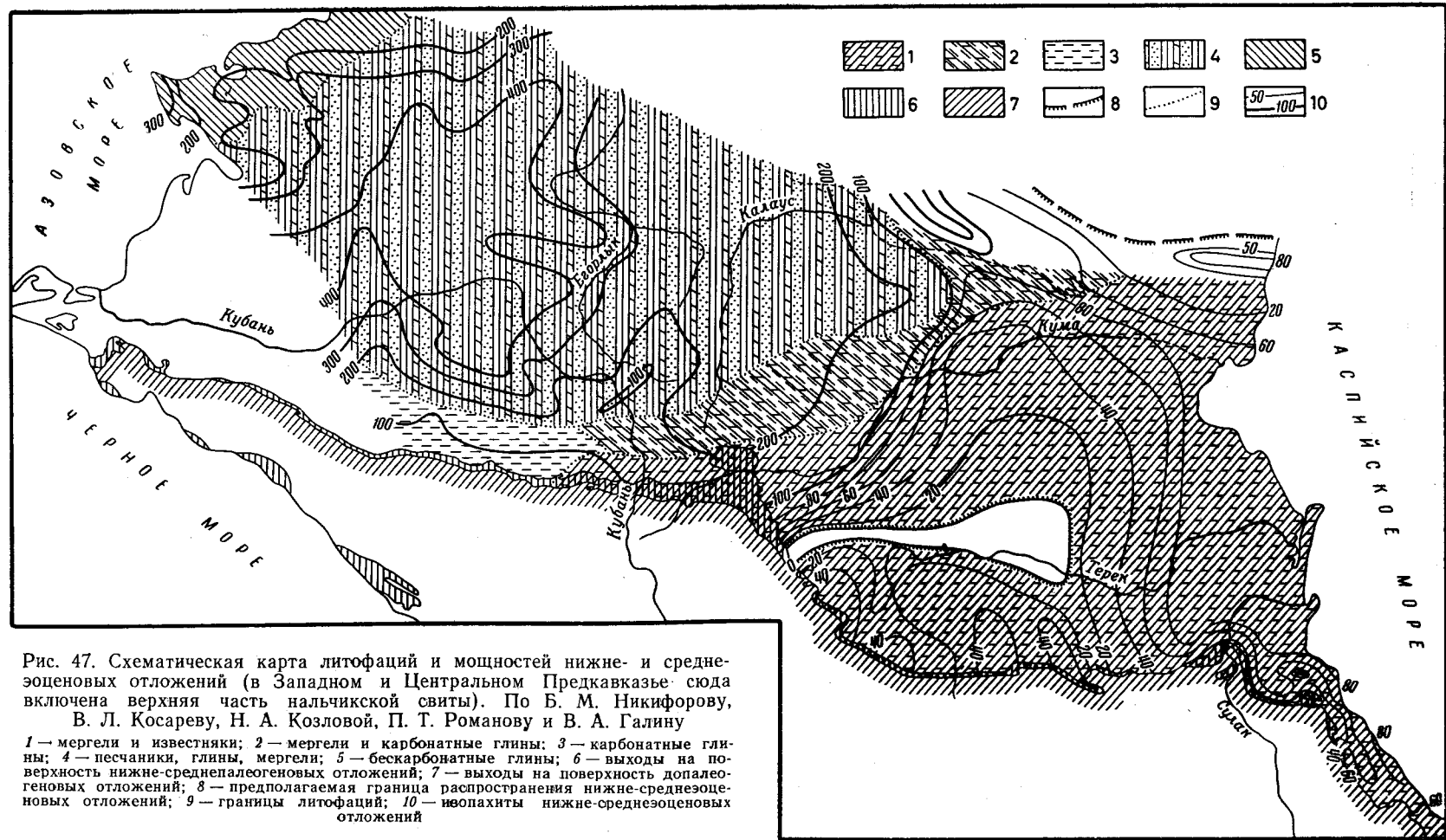


Рис. 47. Схематическая карта литофаций и мощностей ниже- и среднеэоценовых отложений (в Западном и Центральном Предкавказье сюда включена верхняя часть нальчикской свиты). По Б. М. Никифорову,

В. Л. Косареву, Н. А. Козловой, П. Т. Романову и В. А. Галину

1 — мергели и известняки; 2 — мергели и карбонатные глины; 3 — карбонатные глины; 4 — песчаники, глины, мергели; 5 — бескарбонатные глины; 6 — выходы на поверхность ниже-среднепалеоэоценовых отложений; 7 — выходы на поверхность допалеоэоценовых отложений; 8 — предполагаемая граница распространения ниже-среднеэоценовых отложений; 9 — границы литофаций; 10 — неопакты ниже-среднеэоценовых отложений

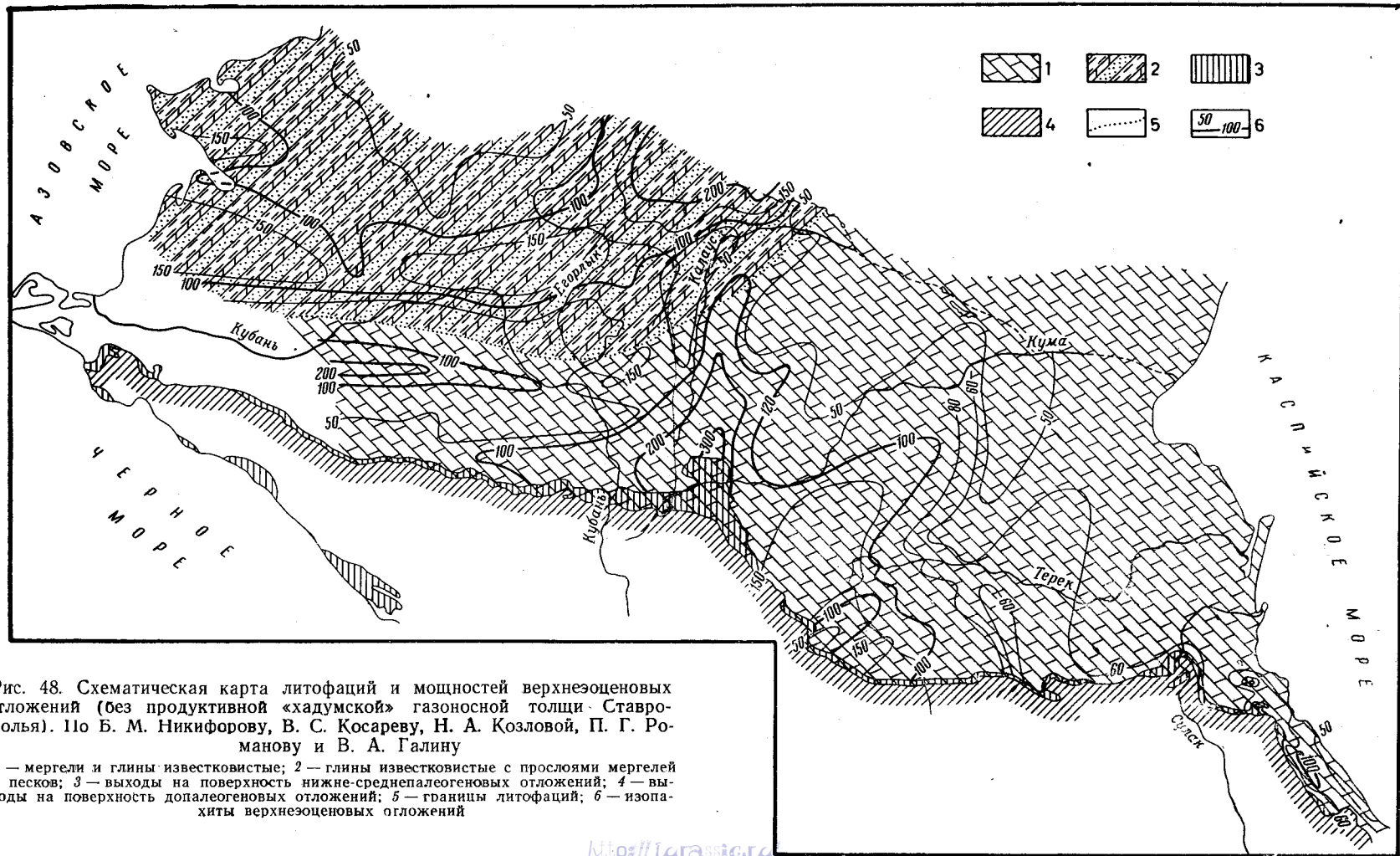


Рис. 48. Схематическая карта литофаций и мощностей верхнеценозовых отложений (без продуктивной «хадумской» газоносной толщи Ставрополя). По Б. М. Никифорову, В. С. Косареву, Н. А. Козловой, П. Г. Романову и В. А. Галину

1 — мергели и глины известковистые; 2 — глины известковистые с прослоями мергелей и песков; 3 — выходы на поверхность нижне-среднепалеогеновых отложений; 4 — выходы на поверхность допалеогеновых отложений; 5 — границы литофаций; 6 — изопахиты верхнеценозовых отложений

**ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ  
(ОЛИГОЦЕН—НИЖНИЙ И НИЗЫ СРЕДНЕГО МИОЦЕНА,  
МАЙКОПСКАЯ СЕРИЯ)**

Отложения олигоцена и низов миоцена на Северном Кавказе представлены мощной толщей глинистых и песчано-глинистых отложений, известных под названием майкопской серии (рис. 49).

Несмотря на общий монотонный песчано-глинистый облик этих образований, отмечается довольно значительное разнообразие фаций и мощностей в различных районах в зависимости от структурно-формационных и структурно-фациальных условий периода осадконакопления. С литолого-фациальными различиями связано в определенной степени и большое разнообразие микрофауны (являющейся руководящей при расчленении этих отложений), ее экологического характера.

Изучением майкопских отложений занимались многие исследователи — Н. И. Андрусов, Н. С. Шатский, И. М. Губкин, К. А. Прокопов, А. А. Хуциев, С. Т. Коробков, Н. Н. Субботина, Е. К. Шуцкая, А. И. Цатуров, Е. А. Щерик, С. С. Итенберг, А. К. Богданович, В. П. Ренгартен, А. Л. Козлов, Б. М. Келлер, В. В. Меннер, Б. П. Жижченко, Н. С. Золотницкий, В. А. Гроссгейм, Л. С. Тер-Григорянц и др.

Переходя к описанию майкопских отложений, следует остановиться на их общей характеристике применительно к различным районам Северного Кавказа. Несмотря на большое разнообразие характерных типов разрезов майкопа, можно выделить ряд площадей, в пределах которых наблюдаются некоторые общие черты строения майкопских образований. Разрез майкопа и соответственно характерные комплексы микрофаун различны в пределах краевой подвижной зоны Предкавказской плиты (южная часть Предкавказья) и Предкавказской эпигерцциской плиты (северная часть Предкавказья). Своеобразный облик имеют майкопские образования южного склона Северо-Западного Кавказа. В пределах этих районов наблюдаются довольно резкие фациальные различия в их западных, центральных и восточных частях (в общепринятых границах региона). Указанной схемы районирования мы и будем придерживаться в дальнейшем.

Следует отметить, что до настоящего времени вопрос о границе палеогена и неогена окончательно не решен — условно она проводится по подошве ольгинской свиты (сулакской), однако единого мнения по этому вопросу пока нет.

В составе майкопской серии выделяются нижняя, средняя и верхняя подсерии, которые в свою очередь делятся на ряд свит. При этом нижний майкоп соответствует нижнему и среднему олигоцену, а средний — верхнему олигоцену. Верхнемайкопская подсерия имеет нижнемиоценовый возраст (нижний и низы среднего миоцена) см. табл. 16.

**КРАЕВАЯ ПОДВИЖНАЯ ЗОНА ПРЕДКАВКАЗСКОЙ ПЛИТЫ  
(СЕВЕРНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА)**

Краевая подвижная зона Предкавказской плиты охватывает территорию Южного Предкавказья. Майкопская серия представлена здесь в основном песчано-глинистыми образованиями, в меньшей степени — карбонатными. Различия в фациальном составе позволяют рассмотреть эти отложения по трем районам: Западному, Центральному и Восточному.

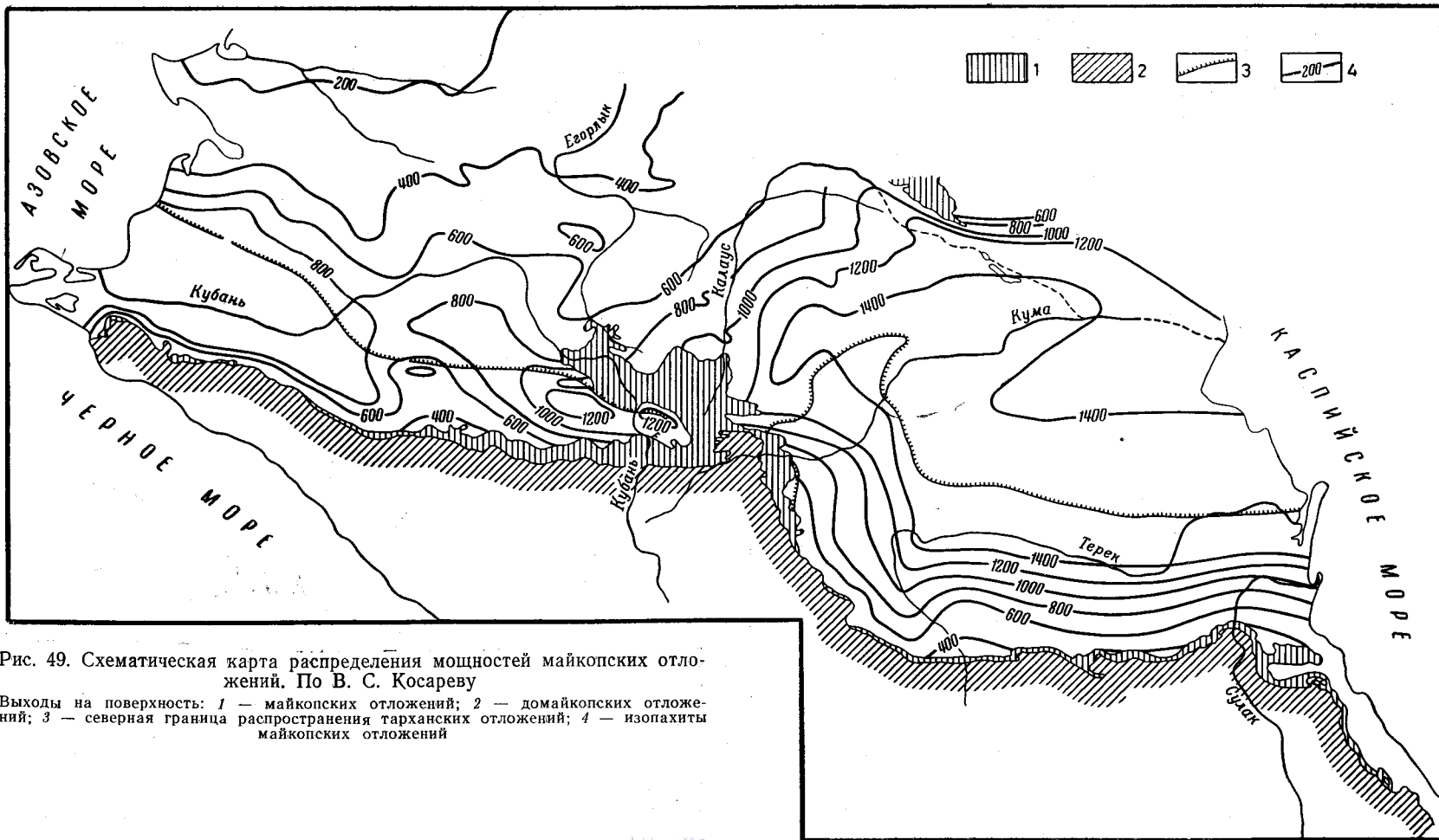


Рис. 49. Схематическая карта распределения мощностей майкопских отложений. По В. С. Косареву  
 Выходы на поверхность: 1 — майкопских отложений; 2 — домайкопских отложений; 3 — северная граница распространения тарханских отложений; 4 — изопакты майкопских отложений

## Западный район

На территории от р. Пшиш до Черноморского и Азовского побережий выделяется несколько структурно-фациальных зон, где наблюдаются некоторые различия в разрезе, однако общий характер строения майкопа здесь сохраняется. В связи со слабой обнаженностью майкопских отложений по долинам крупных рек разрез изучен главным образом по материалам многочисленных буровых скважин.

### Нижний — средний олигоцен (нижнемайкопская подсерия)

В основании майкопской серии располагается мощная толща глин, известная под названием *хадумской свиты*. На основании главным образом литологических признаков она разделяется на три горизонта (снизу вверх): пшехский, полбинский и Морозкиной балки.

Пшехский горизонт сложен чередующимися известковистыми и не известковистыми темными глинами серого и коричневого цвета. Обычно этот горизонт залегает согласно на эоценовых образованиях, но в пределах площадей Ахтырско-Бугундырской, Зыбза — Глубокий Яр отмечается его трансгрессивное залегание на более древних породах и в основании располагается горизонт базального конгломерата мощностью 30—40 м.

Мощность пшехского горизонта непостоянна. Так, на площадях Ахтырско-Бугундырской и Зыбза — Глубокий яр она достигает 200 м, уменьшаясь на восток и запад до 50 м.

В глинах содержатся фораминиферы: *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerinella micra* (Cole), *Globigerina* ex gr. *aspera* (Ehrenb.), *Gümbelina* ex gr. *globifera* (Reuss) и др., встречаются радиолярии (*Cenosphaera* sp.) (А. К. Богданович, 1960 г.). Нижние горизонты свиты характеризуются также многочисленными *Planorbella*.

Полбинский горизонт представлен мергелями белыми, оливково-серыми, серыми, глинистыми. Мощность его 10 м в центральной части и уменьшается до 3 м к западу и востоку. В мергелях встречаются в большом количестве остракоды, почему этот горизонт еще называется «остракодовым пластом». Отсюда определены: *Cytheropteron arcuatum* Brady, *C. latum* Müller, *Cuneocythere praesulcata* Lukis, *Cytheridea mülleri* (Münst.), *Cythereis hirsuta* Lukis., *C. dentata* Müller, *Pontocypris oligocena* Zalanu и др. (определения Н. Н. Борисенко).

Горизонт Морозкиной балки представлен глинами серыми, не известковистыми, почти не содержащими микрофауны, и в верхней части — глинами известковистыми. В верхней толще глин обнаружены *Bolivina* ex gr. *plicatella* Cushman, *Uvigerinella* ex gr. *californica* Cushman и др. Мощность горизонта 60—70 м.

### Верхний олигоцен (среднемайкопская подсерия)

В составе среднего майкопа выделяются абадзехская и восковогорская свиты.

*Абадзехская свита*, вероятно, с некоторым несогласием залегает на подстилающих отложениях, о чем свидетельствует пласт песчаника мощностью 1 м, располагающийся в основании. Слагают свиту глины серые, темно-серые, не известковистые. Местами в них отмечается прослой адевралитов.



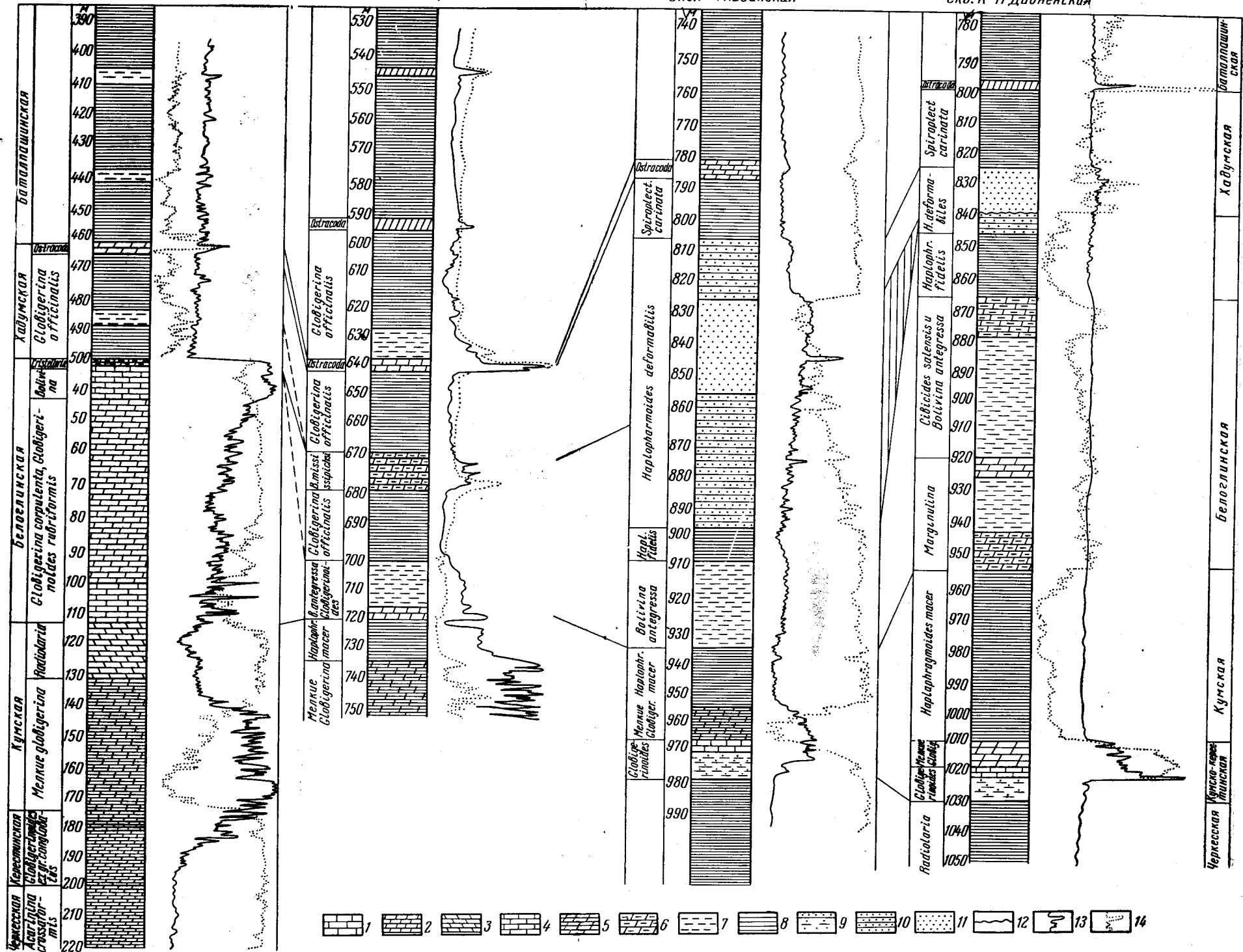


Рис. 50. Сопоставление разрезов верхнеэоценовых — нижнеолигоценых отложений по линии Черкесск — Ставрополь — сел. Дивное

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — мергели с радиоляриями; 4 — мергели с Ostracoda или без фауны; 5 — темные карбонатные сланцы; 6 — мергели глинистые; глины: 7 — карбонатные, 8 — бескарбонатные и слабокарбонатные, 9 — карбонатные песчаные; 10 — глины бескарбонатные песчаные и переслаивание глин и алевролитов; 11 — алевролиты; 12 — несогласное залегание; 13 — кривая сопротивления; 14 — кривая РС

Верхняя часть абадзехской свиты представлена глинами, содержащими септариевые карбонатные конкреции (доломитов и доломитизированных известняков), отчего эта толща получила название «септариевого горизонта». Мощность его несколько метров. Септариевый горизонт сравнительно устойчив и выдержан по всей площади. Мощность свиты от 80 до 200 м.

Верхнеолигоценый возраст ее устанавливается по находкам *Ammodiscus tenuiculus* Subb., *Glomospira* sp., *Rhizammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Bolivina privata* G o e s., *Angulogerina* ex gr. *angulosa* (Will.) и др.

Восковогорская свита характеризуется крайне неоднородным строением.

В средней части района, соответствующей бассейну р. Сухой Шибик, площади Кура—Цице, Ключевая и др., она представлена переслаивающимися коричнево-серыми известковистыми глинами, алевролитами и песчаниками.

В северо-западной части (г. Анапа) ей соответствует песчано-диатомовая свита, состоящая из песчано-спонголитового и диатомового горизонтов. На востоке (р. Пшиш) в основании восковогорской свиты залегает горизонт глыбовых конгломератов мощностью 100 м, а выше—спонголитовый горизонт, представленный чередующимися глинами, алевролитами и спонголитами (100 м). Венчается разрез толщей глин с редкими карбонатными конкрециями (120 м). Общая мощность восковогорской свиты от 100 до 320 м. В пределах Адыгейского выступа описываемая свита местами с резким несогласием залегает на более древних отложениях. Здесь ее мощность увеличивается до 350 м.

В отложениях восковогорской свиты содержатся спиккулы губок *Geodia*, радиолярии *Cenosphaera* sp., *Stylodictya* sp., *Spongodiscus* sp. и др., диатомеи *Isthmia* и песчанистые фораминиферы. Описанные отложения венчают разрез верхнего олигоцена.

### Нижний миоцен и низы среднего миоцена (верхнемайкопская подсерия)

На территории Западного Предкавказья верхнемайкопские отложения представлены глинами известковистыми, серыми, чаще—коричневыми и темными с многочисленными включениями ярозита. В большом количестве здесь встречаются конкреции пиритового и сидеритового состава. Они выделяются под названием глинисто-сидеритовой свиты или свиты листоватых глин.

Мощность верхнего майкопа достигает 300 м в центральной части площади и уменьшается до 150 м на запад-северо-запад и до 85 м—на восток (реки Лаба, Фарс).

По р. Пшиш П. Г. Данильченко и В. В. Меннером из верхнемайкопских глин определены: *Bregmacerina antiqua* (Smirnov), *Lotella andrussovi* (Bog.), *L. smirnovi* Dan., *Priacanthus longispinus* Lednew, *Scomber japonicus* Ноннттуун, *Syngnathus* sp., *Centriscus* sp., *Promerluccius andrussovi* Меннер и др.

### Центральный район

Строение майкопских отложений, развитых на территории Центрального Предкавказья к востоку от р. Пшиш и до р. Урух на западе, описано главным образом по разрезу р. Кубань (рис. 50).

### Нижний — средний олигоцен (нижнемайкопская подсерия)

Основание майкопа представлено *хадумской свитой*, согласно сменяющей эоценовые образования белоглинской свиты. По литологическим признакам хадумские отложения разделяются на три горизонта.

Пшехский горизонт залегает в основании хадумской свиты и представлен тонкослойными светлыми мергелями и известковистыми глинами, среди которых отмечаются прослойки неизвестковых глин и реже кеффекелитов. В глинах в значительном количестве присутствуют остатки рыб и растений. Кроме того, глины и мергели содержат в значительных количествах *Planorbella* sp. Мощность горизонта 72 м.

Отложения пшехского горизонта содержат фауну моллюсков, изученную И. А. Коробковым: *Nucula compta* Goldf., *Arca saxonica* Коен., *Nuculana chadumica* Короб., *Corbula conglobata* Коен. и др.

Отсюда А. К. Богдановичем определены фораминиферы: *Orbulina* (?) *micra* Subb., *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb., *Cibicides amphisiyliensis* (Andr.) и др.

Выше располагается полбинский горизонт (остракодовый пласт), представленный мергелем мощностью 2 м и содержащим большое количество остракод: *Cythereis jonesi* Baird., *Paracypris polita* Lukis, *Pontocypris oligocaenica* Zalany, *Candona* sp. и др. (определения А. В. Швейера).

В верхней части хадумской свиты залегает горизонт Морозкиной балки, сложенный глинами темными, известковистыми и неизвестковистыми с *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb., *Cibicides amphisiyliensis* (Andr.) и др. Мощность 35 м. По кровле последнего слоя известковистых глин проводится верхняя граница хадумской свиты.

Из отложений хадумской свиты П. Г. Данильченко описаны многочисленные отпечатки рыб: *Sardinella rata* Dan., *Vineiguerria obscura* Dan., *V. talgiensis* Dan., *Scopoloides glarisianus* (Agassiz) и многие другие.

### Верхний олигоцен (среднемайкопская подсерия)

*Баталпашинская свита* залегает согласно на хадумской и сложена глинами известковистыми, серыми, коричневато-серыми, содержащими включения ярозита и мелких карбонатных конкреций. П. Г. Данильченко определены отпечатки рыб: *Merluccius inferus* Dan., *Ammodites antipai* Рапса, *Scomber voitestii* Рапса и др. Здесь же встречаются фораминиферы, определенные А. К. Богдановичем: *Ammodiscus tenuiculus* Subb., *Bolivina* ex gr. *plicatella* Cushman., *Quinqueloculina* sp., *Cibicides amphisiyliensis* (Andreae) и др. Баталпашинская свита сравнительно выдержана по мощности и имеет однородный литологический состав. Мощность ее 160 м.

*Септариевая свита* располагается на баталпашинской, сложена темно-серыми, буроватыми глинами с большим количеством септариевых конкреций. Этот признак позволяет четко устанавливать свиту в разрезе среди монотонных глинистых образований. Мощность 25—50 м.

*Зеленчукская свита* сложена буровато-серыми известковистыми глинами с прослоями алевролитов. Количество и мощность прослоев алевролитов заметно увеличиваются в западном направлении. Мощ-

ность ее 80—100 м. Отсюда описаны по сборам В. В. Меннера *Cyprania neptuni* U n g. и *Laurus primigenius* U n g.

*Караджалгинская свита* залегает согласно на зеленчукской и завершает разрез среднего майкопа. Она сложена темно-серыми известковистыми глинами, содержащими конкреции сидеритов. Мощность 140 м. Из глин караджалгинской свиты Е. В. Ливеровской определены *Hydrobia* sp., *Corbicula*(?) sp.

### Нижний миоцен и низы среднего миоцена (верхнемайкопская подсерия)

В основании верхнего майкопа располагается *ольгинская свита*, залегающая согласно на караджалгинской. Она представлена глинами известковистыми, коричневыми, слоистыми, с многочисленными включениями ярозита. Мощность около 200 м. Из этих отложений А. К. Богданович (1960 г.) приводит: *Hyperammia caucasica* sp. nov., *Ammodiscus granatus* Subb. (msc.), *Trochammia depressa* Subb. (msc.), *Haplophragmoides perifercecxavatus* Subb., *H. inaequilateralis* Subb. и др.

*Ритцевская свита* завершает разрез верхнего майкопа. Она сложена темно-серыми сланцевыми известковистыми глинами, содержащими конкреции сидерита. Мощность 300 м. В качестве характерных форм А. И. Богданович (1960 г.) указывает: *Saccammia zuramakensis* Bogd., *S. suzini* Bogd., *S. ovalis* (Subb.) и др.

### Восточный район

Территория Восточного Предкавказья, располагающаяся восточнее р. Урух и ~~протягивающаяся до Каспийского моря~~, характеризуется своеобразным разрезом майкопской серии. Стратиграфия майкопа этого района разрабатывалась многочисленными исследователями, среди которых в первую очередь следует отметить К. А. Прокопова, Н. С. Шатского, Н. И. Андрусова, В. Д. Голубятникова, И. А. Коробкова, Н. С. Золотницкого, А. А. Хуциева.

При этом были весьма дробно расчленены отложения майкопа на подсерии, свиты и горизонты. До последнего времени можно подвергать сомнению лишь варианты сопоставления отдельных свит с более западными разрезами и отнесение их к различным зонам олигоцена и миоцена. Однако дробность литологического расчленения разреза остается весьма детальной и, таким образом, майкопские отложения восточной части северного склона Большого Кавказа можно считать достаточно хорошо изученными.

Говоря о строении майкопских отложений в общих чертах, следует отметить, что в восточной части северного склона Большого Кавказа отмечается два типа разреза: западный и восточный. Западный тип разреза распространен в бассейнах рек Урух, Савердон, Праудон, Фиадон, Камбилеевка, а восточный — по рекам Асса, Гехи, Аргун, Сулак. Строение майкопа и состав органических остатков здесь несколько различны.

### Нижний и средний олигоцен (нижнемайкопская подсерия)

Нижняя часть *хадумской свиты* сложена мергелями коричневыми, серовато-коричневыми, тонкослоистыми (в восточной части); в западном направлении они становятся более глинистыми и в пределах Север-

ной Осетии нижняя часть хадума представлена карбонатными темными глинами. В породах встречаются нередко остатки рыб. Встречающаяся здесь микрофауна близка по составу микрофауне пшихского горизонта более западных районов. Мощность от 10—17 м на востоке до 10 м в западных районах.

Средняя часть свиты (остракодовый пласт) развита в восточной части, где представлена пластом битуминозного мергеля мощностью 0,5—1 м. Местами мергели осветляются, становясь серыми. В них содержатся различные виды *Ostracoda*. В западном направлении этот пласт постепенно выклинивается, и в бассейнах рек Фиагдон, Урух он уже полностью отсутствует.

Верхняя часть хадумской свиты представлена на востоке глинами серыми, серовато-бурыми, зеленоватыми с редкими прослоями мергелей и песчаников. В западных районах верхи майкопа сложены переслаивающимися глинами и песчаниками, при этом далее на запад (реки Фиагдон, Урух) разрез становится более глинистым. Мощность изменяется от 30—40 м на востоке до 20 м в западных районах.

В. Д. Голубятников (1940 г.) приводит из отложений хадумской свиты *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb., *Gümbelina globifera* Reuss и др.

### Верхний олигоцен (среднемайкопская подсерия)

Средний майкоп Восточного Предкавказья расчленен, весьма дробно. К настоящему времени имеется очень много местных схем, которые, к сожалению, увязываются между собой весьма условно. В западных районах здесь выделяется шесть горизонтов. Однако, учитывая их сравнительно четко выраженный литологический состав, фаунистическую характеристику и выдержанность по простиранию на значительном расстоянии, целесообразно именовать их свитами.

*Миатлинская свита* располагается на хадумской и представлена в восточной части (сел. Талги) глинами оливковыми, зеленовато-серыми, песчанистыми. В них отмечаются «горизонты с включениями», представленные глыбами более древних мергелей и перемьятыми глинами. Мощность свиты здесь 300—350 м, причем в районе широкого развития подводнооползневых явлений она возрастает до 600 м. Мощность миатлинской свиты сокращается в западном направлении, где ее слагают бескарбонатные глины с редкими прослоями песчаников. По р. Урух миатлинская свита имеет мощность 51 м.

*Майрамадагская свита* располагается выше и представлена глинами. В крайних восточных разрезах (сел. Талги) она не отделяется от вышележащей муцидакальской свиты, а входит в ее состав, однако уже в Сулакском районе эти глины выделяются под названием нижнего глинистого горизонта (Шатский, 1929), или свиты. Мощность ее изменяется от 250 м по р. Сулак до 30 м по р. Ардон.

*Муцидакальская свита* представлена на основной площади серыми и буровато-серыми глинами, а в восточной части, близ каспийского побережья, — алевролитами. На западе это также глины серые, неизвестковистые, содержащие прослои песчаников. В бассейне р. Ардон отмечается повышенная песчанность свиты, которая затем уменьшается в западном и восточном направлениях. В глинах встречаются остатки рыб, из фораминифер отмечены *Globigerina bulloides* Orb. Мощность свиты 180 м на востоке, 100 м по р. Ардон и 80 м в районе Уруха.

Вышележащая часть разреза (включая низы нижнего миоцена) в Сулакском районе выделялась Н. С. Шатским под названием свиты



Рики, однако впоследствии эта часть разреза расчленена более дробно, аналогично западным районам. Тем не менее детальное расчленение свиты Рики связано с большими трудностями.

*Аргунская свита* залегает согласно на подстилающих отложениях и представлена темно-серыми, зеленоватыми глинами, местами слабо-алевритистыми. В восточных районах алевритистый материал присутствует в крайне незначительных количествах. Мощность около 80 м.

*Алкунская свита* согласно залегает на аргунской и сложена мергелями, мергелистыми глинами в восточных районах и глинами, содержащими прослой мергелей и доломитов — в западных. Мощность алкунской свиты около 25—30 м. В мергелях содержатся в небольшом количестве фораминиферы и остракоды. В. А. Мельников (1964 г.) указывает на находки здесь *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Ostracoda* sp.

*Ассинская свита* залегает согласно на алкунской и представлена глинами. В нижней части глины зеленовато-серые, выше — темно-серые, песчанистые. В Северном Дагестане глины верхней части в значительной степени мергелистые. Мощность ассинской свиты 150—200 м.

### Нижний миоцен и низы среднего миоцена (верхнемайкопская подсерия)

Верхнемайкопская подсерия в Восточном Предкавказье разделяется на две свиты: сулакскую и зурамакентскую. В Северном Дагестане ввиду большого однообразия литологического состава нередко выделяют зурамакентскую свиту, а нижнюю часть нижнего миоцена, соответствующую сулакской свите, рассматривают совместно с верхней частью среднего майкопа в составе свиты Рики.

*Сулакская свита* залегает согласно на ассинской и слагается глинами плотными, серыми и зеленовато-серыми, которые в восточной части территории имеют обычно более светлый оттенок. Мощность около 150 м.

*Зурамакентская свита* располагается в самых верхах майкопа. Сложена она глинами серыми, зеленовато-серыми, часто песчанистыми, в верхней части содержащими тонкие прослой сидеритовых песчаников. В Северном Дагестане глины зурамакентской свиты темные, почти черные и содержат конкреции сидеритов. Здесь ее можно разделить на две части: нижнюю, с большим количеством сидеритов, и верхнюю мощностью 10—12 м, представленную светло-серыми глинами с *Amphisyle (Eoliscus) daghestanica* Ledn. Мощность свиты 100—120 м на западе и 170 м в Северном Дагестане.

Описывая майкопские отложения Восточного Предкавказья, следует отметить, что в Южном Дагестане они имеют мощность всего около 110 м, представлены глинами, содержащими пласты песчаников, и ввиду слабой изученности и монотонного литологического состава более дробно не расчленяются (В. Д. Голубятников, 1949 г.).

### ПРЕДКАВКАЗСКАЯ ПЛИТА Прикубанская низменность

Майкопские отложения Прикубанской низменности, Ставрополя и Затеречной равнины на дневную поверхность не выходят и могут быть изучены лишь по материалам глубокого бурения.

Майкопская серия в пределах Предкавказской эпигерцинской плиты характеризуется однообразным глинистым составом, в значительной степени отличающимся от песчано-глинистых отложений более южных районов. Монотонный глинистый состав серии не позволяет вы-

делять здесь сколько-нибудь различные по литологическому составу свиты. Однако в результате детального изучения микрофауны появилась возможность выделить «слои» с характерными видами фораминифер (Богданович, 1960).

Стратиграфия майкопских отложений Предкавказской эпигерцинской плиты была разработана большим коллективом геологов, среди которых А. К. Богданович, А. И. Цатуров, Е. А. Щерик, С. С. Итенберг, Е. И. Тараненко, Я. С. Эвентов, А. А. Герке, Л. С. Тер-Григорянц, Н. Н. Субботина, З. А. Антонова, Г. А. Малышек и др.

Судя по разрезу скважин Тимашевского и Выселковского районов (Богданович, 1960 и др.), майкоп здесь представлен следующим образом.

В основании располагается толща серых, коричневато-серых, песчаных, иногда слегка известковистых глин мощностью 55—100 м. Они содержат многочисленную микрофауну песчаных и известковистых фораминифер и могут быть выделены под названием «слой с *Cristellaria herrmanni* A n d r». Эта часть разреза соответствует, вероятно, пшехскому и полбинскому горизонтам южных районов Предкавказья.

Выше залегают «слои с *Caucasina schischkinskyae* (S a m l.)», представленные серыми, зеленовато-серыми, слабопесчанистыми, известковистыми глинами, а также глинами известковистыми с прослоями алевролитов. В породах содержатся в значительном количестве фораминиферы, наиболее характерными из которых являются *Caucasina schischkinskyae* (S a m l.), *Spiroplectamina carinata* (O r b.), *S. terekensis* B o g d., *Karrieriella longula* S u b b. (m s c.) (Богданович, 1960). Эта часть разреза, по-видимому, может быть сопоставлена с горизонтом Морозкиной балки и баталпашинской свитой.

Вышележащая толща серых, реже коричневатых или зеленоватых, в различной степени песчаных глин выделяется А. К. Богдановичем в «слой с *Nonion polymorphus* B o g d.» мощностью около 500 м. Эти глины можно сопоставить с септариевой, зеленчукской, караджалгинской и ольгинской свитами Восточной Кубани.

В кровле майкопа располагаются «слои с *Saccamina zuramakensis* B o g d.» Они представлены темно-серыми, иногда буроватыми глинами, содержащими включения сидерита. Мощность 60—95 м.

Следует указать, что выделение «слоев» по микрофаунистическим признакам, проведенное по опорным скважинам, еще не дает возможности с достаточной уверенностью выделять эти подразделения на всей территории Прикубанской низменности. Монотонный глинистый характер майкопа, нечеткое расположение песчаных прослоев не позволяют применить к данному району литологический критерий расчленения разреза, поэтому здесь сравнительно четко может быть выделена лишь часть хадумской свиты по кровле остракодового пласта и остальная часть майкопа. Остракодовый пласт неплохо выделяется даже на каротажных диаграммах.

### Ставрополье

На территории Ставрополья майкопские отложения изучены сравнительно детально в связи с буровыми работами на Северо-Ставропольском газовом месторождении. Основные представления о стратиграфии майкопа связаны с работами Л. С. Тер-Григорянц.

Рассматривая майкопские отложения Ставрополья, следует отметить, что общие закономерности изменения разреза сводятся к тому, что по мере продвижения на север возрастает песчаность майкопских отложений и максимальное развитие алевритистых фаций наблю-

дается в центральной части Ставропольского поднятия. Именно здесь с алевролитовыми горизонтами хадума связаны основные газовые месторождения: Сенгилеевское, Северо-Ставропольское, Пелагиадинское и Казинское.

В Сенгилеевском районе наблюдается следующее строение хадумской свиты нижнего майкопа.

В основании располагается толща (60—70 м) глин темных, серых, коричневато-серых. Вероятно, ее можно сопоставлять с пшехским горизонтом и отнести к зоне *Haplophragmoides fidelis*.

Выше залегает 10-метровая толща тонкопереслаивающихся глин и алевролитов, которую можно отнести к зоне *Haplophragmoides deformabilis* и сопоставить с полбинским горизонтом.

Горизонту Морозкиной балки соответствует 10-метровая пачка алевролитов, сильно алевритистых глин, которую можно отнести к зоне *Spiroplectamina carinata* и *Cyclamina constrictimargo*.

Самой верхней части горизонта Морозкиной балки, второму остракодовому пласту, может соответствовать пачка алевритистых глин известковистых мощностью 10 м (соленовский горизонт).

Характерным для Ставрополя является разрез в Казинском районе.

Согласно исследованиям Л. С. Тер-Григорянц, здесь на светлых мергелях или мергелистых глинах залегает толща бескарбонатных глин мощностью до 50 м, а иногда и больше, в которой отмечаются редкие алевритовые прослойки. Эта толща в Казинском районе (см. рис. 50, скв. К-67) залегает на мергелистых глинах, охарактеризованных комплексом *Asterigerina lucida*; здесь встречаются *Bolivina antegressa* Subb., *Gaudryina gracilis* Cushman et Zaim., *Caucasina schischkinskayae* (Samol.) и др., а также иногда *Globigerinoides conglobatus* (Gady). Следовательно, эоценовый возраст мергелистых глин в разрезе скв. К-67 Казинская (глубина 910—936 м) не вызывает сомнения.

Нижняя часть рассматриваемых отложений обычно охарактеризована комплексом *Haplophragmoides fidelis* (глубина 900—910 м), в котором отмечаются и такие формы, как *Cibicides almensis* (Samol.). Верхняя их часть охарактеризована комплексом *Haplophragmoides deformabilis*.

Соотношение слоев, выделяемых в качестве «зоны *Asterigerina lucida*» или «зоны *Bolivina antegressa*», «зоны *Haplophragmoides fidelis*» и комплекса, выделяемого в качестве «зоны *Haplophragmoides deformabilis*», весьма различно. Иногда почти вся рассматриваемая толща охарактеризована комплексом *Asterigerina lucida*, в других случаях она, за исключением самых низов, содержит типичный комплекс *Haplophragmoides deformabilis*.

Вышезалегающая преимущественно алевритовая пачка (глубина 824—856 м) и даже вышележащая пачка бурых глин, песчанистых или с небольшими прослойками алевролита (глубина 808—824 м), обычно содержит комплекс *Haplophragmoides deformabilis*. Ее можно сопоставить с полбинским горизонтом.

Залегающие выше зеленовато-серые глины охарактеризованы уже иным комплексом — *Spiroplectamina carinata* и *Cyclamina constrictimargo* (глубина 786—808 м). Над ними залегают известковые глины или мергели с остракодами, которые обычно выделяются в качестве II остракодового пласта или соленовского горизонта.

Выше залегает мощная толща зеленовато-серых глин, которая по фауне фораминифер подразделяется (снизу вверх) на глины, охарактеризованные комплексом *Trochamminnoides concentricus*, затем комплексом *Haplophragmoides kjurendagensis* и, наконец, комплексом

*Neobulimina elongata*. Выше слоев, охарактеризованных комплексом *Neobulimina elongata*, нередко выделяются слои с очень бедной фауной фораминифер, среди которых обычно встречаются только *Saccamina zuramakensis* Bogd. В этих же слоях нередко находят и *Oncophora ex gr. socialis* Rzehak.

Следует указать, что палеонтологическая характеристика разреза майкопских отложений, залегающих выше остракодового пласта, настолько слабая, что говорить о каких-то твердых границах между выделенными фораминиферовыми зонами, конечно, не приходится, тем более, что, например, *Trochamminoides concentricus* Subb. встречается и значительно выше, чем это обычно принимается, следовательно, границу между зоной *Trochamminoides concentricus* и зоной *Haplophragmoides kjurendagensis* можно провести значительно выше. Кроме того, следует учесть, что нижняя зона *Trochamminoides concentricus* вообще очень бедна фораминиферами; в этой зоне встречаются иногда *Trochammina florifera* Subb. или *Verneuilina tripartita* Subb. Помимо этого, следует указать, что слои, охарактеризованные комплексом *Haplophragmoides kjurendagensis*, в действительности охарактеризованы различными комплексами, например *Uvigerinella californica*, *Bolivina goudkoffi* и иными, стратиграфическое расположение которых неясно. Четко выделяется только один комплекс — *Saccamina zuramakensis*, который характеризует определенную, самую верхнюю часть майкопской свиты Ставрополя и смежных областей и может рассматриваться как зоны *Saccamina zuramakensis*, характеризующая слои, образовавшиеся в солоноватоводных условиях.

В Северном Ставрополье, или, вернее, в Приманычском районе разрез майкопа заметно изменяется за счет меньшего развития алевролитов, залегающих под зоной с *Spiroplectamina carinata* (скв. К-11 Дивненская). Иногда полное отсутствие алевролитовой толщи в указанном районе объясняется или замещением ее глинами, или размытием, в результате которого слои со *Spiroplectamina carinata* несогласно залегают на слоях с *Cibicides salensis*—*Asterigerina lucida*, относимых уже к эоцену.

Сопоставление разрезов майкопских отложений даже Центральной части Ставрополя (скв. Р-4 Казинская) с северной его частью (скв. К-11 Дивненская) сопряжено с большими трудностями. Учитывая, что в северном направлении происходит уменьшение карбонатности пород и увеличение их песчаности, можно предполагать, что пачке алевролитов в скв. К-11 Дивненской (глубина 830—845 м) соответствует не аналогичная пачка в разрезе скв. Р-4 Казинская, а залегающая над ней пачка песчаных глин (глубина 808—824 м).

Такое сопоставление не является единственно возможным, его можно рассматривать лишь как один из вариантов.

Однако значительно важнее сопоставить рассмотренные разрезы с разрезом эоцен-олигоценых отложений по р. Кубань. Трудность указанного сопоставления заключается в том, что отложения, развитые по р. Кубань у г. Черкесска и в Ставрополье, формировались в различных фациальных условиях и охарактеризованы различными комплексами ископаемых. К решению этого вопроса следует подходить не только на основе микропалеонтологических материалов, но главным образом руководствуясь материалами литолого-фациального анализа.

### Затеречная равнина

Майкопские отложения Затеречной равнины изучены сравнительно детально по двум опорным скважинам: Артезиан № 1 и Джанай № 1. Учитывая их монотонный состав и затрудненное литологическое рас-

членение, а также весьма приблизительное сопоставление выделенных подразделений со смежными районами, необходимо детальное и тщательное изучение майкопа Затеречной равнины с привлечением не только данных микропалеонтологических исследований, но и литологических сопоставлений.

По А. А. Цатурову (1948), майкопские отложения расчленяются на четыре свиты (сверху вниз): I глинистую, II песчано-глинистую, III глинистую и IV песчано-глинистую. В дальнейшем песчаные пачки были выделены под особыми индексами (от I до VIII пачки), но позже установлено, что VIII песчаная пачка, выделенная по каротажу, в действительности представляет собой пачку известковых глин с остракодами.

В основаниях майкопа здесь (скв. Артезиан № 1) располагается толща глин с маломощными прослоями алевролитов (IV песчано-глинистая толща), которая может быть сопоставлена с хадумской свитой.

III глинистая толща может быть сопоставлена с зоной *Naplophragmoides concentricus*. Мощность ее около 200 м.

II песчано-глинистая толща соответствует зоне *Naplophragmoides kjurendagensis* среднего майкопа Ставрополя и отвечает, вероятно, верхам баталпашинской свиты Кубани или муцидакальской и ассинской свитам Восточного Предкавказья. Ее мощность около 200 м.

I глинистая толща занимает большой объем — верхнюю часть среднего майкопа и верхний майкоп, она соответствует зоне *Neobulimina elongata* и *Saccamina zugamakensis* Ставрополя. Мощность толщи более 600 м.

### ЮЖНЫЙ СКЛОН СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

В пределах южного склона Северо-Западного Кавказа олигоценые и миоценовые отложения развиты главным образом в зоне Грузинской глыбы и представлены терригенным субфлишем, но могут также рассматриваться как своеобразная фация молассовых образований. В любом случае сопоставление их с майкопской серией может быть проведено лишь весьма условно.

Палеонтологическая характеристика этих отложений является неудовлетворительной, описанные микрофаунистические и палинологические комплексы не позволяют с полной уверенностью датировать время образования вмещающих пород.

С определенной долей условности на основании материалов В. А. Гроссгейма (1960), С. В. Савина, Г. И. Баранова, В. И. Резникова (1961 г.) и др., к майкопской серии здесь могут быть отнесены (снизу вверх) мацестинская, хостинская и сочинская свиты.

#### Нижний и средний олигоцен (нижнемайкопская подсерия)

*Мацестинская свита* повсеместно в пределах южного склона Северо-Западного Кавказа залегает согласно на верхнеэоценовых образованиях. Представлена она в основании пачкой зеленовато-серых, серых песчаных мергелей, сменяющихся выше толщей ритмично переслаивающихся глин, алевролитов и песчаников. Здесь отмечается присутствие «горизонтов с включениями», прослоев перемятых пород с глыбами и валунами более древних известняков и мергелей. Образование этих горизонтов связывается с подводноползновыми явлениями (Шатский, 1938; Келлер и Меннер, 1945; С. В. Савин и др., 1961 г.).



При этом они распространяются неравномерно по всей территории. Так, на южном крыле Ахтырской антиклинали отмечается два «горизонта с включениями» мощностью 200 и 100 м, а в синклинальном понижении к северу от Ахунской и Ахтырской антиклиналей — один 30-метровый горизонт, который в северо-западном направлении выклинивается. Мощность мацестинской свиты составляет 25—30 м на юге и возрастает к северу до 220 м на Старой Мацесте и до 500 м по рекам Мацеста и Мзымта.

В. А. Гроссгеймом (1960) приводится характерная микрофауна: *Hyperammina* cf. *tenuiparietites* Bogd., *Textullaria carinata* Orb., *Cristellaria fragata* G ü m b. и др.

Хостинская свита залегает согласно на мацестинской и сложена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами. При этом в разрезе явно преобладают песчаники, мощность отдельных слоев которых достигает 1,5—2 м, тогда как мощность слоев алевролитов не превышает обычно 0,3—0,4 м, а глин 0,1—0,15 м. К верхам свиты происходит постепенное уменьшение мощности песчаниковых слоев, и самая верхняя часть характеризуется почти равномерным переслаиванием.

Мощность хостинской свиты 200 м в южной части и около 500 м в северо-восточной. По В. А. Гроссгейму (1960), для свиты характерны *Hyperammina tenuiparictalis* Bogd., *Bilimina sculptilis* Cushman., *Bolivina antegressa* Subb., *Siphonodosaria exilis* (Neugeb.) и др.

Сочинская свита залегает согласно на хостинской и представлена глинами серыми, оливково-серыми, коричневато-серыми, содержащими прослойки алевролитов и редких маломощных песчаников. По содержанию алевролитов и песчаников можно выделить нижнюю часть, более песчанистую, и верхнюю — более глинистую. Это дало возможность В. П. Витман (1945 г.) выделить в Сочинском районе по этому признаку сочинскую и новосочинскую свиты, аналогичные соответственно нижней и верхней частям сочинской свиты. Мощность 800 м. В. А. Гроссгейм (1960) из описанных отложений приводит *Bolivina mississippiensis* Cushman., *Gümbelina* aff. *globulosa* (Reuss), *Orbulina micra* Subb., *Cibicides amphisyliensis* (Andreev) и др.

### Верхний олигоцен (среднемайкопская подсерия)

Мысовидненская свита располагается в основании верхнего олигоцена. Она сложена переслаивающимися слоями песчаников, алевролитов и глин. Нередко здесь отмечаются прослойки конгломератов. Все слои грубообломочного материала характеризуются линзовидным залеганием и быстрым выклиниванием по простиранию. Мощность 100 м.

В. А. Гроссгейм (1960) приводит следующий комплекс микрофауны: *Bolivina* aff. *mississippiensis* Cushman., *Uvigerinella* ex gr. *californica* Cushman., *Cibicides amphisyliensis* (Andreev) и др.

Кудепстинская свита согласно залегает на мысовидненской и сложена глинами серыми, оливково-серыми, известковистыми, среди которых встречаются прослойки известковистых глин. Глины содержат очень тонкие прослойки (0,3—1 см) плотных песчаников или алевролитов, при этом к верхам разреза количество песчанистых прослоев возрастает. В верхней части свиты отмечаются конкреции сидеритов. Мощность 520 м, в северо-восточном направлении она еще более возрастает (до 1000 м). Глины кудепстинской свиты не содержат органических остатков. В. А. Гроссгейм назвал эти отложения хиротинской свитой.

### Нижний миоцен (верхнемайкопская подсерия)

К нижнему миоцену на южном склоне Западного Кавказа относится *адлерская свита*. Миоценовые отложения здесь изучены недостаточно полно, кроме того, они крайне бедны органическими остатками, что затрудняет их сопоставление с миоценовыми отложениями других районов. Адлерская свита залегает согласно на кудепстинской и сложена песчаниками и глинами. В основании ее располагается пачка песчаников рыхлых, серых, светло-серых, желтоватых, мелкозернистых, переслаивающихся со слоями серых глин. Мощность 50 м.

Выше залегают глины серые, темно-серые, слоистые. Мощность адлерской свиты 1065 м. В. А. Гроссгейм (1960) приводит список спор и пыльцы: *Podocarpus* sp., Pinaceae, *Pinus* sp. и др., а Е. А. Дидрихс (1949 г.) — *Nonion subgranosum* (Egger), *Elphidium* sp. и др.

К нижнему миоцену на южном склоне Северо-Западного Кавказа относится и прервинская свита. Она согласно залегает на адлерской свите, но верхняя часть ее нигде не сохранилась. Свита сложена однообразными серыми, тонкослоистыми глинами, в которых иногда встречаются остатки рыб. Видимая мощность их около 500 м. Крайняя бедность органическими остатками не позволяет делать уверенные заключения о ее возрасте. Условно прервинскую свиту можно считать нижнемиоценовой.

В заключение характеристики майкопских отложений отметим, что повсеместно на территории Северного Кавказа можно отчетливо выделять нижнемайкопскую подсерия в объеме хадумской свиты. Сравнительно четко выделяется септариевая свита, сопоставляемая с алкунской, что дает возможность рассматривать ее как «репер» в среднемайкопской подсерии.

Подразделение майкопа на верхний и средний произвести уже значительно сложнее. Это подтверждается тем, что одни исследователи сопоставляют ассинскую свиту Восточного Предкавказья только с зеленчукской свитой, другие рассматривают ее в качестве эквивалента зеленчукской и караджалгинской свит и, наконец, третьи считают, что она соответствует не только упомянутым свитам, но и ольгинской. Более или менее однозначно проводится граница между верхним и средним майкопом в Западном Предкавказье, но на самом деле объем свиты глин с конкрециями, рассматриваемой в качестве верхнего майкопа, едва ли везде одинаков.

Что же касается деления майкопа в других районах, то разработанная схема его расчленения, например в Ставрополье, не может быть уверенно сопоставлена с трехчленным делением майкопа в Предкавказье. Ряд исследователей считает, что остракодовый пласт (II остракодовый или соленовский пласт) моложе полбинского (I остракодового) пласта р. Кубань и соответствует пачке известковых глин, залегающих в кровле морозкинских слоев. В связи с этим слои со *Spiroplectamina carinata* сопоставляются с морозкинским горизонтом, а с шехскими слоями сопоставляются отложения с *Haplophragmoides deformabilis*.

Те исследователи, которые считают соленовский (II остракодовый) пласт и полбинский (I остракодовый) разновозрастными, расходятся в мнении о том, какие отложения из развитых в Ставрополье соответствуют шехскому горизонту в Предкавказье. Одни считают, что этим слоям соответствуют в Ставрополье только слои с *Spiroplectamina carinata*, другие проводят границу между олигоценом и эоценом несколько ниже, по кровле продуктивной толщи алевролитов.

И, наконец, некоторые исследователи в состав олигоцена включают все залегающие ниже отложения, вплоть до белых мергелей.

Следует признать, что один из важнейших вопросов стратиграфии кайнозоя, а именно, граница между эоценом и олигоценом, еще окончательно не решен. Поэтому предлагаемую схему сопоставления возраста свит, выделенных в различных областях Северного Кавказа, следует рассматривать как одну из возможных (см. табл. 14).

Возраст отдельных подразделений майкопа в настоящее время не может быть окончательно решен.

Учитывая, что ниже-среднеолигоценовый возраст хадумской свиты не вызывает сомнения, можно отнести вышележащие отложения среднего майкопа, охарактеризованные резко обедненной ихтиофауной и фауной моллюсков и фораминифер, к верхнему олигоцену. Верхний майкоп условно относится к нижнему миоцену и низам среднего миоцена\*.

### **НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА (СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ МИОЦЕН)**

Вопрос об отложениях, которые следует относить к среднему и верхнему миоцену, до настоящего времени не получил однозначного решения. По мнению большинства исследователей, нижний ярус международной схемы деления среднего миоцена — гельветский представлен на Северном Кавказе еще верхами майкопской серии. По мнению же Б. П. Жижченко, нижним горизонтом среднемиоценового подотдела следует считать тарханский горизонт.

Осадки, относимые на Северном Кавказе к среднему миоцену, как и по всей Черноморско-Каспийской области, формировались в основном в обособленных бассейнах, воды которых, как правило, имели пониженную соленость и были заселены своеобразной солоноватоводной фауной, не позволяющей точно установить возраст формировавшихся в них отложений. Поэтому для среднемиоценовых отложений, как и для верхнемиоценовых, применена местная ярусная схема деления, сопоставление которой с международной ярусной шкалой деления является затруднительным. В настоящее время принято подразделение среднемиоценовых отложений (снизу вверх) на тарханский, чокрацкий, караганский и конкский горизонты.

Сарматский ярус, принадлежность которого к верхнему миоцену в принятом объеме не вызывает сомнения, подразделяется (снизу вверх) на волынский, бессарабский и херсонский горизонты. Нижний, волынский, горизонт обычно выделяется в нижнесарматский подъярус, бессарабский составляет среднесарматский подъярус, херсонский соответствует верхнесарматскому.

К верхнему миоцену относится и мэотический ярус, принадлежность которого к миоцену, а не к плиоцену, по мнению Б. П. Жижченко, не может быть принята по ряду причин, которые будут приведены при описании яруса. Тем не менее в существующих схемах мэотический ярус включается в состав верхнего миоцена, и соответственно он рассматривается в настоящем обзоре (табл. 17).

Неогеновые морские отложения распространены по всей территории Предкавказья и на Южном склоне Большого Кавказа. Континентальные отложения неогена получили развитие главным образом в предгорной части Западного и Восточного Предкавказья и на скло-

\* По мнению Б. П. Жижченко, он соответствует только нижнему миоцену.—  
Прим. ред.

Т а б л и ц а 17

Подотдел	Ярус	Подъярус	Горизонт
Верхний миоцен	Мэотический	Верхнемэотический (молдаванский) Нижнемэотический (панагийский)	
	Сарматский	Верхнесарматский (херсонский) Среднесарматский (бессарабский) Нижнесарматский (волынский)	
Средний миоцен			Конкский Караганский Чокракский Тарханский

нах Ставропольского поднятия. Комплекс этот почти повсеместно отделен трансгрессивным залеганием и следами размыва от подстилающих пород.

Бассейн, существовавший на Северном Кавказе в тортонский век, вначале имел нормальную соленость. В это время в нем отлагались слои, относимые к тарханскому горизонту. Затем наступает опреснение, постепенно увеличивающееся в чокракское время, в результате которого бассейн в караганское время превращается в сильно опресненный, почти пресноводный бассейн. В конкское же время воды этого бассейна вновь резко повышают свою соленость и затем начинается новый цикл его опреснения.

Различие литологического состава отложений, обусловленное их накоплением в обособленных друг от друга бассейнах с различным гидрологическим режимом, позволяет выделить структурно-фациальные зоны, отражающие особенности развития отдельных областей Северного Кавказа. Такими областями являются Западное Предкавказье, Центральное Предкавказье (со Ставропольским сводом), Восточное Предкавказье и Дагестан.

### Средний миоцен

#### Западное Предкавказье

Отложения тарханского горизонта распространены преимущественно на Таманском полуострове в Западно-Кубанском передовом прогибе и в пределах Тимашевской ступени (Тимашевская и Выселковская площади).

Тарханские отложения представлены темно-серыми известковистыми глинами, в верхней части песчанистыми, с мергелистыми конкрециями и бедной фауной, среди которой следует указать крупные раковины *Ostrea cochlear* P o l i, обломки *Amussium denudatum* R e u s s, *Abra* sp.; в мергелистых конкрециях — *Spirialis* sp. В нижней части горизонта повсеместно отмечается прослой мощностью 0,2—0,3 м буровато-серого плотного мергеля (на Таманском полуострове мощность этого прослоя увеличивается до 1,0—1,2 м), содержащего разнообраз-

ную тарханскую фауну *Amussium denudatum* Reuss, *Nucula nucleus* L., *Leda subfragilis* R. Höern, *Aporrhais pes-pelicans* L., *Natica helicina* Gross, *Spirialis tarchanensis* Kittl. и др.

Мощность горизонта колеблется в пределах 5—10 м.

Строение и литологический состав тарханского горизонта обычно везде постоянны. Изменяется его литологический состав в центральной части Западно-Кубанского прогиба, где он представлен слабо известковистыми или совсем известковистыми глинами с редкими тонкими прослойками, иногда гнездами известковистых разностей. Установить мощность тарханского горизонта в этом районе не представляется возможным, так как здесь тарханский и чокракский горизонты развиты в глубоководной фации с одинаковым литологическим составом и фауны не содержат, что затрудняет их отделение друг от друга, а соответственно и определение мощности каждого из горизонтов.

В предгорной части Северного склона Большого Кавказа тарханский горизонт почти непрерывно прослеживается от станицы Калужской до р. Большая Лаба и по своим литологическим признакам и содержанию фаунистических остатков соответствует общей характеристике горизонта, приведенной выше.

Литологически тарханский горизонт резко отличается от майкопских отложений повышенной известковистостью пород и наличием богатой бентальной фауны, поэтому граница между ними устанавливается легко.

Западнее станицы Калужской до г. Крымска (в районах г. Абинск и станиц Эриванской, Смоленской и Ильской) отложения тарханского горизонта не установлены. По данным многочисленных буровых скважин, чокракский горизонт ложится на размытую поверхность майкопской серии. Очевидно, тарханские отложения были размыты при трансгрессии чокракского моря, так как на указанной площади почти везде констатированы лишь мелководные фации чокракского горизонта.

Следует отметить, что на протяжении мезо-кайнозойской истории в Западно-Кубанском прогибе, как и в западном сегменте мегантиклинория Большого Кавказа, отмечается поперечная зональность, обусловившая складчато-глыбовое строение Западного Кавказа и Предкавказья, в результате чего область, расположенная западнее меридиана г. Крымска, была погружена относительно восточной части и в своем развитии была более близка к Керченско-Таманской области, чем к Западному Предкавказью. Район восточнее г. Крымска в течение всего среднего миоцена был приподнят и характеризуется более мелководным режимом и сокращенными мощностями.

В 1884 г. Н. И. Андрусов на Керченском полуострове у оз. Чокрак установил наличие среднемиоценовых отложений, из которых выделил известняки *чокракского горизонта*.

Отложения, относимые к чокракскому горизонту в принятом объеме, в большинстве областей Северного Кавказа представлены песчано-глинистыми осадками, среди которых известную роль в области развития мелководных отложений играют песчаные ракушники и ракушниковые известняки.

По фауне моллюсков и фораминифер чокракские отложения довольно отчетливо подразделяются на две части: нижнюю, характеризующуюся разнообразной типично чокракской макро- и микрофауной, и верхнюю, для которой характерно заметное обеднение как фауны моллюсков, так и фауны фораминифер.

В пределах Западного Предкавказья и Таманского полуострова отмечается определенная закономерность в развитии чокракских отложений. Вблизи береговой линии чокракского моря, ограниченного



с юга Кавказской горной системой, мелководно-прибрежные образования, представленные мелкогалечными конгломератами с обломками мергелей и известняков из нижележащих отложений, к северу, в сторону центральной части Западно-Кубанского прогиба, постепенно сменяются глинами с прослоями доломитизированных мергелей, доломитов, реже тонкозернистых песков и алевролитов.

Северная часть Адагумо-Афипской впадины, Анастасиевско-Краснодарская зона и южный борт Славянско-Рязанской впадины в чокракском бассейне представляли собой наиболее глубоководную область, в которой происходило накопление глин с прослоями доломитизированных мергелей. Мощность неразделенных тарханских и чокракских отложений достигает в этом районе максимальной величины — 400 м. Севернее станиц Петровской, Красноармейской и Ново-Титаровской разрез чокракских отложений аналогичен разрезу чокрака южного борта Западно-Кубанского прогиба. На Тимашевской ступени и севернее широко развиты глины с прослоями песков, мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощность чокракского горизонта колеблется в пределах 20—50 м.

Мелководные отложения, развитые в предгорной части Западного Кавказа, на западе прослеживаются от анапских плавней до южного склона Благовещенской гряды. По северному склону Западного Кавказа они распространены до р. Псекупс.

В конгломератах чокракского горизонта в нижней части разреза встречаются *Cardium kumanicum* Zh., *Aloidis gibba* (Ol.), а на Калужской площади *Spirialis* sp., *Leda fragilis* Chem., *Millolina akneriana* (Orb.), *M. selene* (Karrer), *Sygioilina tschokrakensis* Gerke, *Cerithium*, *Bulla*, *Gibbula tschokrakensis* Andruss., *Perna* и др.

На северном берегу анапских плавней мелкогалечные конгломераты к верхам разреза постепенно сменяются конгломератовидными известняками и затем светло-серыми оолитовыми известняками, в которых обнаружены *Leda fragilis* Chem., *Modiolus marginatus* Dub., *Arca inopiosa* Zh., *Cardium kubanicum* Zh. и др. Мощность отложений в Анапском районе 60 м, по р. Псебепс 40 м.

В Хадыженском, Псекупском, Ильском и других смежных на западе районах характерно наличие выклинивающихся пластов и штоковидных образований раковинно-мшанковых известняков, мергелей и брекчиевидных доломитов, в которых наблюдаются скопления нефти, имеющие промышленное значение. Мощность чокракского горизонта, выраженного мелководно-прибрежной фацией, трансгрессивно залегающего, часто с угловым несогласием, на среднемайкопских и более древних отложениях, колеблется от 30 до 110 м.

По р. Белой в низах чокракского горизонта, сложенного песчанистыми глинами с прослоями мергелей и известняков, содержится обычная мелководная фауна. Вверх по разрезу увеличивается песчаность глин, встречаются прослои грубозернистых песчаников, а на контакте с караганским горизонтом В. Н. Буряк (1960 г.) отмечает слой (0,2 м) конгломерата, состоящего из обломков известняка, переполненного раковинами толстостенных гастропод *Cerithium cattlcyae* Baily, *Trochus nefas* Koles., *Tr. pictiformis* Andruss., *Tr. tschokrakensis* Andruss. и др. Реже встречаются обломки *Cardium kubanicum* Zhizh., *Chama toulai* Davit., *Tapes erroneus* Zhizh. Мощность чокракского горизонта в этом районе 200 м, на Майкопской площади она увеличивается до 300 м и затем сокращается в районе станицы Великой до 50—100 м, где в разрезе преобладают глины с прослоями песков, мергелей и известняков.

От р. Белой до Лабы мощность горизонта сохраняется, а литологический состав меняется. Здесь чокракский горизонт представлен глинами с прослоями мергелей и известняков в нижней части разреза и переслаиванием глин и песков — в верхней.

По всему разрезу встречается фауна: *Leda fragilis* Chemn., *Donax nathjurus* Gat., *Ervilia praepodolica* Andruss., *Aloidis gibba* (Ol.), *Cardium multicostatum* Brocc., *Trochus tschokrakensis* Andruss., *Cerithium cattleyae* Baily и др.

На Ярославско-Костромской площади отмечается фацциальное замещение песчанистого материала глинистым и увеличение мощности до 250 м, а в пределах Ново-Лабинской площади — резкое сокращение мощности до 15—20 м.

На Таманском полуострове чокракский горизонт представлен исключительно глубоководной фацией, выраженной глинистыми отложениями с редкими прослоями мергеля.

В верхней части горизонта обнаружены раковины *Spirialis*, редкие *Leda* cf. *fragilis* Chemn. и *Donax* cf. *dentiger* Eichw. и остатки рыб. В низах разреза встречаются *Nassa restitutiana* Font., *Leda* cf. *fragilis* Chemn., *Leda prendeli* Andruss., *Cerithium laevis* Zhizh., *Spirialis nucleatus* Zhizh. и др.

В Западном Предкавказье по мере удаления на север от Кавказского горного сооружения совершенно отчетливо намечается постепенная фацциальная изменчивость от мелководных к глубоководным. Наглядное представление о распределении различного типа осадков чокракского бассейна дает схематическая палеогеографическая карта (рис. 51). Глины чокрака слагают обычно пониженные части дна чокракского моря, мергели и известняки — приподнятые участки. Известняки встречаются в виде небольших линз и имеют локальное распространение.

В работе И. М. Губкина (1915) имеется весьма ценное заключение о палеогеографии в чокракское время: «Ярко выраженный мшанковый характер известняков указывает на их прибрежное образование в виде рифовых отложений. Следовательно, изучение распространения их дает возможность реконструировать береговую линию чокракского моря, которое глубокими заливами вдавалось в сушу, сложенную главным образом фораминиферовыми слоями».

*Караганский горизонт* характеризуется резко обедненной фауной моллюсков и фораминифер и пышным развитием лишь одного моллюска — *Spaniodontella* ex gr. *pulchella* Baily. Обусловливается это тем, что осадконакопление происходило во время сильного опреснения среднемиоценового бассейна, в котором выжили только представители рода *Spaniodontella*, заселившие все его участки.

Фауна фораминифер в караганских отложениях очень бедна и ее можно рассматривать как резко обедненную чокракскую фауну фораминифер, из которой продолжали существование главным образом представители родов *Rotalia*, *Quinqueloculina* и *Elphidium*. Все они отличаются от чокракских представителей этих родов и близких видов своей малорослостью. Однако детальное изучение фауны фораминифер показало, что среди караганских представителей можно отметить специфические виды, характерные только для данных отложений, но они очень мелки и встречаются редко.

Караганская фауна остракод в рассматриваемых отложениях встречается значительно чаще и нередко в большом количестве. При этом имеется много форм, присущих лишь караганскому горизонту.

Обнаружение среди караганских, палеонтологически хорошо охарактеризованных осадков с перемытой чокракской фауной свидетель-

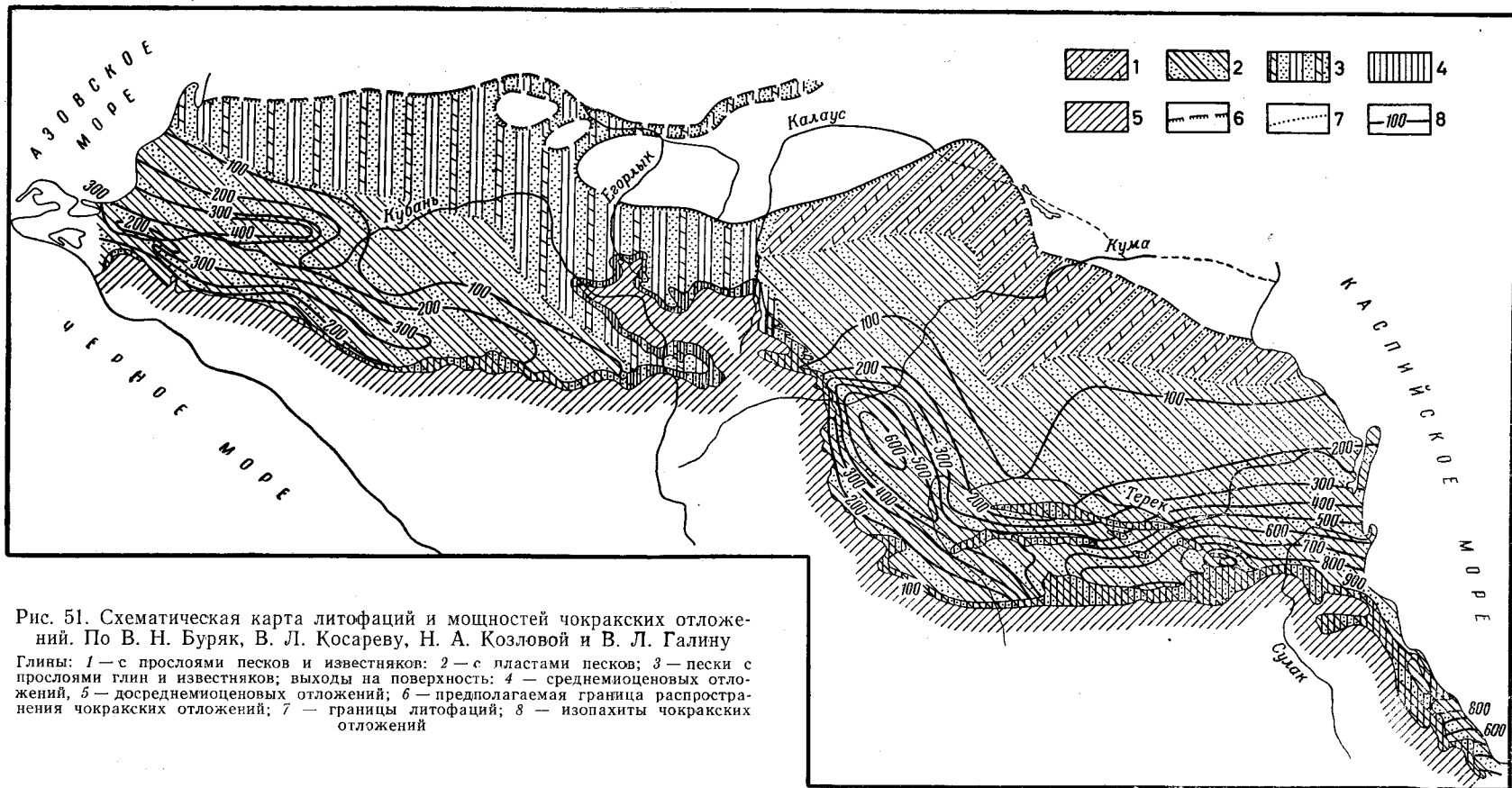


Рис. 51. Схематическая карта литофаций и мощностей чокракских отложений. По В. Н. Буряк, В. Л. Косареву, Н. А. Козловой и В. Л. Галину

Глины: 1 — с прослоями песков и известняков; 2 — с пластами песков; 3 — пески с прослоями глин и известняков; выходы на поверхность; 4 — среднемиоценовых отложений; 5 — досреднемиоценовых отложений; 6 — предполагаемая граница распространения чокракских отложений; 7 — границы литофаций; 8 — изопакеты чокракских отложений

ствует о том, что во многих районах, где ныне чокракские отложения отсутствуют, они отлагались в чокракское время, но были размыты в период, предшествовавший формированию караганского горизонта.

Караганский горизонт распространен так же широко, как и чокракский, и аналогично ему развит в двух фациях — глубоководной и мелководной.

Глубоководная фация получила развитие на Таманском полуострове и в Западно-Кубанском прогибе, где отложения караганского горизонта представлены толщей синевато-серых и темно-серых нередко песчанистых глин с частыми прослоями доломитизированных мергелей и детритусовых известняков.

В верхней части разреза появляются прослой серых с зеленоватым оттенком глин и серых мергелей, содержащих прожилки твердого битума. Палеонтологически отложения караганского горизонта охарактеризованы слабо. Здесь встречены только раковины различных видов спаниодонтелл и отпечатки крупных рыб. Восточнее, в бассейнах рек Большая Лаба и Фарс, глинистые отложения в значительной степени опесчаниваются, а в основании караганского горизонта залегает слой базального конгломерата (мощностью 1 м), состоящего из хорошо окатанной гальки известняка, мергеля и кварцевых зерен. В нем встречаются толстостенные раковины чокракских *Cerithium*, *Trochus*, *Potamides*.

Выше следуют глины с прослойками песков, песчаников и мергелей (мощностью 100—120 м) с раковинами *Spaniodontella* и *Mohrensternia*. Вверх по разрезу глины постепенно сменяются песками с прослоями косослоистых песчаников, крупногалечных конгломератов (мощностью до 0,3 м) и раковинного детритуса. У станции Костромской в подошве песков встречен прослой песчаника, содержащего наземную фауну — раковины *Helix* sp., *Acme* sp. Мощность горизонта в этом районе достигает 200—250 м. Наличие грубозернистых осадков и прослоев, содержащих пресноводную и наземную фауну, свидетельствует о близости суши и значительном опреснении отдельных участков прибрежной зоны караганского моря.

Общая мощность караганского горизонта, выраженного глубоководной фацией, колеблется от 100 до 350 м.

Как видно на рис. 52, мелководные осадки получили развитие в районах г. Анапы, станиц Гостагаевской и Калужской, далее на востоке они постепенно сменяются глубоководными отложениями. Мелководная фация караганского горизонта обладает более разнообразным литологическим составом. В Апанском районе караганский горизонт сложен мшанковыми и оолитовыми известняками со *Spaniodontella pulchella* Baily и *Mohrensternia barboti* Andruss.

К северо-востоку (Крымско-Гостагаевский район) известняки фациально замещаются светло-серыми полосчатыми глинами с прослоями мергелей и известняков, а в районе станицы Калужской горизонт выражен преимущественно конгломератами с отдельными пачками песчаников и глин. Мощность мелководных отложений непостоянна и изменяется от 40—60 м в Анапском районе до 160 м в Крымском и 85—90 м — в Калужском.

Существенные изменения литологического состава и мощности караганского горизонта отмечаются в бассейне р. Курджипс. Здесь в верхней части горизонта залегает толща (150 м) желтых и серых крупнозернистых песков, переслаивающихся с плотными песчанистыми ракушниками, в которых обнаружены *Barnea pseudoustjurtensis* Bog., *Pholas kubanicum* Zhizh., *Modiola incrassata* d'Orb. var. *buglovensis* Lask., *Macra eichwaldi* Lask. var. *buglovensis* Lask. и *Cardium*

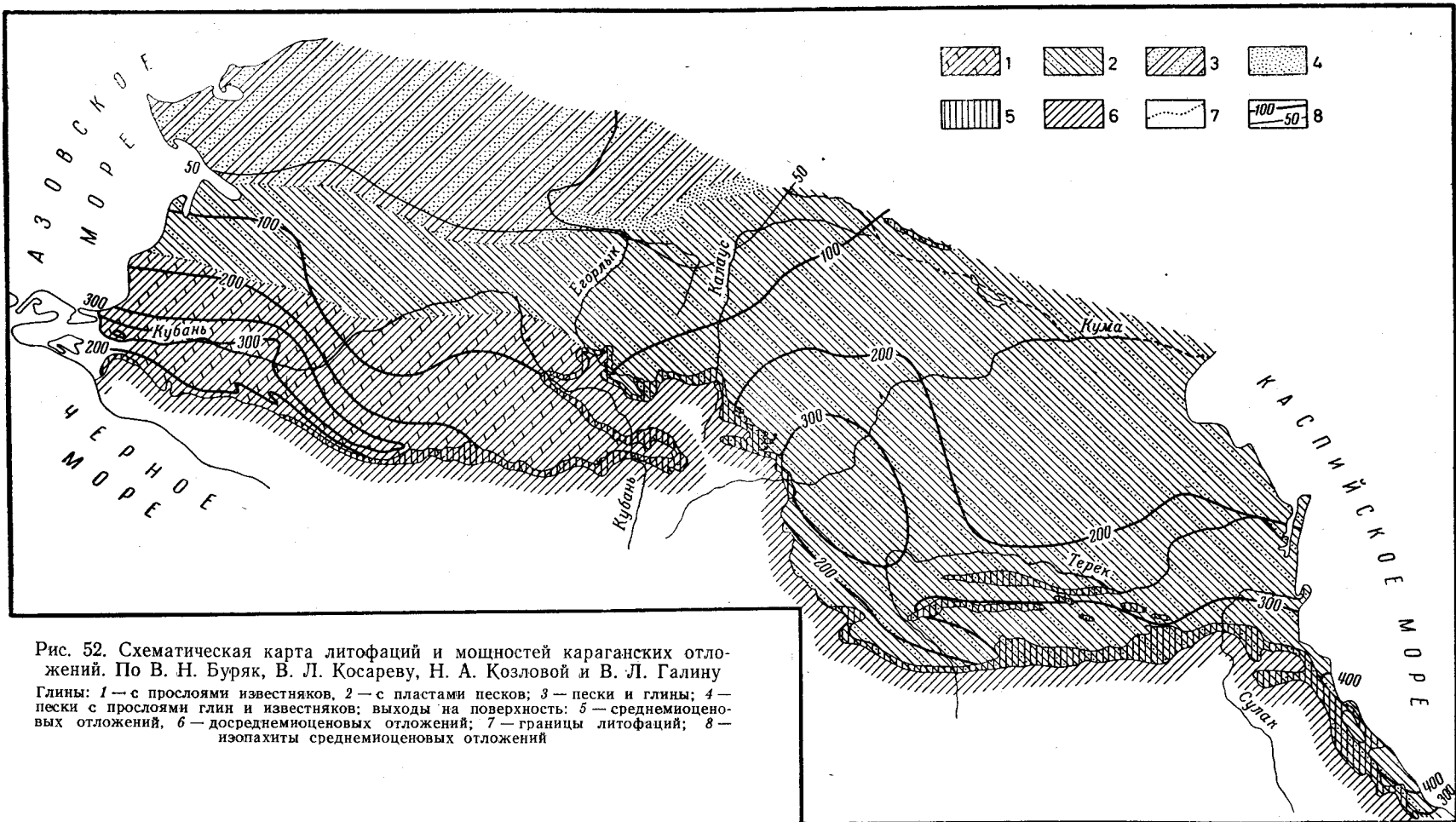


Рис. 52. Схематическая карта литофаций и мощностей караганских отложений. По В. Н. Буряк, В. Л. Косареву, Н. А. Козловой и В. Л. Галину  
 Глины: 1 — с прослоями известняков, 2 — с пластами песков; 3 — пески и глины; 4 — пески с прослоями глины и известняков; выходы на поверхность: 5 — среднемиоценовых отложений, 6 — досреднемиоценовых отложений; 7 — границы литофаций; 8 — изопахиты среднемиоценовых отложений



*laevis* Zhizh. В низах той же толщи в серпулевых ракушниках были обнаружены *Barnea ustjurtensis* Eichw., *Ervilia dissita* Eichw. и крупные *Spaniodontella pulchella* Vaily. Ниже залегают темно-серые глины мощностью 250 м с остатками рыб и *Spaniodontella pulchella* Vaily.

Отложения, которые выделяются на Северном Кавказе под названием *конкского горизонта*, обычно имеют небольшую мощность, как правило, измеряемую немногими десятками метров. Совершенно условно к этому ярусу присоединяются также немые слои, которые ограничены сверху отложениями, охарактеризованными типичными караганскими моллюсками — *Spaniodontella pulchella*, а снизу слоями, содержащими массовое количество спиралисов.

На Таманском полуострове, у горы Зеленского, конкский горизонт в нижней части сложен глинами серыми, известковистыми с эмбриональными пеллециподами и редкими *Spirialis* sp. Выше по разрезу залегают глины темно-бурые, листоватые с ярозитом. В глинах встречен пласт сине-серого мергеля. Верхи горизонта сложены темно-бурой, почти черной известковистой глиной с *Ervilia trigonula* Sok., *Syndesmya* cf. *reflexa* Eichw., *Modiola* sp. и *Spirialis* sp. Мощность горизонта 10 м.

В Анапском и Гостагаевском районах под толщей известняков нижнесарматского возраста залегают прослои рыхлого раковинного детритуса и оолитового известняка-ракушника, в которых была обнаружена конкская фауна: *Ervilia dissita* Eichw., *E. infrasarmatica* Sok., *E. trigonula* Sok., *E. pusilla* Phil., *Syndesmya reflexa* Eichw., *S. alba* Wood. var. *scythica* Sok., *Dosinia* sp., *Lucina* sp., *Rissoa violacaea* Eichw., *R. hydrobioides* Hilb., *R. angulata* Eichw. и др. Мощность горизонта 10 м.

Восточнее отложения конкского горизонта установлены в отдельных районах по обнажениям и данным буровых скважин. В предгорной части Западного Предкавказья, как и в Западно-Кубанском прогибе, горизонт выражен отложениями глубоководной фации. Он вскрыт на различных глубинах у г. Абинск и станиц Кудако, Ново-Крымской, Калужской, а в Западно-Кубанском прогибе на нефте-газоносных площадях Благовещенной, Курчанской и Анастасиевско-Троицкой.

На всей указанной территории конкский горизонт представлен темно-серыми с зеленоватым оттенком полосчатыми, местами песчанистыми известковистыми глинами с прослоями песчаников. Из этих отложений определены: *Ervilia trigonula* Sok., *Miliolina gracilis* (Karrger.), *M. andrussovi* Bogd., *Articulina cubanica* Bogd., *A. nitida* var. *gibbosulla* Orb., *A. elongata* Karrger var. *konkensis* Bogd., *Elphidium kudakoenses* Bogd. и др. На Курчанской площади в некоторых скважинах в верхней части горизонта отмечается значительное обеднение приведенной фауны и преобладание *Elphidium*, что указывает на принадлежность этих отложений к верхам горизонта. Вывод о конкском возрасте отложений Западного Предкавказья вполне подтверждается находками в них многочисленных раковин *Spirialis* и обломков морских ежей.

Далее на восток конкские отложения установлены по рекам Белой и Лабе и их притокам. Наиболее полный разрез конкского горизонта отмечается по р. Белой (в районе станицы Тульской), где нижняя его часть сложена алевролитами с прослоями глин, косослоистых песков и песчаников, охарактеризованных фауной фалад и редких эрвильей. Выше развиты пески и песчаники, часто грубозернистые и косослоистые с прослоями ракушников, включающих разнообразную конкскую фауну: *Maetra eichwaldi* Lask. var. *buglovensis* Lask.,

*Cardium andrussovi* Sok., *C. laevis* Zhizh., *Aloidis gibba* (Ol.), *A. michalskii* Sok., *Venus konkensis* Sok., *Ervilia trigonula* Sok., *E. dissita* Sok., *Arca noae* L., *Aporrhais alatus* Eichw. var. *tulskaensis* Zhizh., *Spirialis* sp. и др. В. Н. Буряк (1960 г.) в этих отложениях отмечает переотложенные караганские *Spaniodontella gentilis* Eichw., а Л. Б. Павлинова-Ильина (1957) — чокракские *Potamides biseriatus* Friedb., *Nassa miocenica — obliqua* Schretz и др.

Севернее, у станицы Костромской, А. К. Богданович (1949 г.) определил из конкского горизонта разнообразную фауну фораминифер «средиземноморского облика, обитавшую в нижних и средних зонах сублиторали».

Для всего Западного Предкавказья, исключая районы развития мелководных фаций, характерен постепенный переход от отложений караганского горизонта к конкскому и от конкского к нижнесарматскому. Границы горизонтов в большей своей части приводятся условно.

В более северных районах Западного Предкавказья среднемиоценовые отложения изучены значительно слабее и нередко выделяются как тархан-чокракские и караган-конкские слои.

По всему разрезу в пределах Каневско-Березанской зоны поднятий отмечается сокращение мощностей отложений среднего миоцена. Условия осадконакопления в этом районе более близки к мелководным.

### Центральное Предкавказье

Выходы отложений тарханского горизонта, известные главным образом в полосе предгорий по рекам Уруп, Большой и Малый Зеленчук и Кубань, в центральной и северной частях Ставропольского свода отсутствуют, что легко объясняется разрывом чокракской трансгрессии, охватившей обширную площадь Предкавказья. Тарханские отложения сохранились в наиболее погруженных южных районах, испытывавших значительно меньшее воздымание, чем Ставропольский свод в целом.

Литологически тарханский горизонт сложен сравнительно однообразными зеленовато-серыми и коричневатого-серыми карбонатными и бескарбонатными глинами, содержащими многочисленную фауну *Amusium denudatum* Reuss, *Syndesmya parabilis* Zhizh., *Spirialis tarchanensis* Kittl и комплекс фораминифер *Quinqueloculina boueana* (Orb.) var. *tarchanensis* Subb. et Chutz., *Sigmoilina tenuis* (Czjzek.), *Nonion boueanus* (Orb.), *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Virgulina tarchanensis* Bogd. и др.

На всем протяжении Центрального Предкавказья в глинах отмечается маломощный прослой буровато-серого мергеля, содержащего многочисленную микрофауну.

В распределении мощности отмечается закономерное сокращение с запада на восток от 41 м (Трехсельская площадь) до 3—2,5 м на востоке вблизи Минераловодского выступа (Георгиевская опорная скважина). Глины тарханского горизонта резко отличаются от майкопских известковистостью и бентальной фауной. В разрезах южной части территории переход от тархана к чокраку постепенный и четкую границу между ними провести трудно.

Отложения чокракского горизонта широко развиты на территории Центрального Предкавказья и характеризуются значительной изменчивостью литологического состава и мощностью, что обусловлено сложной тектонической перестройкой в среднемиоценовое время.

В западной части Центрального Предкавказья чокрак представлен двумя литологически различными толщами: нижней мелководной,

сложенной песчано-ракушниковыми породами, и верхней глубоководной, состоящей преимущественно из глин с прослоями песчаного материала. В юго-восточных районах Центрального Предкавказья (станции Лысогорская, Александрийская) этот горизонт представлен толщей глин, в которой на отдельных площадях встречается ракушечный песчаник. В пределах Ставропольского свода чокракские отложения распространены в южной и восточной частях (см. рис. 51).

В междуречье Уруп—Кубань нижняя толща чокракского горизонта мощностью 50 м сложена разнозернистыми, кослоистыми песками и песчаниками с прослоями гравелитов. Отсюда определены *Maetra bajarunasi* Koles., *Cardium centumpanium* Andruss., *C. pseudomulticostatum* Zhizh., *Donax nathjurus* Gat., *Tellina sokolovi* Bajag., *Abra parabilis* (Zhizh.), *Ervilia trigonula* Sok., *Nassa restutiana* Font и др.

Верхняя толща представлена зелеными неслоистыми глинами с прослоями (0,3—1,0 м) песчаников. Здесь редко встречаются *Spaniodontella intermedia* Andruss., *Ervilia praepodolica* Andruss., и др. Мощность отложений 25 м.

На Невинномысской, Убуженской и Александровской антиклиналях грубозернистые песчаные осадки чокрака с банками крупных *Chlamys pertinax* Zhizh. и конгломератом в основании залегают на размытой поверхности майкопских отложений. В некоторых скважинах указанных площадей в средней части чокракских отложений отмечены прослой с включениями переотложенных глин и окатанными обломками раковин чокракских моллюсков, свидетельствующие о внутриформационном перерыве.

На Ровненской и Западно-Невинномысской площадях в нижней части чокракского горизонта залегают темно-зеленые, карбонатные неслоистые глины с прослоями песчаников. Здесь обнаружены *Bittium*, *Corbula*, *Maetra*, *Spirialis* и др. Мощность пачки 15 м.

Средняя часть мощностью около 25 м представлена песками, разнозернистыми песчаниками и глинами с прослоями ракушников. Комплекс фауны представлен родами *Donax*, *Tellina*, *Spirialis*, *Syndesmya*, *Leda*, *Ervilia* и др.

Верхние слои состоят из карбонатных песчаных глин с прослоями песчаников и ракушников, содержащих *Venus marginatus* M. Högn. var. *jusmasi* Schwetz., *Sandbergaria acicularis* Andruss., *Arca turonica* Duj., *Tapes* sp. и др.

Мощность отложений 15—20 м.

Аналогичный состав отложений отмечается в Темнолесском районе и у горы Стрижамент.

В центральной и западной частях Ставропольского свода чокракский горизонт представлен песчано-глинистыми отложениями, мощность которых обычно не превышает 10 м и лишь на юго-востоке увеличивается до 30—35 м.

В ряде районов чокракский горизонт размыт и караганский горизонт залегают непосредственно на майкопе.

Нижняя граница караганского горизонта легко устанавливается по появлению характерной фауны спаниодонтелл и следам размыва на контакте с чокраком, верхняя граница нечеткая.

В западных разрезах юга Центрального Предкавказья граница между чокракским и караганским горизонтами проводится по пласту конгломерата, фациально замещающегося на востоке песком с включениями мелкого гравия.

В центральных районах Ставропольского свода граница между чокракским и караганским горизонтами очень нечеткая, что обуслов-

лено сходством литологического состава и слабой фаунистической охарактеризованностью. Тем не менее в отдельных разрезах эта граница устанавливается на основании микрофаунистических исследований.

Севернее границы распространения чокракских отложений на Ставропольском своде караганский горизонт резко трансгрессивно перекрывает различные горизонты майкопа.

В междуречье Уруп—Кубань караганский горизонт сложен темно-серыми глинами с тонкими прослоями охристых песков, песчаников, плитчатых мергелей и конкреций «бризозевых» известняков, в пелитоморфной массе которых хорошо различаются лишь трубочки спирорбисов и серпул; в пустотах встречаются скопления раковин *Spaniodontella gentilis* Eichw.

В основании караганского горизонта залегает пласт конгломерата, состоящего из обломков известняка, сцементированных глинистым материалом. Отложения чокрака охарактеризованы фауной *Mohrensternia grandis* Andruss., *M. barboti* Andruss., *Limnae* sp., *Helix* sp. По р. Большой Зеленчук в глинах встречены остатки рыб *Mugil acer* Switsch и *Sprattus* sp. Мощность горизонта 150—170 м.

К востоку (Нагутский район, гора Брык) фациальный состав меняется очень незначительно и мощности сохраняются. Фациальная изменчивость заключается в опесчанивании пород и увеличении количества прослоев мелкообломочных конгломератов с уплощенной галькой.

В Георгиевском районе мощность караганского горизонта возрастает до 230—290 м, причем в некоторой мере изменяется литология отложений. Здесь в разрезе выделяются три толщи:

1. Нижняя толща (мощность 122 м), сложенная глинами с маломощными прослоями мергелей, реже алевролитов с фауной *Spaniodontella pulchella* Baily и *Spaniodontella* ex gr. *opistodon* Andruss.
2. Средняя толща (75 м) переслаивающихся глин и алевролитов, составляющих 40% всей мощности толщи.
3. Верхняя толща, состоящая преимущественно из глин с тонкими прослоями мергелей и двумя прослоями алевролита. В глинах и мергелях встречаются *Spaniodontella pulchella* Baily. Мощность 100 м.

На территории Центрального и Восточного Ставрополя (Ставропольская, Казинская, Пелагиадинская, Грачевская и Кугультинская нефтеносные площади) караганские отложения представлены коричнево-серыми глинами с прослоями песка и мергеля. В верхней части разреза залегает не выдержанный по мощности пласт зеленоватосерого песчаника, местами переходящего в алевролит. Мощность пласта 4—15 м. К востоку от указанных площадей увеличивается песчаность отложений в средней части разреза. Мощность караганского горизонта 90 м.

На Сенгилеевской и Убеженской площадях в глинах отмечаются маломощные прослои окремненных мергелей.

В Центральном Предкавказье отложения конкского горизонта пользуются таким же широким распространением, как и караганские. Несмотря на сходство их литологического состава, граница между этими горизонтами проводится достаточно определенно по слоям, содержащим характерный комплекс фораминифер и различные моллюски, которые могли существовать лишь в бассейне с восстановившейся морской соленостью вод.

На юге в полосе предгорий Центрального Предкавказья отложения конкского горизонта отмечаются по рекам Уруп, Большой Зеленчук и Невинка.

В разрезах рек Уруп и Большой Зеленчук горизонт сложен однообразной глинистой толщей, в которой исчезают караганские *Spaniodontella* и появляются раковины *Abra reflexa* (Eichw.). В разрезе р. Большой Зеленчук отмечаются редкие прослои мергеля, замещающиеся по простираанию глинами.

Значительно разнообразнее разрез на водоразделе рек Невинка и Березовка. Отложения представлены песками, песчаниками, ракушниками, известняками и конгломератами общей мощностью 90 м.

На Невинномысских высотах конкский горизонт сложен карбонатными глинами с прослоями песка и алевролита. Мощность сократилась до 5—6 м. Аналогичный разрез отмечается и в Саблинском районе.

В северном направлении количество глинистого материала возрастает и увеличиваются мощности до 15 м (села Александровское, Тоузловское).

Вдоль северных выходов на Ставропольском своде условно выделяемые конкские отложения состоят из плотных некарбонатных коричневатых глин с прослоями бурого алевролита. По р. Калаус преобладают песчанистые породы с *Spirialis* sp., остатками рыб и отпечатками водорослей. По данным многочисленных буровых скважин в центральной и восточной частях Ставрополя установлена пачка 23—30 м серых и темно-серых глин с прослоями бурых алевролитов, содержащих *Spirialis* sp., *Milliolina consobrina* (Orb.) var. *sarmatica* Gergke и др. Эти отложения условно относятся к конкскому горизонту.

### Восточное Предкавказье

В среднем миоцене тарханский горизонт является лучшим маркирующим горизонтом для корреляции естественных разрезов и скважин.

На Каякентской площади в основании тарханского горизонта залегает характерный пласт буровато-серого глинистого мергеля, пропитанного нефтью (мощностью 0,6—0,9 м), переходящего местами в доломитизированный известняк с характерным комплексом фауны: *Amussium denudatum* Reuss, *Leda fragilis* Chemn., *Modiola semiruta* Zhizh., *Cryptodon* cf. *sinuosus* Don., *Spirialis tarchanensis* Kittl., *Natica helicina* Brocc., *Aporrhais pes-pellicani* L., *Nucula nucleus* L. Выше залегает пачка темных карбонатных тонкослоистых глин мощностью до 30—40 м. Здесь встречаются *Sigmoilina* aff. *tenuis* Czyzek., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Cutz., *Miliolina* aff. *bouena* Orb., *Globigerina tarchanensis* Subb., *Textularia tarchanensis* Bogd., *Cassidulina crassa* Orb. и др.

По р. Аргун ниже пласта мергеля отмечается пачка глин мощностью 0,6—0,7 м с обедненной тарханской фауной, которая была описана Б. П. Жижченко. Эта пачка глин распространена в Терско-Сунженской области.

В отдельных районах Восточного Предкавказья тарханский горизонт представлен глинами и в этом случае границу между тарханским и чокракским горизонтами, по мнению Б. П. Жижченко, следует проводить там, где наблюдается наиболее резкое различие в фауне тарханско-чокракской толщи. На остальной территории Восточного Предкавказья, по данным бурения, можно предположить наличие отложений тарханского горизонта, но отделить его от чокракского горизонта не представляется возможным ввиду однообразия литологического состава и идентичности палеонтологических остатков, так как тарханско-чокракское время представляет один непрерывный цикл развития типичной морской фауны.



Отложения чокракского горизонта выражены чередованием темно-серых глин с песчаниками, отдельные пачки которых достигают значительной мощности. Существует много схем детальной стратиграфии чокракских отложений. Некоторые из них могут быть приняты не только для отдельных месторождений и даже группы месторождений, но и для всей Терской нефтеносной области, в которую входят Передовые хребты, Черные горы и Северный Дагестан. Такую общую схему разработал Н. Б. Вассоевич (1952), выделивший в чокракском горизонте на основании литологического состава и палеонтологической характеристики следующие свиты (снизу вверх):

1. Махачкалинская свита, представленная преимущественно глинами с мощными пластами песчаников (пласты № 8—10, по номенклатуре Б. А. Алфёрова). В ряде районов, например в Бенойском районе Черных гор, отмечается фациальное замещение песчаников глинами.

2. Серноводская свита: 1) михайловская подсвита, сложенная песчаниками и глинами; в ее подошве повсеместно выделяется хорошо выраженный песчаный пласт (№ 7 по Б. А. Алфёрову, XVI — по номенклатуре, принятой в Старо-Грозненском районе, и XXII — по номенклатуре, принятой в Ново-Грозненском районе). С этой свиты обычно начинается верхний, песчано-глинистый чокрак; 2) шуринская песчано-глинистая подсвита, к которой приурочены по ранее указанным номенклатурам песчаные пласты № 5-6, XIII пласт, XIX—XVII пласты; 3) акташская подсвита с пластами № 3-2, XI—XIII, XIV—XVIa; 4) гяуртапинская подсвита с пластами № 1, Xa, XV.

В Грозненской области махачкалинская свита разделяется на две толщи. Нижняя толща (20—120 м) представлена темными тонкослоистыми конкрециями, содержащими ядра *Spiralis* sp. Выше залегает толща (200—350 м) светло-серых, средне- и мелкозернистых кварцевых песчаников и темно-серых, слоистых, сильно песчанистых глин, часто переходящих в алевролиты и глинистые песчаники. В верхней части этой толщи отмечается тонкое переслаивание серых и темно-коричневых глин и мергелей с одними мощными пластами (8—30 м) мелкозернистых песчаников.

Севернее, в Серноводском районе (Сунженский хребет) в нижней части махачкалинской свиты в глинах появляются включения мергелей и конкреции глинистых сидеритов. Мощность толщи сокращается до 16—40 м. Верхняя часть мощностью 140 м представлена темно-бурыми, почти черными полосчатыми сланцеватыми глинами с тонкими частыми прослойками зеленовато-серой глины и кремово-серого мергеля. В бассейне р. Терек, в Сунженском и Терском хребтах мощность всей махачкалинской свиты достигает лишь 160 м.

В основании верхнего чокрака залегает михайловская подсвита, сложенная светло-серыми, крупнозернистыми, косослоистыми кварцевыми песчаниками с прослоями в нижней и верхней частях темно-серых песчанистых глин. Подсвита прослеживается вдоль Сунженского хребта, мощность ее в окрестностях Серноводска составляет 30—35 м. На Грозненском хребте михайловской подсвите соответствует XVI пласт по номенклатуре старых промыслов (мощность 27—47 м) и, возможно, XX пласт (12 м) на Брагунском хребте. На значительной части Терского хребта михайловская подсвита отсутствует или выражена очень плохо и в этом районе отделение верхнего чокрака от нижнего весьма условно.

Стратиграфически выше залегает характерная толща (25—27 м в Серноводском районе, 30—46 м в Грозненском) пестроокрашенных пород, представленная чередующимися кирпично-красными, зелено-

вато-серыми, реже серыми глинами и неравномерно окрашенными песчаниками и мергелями, местами с линзами гипса. Эта пестроцветная толща прослеживается на Терском и Сунженском хребтах, в районе ст. Серноводская, что позволило К. А. Прокопову (1913) выделить ее в особую серноводскую толщу. Вверх по разрезу эти лагунные отложения сменяются чередованием пачек светло-серых разномерных кварцевых песчаников и темно-коричневых тонкослоистых глин с прослоями буровато-серых крепких мергелей. Пестроцветная толща, относимая к шуринской подсвите, имеет мощность 100—140 м.

Верхняя часть (50—110 м) чокракского горизонта (акташская и гяуртапинская подсвиты) сложена светло-серыми, обычно средне- и мелкозернистыми песчаниками, переслаиваемыми со слабо песчанистыми глинами и прослоями мергелей.

Таким образом, суммарная мощность чокракского горизонта колеблется от 250—390 м на Терском хребте до 400—450 м на Брагунском хребте, 450—500 м на Сунженском хребте и достигает 600 м в Черных горах. На Вознесенской площади мощность резко сокращается до 170 м, а на Моздокской — до 90 м.

Изменения режимов бассейна определили размещение фауны моллюсков и фораминифер по разрезу чокракского горизонта. На основании изучения фауны фораминифер А. К. Богдановичем была создана схема расчленения с выделением палеонтологических зон (снизу вверх):

1. Зона с *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz., впервые открытая М. А. Мясниковой и отнесенная рядом исследователей к верхней части тарханского горизонта (аргунские слои Б. П. Жижченко). Отличается от тарханского горизонта значительным обеднением микрофауны.

2. Зона с *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz. Кроме характерной для этой зоны *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., встречаются *Miliolina akneriana* (Orb.), реже *Sigmoilina tschokrakensis* Gerke и др. Эта зона выделяется также в нижней части чокрака.

3. Зона с обедненной микрофауной. Для нее характерны единичные *Miliolina* ex gr. *akneriana* (Orb.), *Nonion boueanus* (Orb.), спириалисы и некоторые другие формы. В стратиграфическом разрезе этой зоне соответствуют отложения от зоны *Bolivina* до гяуртапинской подсвиты.

4. Зона с богатой микрофауной, соответствующая гяуртапинской подсвите. Здесь пышное развитие получают *Miliolina akneriana* (Orb.) с разновидностями, а также *Miliolina caucasica* Bogd., *Sigmoilina tschokrakensis* Gerke, *S. haidingerii* Orb., *Articulina tschokrakensis* Bogd. и др.

Отложения караганского горизонта на Северном Кавказе так же разнообразны по своему характеру и мощностям (см. рис. 52), как и чокракские. Следует отметить большую выдержанность и большую площадь распространения в Восточном Предкавказье отдельных караганских песчаников по сравнению с чокракскими.

В западной части Восточного Предкавказья по рекам Камбилеевка и Сунжа караганский горизонт выражен главным образом глинистой толщей, содержащей мощные пласты песчаников. Мощность горизонта 120—150 м. Восточнее, по р. Асса, мощность отложений возрастает до 350 м. Здесь караганский горизонт представлен темно-серыми и бурыми песчанистыми бескарбонатными глинами с прослоями (0,1—1,8 м) доломитизированных мергелей и сидеритов, чередующимися с мощными (4—26 м) пластинами серых, светло-серых кварцевых мелкозернистых песчаников, содержащих тонкие прослойки глин.

По Н. Б. Вассоевичу (1952), караганские отложения Терско-Сунженской возвышенности подразделяются на две свиты — сунженскую (нижний караган) и манасскую (верхний караган), в которых выделяется ряд подсвит.

Двучленное строение караганского горизонта отмечается на всей территории Восточного Предкавказья, исключая юго-западную часть, где он выражен почти нацело глинистыми фациями.

Песчаники караганского горизонта, так же как и песчаники чокракского горизонта, во многих районах являются нефтеносными. В караганском горизонте выделяются 13 пластов (I—XIII), однако это количество сохраняется не на всей территории, так как в отдельных районах некоторые песчаники сливаются друг с другом, а в других, наоборот, раздваиваются.

Сунженская свита объединяет наиболее мощные песчаные пласты (XIII—XII) нижней части караганского горизонта, причем пласты XIII и XII в большинстве случаев сливаются в одну мощную (12—55 м) песчано-глинистую пачку, соответствующую алистанджинской подсвите и нижней части гумской подсвиты. В верхней части сунженской свиты четко выделяется ярыксуйская подсвита, заключающая три пачки (2—9 м) глин и два песчаных пласта VIII и VII и верхнюю часть гумской подсвиты.

Манасская свита в основании содержит устойчивый (5—14 м) пласт песчаника (VI), выделяемый Н. Б. Вассоевичем (1952) в ачисуйскую подсвиту. Вышележащая часть манасской свиты (белгатойская и шауданская подсвиты) представлены относительно равномерным (через 12—20 м) чередованием преимущественно темно-серых и темно-бурых глин и серых, часто глинистых песчаников. Верхние песчаники белгатойской подсвиты (IV и III) в Терском хребте сливаются в одну песчано-глинистую пачку мощностью до 25 м.

Верхняя граница караганского горизонта проводится по кровле I пласта песчаника, в котором отмечается отсутствие караганской фауны.

Караганский горизонт охарактеризован *Spaniodontella pulchella* Baily, *S. tapesoides* Andrus., *S. gentilis* Eichw., *Sandbergeria acicularis* Andrus., *Pholas* cf. *cilindricus* Sow., *Ervilia* sp. и др. Мощность караганского горизонта 200—350 м.

Отложения конкского горизонта представлены темно-серыми с буроватым оттенком известковистыми, часто песчанистыми, слоистыми глинами с прослоями (0,1—0,4 м) буровато-серых, крепких, слоистых мергелей, число которых во всех разрезах сравнительно постоянно и колеблется от 8 до 10 м. Несмотря на небольшую мощность (15—30 м), отложения конкского горизонта хорошо выдержаны и прослеживаются во всех разрезах Черных гор, Терского и Сунженского хребтов и в большей части Грозненской области.

Отделение конкского горизонта от нижнего сармата крайне затруднено, так как и те и другие отложения представлены глинистыми фациями с частыми прослоями мергелей, поэтому их расчленение может быть произведено лишь там, где встречается типичная конкская фауна: *Spirialis andrussovi* Kittl., *Spaniodontella sokolovi* Sinz., *Syndesmya alba* Wood, *Nassa dujardini* Dech., *Quinqueloculina pipoides* Orb., *Triloculina* sp., а также многочисленные *Otolithus konkensis* Suzin и др.

Нижняя граница горизонта условно проводится по кровле I пласта караганского песчаника, а верхняя по появлению в глинах нижнесарматской фауны.

По данным бурения, на обширной территории Восточного Предкавказья конкский горизонт присутствует повсеместно, но в большинстве случаев он не отделяется от нижнесарматских отложений.

### Дагестан

Присутствие тарханского горизонта в Дагестане было впервые установлено Д. В. Голубятниковым на р. Уллу-чай.

В основании тарханского горизонта залегает пласт мергеля мощностью 1,2 м, переходящий местами (Губден) в серые доломитизированные известняки, содержащие *Pecten (Amussium) denudatum* Reuss., отдельные экземпляры *Modiosa semirufus* Zhizh., *Leda fragilis* Chern., *Natica helicina* Bross., *N. pavidata* Zhizh., *Cripton* cf. *sinuosus* Don., *Aporrhais alatus* Eichw. и многочисленные *Spirialis tarchanensis* Kittl.

Выше этого мергеля отмечается пачка (20—40 м) темно-серых глин, палеонтологически охарактеризованных микрофауной; наиболее часты *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Globigerina tarchanensis* Bogd., *Cassidulina crassa* Orb. и отдельные отпечатки моллюсков, которые в чокракском горизонте не встречаются. Поэтому эта пачка была объединена с тарханским горизонтом, хотя литологически она неотличима от вышележащих отложений.

Следует отметить, что к северо-западу от г. Карабудахкент среди глин тарханского горизонта появляются прослойки серых и серо-бурых мелкозернистых и крупнозернистых песчаников.

В пределах Равнинного Дагестана тарханский горизонт в своей карбонатной фации не выделяется.

Мощность тарханского горизонта в Южном Дагестане не превышает 25—50 м, тогда как в Северном она достигает 100 м.

В Дагестане большой вклад в изучение чокракского горизонта внесли В. Д. Голубятников, И. О. Брод и Н. Б. Вассоевич. Этими исследователями наряду с разрешением целого ряда теоретических вопросов были разработаны схемы литолого-стратиграфического расчленения чокракского горизонта, которые положены в основу межрайонных корреляций и широко используются для производственных целей при выделении продуктивных горизонтов.

В Предгорном Дагестане чокракские отложения характеризуются непостоянством литологического состава и значительными изменениями в мощностях.

Чокракские отложения в песчано-глинистой литофации Н. Б. Вассоевичем подразделяются на две части: нижнечокракскую (махачкалинскую свиту) и верхнечокракскую (серноводскую свиту), границей между которыми является подошва песчано-алевролитовой пачки свиты «В» (по И. О. Броду). Такое подразделение чокракского горизонта обусловлено литолого-петрографическими различиями пород и палеонтологическими признаками.

Нижнечокракские отложения состоят из трех литологических свит «г», «Г» и «в», характеризующихся непостоянством их состава и мощностей.

В нижней части свиты «г» (айгарабашская свита, по В. Д. Голубятникову) развиты глины с редкими прослоями мергелей, линзами и конкрециями глинистых сидеритов, анкерита и конкрециями известняков. В отдельных разрезах отмечаются нептунические дайки, выполненные песчаным материалом.

Верхняя часть разреза представлена глинами, подобными нижележащим, но с меньшим количеством или с полным отсутствием глинистых сидеритов, конкреций известняков, прослоев мергелей.

Свита «Г» сложена преимущественно песчано-алевролитовыми породами, которые в отдельных разрезах образуют монолитную пачку песчаников (Капчугай, Гаша), а в большинстве случаев залегают в виде пластов, разделенных глинистыми прослоями. Для этой свиты характерно уменьшение песчаности с севера на юг. Мощность свиты 300—400 м (Махачкала, Ачи-су, Избербаш) и 30—100 м (Кака-Озень, Селли).

Свита «в», представленная темно-серыми песчанистыми глинами с пластами алевролитов и песчаников (до 10—15 м), весьма невыдержанна по мощности и литологическому составу. В районе Ачи-су и Махачкалы она имеет мощность 200—300 м.

Верхнечокракские отложения (серноводская свита) подразделяются на шесть литологических свит: «В», «б», «Б», «а», «А» и гяуртапинскую свиту (по И. О. Броду). Эти свиты объединяются Н. Б. Вассоевичем в четыре литолого-стратиграфические подсвиты: михайловскую («В»), шуринскую («б»), акташскую («Б», «а», «А») и гяуртапинскую.

Михайловская подсвита, залегающая в основании верхнего чокрака, сложена песчано-алевролитовыми и глинистыми породами, количественное содержание которых на территории Предгорного Дагестана изменяется; в северной его части она представлена монолитной пачкой песчаников с прослоями глин, а в Южном Дагестане — песчано-алевролитовыми отложениями. Мощность этой подсвиты в Предгорном Дагестане весьма различна — от 30—40 м (р. Сулак) до 400—500 м (с. Губден).

Шуринская подсвита в большинстве районов Дагестана сложена глинистыми породами с прослоями песчаников и алевролитов. Мощность свиты колеблется в пределах 100—150 м. В северо-западных районах Дагестана она возрастает до 250—300 м.

Акташская подсвита сложена песчано-глинистыми породами, в которых резко выделяется пачка («Б») песчаников грубозернистых с включениями кварцевой гальки.

Песчаная пачка «А» и глинистая «а» часто не выдержаны по мощности и литологическому составу. Мощность акташской подсвиты 40—100 м.

Гяуртапинская подсвита залегает в верхней части чокракского горизонта и прослеживается на всей территории Предгорного Дагестана. Подсвита сложена глинистыми породами и тремя маркирующими пластами известняков и мергелей. В основании гяуртапинской подсвиты залегает пласт песчанистого известняка, обильно насыщенного чокракской фауной: *Pecten domgeri* Mikhail. var. *derbentica* Grig.-Ver., *Cardium andrussovi* Sok., *Mactra fragilis* Lask., *M. bajarundsi* Kol. var. *daghestanica* Grig.-Ver., *Tapes vitaliana* Orb., *Tapes daghestanica* Grig.-Ver., *Leda fragilis* Chern. и др.

В средней части гяуртапинской подсвиты выделяется пласт «конгломератик» темно-серого и буровато-серого мергеля (0,1—0,2 м) с включениями окатанных обломков мергелей.

В кровле чокракского горизонта расположен так называемый спиралисовый желто-бурый трещиноватый мергель с многочисленными *Spiralis*. Мощность гяуртапинской подсвиты 30—50 м.

Наиболее полная палеонтологическая сводка чокракской фауны Предгорного Дагестана была сделана Н. Б. Вассоевичем и А. К. Богдановичем. На основании палеонтологических определений Н. Б. Вассоевич выделяет две основные ассоциации моллюсков, которые свойственны песчано-алевролитовым и мергельно-глинистым породам.



В песчано-алевролитовых породах наиболее часто встречаются *Donax tarchanensis* Andruss., *Pecten malvinae* Dub., *Cerithium* cf. *nodosoplicatum* Högn., *Lucina* sp., *Dosinia* sp., *Venus* sp. и др.

Эта ассоциация конхилиофауны отсутствует в мергельно-глинистых породах, которым свойственно распространение других видов, например *Spirialis* cf. *subtarchanensis* Zhizh., *Criptodon sinuosus* (Don.) Andruss., *Syndesmya alba* Wood var. *schythica* Soc., *Nassa risticulata* Font. и др.

В Дагестане, аналогично Восточному Предкавказью, в чокракском горизонте выделяются четыре фаунистические зоны. Здесь их описание не приводится, так как они полностью соответствуют описанным в разделе «чокракский горизонт» Восточного Предкавказья.

Литологически караганский горизонт выражен чередованием глин, песчаников и мергелей и в общем сходен с отложениями чокракского горизонта, отличаясь лучшей выдержанностью песчаных и мергельных прослоев.

Значительные отличия караганского горизонта заключаются в палеонтологической охарактеризованности. Он совершенно не содержит фораминифер и спириалисов и отдельных групп конхилиофауны. Из моллюсков выживают представители родов *Sandbergeria*, *Mohrensteria*, *Barnea*, особенно пышного расцвета достигает род *Spaniodontella*. Остракоды в основном представлены пресноводными видами. Изменение фаунистического комплекса является следствием опреснения чокракско-караганского бассейна в караганское время, которое происходило на значительной территории и сопровождалось вымиранием ряда моллюсков и других форм, в том числе ведущих планктонный образ жизни.

Однообразие фаунистического материала не позволяет расчленить разрез караганских отложений на основании палеонтологических данных. Поэтому исходным материалом для определения свит и подсвит в караганской толще является литологическая характеристика горизонта.

Первые наиболее детальные описания караганских отложений Дагестана сделаны Н. М. Ледневым, Н. С. Шатским и Н. М. Маркиным, а впоследствии И. О. Бродом и Н. Б. Вассоевичем была разработана обстоятельная схема расчленения караганского горизонта, общий характер разреза которого довольно постоянен для всего Дагестана.

Нижняя граница карагана проводится условно по кровле «верхнего спириалисового мергеля» чокракского горизонта.

По схеме Н. Б. Вассоевича караганский горизонт подразделяется на две свиты — нижнюю и верхнюю. В свою очередь нижний караган включает четыре подсвиты, а верхний — три. Граница между свитами проводится по подошве одной из наиболее мощных песчано-алевролитовых пачек карагана. Подсвиты нижнего карагана отделяются друг от друга тремя маркирующими горизонтами: 1) мергелем «П» («трещиноватым»), 2) мергелем «К» и 3) попарно сдвоенными мергелями. Верхний караган не имеет маркирующих горизонтов, к его трем подсвитам (условно выделенным) приурочены карбонатные прослои.

Нижний караган начинается алистанджинской подсвитой, выраженной в основном глинами с прослоями мергелей, она содержит одну песчаную пачку с крайне непостоянной мощностью — от 16 м (р. Аксай) до 3 м (р. Сулак). Состав подсвиты изменяется к западу от р. Алистанджи, где в толще глин появляются известковистые глины с конкрециями известняков. Мощность подсвиты в целом также непостоянна: от 60 до 25 м.

Далее следует нижнегумская подсвета, наиболее полно охарактеризованная в бенейском разрезе. Она состоит из песчано-глинистых пород, включающих три песчано-алевритовые пачки и три маркирующих мергельных пласта, из которых верхний — мергель «К» иногда из разреза выпадает. В Алистанджинском разрезе из-за его отсутствия граница с вышележащей верхнегумской подсветой проводится условно. К западу от Алистанджи отмечается повышение песчаности, еще далее на запад повышается известковистость.

Общая мощность подсветы от 35 до 90 м, максимального значения (90 м) она достигает в районе Дербента за счет увеличения мощности песчаных пачек до 22 м.

Выше залегает верхнегумская подсвета, представленная в основном глинами, иногда известковистыми, с прослоями мергелей и песчаников. Она содержит две характерные мергельные пачки и песчано-алевритовую пачку в основании, не выдерживающуюся по мощности и местами выпадающую из разреза (р. Болгатой-Ясси). Общая мощность подсветы изменяется от 35 до 60 м.

Отложения нижнего карагана венчает ярыксуйская подсвета — самая мощная из всех подсвет караганского горизонта. Она представлена чередующимися глинами и песчано-алевритовыми пачками, весьма непостоянными по мощности.

Западнее р. Алистанджи, при сравнительно постоянных мощности и песчаности, местами наблюдается слияние песчано-алевритовых пачек.

Общая мощность подсветы 70—120 м.

Характерно повсеместное распространение нижнекараганских отложений на всей территории Предгорного Дагестана, причем установлено закономерное увеличение песчаности всех четырех подсвет в восточных его районах.

Ачисуйская подсвета залегает в основании верхнего карагана. Она сложена песчано-алевритовыми породами, разделенными глинистыми прослоями. Местами песчаные пласты сливаются друг с другом, образуя мощный пласт песчаников — до 35 м (г. Ленинкент, сел. Тернаир, а также на восток от р. Алистанджи). Общая мощность подсветы от 35 до 70 м.

Выше залегает белгатойская подсвета, представленная переслаивающимися известковистыми и слабо известковистыми глинами с песчано-алевритовыми пластами. В составе подсветы выделяются пачки песчаников, количество и мощность которых в данной подсвете непостоянны. По р. Алистанджи в нижней части подсветы отмечается пласт песчаника мощностью 8 м, в верхней части — пачка песчаников мощностью 2,5 м. К западу от р. Алистанджи верхняя половина подсветы характеризуется наличием уже двух песчано-алевритовых пачек. Общая мощность подсветы 15—40 м.

Шауданской подсветой заканчивается разрез караганского горизонта. Она состоит в основном из известковистых глин с прослоями карбонатных и отчасти песчано-алевритовых пород. Выделяются две маломощные пачки песчаников от 1 до 3 м, на юго-востоке Дагестана они часто выклиниваются. Мощность подсветы 50—55 м.

Верхняя граница караганских отложений весьма нечеткая. Вышележащие конкские отложения формировались в бассейне с повышенной соленостью, доходящей почти до нормальной морской.

Руководящими для всего караганского горизонта являются моллюски *Spaniodontella pulchella* Baily., *S. tapesoides* Andruss., *S. intermedia* Andruss., а также пресноводные остракоды *Loxococoncha truncata* Schneid. и др.

Наличие конкского горизонта в Дагестане впервые отмечено в районе ст. Мамед-Кала, близ которой в серо-синеватых и буроватых глинах были найдены (Голубятников, 1927) мелкие *Spaniodontella* sp., *Syndesmya* cf. *reflexa* Eichw., *Ervilia* cf. *trigonula* Sok., *Mastra fragilis* Lask., *Corbula* cf. *michalskii* Task., *Spirorbis*. Кроме того, впоследствии конкские отложения были установлены в Южном Дагестане И. О. Бродом (1928, 1933), а в Северном Дагестане Н. Ю. Успенской (1934). В этих районах к конкскому горизонту относится пачка (30—40 м) зеленовато-серых карбонатных глин с прослоями песчаников и мергелей, в которых встречаются отпечатки фолад, спириалисы и мелкие спаниодонтеллы.

На территории Равнинного Дагестана караганский горизонт представлен переслаивающимися зеленовато-серыми глинами, в которых встречаются маломощные прослой мергелей, темно-серыми песчаниками и алевролитами. В скв. Артезиан обнаружены *Spaniodontella pulchella* Vaily, *Cyprideis (torosa) littoralis* Brady.

Верхняя граница караганского горизонта здесь проводится по появлению типичных акчагыльских форм. Мощность горизонта 36 м (Артезиан), 130 м (Черный Рынок) и 200 м (Александрийская опорная скважина).

В Северном Дагестане аналогом конкского горизонта является пятиметровая свита пестрых глин с прослоями песчаников и мергелей, которая залегает между фаунистически охарактеризованным нижним сарматом и караганским горизонтом.

Конкские отложения Южного Дагестана сложены преимущественно серыми с буроватым и зеленоватым оттенком глинами, на плоскостях напластования которых содержится тонкозернистый песок. Среди глин встречаются тонкие прослой крепких известковистых песчаников и железистых мергелей. В отложениях отмечается редкая фауна: *Syndesmya* cf. *scythica* Sok., *Ervilia* cf. *trigonula* Sok., мелкие *Spirialis* sp., *Spaniodontella* sp., *Syndesmya reflexa* Eichw. и др.

### Верхний миоцен

Принадлежность сарматского яруса к верхнему миоцену не вызывает сомнения. Отнесение к верхнему миоцену мэотического яруса, по мнению автора, спорно. В большинстве стратиграфических схем он включен в этот отдел, несмотря на то что некоторые исследователи высказывают мысль о необходимости рассматривать мэотический ярус в качестве нижнего яруса нижнего плиоцена.

Согласно принятой схеме (табл. 18) сарматский ярус повсеместно отчетливо подразделяется на три части: нижний, средний и верхний сармат. Следует указать, что присвоенные названия: для нижнего сармата — волинский горизонт или подъярус, для среднего — бессарабский и для верхнего — херсонский очень редко употребляются.

В пределах Северного Кавказа нижнесарматские отложения распространены широко. Представлены они на большей части территории глинами с прослоями мергелей, иногда глинами с прослоями песков, а на относительно ограниченных площадях песчано-глинистыми отложениями с пластиами ракушечников (рис. 53).

В качестве характерных моллюсков для нижнесарматских отложений в первую очередь следует указать представителей родов *Ervilia* и *Syndesmya* (Арга), кроме того, в большом количестве встречаются представители родов *Cardium*, *Mastra*, *Tapes*, *Trochus*: *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. ruthenicum* (Hilb.), *C. praeplicatum* (Hilb.), *C. gracile*, *Mastra eichwaldi* Lask., *M. andrussovi* Koles., *Tapes vita-*

Таблица 18

Ярус	Подъярус	Западное и Центральное Предкавказье	Восточное Предкавказье и Северный Дагестан	Южный Дагестан	
Сарматский	Верхний	Слой с <i>Maetra crassicolis</i> Sinz.	Слой с <i>Helix sicolis</i> Sinz.		
			Слой с <i>Maetra caspia</i> Eichw.		
		Слой с <i>Maetra naviculata</i> Bailly «червячковая свита» на Таманском полуострове	Грозненские слои Слой с <i>Maetra naviculata</i> Bailly	Слой с <i>Maetra naviculata</i> Bailly	
	Средний		Слой с типичной среднесарматской фауной	Слой с типичной среднесарматской фауной	Слой с типичной среднесарматской фауной
			Слой с <i>Tapes naviculatus</i> (R. Нбегп.) Andrus.		
			Криптомактровые слои	Криптомактровые слои	
			Мамайский горизонт		
	Нижний		Слой с <i>Maetra eichwaldi</i> Lask.		
			Слой с <i>Abra reflexa</i> (Eichw.)		

*lianus* Orb. и др. Все они отличаются сравнительно небольшими размерами.

Попытки подразделения нижнесарматских отложений на отдельные подгоризонты не увенчались успехом, хотя в ряде мест удается на довольно обширных площадях подразделять нижнесарматские отложения на слои с *Syndesmya reflexa* внизу и слои с *Maetra eichwaldi* вверх.

Подразделить нижнесарматские отложения на местные свиты или слои удастся и в других местах, но все это чисто местные деления, которые не могут быть приняты даже для нижнесарматских отложений Северного Кавказа в целом.

### Западное Предкавказье

*Сарматский ярус.* На территории Западного Предкавказья на основании литолого-фациального анализа выделяются две зоны, которые тесно увязываются с тектоническими структурами. На юге выде-

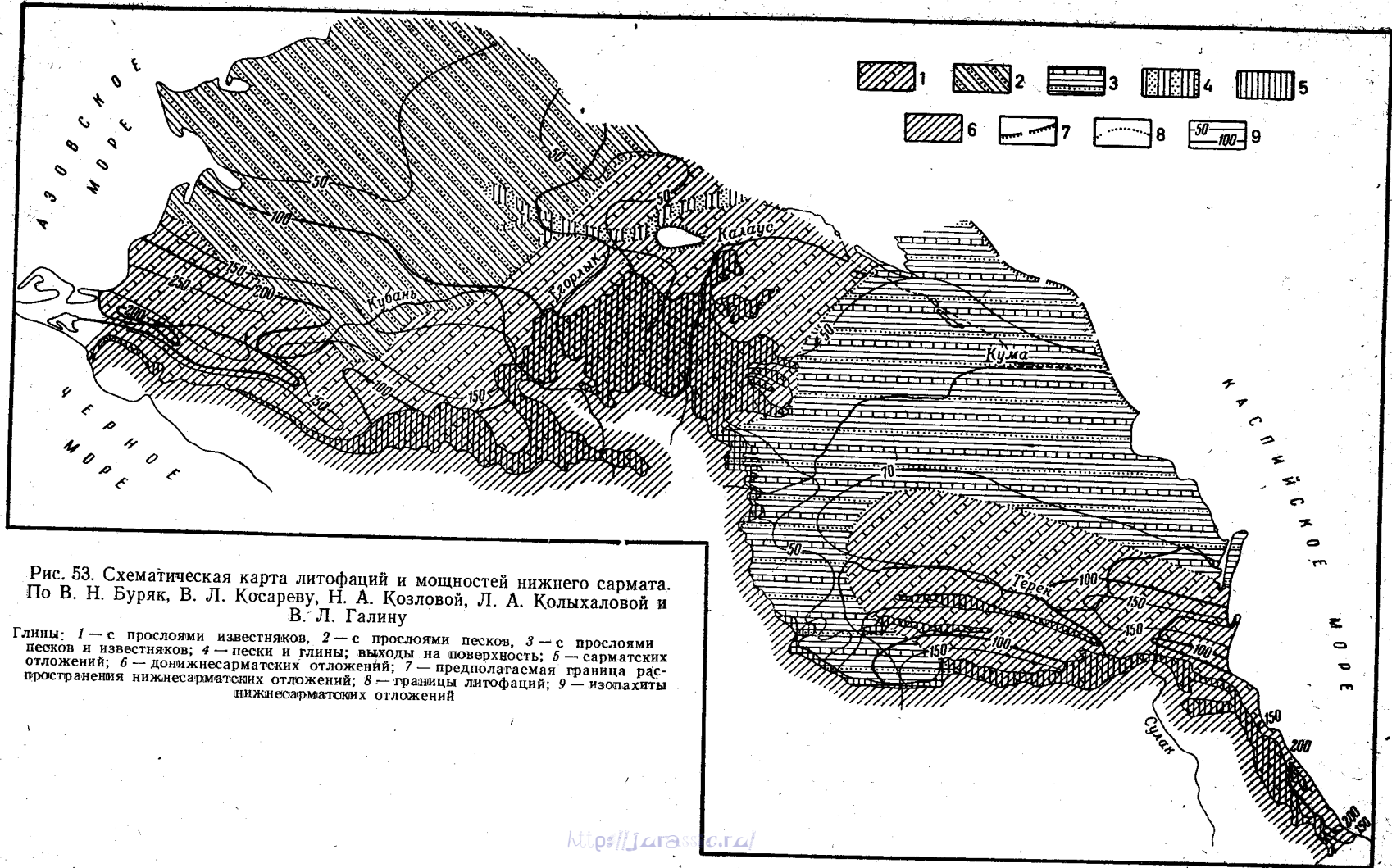


Рис. 53. Схематическая карта литофаций и мощностей нижнего сармата.  
 По В. Н. Буряк, В. Л. Косареву, Н. А. Козловой, Л. А. Колыхаловой и  
 В. Л. Галину

Глины: 1 — с прослоями известняков, 2 — с прослоями песков, 3 — с прослоями  
 песков и известняков; 4 — пески и глины; выходы на поверхность; 5 — сарматских  
 отложений; 6 — донижнесарматских отложений; 7 — предполагаемая граница рас-  
 пространения нижнесарматских отложений; 8 — границы литофаций; 9 — изопачты  
 нижнесарматских отложений



ляется зона Западно-Кубанского передового прогиба, характеризующаяся широким развитием глубоководных глинистых осадков с многочисленной микро- и макрофауной в нижнем и среднем сармате и редкой микрофауной в верхнем, причем следует отметить, что в верхнем сармате появляются прослой доломитизированных мергелей, образующих на отдельных площадях пачки, переслаивающиеся с глинами. Мощности сравнительно выдержаны и колеблются в пределах 500—550 м. Некоторые отличия в литологии отмечаются в южном борту Западно-Кубанского прогиба, где получили распространение мелководные образования, развитые во всех подъярусах сармата. Второй зоной является остальная, северная часть Азово-Кубанской впадины (без Передового прогиба), сформировавшаяся на молодой Скифской платформе. Изменение литолого-фациального состава обусловлено существованием в сарматский век более мелководного бассейна, в котором происходило накопление терригенного материала, состоящего из глины и песков.

Мелководные отложения южного борта Западно-Кубанского прогиба прослеживаются отдельными выходами (местами установлены буровыми скважинами) от г. Анапы на западе до р. Белой на востоке. В западной части этой территории нижний сармат представлен светло-серыми детритовыми, иногда ракушниковыми известняками, переслаивающимися с алевролитами, глинами и мергелями. В них встречаются *Tapes aksajicus* Bog., *Ervilia dissita* Eichw., *Cardium lithopodolicum* Dub. и др.

Мощность отложений 60—80 м по р. Псебепс, далее на запад мощность изменяется от 0 до 100 м.

К востоку характер отложений несколько меняется, появляются прослой конгломератов. У станицы Калужской нижнесарматский подъярус уже выражен более глубоководной фацией.

В бассейне р. Белой на песках конкского горизонта залегают темно-серые глины с прослоями песков и песчаников, переходящих местами в плотные песчаные ракушники, переполненные раковинами *Ervilia dissita* Eichw., *E. trigonula* Sok., *Cardium rithenicum* (Hilb.) Lask., *C. uiratamense* Koles., *Modiola incrassata* Orb. и др., а также переотложенные конкские формы: *Turritella atamanica* Bog., *Natica millepunctata* Lam. Мощность отложений 30 м.

На Таманском полуострове и в Западно-Кубанском передовом прогибе нижний сармат сложен однообразной толщей глин с редкими прослоями алевролитов и мергелей. Мощность 120—175 м.

На поверхностях напластования глин встречаются раковины *Syn-desmya reflexa* Eichw., *Cardium praefischerianum* Koles., *C. subfittoni* Andruss., кроме того, часто встречаются *Miliolina* ex gr. *reussi* Bogd., *Miliolina* ex gr. *consobrina* (Orb.), *Entosolenia* aff. *irma* Bogd., *Entosolenia* ex gr. *marginata* (Walker et Boys) и др.

Нижняя граница сармата проводится по исчезновению последних полигалинных конкских фораминифер и появлению многочисленных *Quinqueloculina reussi* Bogd. и других нижнесарматских видов. Как отмечает А. К. Богданович (1964 г.), изучение фациального распределения нижнесарматской микрофауны показало, что мы имеем дело с двумя основными комплексами фораминифер. «Нонионидовый» комплекс, состоящий преимущественно из представителей *Nonion* и *Poro-sonion*, *Elphidium*, входит в состав мелководного ориктоценоза, приуроченного обычно к песчано-глинистым породам. Представители милиолид играют здесь подчиненную роль. Второй комплекс фораминифер — милиолидовый — выражен преимущественно квинквелокулинами и огромным количеством артикулин, характерных для более глу-

боководного ориктоценоза, накопление которого протекало скорее всего в глинистых осадках псевдоабиссали.

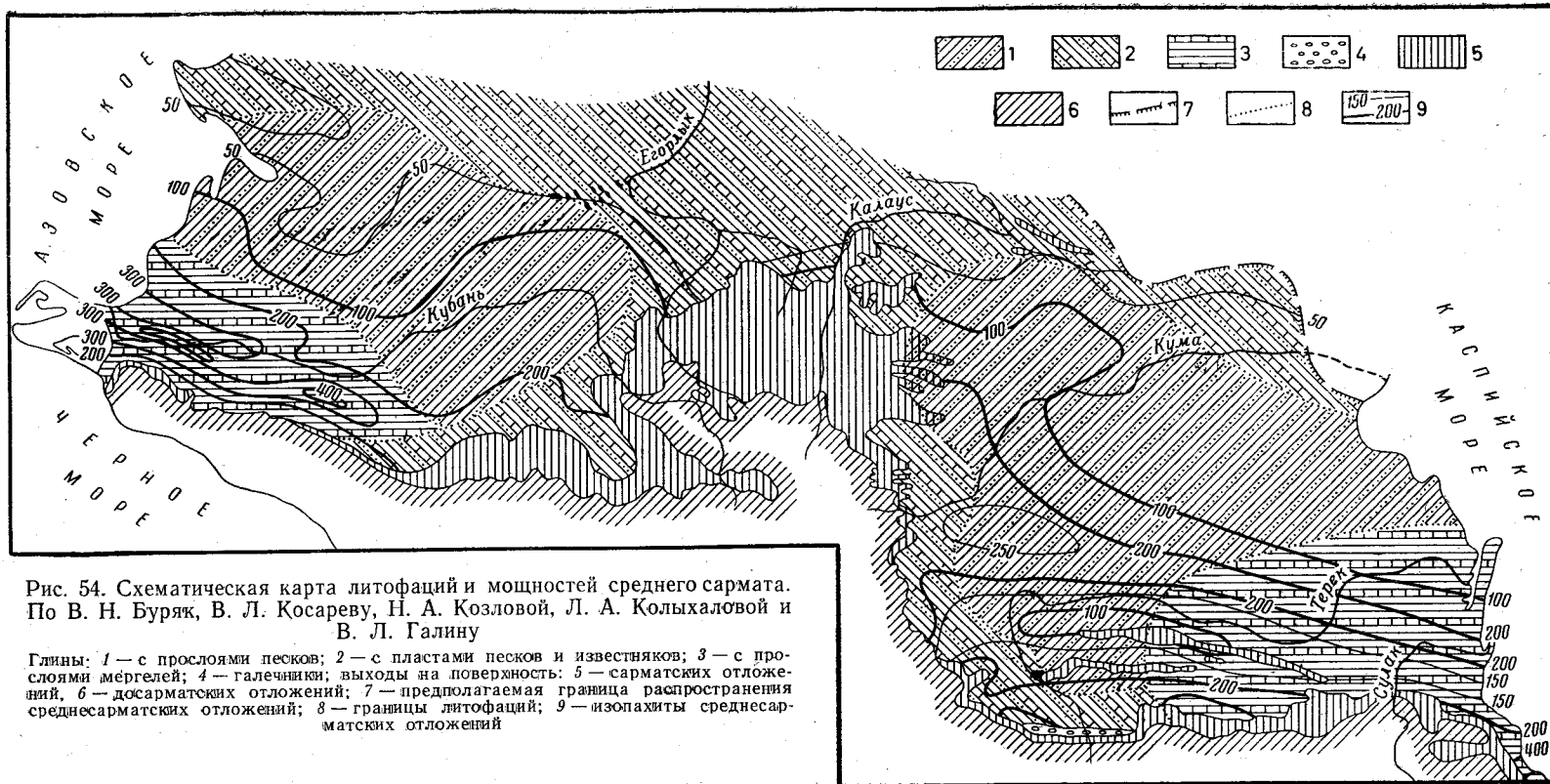
Отложения, относимые к среднему сармату на Северном Кавказе, представлены в двух основных фациях (рис. 54). Это фации глин, которые охарактеризованы главным образом *Cryptomactra pes-anseris*, в связи с чем они получили название криптомактровых слоев и песчано-глинистых отложений, охарактеризованных типичной среднесарматской фауной моллюсков. Последние отложения нередко выделяются в качестве «слоев с типичной среднесарматской фауной моллюсков». Характерными моллюсками для этих слоев являются крупные виды родов *Mactra*, *Cardium*, *Tapes* и *Trochus*: *Mactra vitaliana* O. G. B., *M. fabreana* O. G. B., *Cardium fittoni* O. G. B., *Tapes gregarius* P. A. G. и *Trochus omaliusi*. Ни в нижнем, ни в верхнем сармате крупные раковины не встречаются. Помимо перечисленных форм, в среднем сармате встречается очень много небольших раковин, которые также являются характерными: *Cardium bajaranasi* Koles., *Tapes naviculatus* Hög. P., *Akburunella akburunensis*, *Calliotoma blainvillei* O. G. B. и много специфических среднесарматских видов и среди фауны фораминифер.

В предгорной части Западного Предкавказья средний сармат представлен мелководной фацией, выраженной в нижней части разреза органогенно-детритовыми известняками (мощность 4—4,5 м), которые перекрываются пачкой (4,5 м) конгломератов, состоящих из глыб и валунов известняков и мелких слабоокатанных галек глин и мергелей. Выше залегает пачка (10 м) пористых детритовых известняков, переслаивающихся с сильноизвестковистой пятнистой глиной. Верхняя часть разреза среднего сармата сложена преимущественно глинами с редкими прослоями известняков и сильно известковистых песчаников. Описанные отложения содержат *Sinzowia untermedia* Sinz., *Mactra urupica* Koles., *M. georgei* Bailey и др. Мощность колеблется от 0 до 220 м.

Мелководные отложения прослеживаются отдельными выходами от станицы Гостагаевской до р. Белой. Так, в Калужском районе разрез этих слоев представлен в основании конгломератами, выше глинами серыми, известковистыми с прослоями доломитизированного известняка, залегающего в виде линз, реже встречаются прослои грубозернистого песка, конгломератов и доломитизированных мергелей.

Восточнее р. Белой вплоть до р. Кубань разрез среднего сармата несколько изменяется. На контакте с нижним сарматом почти повсеместно прослеживается пачка (10—20 м) мергелей мамыского горизонта, имеющего переходный характер: в нижней части он содержит нижнесарматскую фауну, в верхней — среднесарматскую. В бассейне р. Белой этот горизонт представлен пачкой (5—6 м) мелкозернистых песков. В нижней части в интервале 0,5—1,5 м встречаются *Mactra eichwaldi* Lask., *M. andrussovi* Koles., *Ervilia dissita* Eichw., *Cardium sarmaticum* V. A. G. B., *C. lithopodolicum* Dub., *Bulla melitopolitana* Sok., известняки переполнены раковинами *Gibbula urupensis* Usp., *Hydrobia* sp., а в верхней части содержатся *Cryptomactra pes-anseris* Mayer., *Akburunella akburunensis* (Andruss.), *Hydrobia pseudocaspia* Sinz.

Выше мамыского горизонта залегают глины (мощностью 85—90 м) с тонкими прослоями песков, налетами мучнистого гипса и прослоями (0,3—0,5 м) плотных мергелей. Верхняя часть среднего сармата сложена песками, песчаниками, рыхлыми ракушниками с прослоями раковинного детритуса. Среди песков залегают огромные, высотой до 10—12 м, биогермы мшанковых известняков, которые почти непрерывной полосой протягиваются от станицы Убеженской до



г. Армавира. Здесь встречаются: *Maetra vitaliana* Orb., *M. naviculata* Baily, *M. georgei* Baily, *Cardium obsoletum* Eichw., *C. loveni* Sinz., *C. süssi* Barb., *C. ingratum* Koles., *Tapes vitalianus* Orb., *Modiola naviculoides* Koles., *M. fuchsi* Sinz., *Trochus papilla* Eichw., *Tr. marginatus* Eichw., *Hydrobia pseudocaspia* Sinz. и др.

Глубоководные отложения, получившие широкое распространение на Таманском полуострове, представлены серыми сильно известковистыми, часто песчаными глинами с прослоями зеленовато-серых мергелей с *Cryptomacra pes-anseris* Andruss., *Cardium ingratum* Koles., *Donax dentiger* Eichw. и др. Эта часть разреза соответствует криптомактровому горизонту Центрального и Восточного Предкавказья. В верхней части разреза залегают глины с органогенными известняками и песчаниками, содержащими *Cardium praefiascherianum* Koles., *Amnicola sonata* Eichw. и другую типичную среднесарматскую фауну. Мощность отложений 130—300 м.

В Западно-Кубанском передовом прогибе средний сармат представлен главным образом глинами с прослоями алевролитов, а на отдельных площадях появляются прослойки доломитизированных мергелей мощностью от 2—3 см до нескольких десятков сантиметров. На всей описываемой территории В. А. Гроссгеймом (1959) отмечается наличие двух типов глин: серых известковистых, алевролитистых, слоистых со скоплениями раковин пелеципод и редкими остатками рыб и известковистых темно-серых, тоже слоистых.

В отложениях встречены *Cryptomacra pes-anseris* Andruss., *Miliolina corrugis* Koles. et Gerke, *M. voloschinovae* Bogd. var. *brevidentata* Volosch., *M. angustioris* Bogd., *M. kolesnikovi* Bogd., *Nonion martkobi* Bogd., *Articulina problema* Bogd., *A. paradoxalis* Bogd. и многие другие. Мощность среднего сармата достигает 200—250 м.

Нижняя граница среднего сармата проводится по появлению богатой фауны мииолид и характерных для этих отложений нубекулярий. Верхняя граница устанавливается по слоям, в которых полностью исчезает вышеперечисленная фауна, за исключением небольшого числа эвригалинных видов, продолжавших свое существование в позднесарматское время. А. К. Богданович (1964 г.) отметил появление в среднем сармате северных районов Западного Предкавказья (Выселковская площадь) и Ергеней единичных раковин *Neobulimina* ex gr. *elongata* (Orb.). Вид этот, обычно широко распространенный в отложениях с морской полигалинной фауной (тархан, конка), встречен в сармате впервые. Представлен он мелкими, весьма тонкостенными раковинами, явственно отличающимися от исходной средиземноморской формы и относящимися, по-видимому, к особому сарматскому подвиду.

В пределах Таманского полуострова и Западного Предкавказья верхнесарматские отложения развиты в мелководной и глубоководной фациях (рис. 55), причем на Таманском полуострове вплоть до станицы Гостагаевской отложения разделяются на нижний горизонт, известный под названием «червячковой свиты», и верхний горизонт с *Maetra caspia* Eichw.

Нижний горизонт сложен тонкочередующимися зеленовато- и голубовато-серыми глинами и светло-серыми пористыми и плотными мергелями. Мощность отложений 100 м. Горизонт характеризуется обилием *Maetra naviculata* Baily и *Cardium* sp. Верхний горизонт представлен темными зеленовато-серыми и бурыми тонкослоистыми глинами с редкими прослойками мергелей и плотного доломитизированного



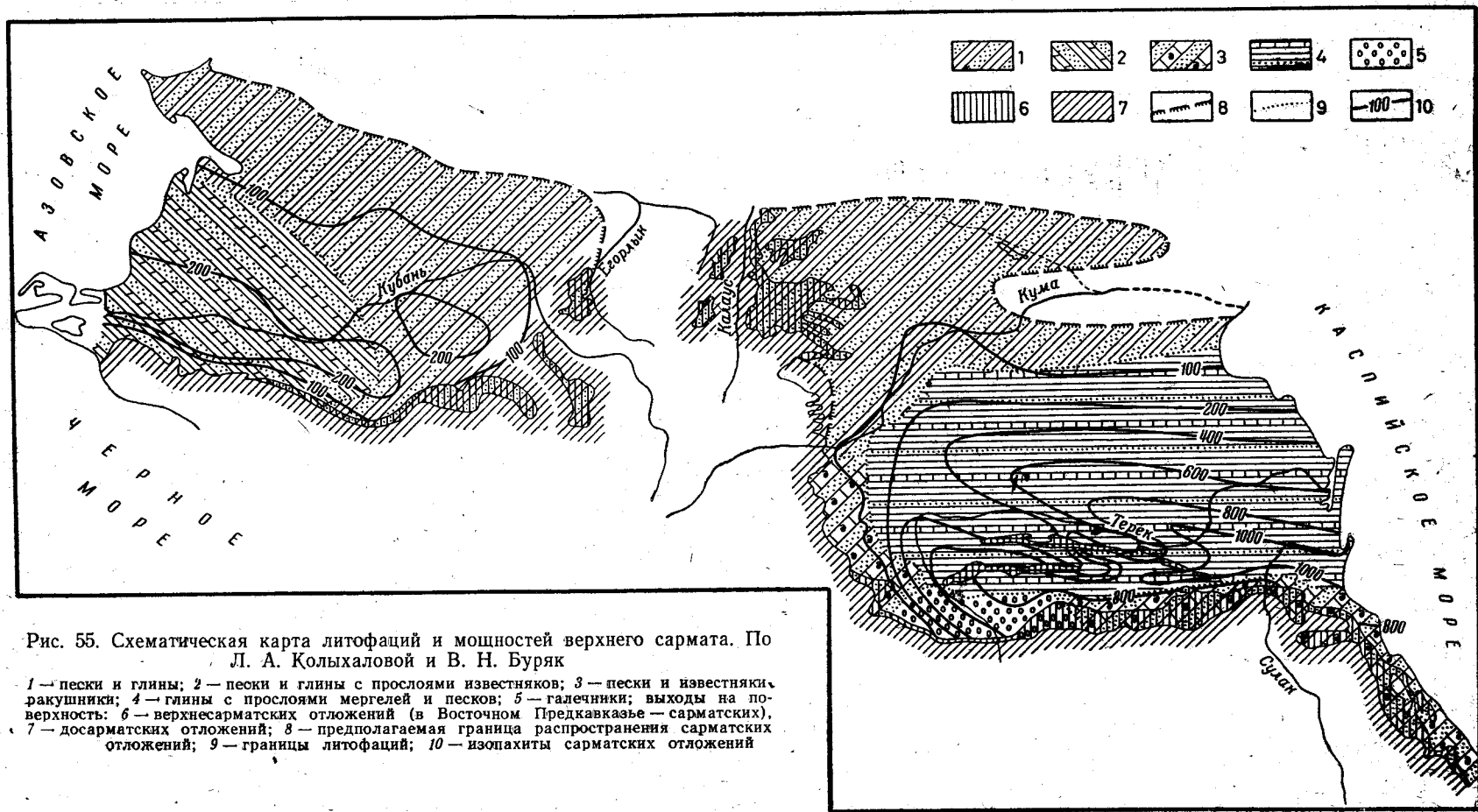


Рис. 55. Схематическая карта литофаций и мощностей верхнего сармата. По Л. А. Кольхаловой и В. Н. Буряк

1 — пески и глины; 2 — пески и глины с прослоями известняков; 3 — пески и известняки, ракушники; 4 — глины с прослоями мергелей и песков; 5 — галечники; выходы на поверхность; 6 — верхнесарматских отложений (в Восточном Предкавказье — сарматских); 7 — досарматских отложений; 8 — предполагаемая граница распространения сарматских отложений; 9 — границы литофаций; 10 — изопахиты сарматских отложений



песка. В верхней части горизонта М. В. Усковым (1945 г.) отмечается несколько прослоев вулканического пепла.

В Западном Предкавказье, так же как и на Таманском полуострове, верхнесарматские отложения согласно налегают на породы среднего сармата, однако на отдельных участках (Анапский район, Джигинская и Западно-Варениковская площади) верхний сармат полностью размыт предэотической трансгрессией, а в предгорьях — лишь частично.

Северо-западнее станицы Гладковской верхний сармат сложен светло-серыми детритусовыми песчанистыми известняками, местами переходящими в сильно известковистые песчаники. Редко встречаются прослой глины и песков с растительными и рыбными остатками.

К северо-востоку от станицы Гладковской эти отложения размыты и вновь появляются в Крымском районе, где они состоят из серых и зеленовато-серых глин с прослоями (0,1—0,2 м) мергелей и известковистых рыхлых алевролитов. В глинах встречаются *Maetra caspia* Eichw., *M. naliokini* Koles. и *M. crassicolis* Sinz. Мощность отложений верхнего сармата не превышает 70 м.

В Калужском и Хадыженском районах верхнесарматские отложения выражены преимущественно глинами с подчиненными прослоями песков. Отложения охарактеризованы *Maetra caspia* Eichw., реже *Maetra naliokini* Koles. Мощность отложений 150—200 м. Аналогичный разрез верхнесарматского подъяруса прослеживается в предгорной части до р. Белой, в более северных районах он отмечается на Майкопской, Великой и Ново-Лабинской площадях.

В бассейне р. Уруп верхнесарматские отложения, представленные песками с прослоями глин, залегают с размывом на среднем сармате. По р. Синюха в песках отмечены прослой вулканического пепла.

В районе г. Армавира на среднесарматских песках и биогермах мшанковых известняков резко трансгрессивно с размывом залегают косослоистые пески с раковинами *Maetra naviculata* Bailly и пресноводными *Unio*, *Valvata*, *Planorbis* и др.; встречаются переотложенные среднесарматские формы *Cardium fittoni* Orb., *Modiola sarmatica* Gatl. и некоторые другие. Мощность 15 м. Выше залегают пестроцветные неслоистые пески континентального типа. Мощность 10—12 м. Верхняя часть верхнего сармата (10—15 м) сложена крупнозернистыми песками с прослоями гравелитов.

В северо-западном направлении эти отложения сменяются светло-серыми глинами с прослоями раковинных известняков.

Вопрос о принадлежности *эотического яруса* к верхнему миоцену или нижнему плиоцену до настоящего времени окончательно не выяснен. По мнению Б. П. Жижченко, в пользу включения *эотиса* в состав верхнего миоцена говорит только традиция, согласно которой этот ярус еще со времен работ Н. И. Андрусова обычно включался в состав верхнего миоцена. Иных доказательств, аргументирующих необходимость отнесения *эотического яруса* к верхнему миоцену, по его мнению, нет, за исключением высказываний некоторых исследователей, считающих, что *эотический ярус* должен быть отнесен к миоцену потому, что в нем встречаются миоценовые моллюски. В качестве таковых рассматриваются те средиземноморские элементы, которые встречаются в нижнем *эотисе*.

Но средиземноморские элементы могли проникать из Средиземного моря (Тетиса) в моря, расположенные в Паратетисе, в любое время, так как Тетис был заселен средиземноморской фауной от палеогена и доныне. Следовательно, появление средиземноморских элементов в Паратетисе в ранне*эотическое* время ничего не доказывает.

Представление о значении средиземноморской фауны для решения вопроса о возрасте содержащих ее слоев сложилось благодаря тому, что в Паратетис средиземноморская фауна широко мигрировала в среднемиоценовое время.

В пользу отнесения мэотического яруса к плиоцену свидетельствуют следующие факты.

Гиппарионовая фауна, остатки которой свидетельствуют о плиоценовом времени в Эвксино-Каспийской области, широко встречается в мэотических и верхнесарматских отложениях, следовательно, на основании анализа фауны позвоночных скорее следует ставить вопрос об отнесении верхнего сармата к плиоцену, чем о включении мэотического яруса в состав верхнего миоцена.

Фауна моллюсков и фораминифер не имеет ни одной общей формы с соответствующими фаунами верхнего сармата, но с фауной понтической — несомненно плиоценовой — количество общих форм значительно. Это прежде всего *Abra (Syndesmya) tellinoides* Sinz. и *Congeria novorossica* Sinz., а также другие представители рода *Congeria*, столь характерные как для мэотиса, так и для понта. Общность фауны верхнемэотических и нижнепонтических отложений настолько велика, что в ряде разрезов, в которых широко развиты конгериевые слои, нередко бывает очень трудно, а иногда в значительных интервалах просто невозможно установить границу между мэотическими и понтическими отложениями.

Следует учитывать и тот факт, что в Центральной Европе паннонские отложения с полным основанием относят к плиоцену, а они, без сомнения, в известной своей части эквивалентны нашим мэотическим образованиям, развитым и за пределами Советского Союза, где их относили и относят к плиоцену\*.

На Таманском полуострове мэотис выражен в двух фациях — глубоководной, широко распространенной в синклинальных складках, и мелководной, приуроченной к куполовидным поднятиям. Глубоководная фация представлена толщей темных плотных глин с тончайшими прослоями диатомитов и мелкозернистого песка на плоскостях наслоения глин. Мэотический ярус подразделяется на три горизонта, нижний из которых сложен (мыс Тузла, гора Зеленского) глинами и мшанковыми известняками. Мощность очень невыдержана — от 17 до 170 м. Средний горизонт представлен глинами с прослоями диатомитов; мощность его 114 м. Верхний горизонт (40 м) состоит главным образом из песчаных слоистых глин с прослоями тонкозернистого светло-серого песка.

В отложениях мэотиса присутствует многочисленная фауна: *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Ervilia minuta* Sinz., *Congeria panticapaea* Andruss., *Venerupis abichi* Andruss., *Neritina* sp., *Hyrobia* sp., *Mohrensternia* sp., *Arca* sp. и др.

Вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба узкой полосой прослеживаются трансгрессивно залегающие на верхне- и среднесарматских отложениях мэотические мелководные образования. В районе г. Крымска мэотические осадки залегают на более древних отложениях вплоть до майкопских.

В основании мэотического яруса залегают валунные конгломераты, состоящие из известняков, мергелей, песчаников и кремня, сменяющиеся вверх по разрезу светло-серыми известняками-ракушниками с большим количеством хорошо окатанных галек песчаника и кремни-

\* Вопрос о принадлежности мэотического яруса к миоцену или плиоцену является спорным; в существующих схемах он отнесен к миоцену.— Прим. ред.

стых пород. В верхней части известняков встречаются прослои зелено-вато-серой, песчанистой, карбонатной глины с включением мелких галек песчаника. На известняках-ракушниках залегает толща (20 м) кавернозных оолитовых известняков с примесью детритового материала. В кровле этой толщи преобладают слоистые мелкооолитовые известняки с *Congeria panticapaea* Andruss., *C. novorossica* Sinz., *Venerupis abichi* Andruss. Далее на восток отложения приобретают песчано-глинистый характер с менее мощными пластами известняков. Мощность отложений 80—230 м.

Юго-восточнее линии Майкоп — Темиргоевская — Крототкин в скважинах над верхним сарматом вскрыта толща пестроцветных неслоистых глин и песков с редкими наземными и пресноводными моллюсками *Helix* sp., *Planorbis* sp., *Limnae* sp. и растительными остатками. Нижняя часть этих континентальных отложений, по мнению В. Н. Буряка (1960 г.), имеет предположительно мэотический возраст.

В Западно-Кубанском прогибе мэотические отложения представлены оливково-серыми и темно-серыми глинами с прослоями и пачками алевролитов. Реже встречаются светлые известковистые глины. На отдельных площадях (Марьянская, Федоровская) среди глин залегают прослои доломитизированных мергелей. На Анастасиевско-Троицкой площади выделяется мощная (100 м) пачка средне- и крупнозернистых рыхлых песчаников с прослоями глин с *Typha latissima*. Отложения охарактеризованы многочисленной фауной. Мощность отложений на различных площадях колеблется от 350 до 470 м.

В пределах Тихорецко-Крототкинской впадины отложения представлены глинами, песками и известняками, постепенно переходящими в Ейско-Березанском районе в буровато-серые и зеленоватые глины, обогащенные в верхах разреза песчаными прослоями. Здесь найдены *Venerupis abichi* Andruss., *Syndesmya tellinoides* Sinz.

Распространение литофаций и мощностей показано на рис. 56.

### Центральное Предкавказье

Сарматский ярус. На территории Центрального Предкавказья нижнесарматские отложения развиты почти повсеместно, за исключением Тахтинской и северо-западной части Кугультинской площади. Нижнесарматские породы без следов размыва налегают на нижележащие конкские, с которыми связаны постепенным переходом.

На основании различного литологического состава отложений и размещения фаунистических остатков вверх по разрезу в нижнем сармате выделяются слои с фауной *Syndesmya reflexa* Eichw. и слои с *Maetra fragilis* Eichw.

В низах нижнего сармата залегают темно-серые до черных слюдястые глины с мелкими (2—3 см) линзочками песка и прослоями серых мергелистых глин, темно-серых мергелей и известняков. В мергелях изредка встречается мелкая плохо окатанная или почти неокатанная мергелистая галька. Верхняя часть синдесмиевых слоев представлена буровато-серыми глинами с частыми маломощными прослоями песков.

Нижняя часть слоев с *Maetra fragilis* Eichw. сложена темно-серыми с различными оттенками вязкими плотными глинами с прослоями бурых глин и тонкими прослоями серых мергелей. Нередко в глинах присутствует гипс. Вверх по разрезу отмечается увеличение песчаности глин и количества прослоев мергелей и мергелистых глин. Колебания мощностей нижнесарматских отложений незначительны — от 70 м на Ровненской площади до 110 м на Александровской.

На юге Центрального Предкавказья, в междуречье Лаба—Кубань, нижняя часть подъяруса сложена глинами с прослоями мергелей, редко песчаников с *Syndesmya reflexa* (Eich w.). В верхней части разреза залегают песчаные глины с прослоями песков; здесь встречаются *Maetra eichwaldi* Lask., *Ervilia dissita* Eich w., *Cardium ruthenicum* Lask. Общая мощность подъяруса достигает 100—120 м. Аналогичные отложения прослеживаются до Нальчикского района. В Нальчикском районе нижний сармат представлен серыми рыхлыми мергели-

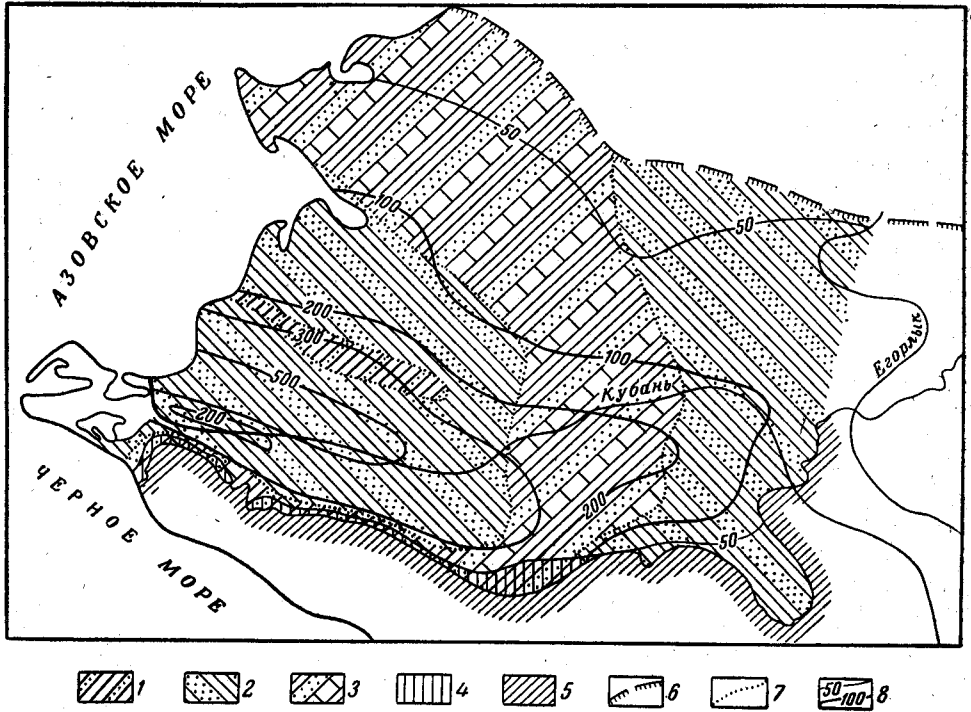


Рис. 56. Схематическая карта литофаций и мощностей эоценовых отложений Западного Предкавказья. По В. Н. Буряк

1 — глины с прослоями песка; 2 — глины и пески; 3 — пески, глины, известняки; 4 — выходы на поверхность; 4 — эоценовых отложений; 5 — доэоценовых отложений; 6 — предполагаемая граница распространения эоценовых отложений; 7 — границы литофаций; 8 — изопакиты эоценовых отложений

стыми песчаниками и песчанистыми мергелями с *Cardium sarmaticum* Vag d., *Ervilia podolica* Eich w. и др. Севернее, в районе горы Кубатап, появляются прослойки песков и конгломератов. Мощность отложений сокращается до 47—35 м.

В ряде областей, например почти во всех районах Восточного Предкавказья, среднесарматские отложения представлены фацией криптоактровых глин. В Ставрополе этой фацией представлена только нижняя часть среднесарматских отложений, а верхняя выражена фацией, охарактеризованной типичной среднесарматской фауной моллюсков. В Западном Предкавказье среднесарматские отложения известны как в первой, так и во второй фации.

Распределение различного типа осадков среднесарматского возраста дано на рис. 54.

В пределах Ставрополя средний сармат делится на криптоактровый горизонт, сложенный глубоководными осадками, и горизонт мелководных образований с типичной среднесарматской фауной.



Криптомактровый горизонт подразделяется в свою очередь на три части: нижнюю — мергелистую, среднюю — глинистую с прослоями мергелей с *Cryptomactra* и верхнюю — песчанисто-глинистую с *Tapes naviculatus*. Нижняя часть (10—20 м) сложена чередующимися глинами и серыми мергелями и соответствует мамайскому горизонту, выделенному К. А. Прокоповым (1910). Средняя часть (40—45 м), представленная известковистыми глинами с прослоями мергеля и песка, вверх по разрезу сменяется толщей (170 м) светло-серых песчаных глин, содержащих прослой мелкозернистого кварцевого песка с обилием *Tapes naviculatus* (R. Högn.) Andrus.

Горизонт с типичной среднесарматской фауной представлен мелководной фацией, состоящей из переслаивающихся серых глин и кварцево-слюдистых песков. Мощность отложений 115 м.

К западу от р. Калаус отложения среднего сармата с типичной фауной распространены на всей территории Ставропольского свода, с северо-запада они окаймляются полосой среднесарматских мшанковых рифов. Отложения этого горизонта состоят из оливково-серых и желтоватых тонкослойных глин с тонкими прослоями песка с прослоями кварцевых песков, тяготеющих к верхам разреза. В глинистой толще содержатся пласты раковинных известняков и песчаников с фауной плохой сохранности: *Hydrobia*, *Bulla*, *Cardium fittoni* Orb., *C. michailowi* Toul., *Mactra fabreana* Orb. и др. Мощность горизонта колеблется от 40 до 80 м.

В северо-западной части Ставрополя располагается в виде широкой полосы фация песков с серпулево-мшанковыми рифовыми известняками с многочисленной фауной моллюсков, причем некоторые формы свойственны только этой фации (*Callistoma blainvillei* Orb., *Cardium laevigatoloweni* Koles., *C. inflatum* Sinz., *Mactra tapesoides* Sinz. и др.).

К востоку от р. Калаус фациальная изменчивость этого горизонта выражается в увеличении песчаности, появлении пластов песчаников, местами переходящих в мелкогалечный конгломерат. По мере приближения к береговой линии (районы сел Ипатовское — Петровское — Рагули) средний сармат выражен ракушниками, песками с прослоями детритуса, галечниками, глинами и мергелями. Мощность горизонта среднего сармата с типичной фауной сокращается до 30 м.

На юго-востоке Ставропольского свода этот горизонт сохранился от размыва только во впадинах и вскрыт буровыми скважинами на глубине 480 м.

Усиление орогенических процессов в начале позднесарматского времени в области Центрального Предкавказья (Ставропольский свод) приводит к резкому сокращению площади бассейна и опреснению его вод. На рассматриваемой территории образовалось два бассейна — Западный (Кубанский) и восточный (Терский), соединенные мелководным проливом.

Верхнесарматский подъярус имеет двучленное деление и представлен мелководной и глубоководной фациями. Мелководные отложения характеризуются преобладанием песков и конгломератов в нижней половине подъяруса, а в верхней части большее значение приобретают известняки наряду с песками и песчаниками. Глубоководные отложения представлены глинами.

В пределах Ставрополя отложения верхнесарматского подъяруса распределяются следующим образом. Ставропольский свод с запада и востока окаймляют две полосы галечников. Западная полоса мощностью 1—10 м состоит из галечников и конгломератов с галькой осадочных пород с линзообразными прослоями глин и относится к ниж-



ней части верхнего сармата. Здесь присутствуют *Viviparus*, *Tapes*, *Unio*. Восточная полоса мощностью до 21 м выражена переслаиванием галечников и конгломератов с грубозернистыми диагонально-слоистыми песками и песчаниками с раковинами *Maetra naviculata* Bailey, *M. caspia* Eichw. и др. Верхнесарматские отложения в северной части Центрального Предкавказья отсутствуют.

На восток от р. Калаус верхнесарматские отложения слагают всю восточную часть Ставропольского свода. Здесь представлены и нижняя и верхняя части подъяруса. Нижняя часть состоит из песков с небольшими прослоями глин и мергелей, в которых обнаружена мелководная фауна *Maetra naviculata* Bailey и *M. praecaspia* Koles., а верхняя часть представлена песками с прослоями песчаников и раковинных известняков, иногда конгломератов. Известняки большей частью приурочены к кровле разреза. Отмечена фауна: *Maetra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toula, *M. crassicolis* Sinz. и др. Общая мощность верхнего сармата в этой части свода 30—40 м.

Общая мощность верхнесарматского подъяруса в пределах Ставропольского свода колеблется от 40 м на западе, юго-западе, юге и в центральной части территории до 200 м на востоке и юго-востоке.

В Центральном Предкавказье мэотические отложения распространены только в северо-восточной части Ставропольского свода. По мнению В. П. Колесникова (1940), отсутствие отложений мэотиса в Центральном Предкавказье объясняется проявлением интенсивных горообразовательных движений, которые привели к отступанию моря с территории Ставропольского свода в мэотический век. Сохранился лишь узкий прогиб, соединяющий причерноморскую часть моря с прикаспийской.

В Центральном Предкавказье мэотические отложения представлены континентальными и морскими осадками. Морские осадки известны в окрестностях селений Арзгир и Петропавловского, где они были обнаружены с помощью буровых скважин.

У сел. Петропавловского в нижней части мэотиса залегают сероватые и белые рыхлые землистые известняки с *Syndesmya* cf. *tellinoides* Sinz., *Cerithium* cf. *comperei* Orb., *Lucina* cf. *pseudonivaea* Andruss. и многочисленными корненожками. Мощность 34 м. Выше отмечается пласт (4,5 м) мергеля с многочисленными ядрами *Congerina* ex gr. *novorossica* Sinz., *Hydrobia* sp., который В. П. Колесников (1940) условно относит к верхнему мэотису.

Севернее сел. Арзгира фациальный состав мэотиса резко меняется. Здесь на верхний сармат налегают кирпично-красные глины, в кровле которых залегают пласт светло-серого раковинного известняка мощностью 1,2 м с *Congerina* aff. *novorossica* Sinz.

Описание континентальных отложений, выделенных в армавирскую свиту, приводится в разделе «Плиоцен».

### Восточное Предкавказье

Отложения сарматского яруса широко распространены на территории Восточного Предкавказья. Они обнажаются на крыльях антиклинальных структур и в ядрах синклинальных прогибов, а также узкой полосой прослеживаются вдоль моноклинали Черных гор.

Сарматский ярус подразделяется на три хорошо палеонтологически охарактеризованных подъяруса: нижний, средний и верхний.

В нижнесарматском подъярусе выделяются две зоны: нижняя — слой с *Abra* (*Syndesmya*) *reflexa* (Eichw.) — синдесмиевые слои и верхняя — слой с *Maetra eichwaldi* Lask., в которой встречаются

также *M. andrussovi* Koles., *Cryptomactra pseudotellina* Andruss., *Cardium gatuevi* Koles. и др.

Синдесмиевые слои представлены серыми и темно-серыми известковистыми глинами с прослоями крепких плитчатых мергелей, которые являются надежным маркирующим горизонтом, легко отбивающимся на каротажных диаграммах. Наибольшей мощности синдесмиевые слои достигают в Черных горах (125—190 м); к северу, в районе Терского хребта, мощность сокращается до 15—20 м. Слои с *Maetra eichwaldi* Lask. литологически очень сходны с синдесмиевыми слоями, переход между ними постепенный, они также сложены глинами темно-серыми и голубовато-серыми, но с меньшим количеством прослоев более мягких мергелей. В западной части Черных гор мергели и глины этих слоев песчанистые, песчанистость их увеличивается в западном и северном районах Затеречной равнины. Мощность верхней части нижнесарматского подъяруса изменяется от 150—180 м в районе Черных гор до 25 м в Терском районе.

Среднесарматский подъярус почти повсеместно (исключая западную часть Терско-Сунженской области) представлен криптомактровыми слоями, сложенными однообразными серыми и пепельно-серыми сильно известковистыми глинами с прослоями (0,1—0,3 м) серых, белых и бурых крепких мергелей, иногда тонкозернистых известковистых песчаников. Эти отложения содержат многочисленную фауну: *Cryptomactra pes-anseris* Andruss., *Trochus angulosarmates* Sinz., *Cardium suessi* Barb., *C. pium* Zhizh., *Spirialis* sp. и др.

В западной части Терско-Сунженской области среднесарматские отложения представлены двумя фациями: фацией относительно глубоководных криптомактровых слоев и фацией мелководных слоев с типичной среднесарматской фауной. Криптомактровые слои здесь сложены глинами с пластами мергелей, а в нижней части — с пластами глинистых песчаников; к востоку (восточнее р. Аргун) песчаники исчезают. Слои с типичной среднесарматской микрофауной в верховьях р. Сунжи представлены песчано-известковисто-глинистой толщей, восточнее она переходит в глинистые отложения и замещается криптомактровыми слоями.

В Затеречной равнине содержание песчаного материала в среднем сармате также уменьшается с запада на восток.

В Терско-Сунженской области и Затеречной равнине отмечается сокращение мощности среднесарматских отложений с юга (300—450 м в районе Черных гор) на север (100—180 м в районе г. Грозного).

В Восточном Предкавказье в составе верхнесарматского подъяруса рассматриваются грозненские слои, слои с *Maetra caspia* Eichw. и переходная толща от верхнего сармата к мэотису.

Распределение литофаций и мощностей представлено на рис. 55.

Грозненские слои сложены темно-серыми, серовато-бурыми, иногда с зеленым оттенком, плотными, сланцеватыми бескарбонатными глинами с частыми прослоями в нижней части буровато-серых плотных доломитизированных мергелей и сидеритов с *Ostracoda*. Кроме того, в породах присутствуют *Maetra* sp., *Hydrobia* sp., обломки рыб и эмбриональных пелеципод. Мощность грозненских слоев возрастает в западном направлении: в Сунженском хребте от 180 до 240 м, в Терском от 105 до 210 м. К северу от Передовых хребтов грозненской свите соответствует нижняя часть (160 м) верхнесарматских отложений, также представленная глинисто-мергелистой толщей, содержащей *Maetra naviculata* Bailey. Эта толща рассматривается В. П. Колесниковым (1940) и Б. П. Жижченко (1958) как относительно глубоководная фация верхнесарматского бассейна. Верхняя граница грозненских

слоев устанавливается по появлению в отложениях типичной верхне-сарматской фауны.

Слой с *Maetra caspia* Eichw. в нижней части разреза представлены темно-серыми с зеленоватым оттенком, плотными слоистыми известковистыми глинами с частыми прослоями серого мелкозернистого песчаника и коричнево-серых мергелей.

В верхней части преобладают оливково-серые, часто сланцеватые глины, заключающие в себе прослой темно-серых слоистых песчаников и песчаных ракушников. В описанных породах в изобилии встречаются *Maetra caspia* Eichw. и остракоды, значительно реже *Maetra bulgarica* Toula var. *crassicolis* Sinz., *Maetra caucasica* Zhizh., остатки рыб и др.

Выше слоев с *Maetra caspia* на Сунженском и Грозненском хребтах глубокими скважинами вскрыта немая толща (340—360 м) зеленовато-серых и темно-зеленых песчаных глин, чередующихся с пачками (до 10 м) слоистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Описанный комплекс пород, залегающих между фаунистически охарактеризованными отложениями сарматского и мэотического ярусов, А. А. Хуциев в 1939 г. назвал «переходными слоями».

Б. П. Жижченко (1954 г.), связывая накопление этих пресноводных осадков с заключительной стадией развития верхнесарматского бассейна, утверждает их верхнесарматский возраст.

В настоящее время мэотические отложения достоверно установлены в немногих районах Восточного Предкавказья и Северного Дагестана. В Южном Дагестане мэотис не обнаружен.

В Восточном Предкавказье мэотис распространен главным образом в области Терско-Сунженских передовых хребтов и в Черных горах, в Затеречной равнине этот ярус фаунистически не обоснован, кроме горизонта незначительной мощности, вскрытого Александрийской скважиной.

В Северном Дагестане отложения мэотического горизонта наиболее широко развиты в северной и северо-западной его частях по рекам Аксай, Белка, Сулак. На всей описанной территории мэотис представлен морскими и континентальными отложениями. В западной части Черных гор развиты континентальные отложения, тогда как на восток распространяются морские. По фауне мэотис расчленяется на две толщи. Нижняя толща представлена чередующимися синевато-серыми и серыми песчанстыми глинами и рыхлыми песчаниками, в которых залегают прослой ракушников и детритусовых известняков. В. Д. Голубятников (1959) указывает на присутствие прослоев конгломератов и гравия. Во всех этих отложениях И. О. Брод (1958) отмечает нижнемэотическую фауну: *Modiola volhinica* Eichw. var. *minor* Andruss., *Abra tellinoides* (Sinz.), *Venerupis abichi* Andruss., *Dosinia maeotica* Andruss.

Верхняя часть отложений (по И. О. Броду) относится к верхнему мэотису (В. Д. Голубятников считает их средне-верхнемэотическими), представлена чередующимися рыхлыми мелкозернистыми глинистыми песчаниками и скорлуповатыми глинами. За подошву верхней толщи в разрезе р. Аксай принимается пласт конгломерата мощностью до 3 м из хорошо окатанной известняковой гальки. В верхней части разреза встречаются *Congerina panticapaea* Andruss., *C. novorossica* Sinz., *Neritina* (*Neritodonta*) *simulans* Andruss., *Helix* sp., *Abra tellinoides* (Sinz.), *Hydrobia* sp. и др.

Мощности отложений мэотического яруса в пределах Сунженского хребта равны 600—700 м, по р. Аргун 150 м, по р. Сулак 400—500 м.

## Дагестан

Отложения сарматского яруса распространены на территории Дагестана весьма широко. Выходя на дневную поверхность, они слагают крупные орографические элементы: моноклиальные хребты (Эльтермен, Губден-яга-сырт, Сер-Дагар), синклинальные плато (Тарки-тау), отдельные возвышенности (Шерябаш, Алтынтаг, Избербаш). В пределах более опущенных участков эти отложения вскрыты скважинами.

Сарматский ярус характеризуется разнообразием литологического состава и палеонтологических признаков и на основании этих данных делится на три подъяруса: нижний, средний и верхний.

Нижнесарматские отложения выражены двумя литофациями, которые закономерно распределяются на территории Дагестана. Первая — глубоководная, представлена серыми и буровато-серыми карбонатными глинами с многочисленными прослоями мергелей и песчаников, содержащих *Abra reflexa* Eichw., развита в восточной части Предгорного Дагестана. При выветривании глины приобретают характерный синеватый оттенок. Местами (р. Манас) глины сильно битуминозные, листоватые, при раскалывании распадаются на тонкие листочки, которые при зажигании издадут резкий запах.

В западном направлении глубоководные фации постепенно сменяются мелководными отложениями. Эта смена литофаций сопровождается появлением среди глин детритусовых известняков и песчаников, в которых, кроме *Abra reflexa* Eichw., отмечаются *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. kasinkense* Koles., *Ervilla orientalis* Orb., *Maetra eichwaldi* Lask. и др.

В пределах Равнинного Дагестана нижний сармат представлен толщей глин с прослоями мергеля и песчаников.

В районе Северного Дагестана в разрезе появляются тонкие прослой светло-серых известковистых алевролитов.

В Центральном Дагестане в районе сел. Утемишь среди глинистой толщи нижнего сармата отмечаются прослой песков и детритусовых известняков. Общая мощность нижнесарматских отложений от 250 до 300 м.

Среднесарматские отложения также представлены в двух литофациях: глубоководной — глинистой (криптомактровые слои) и мелководной, песчано-известняково-глинистой (слои с типичной среднесарматской фауной). Глубоководные отложения распространены на значительной территории Северного и Предгорного Дагестана, где они достигают максимальной мощности (в Манасе — 800 м) и представлены глинами серо-бурыми и синевато-серыми, песчанистыми, карбонатными с частыми *Cryptomaetra pes-anseris* (Mayer), на смену которым появляются типичные среднесарматские формы. По направлению к югу эти отложения приобретают песчанистость, которая постепенно увеличивается и в районе Дербента становится преобладающей.

Здесь, на юге Дагестана среднесарматские отложения имеют уже мелководно-прибрежный характер и сложены в основном песками и песчаниками с прослоями детритусовых и органогенно-обломочных известняков с богатой типичной среднесарматской фауной: *Cardium fittoni* Orb., *C. bajarunasi* Koles., *C. desperatum* Koles., *Tapes vitalianus* (Orb.), *T. gregarius* (Goldf.), *Maetra vitaliana* Orb., *M. fabreana* Orb., *Donax dentiger* Eichw., *Solen subfragilis* Eichw., *Trochus angulatosarmates* Sinz., *Bulla okeni* Eichw. и др.

На значительной площади Южного Дагестана в кровле среднего сармата отмечается прослой мелкого галечника (до 0,5 м). Этот прослой характеризует перерыв в накоплении осадков и принимается за



границу с верхним сарматом, выше него залегают слои с типичной верхнесарматской фауной.

В пределах Равнинного Дагестана средний сармат сложен глинами с прослоями мергелей.

Общая мощность среднесарматских отложений от 250 до 700 м.

Отложения верхнего сармата широко развиты на территории Дагестана и наиболее полно представлены в Северном Дагестане, в районе р. Сулак, где наблюдается полный разрез верхнесарматских отложений. В этом районе верхнесарматский подъярус подразделяется на две части: нижнюю — глинистую и верхнюю — песчано-известково-глинистую. Нижняя, глинистая, часть, представленная толщей серых и зеленовато-серых слоистых, иногда песчаных глин мощностью до 700 м (Махачкалинский район), на Северном Кавказе получила название грозненских слоев. Эта толща в пределах Дагестана закономерно уменьшается к югу и сменяется песчано-глинистыми отложениями с *Maetra naviculata* Vaily. Грозненские слои в Предгорном Дагестане бедны конхилиофауной и содержат многочисленные остатки рыб, отпечатки *Hydrobia* и остракоды из рода *Candona*.

Верхний отдел подъяруса представлен чередованием песков, песчаников с прослоями детритусовых известняков и песчаных глин. Эта толща выдерживается по мощности и фаунистически охарактеризована представителями из зоны *Maetra caspia*.

В Южном Дагестане верхнесарматские отложения выражены прибрежными осадками, образующими песчано-известняковую толщу, в которой глинистые породы имеют подчиненное значение. Эта толща делится на две части: нижнюю — слои с *Maetra naviculata* Vaily и верхнюю — слои с *Maetra caspia* Eichw.

Впервые слои с *Maetra naviculata* Vaily в Южном Дагестане (Каякент) были выделены И. О. Бродом в 1928 г. Они залегают в основании верхнесарматского подъяруса, не выдерживаются по мощности и сложены песчано-глинистой толщей.

В Северном Дагестане грозненские слои являются аналогом этих слоев. Слои с *Maetra caspia*, представленные известняками-ракушками и детритусовыми песчаниками, составляют большую часть верхнего сармата. Здесь встречаются *Maetra bulgarica* Toula, *M. bulgarica* (Toula) var. *crassicolis* Sinz., *M. bulgarica* Toula var. *naliokini* Kol., *M. tapesoides* Sinz. и др.

Общая мощность этих слоев в Южном Дагестане 200—400 м (мощность неполная, так как верхняя часть слоев размыта предакчагыльской трансгрессией).

В области Равнинного Дагестана верхнесарматский подъярус сложен мощной толщей глин с прослоями мергелей и песчаника. М. Н. Смирнова выделила в этой толще три части: нижнюю — мергельную (аналог грозненских слоев) мощностью 20—75 м, среднюю — глинистую с тонкими прослойками песчаника мощностью 100—150 м и верхнюю — песчано-глинистую мощностью 50—200 м. В более северных районах верхняя часть отсутствует.

Всего в пределах Дагестана в верхнесарматском подъярусе выделяются три фаунистические единицы: слои с *Maetra naviculata* Vaily, горизонт с *Maetra caspia* Eichw. и слои с *Helix*. Характеристика первых двух была приведена выше.

Вопрос о возрасте слоев с *Helix* до настоящего времени не решен окончательно. Н. И. Андрусов, А. Н. Розанов, В. П. Колесников (1940) относили их к мэотису; Н. С. Шатский (1929) считает их переходными между сарматом и мэотисом; К. А. Прокопов (1931) и Б. П. Жижченко (1954) относят эти слои к верхнему сармату, причем Б. П. Жижченко



связывает их возникновение с окончательным опреснением сарматского бассейна.

В Северном Дагестане слои с *Helix* залегают между слоями с *Mastra caspia* Eichw. и породами, содержащими мэотическую фауну. Литологически слои охарактеризованы толщей песчанистых глин, чередующихся с песчаниками. Толща вмещает фаунистический комплекс, в котором преобладают представители рода *Helix* (отсюда и название слоев).

Характер и мощность этой толщи крайне непостоянны. Максимальная мощность отмечается в районе р. Сулак (400 м), где слои с *Helix* развиты наиболее полно.

В Южном Дагестане слои с *Helix* не установлены. Мощность верхнесарматского подъяруса на территории Дагестана претерпевает значительные изменения. Кровля подъяруса отбивается только в разрезе р. Сулак, где на слоях с *Helix* залегают морской палеонтологически охарактеризованный мэотис. Мощность верхнего сармата здесь достигает 1100 м. В остальных районах на размытую поверхность различных частей верхнесарматских отложений ложатся породы акчагыльского яруса.

### Плиоцен

Описание этого раздела приводится по схеме, предложенной А. Г. Эберзиным, составленной в 1964 г. при участии К. А. Ушко и А. Н. Балуховского (табл. 19).

Таблица 19

Отдел	Подотдел	Ярус	Подъярус	Горизонт
Плиоцен	Верхний	Апшеронский	Верхний Средний Нижний	
		Акчагыльский	Верхний Средний Нижний	
	Средний	Куяльницкий	Верхний Нижний	Крыжановский Паквешинский
		Киммерийский	Верхний Средний Нижний	Пантикапейский Камышбурунский Азовский
	Нижний	Понтический	Верхний Средний Нижний	Босфорский Портаферский Одесский и евпаторийский

Другие схемы расчленения плиоценовых отложений, по нашему мнению, менее обоснованы и носят более дискуссионный характер.

## Западное Предкавказье

Отложения, относимые к *понтическому ярусу*, характеризуются весьма своеобразной фауной моллюсков, которая в основном сформировалась в Венско-Паннонском бассейне и проникла в Крымско-Кавказскую область только в понтическое время. Найденные здесь моллюски относятся к эндемичным родам *Prosodacna*, *Limnocardium*, *Phyllocardium*, *Paradacna*, *Didacna* и иным представителям семейства *Cardiidae*, а также к родам из семейства *Dreissensidae*: *Congeria*, *Dreissensia*, *Dreissensiomya*. Встречаются и очень своеобразные гастроподы из эндемичного рода *Valenciennesia*. Изучение классического разреза понтических отложений в Камышбурунском профиле на Керченском полуострове показало, что под киммерийскими железистыми оолитами можно выделить в толще понтических отложений мощностью, немного превышающей 30 м, семь горизонтов, которые охарактеризованы определенными комплексами моллюсков и представлены определенным набором пород. Следует подчеркнуть, что ни один из выделенных в Камышбурунском профиле горизонтов не мог быть выявлен уже на Таманском полуострове, где понтические отложения представлены главным образом в фации валенциеннезиевых глин, а не в фации фаленов, как на Керченском полуострове.

Понтические отложения очень широко развиты в Западном Предкавказье и на Таманском полуострове, где они представлены глубокоководными осадками, сменяющимися в южном борту Западно-Кубанского передового прогиба прибрежно-морскими.

На Таманском полуострове глубокоководные отложения сложены зеленовато-серыми глинами (фация так называемых валенциеннезиевых глин) с редкими прослоями песчаников, мергелей, известняков-ракушников (до 0,3 м). Приблизительно посредине толщи проходит пласт ракушников с *Congeria subrhomboidea* Andruss., содержащий богатую фауну: *Dreissensia anisoconcha* Andruss., *Dr. simplex* Vargb., *Dr. stefanescui* Font., *Congeria subrhomboidea* Andruss., *Phyllocardium planum* Desh., *Limnocardium subsquamulosum* Andruss. и др., разделяющий понтический ярус на нижний подъярус — новороссийский и верхний — босфорский, в верхах которого встречаются *Paradacna abichi* R. Hoern., *Didacna planicostata* Desh., *D. sulcatina* Desh., *D. subsulcatina* Andruss., *D. depressa* Desh. и др.

В Западно-Кубанском прогибе, в средней части глинистой толщи залегают песчано-алевритистые породы, чередующиеся с глинистыми прослоями (II и III продуктивные горизонты Анастасиевско-Троицкого месторождения нефти и газа). Мощность этих горизонтов колеблется от 100 м до полного выклинивания в структурах южного борта прогиба. Здесь разделение понта на соответствующие подъярусы проводится по кровле II продуктивного горизонта.

Прибрежно-морские понтические отложения представлены серыми глинами с прослоями и линзами песков, песчаников, известняков, алевролитов и глинистых ракушников. В основании этих отложений нередко отмечаются конгломераты (мощностью до 7 м), состоящие из окатанных галек верхнемеловых и палеогеновых пород. Прибрежные фации понта содержат богатую фауну: *Didacna subcrassatellata* Andruss., *D. crenulata* Reuss, *D. incerta* Desh., *D. ovata* Desh. и др.

В большей части территории глубокоководные понтические отложения согласно залегают на мезотических породах. В ядрах же некоторых диапировых структур (Курчанская, Благовещенская) они налегают трансгрессивно на майкопские глины. В предгорной части, где развиты

мелководные фации, отмечается их трансгрессивное налегание с угловым несогласием на различные горизонты миоцена и палеогена, реже верхнего мела.

Мощность отложений понтического яруса достигает в Западно-Кубанском прогибе 540 м, сокращаясь в предгорной части территории до 80 м, а местами полностью отсутствует; на западе Таманского полуострова она равна 80—120 м.

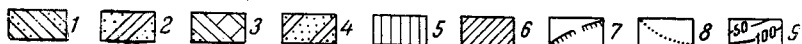
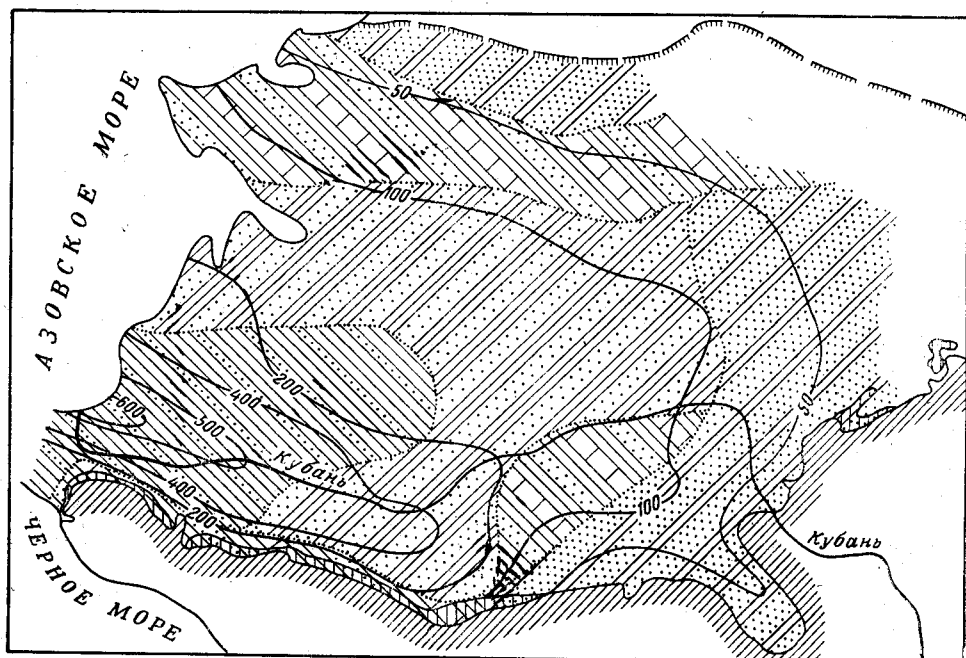


Рис. 57. Схематическая карта литофаций и мощностей понтических отложений Западного Предкавказья. По В. Н. Буряк

1 — глины с прослоями песков; 2 — пески и глины; 3 — пески, глины и известняки; 4 — пески с прослоями глин; выходы на поверхность; 5 — понтических отложений, 6 — допонтических отложений; 7 — предполагаемая граница распространения понтических отложений; 8 — границы литофаций; 9 — изопакеты понтических отложений

В Ейско-Березанском районе границы понтического яруса устанавливаются условно. Литологический состав отложений позволяет разделить понт на две пачки: нижнюю — глинистую и верхнюю — глинисто-алевритовую. В отложениях обнаружены: *Dreissensia rostriformis* Desh. var. *minor* Andrus., *D. ex gr. anisoconcha* Andrus., *Paradacna abichi* R. Höern.

Распространение литофаций и мощностей понтического яруса показано на рис. 57.

Киммерийский ярус был установлен Н. И. Андрусовым (1903 г.), а ранее Г. В. Абигом были послойно описаны и фаунистически охарактеризованы только рудные слои. На основании обнаруженной в них богатой фауны кардиид и дрейссенсид рудные слои были отнесены к среднему плиоцену (киммерийскому ярусу). И. М. Губкин (1913) дал представление о характере залегания этих отложений и их распространении, а В. Н. Крестовников (1928 г.) включал в их состав также нижнюю часть надрудных слоев.

В дальнейшем киммерийский ярус был подразделен Н. Б. Вассоевичем и А. Г. Эберзиным (1931 г.) на три горизонта (снизу вверх): азовский, камышбурунский (рудный) и пантикапейский (низы надрудных слоев).

Киммерийские отложения распространяются на Таманском полуострове и в Западном Предкавказье от г. Анапы до Большой Лабы. Фациальные изменения отложений этого яруса отмечаются как по простиранию, так и в вертикальном разрезе, где глубоководные осадки нижней части яруса вверх по разрезу замещаются более мелководными.

В основании азовского горизонта почти повсеместно отмечается пласт мергеля, перекрывающийся пачкой чередующихся карбонатных и некарбонатных глин, в которых встречается смешанная понт-киммерийская фауна: *Paradacna deformis* Ebers., *Pterodacna praedentula* Ebers., *Dreissensia* ex gr. *rostriformis* Desh. и др. В районе сел. Молдаванского аналоги азовского горизонта представлены рыхлыми песчаниками и алевролитами мощностью до 3—5 м.

Камышбурунский (рудный) горизонт сложен серыми некарбонатными глинами, постепенно переходящими вверх по разрезу в песчано-глинистые отложения пантикапейского горизонта. На Тамани в глинах содержатся прослой сопочной брекчии, песчаников, сидеритов, на крыльях синклиналей — железистых ракушников и бурого железняка. В Западно-Кубанском прогибе в средней части горизонта залегают пески, достигающие мощности 120 м.

В предгорной полосе Северо-Западного Кавказа относительно глубоководные осадки рудного горизонта постепенно сменяются мелководными. Здесь в основании глинистой толщи широко распространены прослой и линзы (от 0,1 до 27 м) оолитового бурого железняка, ожелезненных ракушников и детритусовых песчаников. Глины рудного горизонта бедны фауной. Последняя в изобилии наблюдается в прослоях грубообломочных пород и представлена *Limnocardium squamulosum* Desh., *Panticapea duboisi* Mayer и многими другими.

В погруженных частях Западно-Кубанского прогиба и в ядрах синклиналей Тамани отложения рудного горизонта залегают согласно и без перерыва на нижележащих породах. В ядрах некоторых диапировых складок (Благовещенская и др.) они перекрывают майкопские глины, а в предгорьях Северо-Западного Кавказа и более древние горизонты, вплоть до верхнего мела (Анапский и Крымский районы). Мощность горизонта достигает 200 м.

Выше рудного горизонта обычно согласно и без перерыва залегают пантикапейский горизонт, охватывающий нижнюю часть так называемых «надрудных слоев»; верхняя часть надрудных слоев относится к куяльницкому ярусу, представленному чередованием серых некарбонатных глин и тонкозернистых светлых песков, с преобладанием последних в верхней части горизонта.

В Западно-Кубанском прогибе наблюдается резкое замещение песков глинами как по простиранию, так и вверх по разрезу, что затрудняет проведение границы между пантикапейским и рудным горизонтами.

В долине р. Катлама трансгрессивно налегающие отложения пантикапейского горизонта представлены светло-серыми тонкозернистыми песками и алевролитами с редкими прослоями глин и ожелезненных песчаников. Местами в основании горизонта встречается железистый конгломерат из мелких галек и слабо окатанных обломков нижнепалеоценовых мергелей и алевролитов с фауной *Didacna crassatellata* Desh., *Dreissensia rostriformis* Desh., *Stenodacna angusticostata*

Reuss, *Monodacna maxima* Andruss., *Didacna voskoboinikovi* Andruss. и др.

Мощности и литофациальное распространение киммерийских отложений показаны на рис. 58.

Куяльницкий ярус выделяется на территории Таманского полуострова и в Западном Предкавказье вплоть до Ставропольского свода (рис. 59).

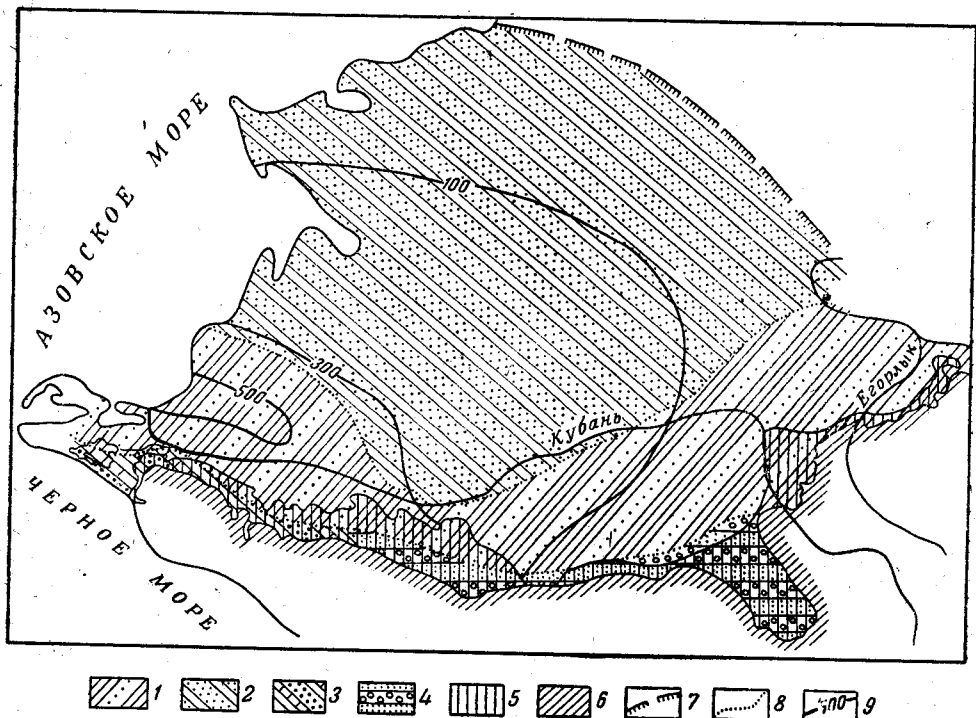


Рис. 58. Схематическая карта литофаций и мощностей киммерийских отложений Западного Предкавказья. По В. Н. Буряк

1 — глины с прослоями песков; 2 — пески с прослоями глин; 3 — пески и глины с прослоями известняков; 4 — пески и гравий; выходы на поверхность; 5 — средне- и верхнеплиоценовые отложения; 6 — дополнительные отложения; 7 — предполагаемые границы распространения киммерийских отложений; 8 — границы литофаций; 9 — изолахиты киммерийских отложений

Как указывалось выше, верхняя часть надрудных слоев относится к куяльницкому ярусу. На Тамани по периферии синклиналей в разрезе яруса преобладают пески, в приосевых частях — глины.

В Западно-Кубанском прогибе нижняя часть яруса мощностью около 160 м сложена песками с маломощными прослоями глин. В восточном направлении пески замещаются глинами. Верхняя часть разреза (до 300 м) выражена толщей глин с подчиненным количеством прослоев глинистых песков. Глинистый характер куяльницких отложений с повышенной песчаностью в основании сохраняется и вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба, где отмечаются их выходы на дневную поверхность.

В песчано-глинистой толще куяльницкого яруса присутствуют редкие прослойки и линзы песчаников, алевролитов, мергелей, глинистых ракушников и лигнитизированных растительных остатков, а на Тамани, кроме того, отмечаются сопочные брекчии. Фауна встречается сравнительно редко. Представлена она *Dreissensia theodori* Andruss. var.



*kubanica* Krest., *D. rostriformis* Desh. var. *aff. vulgaris* Andruss., *D. rostriformis* Desh. var. *distincta* May., *Dreissensia* *aff. huoti* Andruss. и др.

Присутствие пресноводных моллюсков в Анапском районе свидетельствует о значительном общем опреснении куяльницкого бассейна. Куяльницкие отложения обычно согласно и без перерыва перекрывают

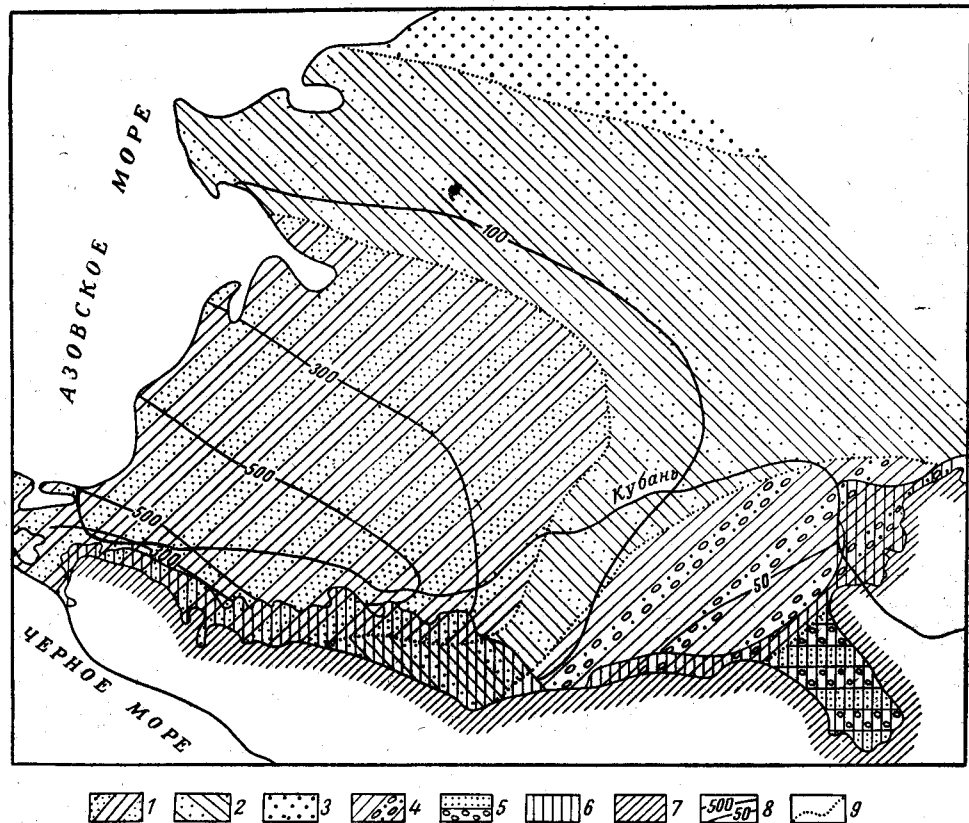


Рис. 59. Схематическая карта литофаций и мощностей куяльницких отложений Западного Предкавказья. По В. Н. Буряк

1 — пески и глины; 2 — глины и пески; 3 — пески; 4 — глины и галечники; 5 — пески и галечники; выходы на поверхность; 6 — средне- и верхнеплиоценовых отложений; 7 — доплиоценовых отложений; 8 — изопахиты куяльницких отложений; 9 — границы литофаций

киммерийские. Трансгрессивное их залегание отмечается в предгорьях Северо-Западного Кавказа, где они с размывом налегают на более древние горизонты вплоть до верхнего мела. Мощность отложений в Западно-Кубанском прогибе 300—460 м, на Таманском полуострове достигает лишь 200 м, обычно сокращаясь до полного выклинивания в сводах диапировых складок.

Стратиграфически выше куяльницких отложений залегает палеонтологически слабо охарактеризованная песчано-глинистая толща, развитая на всей территории Азово-Кубанской впадины. На Таманском полуострове Н. Б. Вассоевич (1927 г.), а затем И. М. Губкин (1931 г.) в верхней части надрудных слобов обнаружили ачкагельскую фауну. Эта часть разреза А. Г. Эберзиным (1931 г.) была выделена под названием таманского горизонта. В целом вся толща верхнего плиоцена, а в восточных районах Азово-Кубанской впадины и часть среднего

плиоцена выделяется Г. Н. Родзянко в так называемую надпонтическую толщу.

На Таманском полуострове в основании таманского горизонта залегают лагунно-морские осадки, представленные чередующимися серыми песками и пестрыми карбонатными глинами с редкими гальками песчано-известковистых пород. В центральных частях впадин эти отложения вверх по разрезу постепенно сменяют куяльницкие, а по периферии с размывом перекрывают породы куяльницкого и киммерийского ярусов.

При трансгрессивном налегании в основании разреза отмечаются маломощные прослой и линзы галечника и рыхлого конгломерата. Фауна встречается редко. Здесь отмечены *Valvata* sp., *Dreissensia* sp., *Cardium* sp. и др. На Таманском полуострове у лимана Цокур в этих же отложениях обнаружены акчагыльские формы *Avimactra* cf. *karabugasika* Andruss. var., *A. subcaspia*, *Cardium dombra* Andruss., *Clessinia* sp. и др. Мощность отложений 50—60 м.

Верхняя часть толщи мощностью до 20 м сложена коричневатой и красно-бурыми глинами с прослоями суглинков, супесей, реже глинистых песков. Красно-бурые глины сопоставляются со скифскими глинами смежных районов, где для них устанавливается верхнеапшеронский возраст (Попов, 1948).

В Западно-Кубанском прогибе надпонтическая толща мощностью 370 м сложена серыми песками с прослоями глин. В районе сел. Чекон, станиц Варениковской и Курчанской в верхах толщи прослеживаются те же скифские глины.

Вдоль южного склона Западно-Кубанского прогиба в районе г. Крымска и станицы Неберджаевской литологический состав этих отложений фациально меняется. Здесь они представлены суглинками, переслаивающимися с горизонтами галечников мощностью до 20—30 м. Галечники сложены хорошо окатанными гальками из палеоген-неогеновых и меловых пород. Мощность толщи сокращается до 50 м.

Описываемые отложения бедны фауной. В них встречаются преимущественно остракоды: *Condoniella suzini* Schneider, *Darwinella stevensoni* Brady et Robertson, *Condonia angulata* Müller, *Condonia* ex gr. *candida* (Müller), *Condonia* aff. *reducta* Alm. и *Cardium dombra* Andruss.

### Центральное Предкавказье

В Центральном Предкавказье понтические отложения установлены главным образом в северных его районах и условно, совместно с мэотическими, выделяются на юге в предгорной части. На Ставропольском своде они отсутствуют полностью. У сел. Донского понт сложен в нижней части разреза серыми песками, перекрывающимися песчаниками с редкими прослоями глин, содержащих *Paradacna* cf. *abichi* R. Höeg и *Limnocardium subsyrmense* Andruss., в песчаниках встречаются *Dreissensia tenuissima* Sinz., *Didacna* ex gr. *incerta* Desh., *Didacna* ex gr. *novorossica* Vargb., *Monodacna* ex gr. *pseudocatillus* Vargb.

К востоку эти отложения сменяются раковинными известняками, местами переходящими в песчаники. Восточнее сел. Рагули понтические отложения представлены раковинными известняками с детритом. Ниже по разрезу переслаиваются известняки и желтые песчаники. В подошве залегают светло-бурые и оливковые с зеленоватым оттенком глины (Кузнецов, 1932). Мощность отложений понта изменяется от 11 м на западе до 25 м на востоке. В. П. Колесников (1940) отмечает,

что «в области ставропольского пролива присутствуют только нижнепонтические отложения (новороссийский подъярус)».

Континентальные *неразделенные мэотические и понтические отложения* встречаются по долинам Юцы и Подкумка. Наиболее детально изучен их разрез у восточной окраины сел. Саблинского, где Н. И. Лупарев (1959) выделяет: 1) базальный горизонт конгломератов, состоящий из валунов и галечников сарматских песчаников с заохренными грубозернистыми песками; мощность 5 м; 2) выше — пачка темно-бурых грубых неслоистых суглинков с мелкой кварцевой галькой; мощность 3,3 м.

На размытой поверхности верхней пачки залегают лагунно-озерные глины с плохो сохранившимися остатками *Unio* и *Planorbis*, которые Н. И. Лупаревым относятся к акчагылу. В свою очередь базальный горизонт залегает с ясно выраженным перерывом на среднем сармате. Поэтому эти континентальные отложения по стратиграфическому положению условно относятся к мэотис-понтическим.

Ставропольский свод обрамляется мощной толщей континентальных осадков, относимых к армавирской свите, которая на восточном склоне Ставропольского свода и Минераловодского выступа трансгрессивно налегает на разные горизонты миоцена и олигоцена. Здесь она представлена прибрежными песками, песчаниками и конгломератами, которые постепенно в восточном направлении сменяются глинами с фауной мактр и кардиид акчагыла. Выше глин местами вскрыты (скважинами) отложения с фауной дрейссензий, гидробий и монодакн апшеронского яруса. На западе Ставропольского свода, где армавирская свита развита наиболее полно, она расчленяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя часть нижней подсвиты сложена переслаивающимися глинами, глинистыми песками и известняками, залегающими на размытой поверхности глин с *Maetra crassicolis*, относимых к верхнему сармату. Верхняя часть подсвиты представлена плотными, кирпично-красными неслоистыми глинами с большим количеством известковистых стяжений и пятен железисто-марганцовистых солей.

Верхняя подсвита сложена чередующимися породами красноватых и красно-бурых известковистых глин с прослоями известковистых стяжений, глинистых песков, песчаников и конгломератов. Красноватые глины по внешнему облику иногда сходны с глинами нижней подсвиты, но по составу резко отличаются от них повышенной песчаностью, а в отдельных разрезах они переходят в глинистые пески. Севернее Старой Станицы эта подсвита выражена косослоистыми средне- и крупнозернистыми глинистыми песками с редко рассеянной галькой и с линзовидными прослоями гравия. В карьере станицы Воскресенской в песках найдена челюсть, принадлежащая оленю, близкому к *Cervus (Poligladus) dicranius* Nest., известному в верхнем плиоцене Северной Италии (определение А. Н. Рябинина), а у станицы Григориполисской встречены отпечатки и обломки крупных *Unio*.

Песчаные отложения мощностью до 7 м, залегающие на верхнем сармате отмечаются Н. С. Волковой (1951 г.) юго-западнее г. Ставрополя. Здесь было обнаружено обилие разнообразных остатков позвоночных, из которых определены мастодонт (*Mastodont arvernensis*), носорог (*Rinoceras* sp.), трехпалая лошадь (*Hipparion* sp.), олень (*Cervus*) и др. Остатки зубов гиппариона и мастодонта указывают на плиоценовый возраст этих позвоночных. Общая мощность верхней подсвиты 40 м.

Непосредственно в Армавирском районе эта свита мощностью 50—60 м, представленная красно-бурыми и серыми глинами и песками

аллювиально-дельтового и озерного происхождения, залегает с размывом на верхнесарматских отложениях. В средней ее части найденные Н. А. Лебедевой остатки млекопитающих *Hipparion* sp., *Chilotherium* cf. *schlosseri*, *Tragoceras* sp. позволяют установить возраст армавирской свиты в пределах верхний сармат — мэотис — понт.

В предкачгальское время в Каспийской области происходили сильные орогенческие движения, выразившиеся в поднятии Центрального Предкавказья и в опускании Восточного Предкавказья и Дагестана, а в целом всей Прикаспийской области.

Породы *акчагыльского яруса* залегают трансгрессивно на размывтой поверхности различных стратиграфических горизонтов от континентальных отложений нижнего плиоцена до майкопской серии включительно.

Восточнее Пятигорских лакколитов в основании акчагыльских отложений залегают континентальные лагуно-озерные пресноводные осадки с растительными остатками и крупными раковинами *Unio* и *Planorbis*. Сложены они жирными зеленовато-серыми глинами с грубой и скрытой слоистостью, сверху с прослоями песка. Мощность пачки 3 м.

Выше трансгрессивно залегают мелководно-прибрежные фациально неустойчивые терригенные образования, состоящие из косослоистых песков и песчаников с подчиненными прослоями песчанистых глин. В этой части разреза обнаружены *Cardium dombra* Andruss., *Maetra subcaspia* Andruss. и *M. carabugasica* Andruss.

Погружаясь к востоку, мелководно-прибрежные отложения сменяются более глубоководными, представленными известковисто-песчанистыми глинами зеленовато-серыми с прослоями песков, песчаников и реже — мергелей. Мощность морских отложений увеличивается с запада на восток от 50 м (сел. Саблинское) до 300 м (Горькая Балка).

*Апшеронскому ярусу* в Центральном Предкавказье соответствует континентальная толща, состоящая из трех литологически различных горизонтов: армянского, бурундукского и армавирского.

Армянский горизонт трансгрессивно с размывом налегает на фаунистически охарактеризованные отложения акчагыльского яруса. Литологически он сложен галечниками и конгломератами, развитыми на самой высокой террасе р. Подкумок, названной А. П. Герасимовым (1935) «армянской». Верхнеплиоценовый возраст террасы определяется находками костей *Elephas meridionalis* в травертинах горы Машук, приуроченных к денудационному уровню, общему с армянской террасой, распространяющейся в междуречье Этока — Подкумок и на правобережье р. Юца. Мощность горизонта изменяется от 10—15 до 2—3 м (сел. Незлобное).

Бурундукский горизонт впервые выделен Н. И. Лупаревым и Н. М. Прохоренко (1955 г.) и распространен в юго-восточной части Ставропольского свода — от г. Прикумска до сел. Незлобное, где он представлен пачкой (10—15 м) зеленовато-желтых пластичных глин, перекрытых комковатыми темно-бурыми глинами (до 5 м). Выше по разрезу следует пачка глин с пластом (0,6 м) светло-серого неслоистого известняка.

Армавирский горизонт красных глин был впервые описан В. П. Колесниковым (1931 г.) как верхняя часть армавирской свиты и отнесен к среднему плиоцену. Впоследствии Н. И. Лупарев (1955 г.) установил, что этот горизонт подстилается фаунистически охарактеризованными слоями среднего апшерона и на этом основании отнес его к верхнему апшерону.

Мощность горизонта непостоянна и колеблется в пределах 10—15 м.



## Восточное Предкавказье и Дагестан

Отложения *понтического яруса* почти на всей территории Дагестана отсутствуют, так как эта область в послепонтическое время представляла собой сушу, на которой господствовали процессы размыва горных сооружений, возникших в период предакчагыльской, восточнокавказской фазы складчатости.

На территории Восточного Предкавказья понтические отложения наиболее изучены в Грозненской области и в восточной части передовых Терского и Сунженского хребтов, где они представлены двумя горизонтами: нижним и верхним.

Нижний горизонт мощностью 32 м сложен темно-серыми и буровато-серыми слоистыми, карбонатными глинами с прослоем (0,2 м) оолитового известняка в основании и комплексом фауны *Pseudocatillus pseudocatillus* (Bard.), *Paradacna abichi* R. Högn., *Monodacna subdentata* Dech., *Parvoivenus widhalmi* Sinz. и *Congeria novorossica* Sinz. (Фролов, 1941; Зимин, 1952), характеризующей морской опресненный бассейн. Верхний горизонт менее выдержан по мощности (28—57 м). В нижней части разреза горизонт сложен мощным пластом (20 м) серого песчаника, который выше по разрезу сменяется чередующимися слоями голубовато-серых пятнистых бесструктурных глин и серых мелкозернистых известковистых песчаников (мощностью до 3 м). В глинах присутствуют только наземные и пресноводные *Helix* sp. и *Planorbis* sp.

Подакчагыльская свита (аналог продуктивной толщи Апшеронского полуострова) развита только в бассейне р. Самур. На территории остального Дагестана континентальные отложения этой свиты отсутствуют. Попытки сопоставления подакчагыльской свиты с «континентальной толщей» терской свиты Восточного Предкавказья не увенчались успехом. В «континентальной толще» в районе Аду-Юрта Г. Ф. Шнейдер (1959 г.) обнаружила ассоциацию остракод, типичную для самых низов акчагыльского яруса, в связи с чем возраст пресноводно-континентальных отложений терской свиты следует признать нижеакчагалским.

В Северном Азербайджане галечниковая немая продуктивная толща (500 м) подстилается отложениями верхнего понта и перекрывается породами акчагыла. По правому берегу р. Самур галечники — аналог продуктивной толщи — залегают несогласно и трансгрессивно на породах верхнего аалена в районе высот Кизил-Кая на известняках нижнего баррема, а в районе сел. Гильяр (долина р. Самур) на отложениях нижнего мела и средней юры.

В. Д. Голубятников и И. Ф. Пустовалов (1959 г.) отмечают, что в районе селений Мугерян и Чахча подакчагыльская свита, залегающая на породах байоса, сложенная в основном из окатанных различного размера галек известняков и доломитов верхней юры и нижнего мела, достигает мощности 110 м. К северу мощность галечниковой толщи постепенно уменьшается и на водоразделе между реками Самур и Курах-чай она не превышает 10 м, а севернее сел. Нютюг эти отложения полностью размыты акчагыльской трансгрессией.

В районе сел. Гильяр континентальная подакчагыльская свита представлена бурыми песчанистыми известковистыми глинами с известковистыми отложениями; в их основании залегает пласт базального конгломерата. Мощностью толщи 91 м.

По мнению Б. П. Жижченко, верхнюю часть подакчагыльской свиты, представленную преимущественно конгломератами, следует относить к акчагыльскому ярусу.



Отложения *акчагальского яруса*, широко распространенные в Восточном Предкавказье и Дагестане, достигают значительной мощности, иногда превышающей 500 м (рис. 60). К этому ярусу следует относить морские осадки, залегающие на понтических отложениях, и хорошо охарактеризованные моллюсковой фауной.

Морские, палеонтологически охарактеризованные акчагальские отложения обычно делятся на три части: нижний акчагыл, средний и

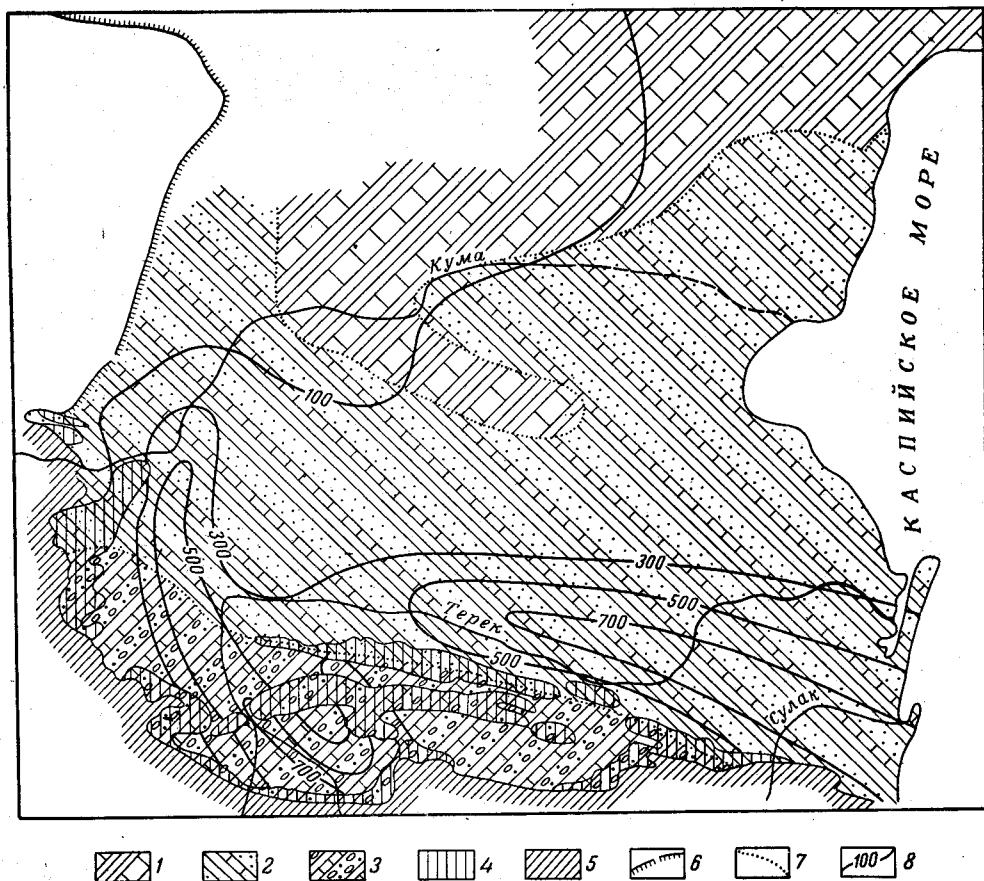


Рис. 60. Схематическая карта литофаций и мощностей акчагальских отложений Восточного Предкавказья. По В. Ф. Быкову

1 — глины и известняки; 2 — глины и пески с прослоями известняков; 3 — песчаники и галечники с прослоями глины и известняков; выходы на поверхность; 4 — средне- и верхнелиоценовых отложений; 5 — допонтических отложений; 6 — предполагаемая граница распространения акчагальских отложений; 7 — границы литофаций; 8 — изопакты акчагальских отложений

верхний. При этом указывается, что наиболее разнообразная фауна моллюсков приурочена к среднему акчагылу, в то время как нижний и верхний акчагыл характеризуются обедненными комплексами. Так, например, нижний акчагыл охарактеризован *Maetra (Avimaetra) subcaspia* Andruss., *M. karabugasica* Andruss. и *Cardium dombra* Andruss., а в среднем весьма часты, помимо перечисленных видов, еще и *Cardium (Avicardium) radiiferum* Andruss., *C. trinacria* Andruss., *Maetra (Avimaetra) acutecarinata* Andruss., *M. aviculoides* Andruss. и ряд других. Что же касается верхнего акчагыла, то в нем остается лишь незначительная часть тех форм, которые были из-

вестны и в нижнем и в среднем акчагыле, лишь в ряде районов в нем появляются представители рода *Dreissensia*, свидетельствующие о значительном опреснении акчагыльского бассейна к концу существования.

В средней части акчагыла встречаются, нередко в значительном количестве, фораминиферы, по которым в ряде районов удается подразделять среднеакчагыльские отложения на три части по составу встречаемых в них фораминифер. Однако следует указать, что такое дробное деление акчагыльских отложений возможно провести лишь на ограниченных площадях.

Акчагыльские отложения, широко развитые в каспийской области, известны и в черноморской, где они были обнаружены на Таманском полуострове, а также в ряде пунктов в Крыму.

Стратиграфическое положение акчагыльских отложений на Таманском полуострове, где они выделяются под названием таманских слоев, не совсем ясно. Можно лишь утверждать, что эти слои залегают над киммерийскими, хотя некоторые исследователи принимают залегание таманских слоев над куяльницкими.

Следует учесть, что на Таманском полуострове, по-видимому, известны только верхи акчагыльского яруса и поэтому вероятно, что акчагыльский бассейн распространился в Черноморскую область только к концу своего существования. В связи с этим возникает предположение, что в Черноморскую область, севернее Ставропольского поднятия, Акчагыльское море протягивалось в виде относительно узкого залива.

Наиболее полные разрезы акчагыльского яруса отмечаются в Причеречной и Затеречной депрессиях (сел. Аду-Юрт, станица Червленая), а также в Грозненском хребте и в юго-восточном окончании Терского хребта.

Отложения акчагыльского яруса залегают трансгрессивно с угловым несогласием на сарматских, мзотических и понтических слоях. По литологическому составу и палеонтологической характеристике они делятся на три подъяруса.

Нижний подъярус (100—150 м) почти всюду имеет в основании базальные галечники и конгломераты (1,5—45 м), выше которых залегают темно-серые, иногда желтовато-серые и зеленоватые песчанистые глины с многочисленными *Helix* sp., *Planorbis* sp. и растительными остатками.

В районе Аду-Юрта и Червленной этому подъярису соответствует терская свита, разделенная А. И. Цатуровым (1948, 1953) на нижнюю континентальную и верхнюю назрановскую толщи.

Континентальная толща (100—340 м) сложена желто-бурыми известковистыми глинами с конгломератами в основании и частыми прослоями разнозернистых песчаников в остальной части толщи. Г. Ф. Шнейдер (1959) отмечает здесь *Iliocypris bradyi* Sars., *Cyprideis littoralis* Brady.

В назрановской толще (100—170 м) преобладают пепельно-серые и серые слоистые известковистые глины с прослоями (до 5 м) песков и песчаников и тонкими пропластками (0,1—0,15 м) плотных мергелей, количество которых к низам разреза заметно увеличивается. В толще встречаются *Helix* sp. и *Planorbis* sp.

Средний подъярус в нижней части представлен синевато- и зеленовато-серыми песчанистыми глинами с *Avimactra subcaspia* Andrus. и *A. assoskovi* Andrus. (мактровый горизонт). Верхнюю его часть (кардиумовый горизонт) слагают темно-серые и оливково-серые глины с пластами (10—20 м) серых и зеленовато-серых мелкозернистых туфогенных песчаников и известняков-ракушников с богатой и разно-

образной фауной *Cardium radiiferum* Andruss., *C. dombra* Andruss., *C. kumuchicum* Andruss., *C. pseudoedule* Andruss., *Avimactra subcaspia* (Andruss.) и др. Литологический состав подъяруса, мощность которого 150—330 м, непостоянен и нередко глины замещаются песчаниками, и наоборот:

Верхний подъярус мощностью 9—30 м представлен сильно песчанистыми глинами с прослоями серых глинистых песков и галечников. В песках отмечаются *Cardium dombra* Andruss., *Avimactra subcaspia* (Andruss.), *Dreissensia polymorpha* Pall. Приведенное описание характерно для более глубоководных частей акчагыльского бассейна. Состав и мощность континентальных осадков акчагыла резко отличаются от описанных.

Наиболее полно континентальные отложения развиты в юго-западной части Восточного Предкавказья (в Кабардинской и Осетинской впадинах, в Алханчуртской синклинальной зоне и в западном окончании Сунженского хребта).

В основании акчагыльского яруса повсеместно залегает изменчивая (0,3—110 м) пачка конгломератов и галечников, состоящая из обломков кристаллических пород, сланцев Главного хребта и андезитов; покрывается она серыми глинистыми разнозернистыми песчаниками и песками с прослоями (до 2—3 м) мелких галек и серых карбонатных песчанистых глин.

Вышележащая (средняя) толща мощностью 60—260 м сложена преимущественно серыми и буровато-серыми рыхлыми средне- и мелкозернистыми карбонатными, часто вулканогенными песчаниками и песками с линзами галечников и пластами (2—40 м) плотных, серых с различными оттенками песчанистых глин.

Верхняя толща в Терском хребте сложена галечниками (10—160 м) с выклинивающимися пластами серых разнозернистых песчаников и глин, переходящими вверх по разрезу в серые и светло-коричневые рыхлые песчаники и пески с прослоями глин и известняков.

В западной части Сунженского хребта прибрежно-морские осадки замещаются толщей (500 м) континентальных конгломератов, среди которых встречаются крупные (до 2 м) валуны гранитов, гнейсов и других пород.

Верхняя толща содержит *Cardium dombra* Andruss., *Neritina* sp., *Potamides caspius* Andruss., *Clessinia* sp., а нижняя и средняя толщи содержат *Avimactra subcaspia* (Andruss.), *A. karabugasica* (Andruss.) и частые *Helix* sp.

На востоке отложения акчагыльского яруса наибольшее распространение имеют в Южном Дагестане, где они, залегая несогласно на породах различного возраста вплоть до нижней юры, слагают почти всю область предгорий. Отложения акчагыльского яруса в нижней части разреза представлены серыми песчанистыми глинами, сменяющимися вверх по разрезу глинами с прослоями песков, детритусовых песчаников и известняков с рассеянной окатанной галькой, местами переходящих в галечники, реже конгломераты. По направлению с запада на восток происходит фациальное замещение песчаников и известняков глинами. Мощность весьма неравномерная и колеблется в пределах 100—700 м, а в отдельных районах акчагыльские отложения отсутствуют полностью.

*Апшеронский ярус.* Выше отложений, относимых к акчагыльскому ярусу, в Каспийской области широко развиты морские осадки, охарактеризованные вновь весьма своеобразным комплексом моллюсков, состоящим из представителей родов *Didacna*, *Monodacna*, *Dreissensia*, нового рода *Apscheronia* и некоторых других. Эти отложения, выделяе-

мые в качестве апшеронского яруса, обычно залегают на акчагыльских без видимого несогласия, но по фауне моллюсков настолько резко от них отличаются, что часто принимается гипотеза о различном происхождении акчагыльской и апшеронской моллюсковой фауны. Апшеронские отложения обычно подразделяются на три части: нижний апшерон, средний и верхний.

Нижний апшерон характеризуется очень бедной фауной моллюсков. Обычно это представители рода *Dreissensia*, среди которых особенно широкое развитие получили небольшие *Dreissensia distincta* Andruss. Средний апшерон содержит очень разнообразную фауну моллюсков. Следующий апшерон содержит прежде всего гладкие апшеронии — *Apscheronia propinqua* Eichw. и ребристые апшеронии — *Apscheronia eurydesma*, *A. raricostata* Sjoegr., *A. calveskensis* Andruss., а также своеобразные дидакны, выделенные в род *Hyrkania*, а именно, *Hyrkania hyrcana* Andruss., *H. intermedia* Eichw., *H. turemena* и др. Много здесь встречается и монодакн из родов *Monodacna* sp. и *Pseudocatillus*. Из первого рода следует указать на *Monodacna sjogreni* Andruss., *M. laevigata* Liv., а из второго — на *Pseudocatillus bakuanus* Andruss., *P. transcaspicus*. Много здесь и разнообразных *Dreissensia*, как, например, *Dreissensia distincta*, *D. carinatocurvata*, *D. caspia*, *D. eichwaldi* и иных.

Верхний апшерон характеризуется несколько обедненной фауной, состоящей из тех же моллюсков, среди которых представители рода *Dreissensia* вновь начинают играть более значительную роль. Следует, однако, отметить, что подразделение апшерона на средний и верхний крайне сложно и весь апшерон обычно делится только на две части. По мнению ряда исследователей, нижний апшерон, в котором собственно типичная апшеронская фауна моллюсков еще отсутствует, следует причислять не к апшеронскому ярусу, а к акчагыльскому, так как фауна из этих отложений может рассматриваться в качестве конечного этапа развития акчагыльской фауны, когда все типичные акчагыльские моллюски вследствие все усиливающегося опреснения вымирают и продолжают существование лишь представители рода *Dreissensia*.

Апшеронские отложения, широко развитые в Восточном Предкавказье, где они достигают большой мощности (рис. 61), отмечены и в Западном Предкавказье. Возможно, что и в апшеронское время существовал в районе Маныча простирающийся далеко на запад залив Апшеронского моря, аналогичный заливу Акчагыльского моря, но при этом необходимо отметить, что фауна, свидетельствующая о развитии и в Западном Предкавказье апшеронских морских отложений, до настоящего времени точно неизвестна. Ранее указывалось на находки в этой области *Adelina voluta*, но, во-первых, эти формы не могут с полной несомненностью свидетельствовать об апшеронском возрасте содержащих их слоев, а, во-вторых, они были найдены только один раз и только в одном месте. Что же касается указания на нахождение в Западном Предкавказье *Apscheronia propinqua*, то за несколько десятилетий, несмотря на большое количество проведенных геологических исследований, каких-либо новых находок апшеронской фауны в Западном Предкавказье не было сделано.

В связи с изложенным нельзя считать доказанным существование залива Апшеронского моря, который протягивался бы далеко на запад и проникал в Западное Предкавказье.

В Восточном Предкавказье и Дагестане апшеронские отложения представлены морскими и континентальными осадками. Распределение литофаций и мощностей апшерона отражены на рис. 61.



Морские осадки апшеронского возраста наиболее широко распространены севернее передовых Сунженского и Терского хребтов и в Алханчуртской синклиналиной зоне, где их мощность достигает 1000 м. На Моздокской площади скважинами вскрыта мощная (около 700 м) глинистая толща с редкими пластами (2—13 м) песков, в средней части

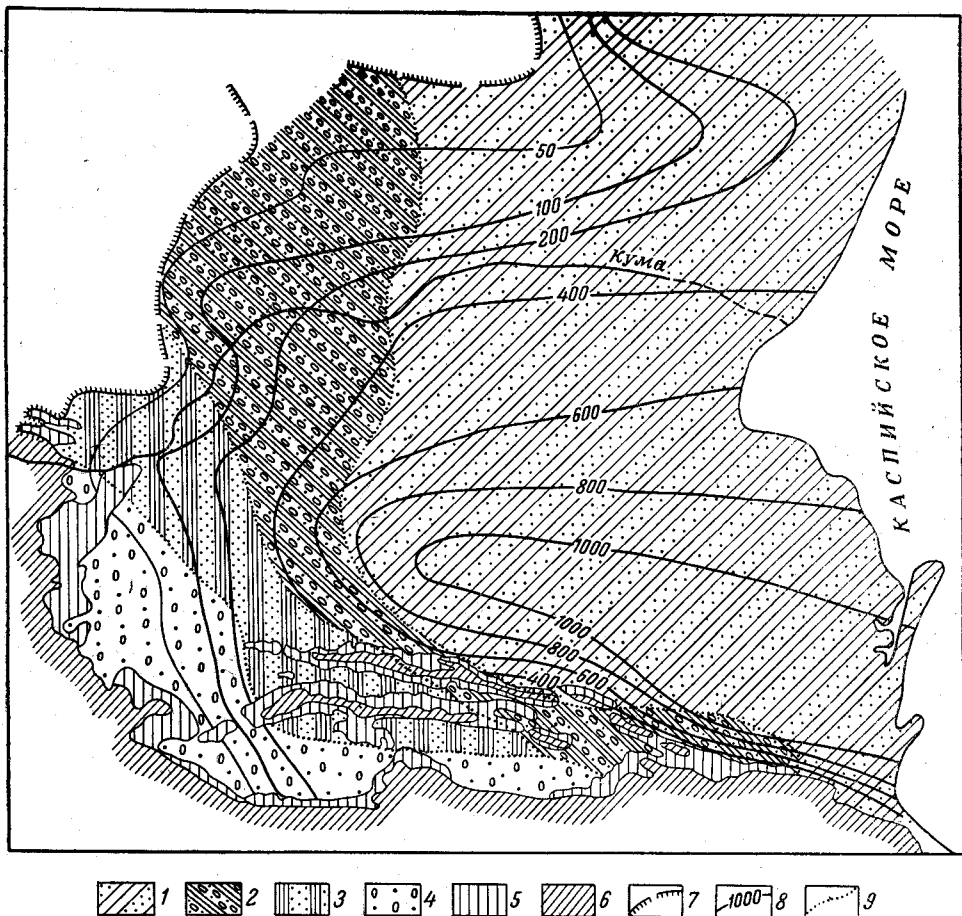


Рис. 61. Схематическая карта литофаций и мощностей апшеронских отложений Восточного Предкавказья. По Л. А. Колыхаловой и В. И. Берлявскому

1 — глины и пески; 2 — пески, глины, галечники; 3 — континентальные пески и глины; 4 — континентальные пески и галечники; 5 — средне- и верхнеплиоценовых отложений; 6 — доплиоценовых отложений; 7 — предполагаемая граница распространения апшеронских отложений; 8 — изохаиты апшеронских отложений; 9 — границы литофаций

с обильными *Hyrkania subintermedia* Andruss., *Monodacna minor* Andruss., *Apscheronia propinqua* Eichw. и др. В Алханчуртской долине апшерон сложен синевато-серыми глинами с пластами синеватых песков и галечников, в которых содержатся единичные *Dreissensia eichwaldi* Jassel, *Dreissensia* sp., указывающие на апшеронский возраст и пресноводный характер этих отложений.

На южном склоне Сунженского хребта и на Новогрозненской возвышенности в нижней части разреза апшеронского яруса залегают прибрежные и мелководные осадки, представленные серыми разнозернистыми песками с прослоями (0,2—1,5 м) серых песчанистых глин и глинистых ракушечников с *Dreissensia carinatocurvata* Sinz., *D. eichwaldi*



Issel., *Clessiniola* sp. В окрестностях Грозного оңи содержат кости *Elephas planifrons* Falc., характерные для хайровского (виллафранского) фаунистического комплекса. К верхам разреза эти отложения сменяются желтовато-серыми суглинками, содержащими только пресноводную фауну, что затрудняет установление верхней границы апшеронского яруса. Мощность 200—250 м.

В Южном Дагестане морские отложения представлены конгломератами, галечниками, песчаниками, детритусовыми известняками и серо-бурыми, иногда желтоватыми, местами песчанистыми глинами с *Apscheronia propinqua* Eichw. var. *brevior* Andruss., *Dreissensia polymorpha* var. *lata* Andruss. и др., датирующими ниже-среднеапшеронский возраст отложений, мощность которых в Касумкентском районе составляет 90 м. На размытой поверхности среднего апшерона со слабым угловым несогласием лежит толща галечников и конгломератов верхнего апшерона.

Континентальные отложения развиты преимущественно в юго-западной части Восточного Предкавказья и в западной части Дагестана, между реками Самур и Курах-чай.

В Надтеречной равнине и в Вознесенском районе Терского хребта к апшеронскому ярусу относится пресноводно-континентальная алиуртовская свита (мощностью до 500 м) синевато-серых и желтоватых, местами красных глин с пластами (1—22 м) серых и синевато-серых глинистых песков и рыхлых песчаников. Аналогичные континентальные отложения отмечаются в Черных горах.

В западной части Дагестана континентальные отложения представлены хорошо окатанными рыхлыми галечниками мощностью до 70—80 м на водоразделе рек Самур — Курах-чай. К востоку по падению эти галечники сменяются прибрежно-морскими осадками.

Совершенно отличный разрез апшеронских отложений в бассейне рек Баксан, Нальчик и Чегем. В бассейне р. Баксан в эрозионных ложбинах верхнеплиоценового рельефа залегают аллювиальные галечники (12—14 м), состоящие из грубообломочных, местами валунных конгломератов. В составе обломков преобладают выветрелые граниты, гнейсы, юрские известняки.

В нижней части верхнеплиоценовой эффузивной толщи на восточном склоне горы Шаухна сохранились отдельные потоки базальтовых лав, залегающих на вышеописанных конгломератах. Кроме того, здесь развиты липаритовые лавы и туфы. В основании липаритового потока установлена мощная (125 м) толща светло-серых липаритовых туфов, нередко включающих обломки кристаллических сланцев и других пород. Вверх по разрезу они сменяются липаритовыми туфоловами. Мощность толщи увеличивается с севера на юг от 110 до 400—500 м. Апшеронский возраст липаритовой толщи устанавливается по наложению ее на конгломераты мзотиса, понта и акчагыла, не содержащие липаритовых обломков. До настоящего времени их возраст недостаточно обоснован.

#### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (АНТРОПОГЕНОВАЯ) СИСТЕМА

Согласно принятым в Советском Союзе представлениям к четвертичной системе относятся все отложения начиная с бакинского яруса.

Фауна моллюсков бакинского яруса эндемичная, мало изменяющаяся на протяжении всего четвертичного времени. В связи с этим более молодые морские осадки, развитые в Каспийской области и относимые к хазарскому и хвалынскому ярусам, далеко не всегда могут быть четко отделены от отложений бакинского яруса. Поэтому неод-

нократно допускаются крупные ошибки в определении возраста даже хорошо палеонтологически охарактеризованных морских осадков, развитых в Каспийской области.

### Четвертичные морские отложения

Вопрос о сопоставлении морских отложений, относимых в черноморской и Каспийской областях к четвертичной системе, остается до настоящего времени не решенным. Больше того, до сего времени не решен вопрос о том, где следует проводить границу между неогеновой и четвертичной системами в Черноморской области, если принять, что в Каспийской области она должна быть проведена между отложениями, отнесенными к апшеронскому и бакинскому ярусам.

Объясняется это тем, что так называемая типичная четвертичная фауна моллюсков, представленная разнообразными остатками рода *Didacna* каспийского типа, в Черноморском бассейне появилась безусловно раньше бакинского времени. Она известна там уже в гурийских отложениях. Последние, по данным решительно всех исследователей, рассматриваются в качестве образований, более древних, чем бакинские в Каспийской области. Что же касается вышележащих чаудинских отложений, то они с равным успехом могут сопоставляться как с бакинскими отложениями, так и с верхней частью апшеронских, относимых по принятой схеме еще к плиоцену.

Неопределенность взаимоотношений чаудинских и бакинских отложений отмечает Л. А. Невеская (1963): «Чаудинские и бакинские слои могли отлагаться одновременно; возможно, бакинские слои с *Didacna rudis* (верхнебакинские) моложе чаудинских, но они могут быть и несколько древнее части чаудинских отложений».

Больше того, основываясь на анализе морфологии представителей рода *Didacna* каспийского типа, можно допустить с равным успехом три предположения: 1) чаудинские отложения в полном объеме могут быть моложе бакинских отложений Каспийской области; 2) они соответствуют бакинским и 3) древнее бакинских. Последнее предположение подтверждается тем, что в чаудинских отложениях еще встречаются реликты типичных плиоценовых представителей рода *Didacna* — *Didacna tschadae* Andrusov; кроме того, следует принять во внимание исключительно тесную связь чаудинской фауны моллюсков с гурийской (Давиташвили, 1956; Квалиашвили, 1954), общую палинологическую характеристику куяльницких, гурийских и чаудинских отложений (Шатилова, 1964); заслуживает внимания также точка зрения по этому вопросу Н. И. Андрусова (1929) и др.

Следует, однако, отметить, что некоторые исследователи (Попов, 1955; Невеская, 1963; Федоров, 1963) придерживаются того мнения, что чаудинским отложениям Черноморской области соответствуют бакинские образования в Каспийской области, причем Г. И. Попов и П. В. Федоров считают возможным эти отложения выделять в качестве чаудинско-бакинского яруса.

Ввиду неопределенности соотношений относимых к четвертичной системе морских отложений, развитых в Черноморской и Каспийской областях, они описываются раздельно.

### Черноморская область

В Черноморской области наиболее изучены морские четвертичные отложения на Таманском полуострове. На этом полуострове, у мыса Литвинова, на абрадированной поверхности сарматских отложений залегают:

1. Пески кварцевые, слоистые и косослоистые с тонкими прослоями ржаво-бурых глинистых уплотненных песков . . . . . 3—4 м
- В этой толще были обнаружены *Didacna baeri-crassa* Pavl., *D. parvula* Nal., *Didacna* sp., близкие к *D. pavlovi* Nal. и *D. pallasii* Prav. Встречены также *Monodacna* sp., *Adacna plicata* Eichw. и чисто пресноводные моллюски: *Paludina* sp., *Melanopsis* sp., *Planorbis* sp., *Limneus* sp., *Pisidium* sp. и *Anodonta* sp.
2. Пески кварцевые, светло-желтые, переслаивающиеся с галечниками . . . . . 1 „
3. Суглинки светло-бурые, неслоистые . . . . . 1,5—2 „

П. В. Федоров (1963) считает, что фауна, обнаруженная в пачке «1», по составу весьма близка к нижнечаудинской у мыса Чауда, в то же время наличие *Didacna parvula* Nal. сближает эту форму с нижнебакинской Каспийской области.

Юго-восточнее чаудинские отложения отмечаются на мысе Идукопас, в Туапсинском и Сочинском районах.

На мысе Идукопас, северо-западнее устья р. Пшада, В. П. Федоров (1960 г.) отмечает на крутонаклоненных пластах верхнемелового флиша грубые прибрежные осадки, представленные конгломератами и детритусовыми известняками с фауной *Didacna* cf. *rudis* Nal., *D. pseudocrassa* Pavl., *Didacna* cf. *parvula* Nal., *D. tschaudae* Andruss., *D. pleistopleura* Davit., *Dreissena*, *Theodoxus*. Мощность чаудинских слоев 2—3 м.

Высота кровли этой террасы 45 м, однако, учитывая ширину террасы, достигающую 500 м, можно предположить, что высота ее древней береговой линии должна быть около 50 м.

В междуречье Туапсе — Макопсе чаудинские отложения, представленные галечниками, конгломератами и косослоистыми песками, приурочены к морской террасе высотой 100—120 м. Видимая мощность отложений не превышает 6 м. Кроме перечисленной фауны, встреченной на мысе Идукопас, В. П. Федоров в этом районе обнаружил *Dreissensia polymorfa* Pal., *Adacna plicata* Eichw., *Theodoxus pallasii* Zindn., *Corbucula flumiholis* Mull. и др. Наличие *Didacna parvula* Nal., *Dreissensia polymorfa* Pall. и других форм позволяют сопоставить эти отложения с нижнебакинскими слоями Каспийской области. В целом отложения чаудинской террасы, вероятно, соответствуют бакинским, что дало основание Г. И. Попову назвать их осадками чаудинско-бакинского солоноватоводного бассейна.

Значительно полнее сохранились отложения древнеэвксинской террасы, развитые в тех же районах, но на более обширных площадях, что и чаудинские. На Таманском полуострове отложения этой террасы распространены между грядой Фонталовской и мысом Ахиллеон, по берегам Динского и Таманского заливов и Ахтанизовского лимана. Здесь отложения древнеэвксинской террасы представлены двумя фациями: песчаной и глинистой.

На мысе Литвинова и по берегам Таманского и Динского заливов древнеэвксинские отложения представлены песками (в которых отмечаются кварц, роговая обманка, эпидот и др.) с подчиненными пропластками голубовато-серых глин. В нижней части разреза, на границе с подстилающими отложениями, наблюдаются включения гравия и гальки, слабо сцементированных песчано-известковым материалом.

В депрессии между грядой Фонталовской и мысом Ахиллеон древнеэвксинские слои выражены плотными, тонкослоистыми желтыми глинами и суглинками с прослоями и линзами песков. В низах древнеэвксинских пород обнаружены многочисленные *Dreissensia* aff. *caspia* Eichw., *D. polymorfa* Pall., *Didacna* aff. *bacri* Grinn., *Monodacna* aff. *subcolorata* Andruss., *Micromelania caspia* Andruss., *Planor-*

*bis* sp., *Valvata* sp. и др. Выше по разрезу встречаются *Didacna crassa* Eichw., *Dreissensia polymorfa* Pall., *Hydrelbia* aff. *ventrossa* Mont., *Caspia grymii* Dyb., *Lithoglypis caspius* Krin., *L. naticoides* Schum., *Neritina* (*Theodoxus*) *schulsi* Grimm., *Zagrabica brussiana* Dyb., *Melanopsis esperoides* S abba, *Niviparus fasciatus* Müll. и другие формы. Мощность отложений достигает 17 м.

На мысе Идукопас древнеэвксинские слои залегают на террасе, расположенной на высоте 40 м над уровнем моря. Эти слои прослеживаются до мыса Чугувкопас, т. е. на расстоянии до 4—5 км. Ширина террасы не превышает 500 м. Здесь древнеэвксинские слои, представленные чередующимися конгломератами и рыхлыми сильноизвестковистыми песчаниками, залегают на волнистой абрадированной поверхности сильно дислоцированных верхнемеловых пород, что на отдельных участках обуславливает колебание высоты цоколя этой террасы над уровнем моря. Максимальной высоты (50 м) терраса достигает у устья щели Темной. Полный разрез (мощность — 11 м) древнеэвксинских отложений приводится А. Г. Эберзиным (1947 г.).

Юго-восточнее р. Шахе на высоте 37—38 м древнеэвксинские слои сложены грубослоистыми галечниковыми конгломератами, состоящими из обломков верхнемеловых песчаников и сильновыветрелых кристаллических пород. Выше они сменяются рыхлыми косослоистыми детритусовыми ржаво-бурыми песчаниками и красноватыми известковистыми песчаниками. Мощность отложений 4 м.

Выше древнеэвксинских отложений залегают узунларские слои с обедненной эвксинской фауной *Cardium edule* L., *Abra ovata* Phil., *Mytilaster lineatus* Gmel., *Tapes senescens* Soc., *Chione gallina* L., среди которых в нижней части отмечаются, по-видимому, переотложенные, типичные «каспийские» формы, такие, как *Didacna crassa pontocaspia* Pavl., характерные для подстилающих древнеэвксинских отложений.

На Таманском полуострове узунларские слои встречены северо-восточнее косы Чушка и на побережье Черного моря у хутора Кроткова. Узунларские осадки мощностью 2—4 м, представленные зеленосерой глиной с прослойками рыхлого конгломерата и раковидного детритуса с *Cardium edule* L., залегают на размытой поверхности мезотических пород.

Юго-восточнее в бассейнах рек Пшада, Тенгинка и Головинка отложения этой террасы сложены галечниками мощностью 2 м.

П. В. Федоров отмечает, что в устье Пшады отложения древнеэвксинской террасы перекрываются непосредственно узунларскими слоями, а южнее сел. Тенгинка встречаются отдельно как первая, так и вторая террасы. Такое соотношение террас и идентичность фауны указывают на их стратиграфическую близость и последовательность образования.

Выше узунларских отложений из морских образований известны карангатские, охарактеризованные типичной полносоленой моллюсковой фауной. Среди этой фауны часто встречаются *Cardium tuberculatum* L., *Tapes calverti* Newt., *Cerithium vulgatum* Brug., *Aporrhais pes-pellicani* L. и др.

П. В. Федоровым (1960 г.) выделяются две карангатские террасы — высокая и низкая. Высокая терраса, преимущественно абразионная, с мощностью отложений на отдельных участках 1—3 м, располагается на высоте 19—20 м. Низкая карангатская терраса имеет высоту 12—14 м. Галечниковые отложения ее достигают мощности 6—8 м. Обе карангатские террасы содержат единый (вышеприведенный) средиземноморский комплекс фауны.



Высокая карангатская терраса отделена от узунларской уступом 10—15 м, что позволило А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову (1938 г.) говорить о перерыве между ними, обусловленном, по их мнению, неотектоническими движениями.

По мнению ряда исследователей, между узунларскими и карангатскими отложениями существует перерыв, другие же считают, что в это время произошло опреснение Черноморского бассейна и формирование слоев с солоноватоводной фауной, которые они предлагают выделять под названием среднеэвксинских слоев (Муратов, 1960; Попов, 1961 и др.). Учитывая сказанное, большинство исследователей считает возможным древнеэвксинские и узунларские отложения выделять в качестве древнеэвксинско-узунларского яруса или горизонта (Невесская, 1963; Федоров, 1963).

Собственно карангатские отложения, охарактеризованные полносоленой средиземноморской фауной, обычно отчетливо подразделяются на нижне- и верхнекарангатские, поскольку во многих районах они образуют две террасы, залегающие на разных уровнях. Л. А. Невесская считает возможным выделять еще одно подразделение: карангат-тобечикские слои, охарактеризованные обедненной средиземноморской фауной, которые автор считает возможным рассматривать в качестве узунларских. Можно полагать, что к этому же стратиграфическому подразделению относятся и предкарангатский горизонт Г. И. Попова. Следует указать, что как тобечикские слои Л. А. Невесской, так и предкарангатский горизонт Г. И. Попова можно рассматривать в качестве нижней части карангатского горизонта, охарактеризованной обедненным комплексом моллюсков, что было связано с местными неблагоприятными условиями их развития. Послекарангатские же (тарханкутские) слои Л. А. Невесской (1963), вскрытые только колонками, поднятыми со дна Черного моря, образовались, вероятно, уже при общем опреснении Черноморского бассейна, так как они характеризуются резко обедненной фауной моллюсков. В них обычно, в особенности в верхней части, встречаются только *Cardium edule* L., *Abra ovata* Phill., *Mytilaster lineatus* Gmel. и иногда *Dreissensia polymorpha* Pall.

Согласно данным Л. А. Невесской (1963), выше тарханкутских слоев, также известных только по данным колонок, поднятых со дна Черного моря, залегают слои, охарактеризованные преимущественно *Dreissensia polymorpha* Pall. В них редко встречаются *Cardium edule* L. и *Corbula (Lentidium) mediterranea* Costa.

Эти слои тоже без сомнения следует относить к новоэвксинскому ярусу, характеризующемуся солоноватоводной фауной. Однако типичная солоноватоводная новоэвксинская фауна характерна для вышележащих собственно новоэвксинских отложений. В этих отложениях часто встречаются *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna vitria euxinica* Nevessk., *Hupanis plicatus* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall. и *D. rostriformis* Desh.

Выше залегают слои, охарактеризованные эвксинской (черноморской) фауной моллюсков, которые выделяются под названием черноморских.

Исследованиями Л. А. Невесской показано, что в период формирования этих слоев можно отметить несколько этапов развития черноморской фауны моллюсков. Первый этап — время отложения бугазских слоев — характеризуется проникновением в Черноморский бассейн первых иммигрантов из Средиземного моря: *Cardium edule* L., *Corbula (Lentidium) mediterranea* Costa, *Abra ovata* Rhil., *Mytilaster lineatus* Gmel. В это время продолжают в Черноморском бассейне суще-



ствовать еще типичные новоэвксинские моллюски. Во время второго этапа — отложения витязевских слоев — безусловно господствуют уже ранее перечисленные иммигранты. Следующий, третий этап — это время отложения каламитских слоев, время проникновения более стеногалинных моллюсков, таких, как *Mytilus galloprovincialis* L m k, *Chione galilina* L. и др. В самых верхних, джеметинских слоях уже развита фауна, широко распространенная в современном Черном море, которая характеризуется проникновением новых иммигрантов, таких, как *Modiola phascolina* Phil., *Divaricella divaricata* L., *Pitas rudis* Pall. и иных, и, наконец, представителей рода *Rapana*. Следует отметить, что приведенные подразделения слоев, относимых к черноморскому ярусу или древнечерноморскому, на все ранее перечисленные слои, конечно, сильно затруднено. Собственно отчетливо выделяются только слои с *Rapana*, которая была завезена в Черное море лишь недавно, но уже широко в нем расселилась. Поэтому в настоящей схеме современные слои выделяются лишь в качестве действительно современных, т. е. слоев с *Rapana*, а не в объеме джеметинских слоев Л. А. Невеской. В последнем объеме выделяются «современные слои» и П. В. Федоровым и Г. И. Горецким.

Наиболее сложным вопросом в стратиграфии четвертичных морских отложений черноморской области является граница их с плиоценовыми образованиями. Обусловливается это тем, что отделение последних от вышележащих представляет значительные трудности, поскольку и чаудинские и вышележащие отложения, выделяемые в качестве древнеэвксинского яруса, охарактеризованы одним каспийским типом моллюсковой фауны. Поэтому в ряде случаев между всеми перечисленными образованиями не всегда можно уверенно провести границу. Сопоставление схем деления четвертичных отложений Черноморских отложений приводится в табл. 20.

### Каспийская область

Вопрос о границе между неогеновой и четвертичной системами в Каспийской области, если принять проведение этой границы по подошве миндельского оледенения, не вызывает сомнения, так как она проводится между апшеронским и бакинским ярусами, которые охарактеризованы различными типами фауны. В то же время как апшеронские отложения содержат моллюсковую фауну апшеронского типа, представленную различными видами родов *Apscheronia*, *Monodacna*, *Hyrcana* и иными, бакинская фауна представлена лишь родом каспийского типа. Остальные моллюски из родов *Monodacna*, *Dreissensia* и др. играют подчиненную роль и особого значения для стратиграфии не имеют, тем более, что большинство из них встречается и в подстилающих апшеронских отложениях. Подразделение четвертичных образований Каспийского бассейна, которые нередко выделяются под общим названием «древнекаспийских отложений», весьма затруднено, так как они охарактеризованы однотипной фауной моллюсков, за исключением самых верхних отложений, выделяемых под названием арало-каспийских, в которых наряду с обычной древнекаспийской фауной моллюсков появляются *Cardium edule* L. Обычно древнекаспийские отложения разделяют на четыре яруса, или горизонта (снизу вверх): бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский, в свою очередь подразделяемые на ряд горизонтов и слоев (табл. 21).

Новокаспийские отложения, относимые к голоцену, всегда отчетливо могут быть отделены от нижележащих древнекаспийских отложений по появлению *Cardium edule* L. Самые верхи новокаспийских

отложений нередко выделяются под названием современных отложений, для которых характерно появление *Mytilaster lincatus* Gmel. Последние были завезены в Каспийское море в тридцатых годах текущего столетия. В таком понимании современные отложения Каспийского моря могут сопоставляться с теми отложениями в Черном море, в которых встречаются раковины *Rapana*, завезенные в Черное море позже, чем *Mytilaster lincatus* Gmel. в Каспийское море.

Подразделение собственно древнекаспийских отложений в Каспийской области — дело исключительной сложности. Как правило, в редких случаях удается надежно выделять даже ярусы, но некоторые исследователи (П. В. Федоров, Г. И. Попов и др.) считают возможным дать значительно более детальные их расчленения.

Сопоставление схем деления четвертичных отложений Каспийской и Черноморской областей связано с рядом трудностей. В настоящее время не удастся сопоставить между собой не только отдельные слои и горизонты, но даже ярусы и отделы четвертичной системы. Больше того, мы не имеем возможности более или менее однозначно провести границу между четвертичной и неогеновой системами в двух рассматриваемых областях.

Представление некоторых исследователей о сопоставлении четвертичных отложений в Каспийской и Черноморской областях приводится в табл. 22\*.

### *Четвертичные континентальные отложения*

К антропогеновой (четвертичной) системе в настоящее время принято относить континентальные образования, нижняя граница которых проходит в подошве отложений, эквивалентных по возрасту бакинским морским слоям Каспия. Однако до настоящего времени существует много неясностей и разногласий в вопросе о том, какие континентальные отложения следует сопоставлять с бакинскими слоями Каспия. Тем более неясно, что им соответствует в бассейне Черного моря, так как до сих пор морские отложения этих двух областей увязаны недостаточно точно. В связи с этим граница четвертичных отложений остается условной, а позиция некоторых континентальных толщ по отношению к ней — неясной. Одни исследователи относят эти толщи к антропогену, другие еще к плиоцену.

Континентальные антропогеновые образования Северного Кавказа представлены различными генетическими типами осадков и их фациальными разновидностями. Это аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, ледниковые, флювиогляциальные, озерные, делювиальные, делювиально-эоловые, отложения обвалов, осыпей, селей, вулканогенные образования и др. Накопление этого сложного комплекса осадков происходило в течение антропогена в условиях неравномерных тектонических движений области Кавказа, резких колебаний климата и связанных с этим колебанием речного стока и уровня моря.

Неравномерность новейших тектонических движений во времени в течение неогена и антропогена обусловила характерное строение неогеново-четвертичных толщ Северного Кавказа с ритмичным чередованием в их разрезе грубообломочных и тонкозернистых осадков и с образованием речных террас в долинах рек. Изменение климата в антропогене также влияло на состав и характер отложений.

\* Иначе проводят сопоставление четвертичных отложений Л. А. Невеская и Г. И. Горецкий.

По Б. П. Жижченко (1965 г.)		По Л. А. Невеской (1963 г.)	
Ярус	Горизонт	Горизонт	Слон
Черноморский	Современный	Черноморский	Джеметинские
	Древнечерноморский		Каламитские
			Витязевские
			Бугазские
Новоэвксинский	Новоэвксинский	Новоэвксинский	Новоэвксинские Каркинитские
Раннечерноморский	Карангатский	Послекарангатский	Тарханкутские
		Перерыв	
	Узунларский	Карангатский	Верхнекарангатские
			Среднекарангатские Нижнекарангатские (тобечикские)
		Перерыв	
Древнеэвксинский	Древнеэвксинский	Древнеэвксинско-узунларский	Узунларские
			Древнеэвксинские
Раннекаспийский	Чаудинский	Чаудинско-бакинский	
	Гурийский		
	Куяльницкий		

Новейшие тектонические движения одного и того же времени на разных участках Северного Кавказа проявлялись дифференцированно, с разной амплитудой и знаком. Это привело к делению Северного Кавказа на ряд структурных зон с присущим им рельефом, характером осадконакопления и типом осадочных формаций. Наиболее крупными структурными зонами являются горная область Северного склона Большого Кавказа с комплексом аллювиальных, ледниковых и обвально-осыпных отложений и область предкавказских равнин и низменностей, где развита сложно построенная формация предгорной молассы.

Т а б л и ц а 20

По П. В. Федорову (1963 г.)		По Г. И. Попову (1961 г.)	
Горизонт	Слой	Ярус	Горизонт
Черноморский	Современные	Черноморско-каспийский	Современный
	Перерыв		Древнечерноморский
	Новочерноморские		
	Древнечерноморские		
Эвксинско-хвалынский	Новоэвксинские	Эвксинско-хвалынский	Новоэвксинский
	Послекарангатская регрессия		Сурожский
Карангатский (тирренский)	Верхнекарангатские	Карангатско-хвалынский	Перерыв
	Нижнекарангатские		Карангатский
			Предкарангатский
Перерыв		Эвксинско-хазарский	Среднеэвксинский
Эвксино-узунларский	Узунларские		Узунларский
	Древнеэвксинские		Древнеэвксинский
			Перерыв
Перерыв		Чаудинско-бакинский	Перерыв
Чаудинско-бакинский	Верхнечаудинские		Верхнебакинский
	Нижнечаудинские		Чаудинский
Гурийский		Апшеронский	Гурийский (танаисские)
			Среднеапшеронский
			Перерыв (кутейниковские)

Существенно отличаются по истории развития, климату и характеру осадконакопления области, относящиеся к бассейну Черного моря и Каспия. Поэтому описание и континентальных и морских отложений этих областей дано раздельно.

Антропогенные континентальные образования Северного Кавказа изучены слабо и крайне неравномерно. Более детально исследованы аллювиальные комплексы Терской и Кубанской низменностей, отложения долины Маныча и Нижнего Дона и ледниковые образования некоторых горных долин Северного склона Кавказа. Этот материал лежит в основе стратиграфии континентальных антропогенных отложений

По Б. П. Жижченко (1963 г.)			По П. В. Фодорову (1963 г.)		
Голоцен	Современные	<i>Mytilaster lineatus</i> Gmel.	Новокаспийский горизонт	Современные	
	Арало-каспийский ярус	<i>Cardium edule</i> L., <i>D. trigonoides</i> Pall., <i>D. crassa</i> Eichw.		Верхние новокаспийские	Нижние новокаспийские
Мангышлакская континен					
Верхний	Хвалынский ярус	<i>D. protracta</i> Eichw., <i>D. practrionoides</i> Nal.	Хвалынский	Верхнехвалынские слои	
				Нижнехвалынские слои	
Плейстоцен	Средний	Хазарский ярус	Хазарский	Ательские	
				Перерыв	
			Верхнехазарские		
			Перерыв		
		Нижнехазарские (гюрь-гянский)			
Нижний	Бакинский ярус	<i>D. rudis</i> Nal., <i>D. parvula</i> Nal., <i>D. catillus</i> Eichw.	Чаудинско-бакинский	Перерыв	
				Уруджикский	
			Верхнебакинский		
			Нижнебакинский		
		Тюркянские			
Плиоцен	Апшеронский ярус	<i>Apscheronia</i> , <i>Hyrcana</i>	Апшерон		



По Г. И. Попову (1955, 1961 гг.)

<i>Mytilaster lineatus</i> Gmel., <i>Cardium edule</i> L.	Черноморско-каспийский ярус	Современные	
<i>Cardium edule</i> L.		Новокаспийский горизонт	<i>Cardium edule</i> L., <i>Didacna trigonoides</i> Pall.
<i>Didacna trigonoides</i> Pall.			
тальная свита	Эвксинско-хвалынский	Верхнехвалынский	<i>D. praetrigonoides</i> Nal.
<i>D. praetrigonoides</i> Nal.		Перерыв	
		Среднехвалынский	<i>D. protracta</i> Eichw., <i>D. praetrigonoides</i> Nal.
<i>D. cristata</i> Bog., <i>D. protracta</i> Eichw., <i>D. paralella</i> Bog.	Караггатско-хвалынский	Перерыв	
		Нижнехвалынский	<i>D. cristata</i> Bog., <i>D. paralella</i> Bog., <i>D. vulgaris</i> Andr., <i>D. ex gr. zhukovi</i> Fed.
<i>D. surachanica</i> Andr., <i>D. subovalis</i> Prav., <i>D. naliokini</i> Wass.	Эвксинско-хазарский	Перерыв	
<i>D. naliokini</i> Wass., <i>D. kovalevskii</i> Bog., <i>D. delenda</i> Bog.		Верхнехазарский	<i>D. ex gr. crassa</i> Eichw., <i>D. surachanica</i> Andr.
		Перерыв	
<i>D. eulachia</i> Bog., <i>D. pravoslavlevi</i> Fed.	Чарунджикский	Нижнехазарский	<i>D. pallas</i> Prav., <i>D. naliokini</i> Wass., <i>D. paleotrigonoides</i> Fed.
		Урунджикский	<i>D. eulachia</i> Fed., <i>D. ex gr. lindleyi</i> Fed., <i>D. rudis</i> var. <i>celekenia</i> Fed.
<i>D. rudis</i> Nal., <i>D. carditoides</i> Andr., <i>D. culachia</i> Fed.	Чаудинско-бакинский	Перерыв	
		Верхнебакинский	<i>D. rudis</i> Nal.
<i>D. parvula</i> Nal., <i>D. catillus</i> Eichw.	Нижнебакинский	Перерыв	
		Нижнебакинский	<i>D. parvula</i> Nal., <i>A. catillus</i> Eichw.
Пресноводные	Апшерон		<i>Apscheronia</i> , <i>Hyrcana</i>
<i>Apscheronia</i> , <i>Hyrcana</i>			

Таблица 22

Каспийская область	Черноморская область		
	По Б. П. Жижченко	По Г. И. Попову	По П. В. Федорову
Общая схема			
Современные	Современные	Черноморско-каспийские	Новокаспийские
Арало-Каспийские	Древнечерноморские		
Хвалынские	Новоэвксинские	Новоэвксинские	Новоэвксинские
		Карангатские	
Хазарские	Карангатские	Узунларские	Карангатские
	Узунларские	Древнеэвксинские	Узунларские
			Древнеэвксинские
Бакинские	Древнеэвксинские	Чаудинские	Чаудинские
Апшеронские	Чаудинские	Гурийские	Гурийские
	Гурийские		
Акчагыльские	Куяльникские	Таманские	Таманские

Северного Кавказа (Громов, 1958; Мирчинк, 1928, 1936; Рейнгард, 1929, 1932, 1936, 1947; Варданянц, 1948; Родзянко, 1959, 1961; Попов, 1947, 1957; Горецкий, 1957, 1962; Жуков, 1932; Соколов, 1930; Милановский, 1963; Великовская, 1960; Иванова, 1946; Николаев, 1948; Кожевников, 1962; Тушинский, 1949; Кушев, 1952; Лилиенберг, 1961 и др.).

Для стратиграфического расчленения указанных отложений следует применять комплексные методы исследования с использованием данных биостратиграфии, педостратиграфии, литологии и геоморфологии. Как и при изучении морских отложений, ведущее место при оценке возраста той или иной толщи должно быть отведено палеонтологическим данным. Для континентальных отложений важное значение приобретает изучение остатков наземных животных, в частности млекопитающих, которые испытали в течение антропогена довольно значительную эволюцию и особенно чутко отражали изменение климата.

В. И. Громов (1948) выделил ряд разновозрастных комплексов руководящих млекопитающих, характерных для основных подразделений континентальных отложений антропогена, широко используя при этом данные по местонахождениям фауны на Северном Кавказе. К сожалению, млекопитающие Северного Кавказа изучены еще очень

недостаточно и неравномерно, лучше изучена Черноморская область, крайне слабо — Каспийская. Последнее обстоятельство создает большие затруднения при попытке сопоставления антропогенных отложений этих двух областей. Общеизвестным эталоном для подразделения антропогена служат морские отложения Каспия, но ни эти отложения, ни связанные с ними более или менее четко установленными переходами континентальные образования Каспийской области точно привязанными находками руководящих представителей млекопитающих не обеспечены (или почти не обеспечены). Корреляция морских и континентальных отложений Понто-Каспийской области основывается главным образом на ряде общих палеогеографических соображений и теоретических предположений, которые сами по себе не всегда достаточно разработаны и поэтому не могут служить достаточным обоснованием для сопоставления.

До настоящего времени нет единого мнения о характере соотношений четвертичных оледенений с колебанием уровня Черного и Каспийского морей, синхронности или асинхронности этих колебаний в разных бассейнах, участии в них неотектонических движений и т. д., хотя эти связи, различно понимаемые разными исследователями, нередко берутся за основу корреляции разрезов антропогенных отложений. Такое положение неизбежно приводит к существованию большого количества разноречивых мнений, иногда взаимоисключающих друг друга.

На основании вышеизложенного очевидно, что в настоящее время корреляция до известной степени носит условный характер и схемы сопоставления должны рассматриваться как рабочие. В частности, подобной схемой является сопоставление, предложенное в табл. 22. В этом варианте сопоставления общие палеогеографические построения по возможности скорректированы на основании находок млекопитающих в Черноморской и Каспийской областях.

### Черноморская область

(западная часть Северного склона Большого Кавказа и Предкавказья)

*Нижний плейстоцен (миндельский ярус).* Континентальные образования нижнего плейстоцена (раннечетвертичного времени) характеризуются так называемым тираспольским комплексом млекопитающих (Громов, 1948), для которого руководящими формами являются *Archidiscodon wüsti* M. Pavl., *Bison schoetensacki* Freud., *Equus mosbachensis* Reich. Предполагается, что этим отложениям соответствуют морские бакинские слои Каспия, хотя до настоящего времени прямое сочленение этих отложений не прослежено.

На Северном Кавказе отложения с указанным типом фауны обнаружены в ограниченном числе мест и поэтому выделение нижнеплейстоценовых отложений обычно производится при помощи геоморфологических, педостратиграфических данных или на основании изучения комплексов пресноводных моллюсков.

В бассейне Черного моря отложения, охарактеризованные фауной млекопитающих тираспольского комплекса, были обнаружены на Кубани (Лебедева, 1963) и в Приазовье. В бассейне Кубани в аллювии III надпойменной террасы правого берега р. Лаба выше станицы Воздвиженской была найдена нижняя челюсть *Archidiscodon wüsti*, на этом основании отложения террасы были отнесены к раннечетвертичному времени. Челюсть *Archidiscodon wüsti* залегала в основании III террасы, срезанной в этом месте до высоты 8—10 м толщей делювиальных суглинков. Толща террасы с *Archidiscodon wüsti* у южной

окраины станиц Воздвиженской прислоняется к более высокой террасе, отложения которой у станиц Новолабинской и Некрасовской содержат остатки южных слонов и поэтому должны быть отнесены уже не к четвертичному периоду, а к верхнему плиоцену по принятой в настоящее время в СССР шкале. Таким образом, геологическое положение и находки остатков млекопитающих довольно точно определяют нижнечетвертичный (миндельский) возраст III Воздвиженской террасы.

В других местах бассейна Кубани в отложениях этой террасы фауна не обнаружена, но морфологически они прослеживаются довольно хорошо. Особенно большие площади III террасы развиты на закубанской наклонной равнине, по левому берегу Кубани ниже г. Армавира, где она в виде полосы плосковолнистых увалов окаймляет более возвышенные участки Лабино-Кубанского водораздела, сложенные верхнеплиоценовыми галечниками. Для аллювия III террасы всюду характерна значительная грубость материала и резкое ожелезнение пород. Как правило, аллювиальная серия перекрыта красно-бурыми глинами, которые представляют собой делювиальные, частично делювиально-почвенные образования и слагают покров террасы. Красно-бурые делювиальные глины характерны для покрова III и более древних верхнеплиоценовых террас, тогда как на более низких молодых террасах они нигде не встречаются. Предположительно к раннечетвертичному времени отнесена терраса верхней Кубани (терраса Соленых озер), Горячеводская терраса (миндель или миндель-рисс) в долинах Кумы и Подкумка, где в сопоставляемых с нею травертинах горы Машук были обнаружены остатки *Elephas meridionalis*.

А. Л. Рейнгард, Л. А. Варданянц, Д. В. Церетели признают на Кавказе возможность существования нижнечетвертичного (бакинского) оледенения, но не приводят достаточно убедительных фактов, подтверждающих это предположение, в особенности для территории Западного Кавказа. Данные о теплолюбивом облике нижнечетвертичной фауны и вещественном составе пород позволяют сомневаться в существовании в это время оледенения, значительно превышавшего современное.

В наиболее погруженных частях предгорного прогиба (например, в Западно-Кубанском прогибе) нижнечетвертичные отложения не образуют террас, а представлены в виде серии грубообломочных осадков, наложенных на породы верхнего плиоцена, и вместе с ними участвуют в формировании аллювиально-пролювиальных шлейфов вдоль подножий Северного склона Кавказа. В долине р. Пишиш у станицы Бжедуховской, в долине р. Псекупс у станицы Саратовской галечники и пески этой серии налегают с размывом на отложения с остатками поздних форм верхнеплиоценовых южных склонов (Лебедева, 1963) и перекрываются толщей красно-бурых глин. В осевых частях Западно-Кубанского прогиба к отложениям этого возраста предположительно отнесен горизонт галечников и песков, залегающий на отложениях краснодарского горизонта с *Unio sturi* и вскрытый скважинами у Краснодара на глубине, близкой к уровню моря, а вблизи берега Азовского моря на глубине около 180 м ниже уровня моря.

Галечники и песчано-гравийные отложения нижнечетвертичного возраста слагают III террасу предгорий и широким шлейфом опускаются в Кубанскую депрессию, перекрывая озерные глины краснодарского горизонта с *Unio sturi*. Продольные профили, построенные на отметках подошвы нижнечетвертичных отложений Кубани, показывают, что от гор к осевой части предгорной депрессии погружение толщи нижнечетвертичных отложений происходит тремя пологими ступенями, которые разделены двумя флексуорообразными прогибами. Это связано

с неравномерностью последующих неотектонических опусканий области Кубанской депрессии.

Вопрос о сопоставлении континентальных раннечетвертичных отложений Северного Кавказа с морскими толщами азово-черноморского бассейна очень сложен и решение его затрудняется отсутствием достаточно убедительных фактов.

Ввиду того что в низовьях Кубани и на прилегающих участках морского побережья антропогеновые толщи погружены ниже уровня моря и вскрываются только в скважинах, для решения указанного вопроса используются данные по смежной территории Северного Приазовья, где имеются хорошие обнажения антропогеновых толщ, сопоставимых с толщами, развитыми в Предкавказье, и наблюдаются их отчетливые соотношения с морскими слоями.

На основании анализа материалов по Северному Приазовью можно сделать вывод, что в настоящее время, видимо, наиболее обоснованным является отнесение древнеэвксинских слоев к нижнему плейстоцену (минделю). Соотношение их с морскими осадками Каспийской области остается неясным; возможно, они отвечают переходной эпохе между позднебакинским и раннехазарским временем.

На черноморском побережье Кавказа, так же как в Приазовье, развиты три морские террасы со сходной солоноватоводной фауной каспийского типа (Федоров, Гептнер, Муратов, 1961): 100-метровая Чаудинская терраса, древнеэвксинская терраса высокого уровня (60—70 м) и древнеэвксинская терраса низкого уровня (45—50 м). В нижней из них заметное участие начинают принимать средиземноморские формы моллюсков. Эти террасы довольно хорошо сопоставляются с описанными выше тремя лиманно-морскими террасами Приазовья.

Анализ покровных образований III, IV и V террас Приазовья и Кубани помогает уточнить вопрос о верхней границе развития красно-бурых глин, широко известных в Предкавказье под названием «скифских глин». Террасы IV и V Приазовья и III терраса Кубани еще несут на себе покров красно-бурых глин (делювиального и почвенного генезиса), тогда как на III (древнеэвксинской) террасе они уже отсутствуют. Указанное обстоятельство свидетельствует о некотором похолодании или сухом климате, наступившем в конце формирования толщи древнеэвксинской террасы. Об этом же говорит и то, что в ряде разрезов Приазовья можно наблюдать переходы верхних алевритовых слоев древнеэвксинской террасы в горизонт самых древних лёссовидных суглинков, залегающих здесь ниже 6-й («глихвинской») погребенной почвы. Нижние горизонты древнеэвксинской террасы (палудиновые слои с *Carbicula fluminalis*) отлагались еще в условиях теплого климата. Им по возрасту соответствуют бурая и красно-бурая почвы, развитые на лиманных отложениях IV и V террас. Выше по разрезу на глинистый красно-бурый делювий, ни красноцветные почвы не встречаются.

Последний этап формирования красно-бурых глин Предкавказья падает на вторую половину раннего плейстоцена и соответствует времени аккумуляции палудиновых слоев Приазовья. Таким образом, в Приазовье развиты три лиманно-морские террасы, содержащие близкие формы солоноватоводных моллюсков каспийского типа и элементы тираспольской (нижнечетвертичной) фауны (млекопитающих). Самая древняя из этих террас, возможно, относится еще к последним этапам позднелистоценового времени. Две более молодые террасы относятся к раннечетвертичному времени (бакинскому веку Каспийской области), причем IV терраса может быть сопоставлена с III террасой Кубани, содержащей руководящие формы млекопитающих тираспольского типа.



*Средний плейстоцен (рисский ярус)*. С конца нижнего и с начала среднего плейстоцена на Северном Кавказе все отчетливее стала проявляться та гигантская перестройка климата, которая происходила в это время на всем северном полушарии и характеризовалась развитием оледенений и чередующихся с ними межледниковий. Эти процессы оказали огромное влияние на формирование фауны и отразились на характере осадконакопления.

Для среднеплейстоценовых континентальных отложений руководящими являются млекопитающие хазарского фаунистического комплекса (Громов, 1948): *Mammuthus trogontherii* Pohl., *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Equus caballus chasaricus* W. Grom. и др. Эта фауна характерна для периода, предшествовавшего максимальному оледенению, но отражает уже наступившее похолодание климата.

Отложения рисского яруса Северного Кавказа имеют весьма сложное строение и изучены чрезвычайно слабо. Они включают осадки, предшествовавшие максимальному (днепровскому или рисскому) оледенению, отложения, соответствующие периоду наибольшего наступления льдов и фазам их отступления. При этом еще не выяснено соотношение фаз днепровского оледенения Русской равнины и среднечетвертичных (рисских) горных оледенений Кавказа, так как фактических данных для корреляции отложений этих двух областей недостаточно. Находки хазарской фауны на Северном Кавказе единичны. Элементы этой фауны были обнаружены (Громов, 1948) в переотложенном состоянии на Кубани, в Гиреевском карьере у ст. Кавказской, в травертиновых карьерах горы Машук (Иванова, 1946). Позднее (Лебедева, 1963) была установлена приуроченность остатков млекопитающих хазарского типа к нижним горизонтам аллювия II надпойменной (так называемой Гулькевичской) террасы Кубани, к которой в районе г. Кропоткина прислонена I терраса (Гиреевская) с мамонтовым комплексом фауны.

В отложениях II террасы на левом берегу Кубани выше хутора Ковалева (урочище Шалимов Луг) был найден череп с рогами, принадлежащий *Bison priscus longicornis*, и обломки зубов слона, близкого *Mammuthus trogontherii*, или, возможно, мамонту раннего типа.

Строение разреза II террасы у Шалимова Луга следующее (снизу вверх):

- |   |         |
|---|---------|
| 1. Песчаники серые с линзами конгломерата, состоящего из галек разнообразных кристаллических пород Главного хребта. Залегают на доколе, сложенном плиоценовыми породами на высоте около 2,5—3 м . . . . .   | 1,5 м   |
| 2. Пески грубозернистые, косослонстые, с линзами песков и галечников, интенсивно ожелезненных. Содержат много обломков костей млекопитающих, в том числе череп <i>Bison priscus longicornis</i> и обломки зубов трогонтериевого слона. Кверху сменяются песками среднезернистыми косо- и параллельнослоистыми . . . . . | 10 "    |
| 3. Супеси светло-палевые с гнездами и прослоями пылеватых глинистых песков залегают на слое «2» с размывом, представляют собой аллювий перигляциального типа или флювиогляциальные отложения . . . . .  | 6—8 "   |
| 4. Лёссовидные суглинки светло-палевые, пористые, пылеватые, залегают на слое «3» с размывом, представляют собой эолово-делювиальные образования . . . . .  | 3—3,5 " |

Анализ вещественного состава пород из описанного разреза, приведенных Н. В. Ренгартемом, показал, что аллювиальные отложения, заключающие хазарскую фауну (слои «1» и «2»), существенно отличаются от вышележащих отложений слоя «3». В этом слое глинистое вещество в отличие от пород слоев «1» и «2» не проявляет заметных признаков в диagenетических преобразований, оно захоронено в осадке в виде терригенных неизмененных частиц. Карбонат присутствует

в форме тонких пылевидных зернышек, облекающих глинистую часть осадка. Отсутствие активной переработки пелитоморфного материала и хемогенного карбоната может свидетельствовать, по мнению Н. В. Ренгартена, о холодном климате в условиях перигляциальной обстановки. На основании приведенных данных, можно предположительно считать, что слои «1» и «2» с хазарской фауной соответствуют периоду, предшествующему максимальному оледенению («лихвинское» время), а слой «3» отвечает эпохе максимального (рисского или днепровского) оледенения.

А. Л. Рейнгард (1926) и Г. Ф. Мирчинк (1928) II Гулькевичскую террасу среднего течения Кубани связывали с 40—50-метровой террасой у г. Черкесска и мореноподобными (рисскими) образованиями у поселков Хумары и Коста-Хетагурово и тем самым датировали Гулькевичскую террасу рисским веком.

Г. И. Горецкий (1962) не подтверждает наличие морены рисского оледенения в указанных пунктах, но теоретически допускает, что ледник спускался здесь в долину Кубани до высоты 900 м над уровнем моря. Это подтверждается наблюдением им несомненно моренных отложений с холмисто-моренным ландшафтом в долине Малой Лабы (урочище Третья Рота) на абсолютной высоте 866—880 м. Отрицая наличие рисской конечной морены у Хумары, Г. И. Горецкий предлагает датировать возраст 50-метровой террасы Черкесска при помощи педостратиграфического метода. Как и предыдущие исследователи, он сопоставляет ее с террасой, на которой расположен г. Краснодар, и приводит детальный разрез (снизу вверх), выделяя в покрове террасы ряд ископаемых почв:

1. Галечник, состоящий из крупных галек и валунчиков . . . . .	5—8 м
2. Почвенный делювий — суглинок буровато-коричневый с оранжевым оттенком с темно-бурыми гумусированными пятнами, содержащий много обломочного материала . . . . .	0,5 „
3. Суглинки делювиальные . . . . .	1 „
4. Погребенная черноземовидная почва (микулинская), содержащая раковины наземных моллюсков . . . . .	0,8—1,5 „
5. Суглинки делювиальные облессованные коричнево-желтые, слабо карбонатные . . . . .	1 „
6. Погребенная почва интерстадиальная, черноземовидная . . . . .	0,2—0,3 „
7. Суглинки светло-палевые с табачным оттенком, делювиальные, лёссовидные, макропористые, вюрмского (валдайского) горизонта . . . . .	2,5 „
8. Почва современная черноземная . . . . .	0,5 „

Из погребенной почвы слоя «4» И. М. Лихаревым (Горецкий, 1962) определена обильная фауна наземных моллюсков, характерных для горно-лесной и лесостепной зоны с умеренно теплым климатом. В этом же слое погребенной почвы в других местах встречены остатки *Bos primigenius* Воjan., *Equus hedruntinus* Reg., *Spalax microphthalmus* Guld., *Mesocricetus auratus* Water. Сравнение показывает, что по строению покрова 50-метровая терраса у Черкесска близка террасе Шалимова Луга, за исключением того, что в последнем разрезе погребенные почвы размыты и горизонты лёссовидных пород разделены поверхностями размыва. Кроме того, в разрезе у Шалимова Луга не выделяется отчетливо интерстадиальная почва. Видимо, гравийным пескам Шалимова Луга с хазарской фауной млекопитающих соответствуют галечники 50-метровой террасы Черкесска и обе эти толщи отвечают периоду, непосредственно предшествовавшему максимальному оледенению. Пылеватые пески и супеси слоя «3» у Шалимова Луга и лёссовидные суглинки, подстилающие у Черкесска черноземовидную «микулинскую» почву, соответствуют времени оледенения, что, как мы

видели, отчетливо отразилось на вещественном составе пород. Видимо, именно эти слои могут быть признаны синхронными конечным моренам рисских ледников горных долин Северного склона Кавказа.

Соотношения континентальных образований рисского яруса с морскими отложениями можно наблюдать в Приазовье. Здесь представитель типично хазарской (лихвинской) фауны, *Mammuthus trogontherii* (определение В. И. Громова), был обнаружен в отложениях II (беглицкой) террасы на северном берегу Таганрогского залива, у 16-го участка Беглицких Хуторов\*. Лиманно-аллювиальные отложения II террасы с трогонтериевым слоном перекрыты покровом лёссовидных суглинков, в которых выделяются три горизонта погребенных почв. Средний образован мощной черноземовидной почвой степного типа (8-я беглицкая почва), к которой приурочены находки кремневых орудий культуры мустье. Предположительно эта почва большинством исследователей Приазовья относится к микулинскому времени. У Беглицких Хуторов II терраса прислонена к более древней 15-метровой террасе смежных районов Приазовья. Эта более высокая терраса сложена здесь светло-серыми песками и горизонтально-слоистыми глинами, с обильными дрейссенами, палюдинами, редко унионидами. В покрове ее различаются четыре отчетливых горизонта погребенных почв.

Среди пресноводной фауны в разрезе древнеэвксинской террасы у Беглицких Хуторов А. Л. Чаполыго определены: *Viviparus fasciatus* Müll., *V. zickendrathi* Paul., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Sphaerium corneum* L., *Pisidium supinum* Schm., *Lithoglyphus naticoides* C. Pfl., *Unio* sp. Отсутствие ряда форм, типичных для обычных разрезов древнеэвксинской террасы, объясняется, видимо, тем, что здесь фауна приурочена к самым верхним горизонтам значительно погруженной толщи террасы и отражает несколько иные климатические условия, чем условия, господствовавшие при формировании фауны более низких палюдиновых слоев той же древнеэвксинской террасы в других местах.

Таким образом, в разрезах у Беглицких Хуторов можно убедиться, что хазарская фауна млекопитающих, характерная для миндель-рисского (лихвинского) времени, приурочена к толще более молодой, чем верхние слои древнеэвксинской террасы. Аккумуляция этой толщи происходила после завершения аккумуляции древнеэвксинских слоев и соответствует, видимо, фазе отступления морского бассейна, поскольку отложения, заключающие остатки трогонтериевого слона, представлены в лиманной фации. На водоразделах и высоких террасах беглицким слоям с трогонтериевым слоном соответствует коричневая погребенная почва, разбитая трещинами усыхания, и замещающие ее по простиранию озерные глины и алевролиты, богатые пылью липы. Эти озерные слои сохранились местами в кровле древнеэвксинских отложений, залегая на них с размывом. Шестая погребенная почва является вторым (вниз) почвенным горизонтом от наиболее мощной черноземовидной (8-й беглицкой или «микулинской») почвы Приазовья. Ее положение в разрезе позволяет предполагать лихвинский возраст, аналогичный возрасту беглицких слоев со слоном. В наиболее полных разрезах древнеэвксинской террасы (к западу от Таганрога) 6-я почва представляет собой горизонт, развитый непосредственно на лиманных слоях древнеэвксинской террасы. Сохранилась она не всюду и в ряде

\* В Каспийской области представители хазарской фауны млекопитающих характерны для континентальных отложений, известных под названием черноярских слоев, сопоставляемых с верхами морских отложений нижнего хазара.

разрезов (в том числе в стратотипическом разрезе у станицы Бессергевки) \* размыта.

Более высокие горизонты рисского яруса, которые можно было бы сопоставить с эпохой максимального оледенения и его стадий, в Приазовье не образуют самостоятельных террас. Возраст их из-за отсутствия фауны определяется при помощи педостратиграфических построений.

Данные отложения представлены здесь двумя ярусами лёссовидных суглинков — «днепровским» и «московским», разделенными 7-й, или бессергевской, светло-палевой погребенной почвой (предположительно одинцовской). Суглинки нижнего яруса с размывом залегают на 6-й красnodесантской коричневой («лихвинской») почве и ее аналогах и перекрываются 7-й почвой. По простиранию лёссовидные суглинки замещаются своеобразными светло-палевыми и бурыми облессованными пылеватыми песками, которые выполняют древние ложбины стока, вложенные в более древние отложения, и отвечают фазе регрессии морского бассейна.

На северном берегу Таганрогского залива можно наблюдать, что местами и «лихвинская» почва и синхронные ей озерные слои с пылевой липы оказываются размытыми и пылеватые лёссоподобные пески днепроvского времени ложатся непосредственно на верхние слои древнеэвксинской террасы. Изучение подобных неполных разрезов позволило некоторым исследователям считать эпоху аккумуляции древнеэвксинских слоев непосредственно предшествовавшей «рисскому» оледенению и значительно омолодить их возраст.

Тип отложений верхних горизонтов рисского яруса, соответствующих максимальному оледенению, и характер их залегания в разрезе свидетельствуют о том, что аккумуляция осадков в это время на Кавказе и в Приазовье происходила, видимо, при замирании эрозивной деятельности в условиях сухого и холодного климата и малоактивной тектоники. Русловые и пойменные фации аллювия в эту эпоху сближаются друг с другом по составу и гранулометрии осадков. Аллювий приобретает характерный лёссоподобный облик. Пылеватые плохо сортированные отложения долин сливались с мощными делювиальными шлейфами склонов. Осадки не образуют самостоятельных террас, они наложенными толщами погребают более древние террасы.

*Верхний плейстоцен (вюрмский ярус).* Позднечетвертичное время (верхний плейстоцен) включает эпоху длительного и теплого межледниковья (рисс-вюрмского или микулинского) и последнего, или вюрмского, оледенения и его стадий. Если для европейской части Советского Союза стратиграфия и палеогеография этого времени разработаны довольно хорошо, то для Северного Кавказа и Предкавказья сделано очень немного.

Позднечетвертичное время характеризуется фауной млекопитающих холодолюбивого, так называемого «мамонтового» (верхнепалеолитического) типа, причем одной из руководящих форм этого комплекса является мамонт позднего типа, не встречающийся в отложениях рисского яруса. Большое значение для стратиграфии этих отложений, как и для более ранних, имеют остатки культур человека и погребенные почвы покровных отложений.

Наиболее древними образованиями позднечетвертичного времени являются отложения рисс-вюрмского межледниковья. На Северном

\* Известная находка кремневого отщеп (Громов, 1948) у Бессергевки приурочена к поверхности, сниженной здесь до уровня моря более молодой 7-й (предположительно «одинцовской») погребенной почвы.

Кавказе эти отложения почти неизвестны не только из-за слабой изученности, но и потому, что данный период характеризовался весьма интенсивной эрозией, углублением долин, осадки которых в последующие эпохи оказались погребенными под более молодыми наносами.

К рисс-вюрму относятся отложения погребенного аллювия речных долин периода формирования уступа «рисских» террас и наиболее мощная 8-я беглицкая черноземовидная погребенная почва (рисс-вюрмская, микулинская) водоразделов и древних террас. Предположительно к этому же времени большинство исследователей относит отложения карангатской трансгрессии в бассейне Черного моря. Г. И. Горецкий (1957) считает карангатские слои древнее микулинского века. Решить этот вопрос окончательно в настоящее время не позволяет отсутствие необходимого фактического материала.

В Черноморской области погребенная 8-я почва предположительно рисс-вюрмского времени имеет широкое развитие. В долине Кубани она наблюдается в покрове II (рисской) террасы, где у г. Черкесска к ней приурочены остатки млекопитающих *Bos primigenius* Bojan., *Equus hydruntinus* Red., *Spalax microphthalmus* Güld., *Mesocricetus auretus* Water. (Горецкий, 1962). Особенно хорошо данная почва развита в Приазовье, где удастся наблюдать ее соотношения с морскими и аллювиальными террасами. У Беглицких Хуторов на северном берегу Азовского моря 8-я почва залегает как второй снизу черноземовидный погребенный почвенный горизонт в толще лёссовидных суглинков над лиманно-аллювиальными глинами II террасы с *Mammuthus trogontherii*. Здесь и в других местах Азовского побережья к ней приурочены находки кремневых орудий мустьерской культуры. В сторону моря указанная черноземовидная почва погружается и уходит под его уровень. Залегаящие на ней палевые лёссовидные суглинки также спускаются к уровню моря и фациально замещаются лиманно-аллювиальными слоистыми лёссоподобными алевритами с фауной пресноводных моллюсков.

К этим отложениям у станции Бессергеновки, к востоку от г. Таганрога, были приурочены находки обломков зуба мамонта поздней формы, характерной для верхних горизонтов вюрмского яруса. Положение описываемой черноземовидной почвы выше слоев с трогонтериевым слоном и ниже слоев с поздним мамонтом определяет ее рисс-вюрмский возраст. То обстоятельство, что от слоев с трогонтериевым слоном почву отделяет еще один почвенный горизонт (видимо, одинцовский), позволяет предположительно датировать 8-ю черноземовидную почву как микулинскую.

К более высоким горизонтам позднечетвертичного времени относятся отложения, синхронные эпохе последнего (вюрмского) оледенения и его стадий. Это наиболее хорошо сохранившиеся морены горных долин Северного склона Кавказа, флювиогляциальные и аллювиальные отложения яруса вюрмских речных террас, верхние горизонты лёссовидных пылеватых суглинков водоразделов и древних террас. Для данных отложений характерен комплекс холодолюбивой «мамонтовой фауны» млекопитающих и особый характер вещественного состава отложений. В бассейне Кубани к данной эпохе относятся отложения широко распространенной I главной (вюрмской или Гиреевской) террасы, сложенной песками и галечниками и лишенной покрова лёссовидных суглинков. Местами палевые коричневые пески Гиреевской террасы перевеяны и на ее поверхности развит бугристо-дюнный рельеф. В песчано-галечных отложениях этой террасы у карьера Гирей в районе ст. Кавказской В. И. Громовым (1948) описан следующий разрез (сверху вниз):



1. Легкие супеси с обильной лжегрибницей . . . . .	1,5 м
2. Пески . . . . .	0,5 „
3. Косослоистые галечники с линзами песка. В основании кости <i>Mammuthus primigenius</i> Blum. . . . .	3,5 „
4. Глина с остатками флоры, верхняя поверхность неровная. Этот горизонт срезает нижележащий . . . . .	0,8 „
5. Пески. Видимая мощность . . . . .	0,8 „

Из фауны, собранной в толще Гиреевского карьера, В. И. Громым определены *Mammuthus primigenius* Blum., составляющие большинство обломков и отнесенные им не к самой поздней форме мамонта. Найден также череп *Bison priscus deminutus* W. Grom. Кроме того, собраны кости более древних форм животных, находящихся здесь, видимо, в переотложенном состоянии или взятых из цоколя. Гиреевская терраса хорошо прослеживается вверх по реке до г. Черкесска, где ее высота достигает 22 м. Г. Ф. Мирчинк и А. Л. Рейнгард рассматривали эту террасу как главную вюрмскую террасу.

В верховьях Кубани и в долине Теберды этой террасе отвечают, по-видимому, террасы с относительной высотой 50 м, которые смыкаются с конечными моренами и флювиогляциальными дельтами («солончараками», по Г. И. Горецкому, 1962) максимальной стадии продвижения вюрмского ледника (картджуртской мореной Учкулана, джамгатской мореной Теберды). В других долинах Западного Кавказа к этой же стадии вюрмского оледенения, видимо, относятся загеданская морена Большой Лабы (в устье р. Пхии), архызская морена Большого Зеленчука, с которыми также смыкаются главные вюрмские террасы этих рек на высоте 1300—1400 м.

Помимо главной вюрмской террасы, в долинах предгорной и горной части Северного склона развита серия подчиненных террасовых уровней, число которых в общем увеличивается вверх по долине. Эти уровни частично отвечают стадиям отступления вюрмского ледника, частично представляют собой локальные террасы, связанные с особенностями гидрологического режима реки и новейших тектонических движений на разных участках долины. Число подобных уровней различными исследователями оценивается от 3—4 до 17, их точная стратификация едва ли возможна.

В виде наиболее постоянных уровней в долине Кубани выше г. Черкесска большинством исследователей выделяются три стадийные вюрмские террасы (1,5—2; 6—8; 13—16 м), которые, повышаясь вверх по реке, сопоставляются со стадийными конечными моренами или флювиогляциальными дельтами. В долине Теберды отмечается до трех стадийных морен последнего вюрмского оледенения — каракельская (бюль), гоначкирская, аманузская (Тушинский, 1949; Кожевников, 1962).

В верховьях Кубани, в долинах рек Уллукам и Учкулан, разбурены погребенные котловины бывших ледниковых озер, подпруженных некогда моренами последнего оледенения.

Эти переуглубленные котловины выполнены верхнеплейстоценовыми озерно-ледниковыми отложениями мощностью до 200 м, где стадийные моренные отложения перемежаются с флювиогляциальными и озерными осадками, содержащими пыльцу травянистых и древесных растений межстадийного типа (Горецкий, 1962).

В Приазовье аналогами отложений вюрмских террас Северного Кавказа являются горизонты лёссовидных суглинков и связанные с ними толщи лёссовидного аллювия или лиманных осадков, которые на Азовском побережье, у станицы Бессергеновки, содержат остатки мамонта позднего типа. Эти отложения перекрывают здесь беглицкую (рисс-вюрмскую или микулинскую) погребенную почву, а также по-

гребенные слои с карангатской фауной, ингрессивно залегающие в низовьях долин и лиманов Северного Приазовья. Перекрывающие беглицкую почву субаэральные суглинки и лёссовоподобный аллювий свидетельствуют о наступившей фазе регрессии морского бассейна и затухании эрозионной деятельности рек в условиях резкого усиления континентальности климата, его иссушения и консервации больших масс воды в виде снега и льда. Этой регрессивной фазе в бассейне Черного моря соответствовали, по-видимому, новозвксинские морские слои (Архангельский, 1932; Прпов, 1957). Некоторые исследователи (И. Г. Горецкий, Г. И. Попов) предполагают еще существование алланского (сурожского) бассейна, предшествовавшего новозвксинскому.

### Каспийская область (центральная и восточная части Северного склона Большого Кавказа и Предкавказье)

*Нижний плейстоцен (миндельский ярус).* Фауна млекопитающих из континентальных четвертичных образований Каспийской области изучена очень слабо. Элементы фауны млекопитающих, близкие фауне тираспольского (нижнелейстоценового) типа, приурочены в нижнем Поволжье к низам так называемой косоожской свиты (Громова, 1932), где, как говорилось выше, были обнаружены остатки примитивной формы слона (*Stephas antiquus meridionaloides*) и этрусского носорога. Расчленение континентальных толщ Каспийской области проводится главным образом на основании их сопоставления с морскими «древнекаспийскими» террасами или по косвенным геоморфологическим данным. Но ввиду того что фауна «древнекаспийских» террас очень близка по типу, сопоставление морских отложений с континентальными встречается в Каспийской области большие трудности.

К раннечетвертичному (бакинскому) времени в Каспийской области относят обычно высокие галечные террасы Терека, Ассы, Аргуна, Самура, Сулака, отделенные от более молодых верхне- и среднечетвертичных террас, как правило, значительным уступом. Для этих террас характерны большие уклоны поверхности в сторону низменности, местами присутствие вулканического материала в аллювиальных отложениях. К предкавказскому прогибу высокие террасы снижаются и уходят под более молодые наносы предгорных равнин, сменяясь затем в Прикаспийской впадине бакинскими морскими слоями. В долинах Дагестана (бассейн Самура и Сулака) развиты аллювиальные террасы и древние пролювиально-дельтовые уровни (так называемые наклонные террасы) с относительными высотами 270—300; 220—240 и 180—200 м, которые увязываются с морскими террасами высотой 190—210 и 220—240 м, содержащими моллюски позднебакинского времени (Федоров, 1957; Лилиенберг, 1961). Некоторые исследователи Центрального и Восточного Кавказа признают существование следов раннечетвертичного оледенения, синхронного бакинскому ярусу Каспия. Так, А. Л. Рейнгард (1947) к морене миндельского (верхнебакинского) оледенения относит скопления гигантских валунов в долине р. Баксан у электростанции, где они залегают в составе галечной террасы на высоте 120 м над рекой. К этому же времени А. Л. Рейнгард относит мореноподобные отложения горы Каменной на Терском хребте и дислоцированные мореноподобные отложения Кабардино-Сунженского хребта в районе селений Батако-Юрт и Заманкул.

Е. Е. Милановский пишет (1963), что морены раннеплейстоценового (эльтютинского) оледенения встречаются очень редко, плохо

сохранились (они отмечены в верховьях Чегема и Баксана), чаще наблюдаются остатки соответствующих этому оледенению днищ и склонов троговых долин на относительных отметках 450—700 м.

Возможность раннечетвертичного оледенения на Кавказе признают также С. Л. Кушев (1952), Л. А. Варданянц (1948). Другие исследователи (Великовская, 1959) отрицают существование следов этого оледенения и предполагают иной, неледниковый генезис относимых к моренам отложений.

*Средний плейстоцен (рисский ярус).* К рисскому ярусу в Каспийской области предположительно отнесены аллювиальные и флювиогляциальные террасы предгорий с относительными превышениями от 40 до 60—70 м, морены среднеплейстоценового (рисского или терского, по Е. Е. Милановскому) оледенения и остатки древних троговых долин с отметками днищ на относительных высотах около 200—350 м в долинах Баксана, Чегема, Черекв.

В долине Терека, в районе г. Орджоникидзе, к среднечетвертичному (рисскому) времени относят отложения 35—40-метровой террасы (1940), широкой полосой окаймляющей Орджоникидзевскую котловину. Терраса сложена галечниками, которые у внешнего края перекрыты суглинками, содержащими гальку. В. И. Громов отмечает, что южнее Орджоникидзе аллювиальные галечники 30—40-метровой террасы перекрыты скоплением крупных валунов, которые он предположительно относит к моренным образованиям рисского времени. К центральным частям Орджоникидзевской котловины эта терраса снижается, погружаясь под более молодые аллювиальные отложения, и вновь появляется в ущельях Терека в местах пересечения им Кабардинского хребта между Дарг-Кохом и Эльхотово. В. И. Громов отмечает, что и здесь в строении этой террасы принимает участие морена, которая лежит на высоте 45 м над рекой и сложена грубыми суглинками, песками со щебенкой и валунами.

Ниже по течению Терека, на его широтном участке, в области Моздокской степи 30—40-метровые и более высокие (миндельские) террасы исчезают из разреза долины. Здесь развиты только две низкие террасы высотой 7—8 и 12—15 м\*, вложенные в мощную толщу лёссовидных слоистых суглинков, развитую вдоль подошвы передового (Кабардино-Сунженского) хребта, на водоразделах Терека, Куры, Кумы, Малки. Лёссовидные суглинки подстилаются толщей галечников (нижнетеречный горизонт М. М. Жукова), увеличиваются в мощности с юга на север от 30 до 100 м и в бассейне р. Куры подстилаются бакинскими глинами.

Наблюдения В. И. Громова (1940 г.) показывают, что вверх по долине Терека водораздельные суглинки постепенно уменьшаются в мощности, в них увеличивается количество галечного материала и они переходят в аллювиально-делювиальные образования 30-метровой (рисской) террасы. Песчано-галечная толща нижнетеречного горизонта вверх по долине Терека также поднимается и затем входит в состав нижней части той же 30-метровой террасы. Испытывая расщепление, вверх по долине она формирует, видимо, и более высокие террасы. Таким образом, эта толща в области погружения состоит, по-видимому, из разновозрастных горизонтов, о чем свидетельствуют находки в ее составе *Archidiskodon meridionalis*, *Equus stenonis* (верхние Ачалуки) и *Mammuthus trogontherii* (р. Камбилей).

\* П. В. Федоров (1957) отмечает две еще более низкие террасы высотой 2 и 5 м, которые В. И. Громов считал поймами.

По мнению В. И. Громова, только верхняя часть нижнетеречного горизонта, как и галечники 30-метровой террасы, может быть отнесена к хазарскому времени\*. В более поздние этапы, соответствующие максимальному оледенению, галечники были перекрыты мореной, время отложения которой, очевидно, правильнее всего сопоставлять с временем отложения основной части водораздельных суглинков Моздокской степи.

Приведенные данные по долине Терека дополняются данными по рекам Дагестана (Лилиенберг, 1961). Здесь в долинах Сулака и Самура, морены\*\* сопряжены (частично перекрывают, как в Орджоникидзе) с речными террасами высотой 45—60 м, которые в низовьях долин переходят в фаунистически охарактеризованные хазарские морские террасы Каспия. Аналогичное соотношение наблюдается и в бассейне р. Кусарчай. К хазарскому времени в Дагестане отнесены террасы высотой 160—170; 140—150; 120—130; 100—110; 80—85 и 55—60 м. Расчленение террас часто затруднено из-за недостаточного четкого стратиграфического положения отдельных форм солоноватоводных моллюсков. Так, руководящая для верхнего хазара форма *Didacna surachanica* A p d g u s. найдена сейчас в отложениях почти всех хазарских и даже более высоких бакинских террас (Лилиенберг, 1961).

**Верхний плейстоцен (вюрмский ярус).** К позднечетвертичному времени (верхнему плейстоцену) в Каспийской области относятся аллювиально-флювиогляциальные террасы «низкого яруса», связанные, с одной стороны, с наиболее хорошо сохранившимися моренами горных долин, с другой — с морскими отложениями хвалынской трансгрессии Каспия. Фауна млекопитающих из этих отложений почти неизвестна.

В ряде долин Центрального Кавказа верхнеплейстоценовые ледниковые образования удается разделить (Милановский, 1963) на две группы, принадлежащие или двум фазам одного (безингийского) оледенения, или двум самостоятельным оледенениям.

Отложения и троговые долины ранней фазы оледенения лежат на высотах, близких днищам современных долин; размеры этого оледенения, видимо, были довольно значительны и не уступали масштабу рисского оледенения.

Для поздней фазы последнего оледенения характерно, как и в долине Кубани, залегание соответствующих ему осадков в значительных переуглублениях горных долин ниже уровня современных рек, что связано, видимо, с локальными неотектоническими опусканиями отдельных участков долин.

По данным бурения и геофизических исследований, переуглубления в долине Баксана достигают 100 м, в долине Терека 400—450 м (Милановский, 1963). Переуглубленные котловины выполнены моренными и чередующимися с ними флювиогляциальными и ленточными озерными верхнеплейстоценовыми отложениями.

Стадии отступления последнего оледенения фиксируются в долинах Центрального и Восточного Кавказа рядом конечноморенных гряд.

\* Находки хазарской фауны (гигантских оленей и длиннорогих бизонов) в основании II террасы (в так называемом верхнетеречном горизонте), по мнению В. И. Громова (1940 г.), сомнительны, так как не указаны точно места этих находок.

\*\* Д. А. Лилиенберг рассматривает эти морены как образования единой ледниковой эпохи, охватывающей рисское и вюрмское время. Наступание оледенения, по его мнению, совпадает с позднехазарской регрессией Каспия (ательское время?), а отступление — с хвалынской трансгрессией.

В долине Терека к вюрмскому ярусу относятся террасы высотой 7—8 и 15—20 м, которые прислоняются в Орджоникидзевской котловине к «рисской» террасе высотой 35—40 м. В области Моздокской степи аналогами этих террас, очевидно, являются террасы высотой 7—8 и 12—15 м, которые вложены в толщу водораздельных суглинков (Жуков, 1938). Более древняя и высокая из этих террас (12—15 м) имеет сложное строение. Она сформирована двумя пачками аллювия, залегающими друг на друге с размывом. Местами в кровле нижней пачки сохранилась погребенная почва. Эта терраса сливается с поверхностью Прикаспийской низменности и возраст ее определяется М. М. Жуковым (1938) как хвалынский. Возможно, нижние слои этой террасы (верхнетеречный горизонт М. М. Жукова) отвечают этапу интенсивного врезания и аккумуляции грубозернистых осадков в эпоху ресс-вюрмского межледниковья и формирования мощной черноземовидной «микулинской» почвы. В бассейнах рек Дагестана хвалынские террасы вложены в отложения позднехазарского времени и увязываются со стадиями отступления последнего оледенения (Лиленберг, 1961). Схема возможного сопоставления антропогеновых отложений Черноморской и Каспийской областей и морских толщ с континентальными приводится в табл. 23.

#### **ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО СТРАТИГРАФИИ ОТЛОЖЕНИЙ КАЙНОЗОЙСКОЙ ГРУППЫ**

Несмотря на дробность схемы стратиграфии кайнозойских отложений Северного Кавказа, отдельные ее положения нуждаются в значительной детализации. Требуют уточнения многочисленные вопросы возраста пород, располагающихся в основании палеогена и миоцена, а также в среднем миоцене и плиоцене.

Ввиду сложной фациальной обстановки осадконакопления, существования различных фаун, часто не поддающихся сопоставлению, крайне затруднена возможность корреляции мощных осадочных толщ, располагающихся в различных структурно-формационных и структурно-фациальных зонах. Общий монотонный песчано-глинистый облик майкопских отложений в значительной степени затрудняет их литологическое расчленение. Миоценовые отложения, развитые в разных структурно-формационных зонах, трудно сопоставимы как в пределах Северного Кавказа, так и в смежных регионах.

Вследствие указанных причин в настоящее время отсутствует утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом схема стратиграфии верхнепалеогеновых и неогеновых отложений.

Следует отметить также, что не решен однозначно и вопрос о нижней и верхней границах палеогеновой системы.

В настоящее время стратиграфия палеогена основывается главным образом на планктонной фауне мелких фораминифер, при этом на территории Северного Кавказа отмечается их большое разнообразие, связанное с тем, что они развиты в бассейнах с различной соленостью.

При разработке единой схемы сопоставления ниже-среднепалеогеновых образований Северного Кавказа необходимо обратить внимание на тщательное изучение фауны в многочисленных разрезах, уточнение зональных видов и их сопоставление. Следует учесть, что наиболее слабо изученными остаются ниже-среднепалеогеновые отложения Азово-Кубанской и Терско-Кумской впадин.

Необходимо детально изучить фауну, содержащуюся в отложениях черкесской свиты, так как, судя по последним данным, границу между средним и верхним эоценом целесообразно проводить по подошве кере-



Отделы и ярусы антропогена		Бассейн Черного моря			
		Континентальные отложения		Морские отложения	Отложения долины Маныча
		Водные и ледниковые	Субаэральные		
Голоцен		Пойменные террасы	—	Древнечерноморские слои	Пойменные террасы
Бюрмский ярус	Верхний плейстоцен	Галечники и пески I надпойменной (Гиреевской) террасы Кубани с мамонтовой фауной, пылеватые пески I (Сакбекской) террасы, Приазовья, «бюрмские» морены последнего оледенения горных долин Кавказа	Верхние лёссовидные пылеватые суглинки Приазовья и Кубани	Новоэвксинские слои	Континентальные отложения
			9-я бледно-палевая погребенная почва Приазовья		
		2-й сверху горизонт лёссовидных пылеватых суглинков	Регрессия	Абескунские слои Гудиловские слои	
		Погребенный аллювий переуглубленных долин в цоколе I террасы	8-я черноземовидная погребенная почва Приазовья, Кубани с мустьерскими орудиями	Карангатские слои	Карангатские слои
Рисский ярус	Средний плейстоцен	Перигляциальные пылеватые пески и супеси Кубани и Приазовья над аллювием с хазарской фауной II террасы. Следы «рисских» морен в горных долинах Кавказа	3-й сверху горизонт лёссовидных суглинков Приазовья	Регрессия	
			7-я бледно-полевая погребенная почва Приазовья		
		Аллювий II (Гулькевичской) террасы Кубани с <i>Bison prisicus longicornis</i> и лиманные отложения II (Беглицкой) террасы Приазовья с <i>Mammytus trogontherii</i>	4-й сверху горизонт лёссовидных суглинков Приазовья и Кубани	Узунларские слои (?)	Нижнехазарские слои
			6-я коричнево-бурая почва, разбитая трещинами усыхания		

Миндельский ярус	Нижний плейстоцен	Палево-коричневые глины с пресноводными моллюсками у Платова (верхние горизонты древнеэвксинской террасы)	Древнейший горизонт коричневых суглинков Приазовья		Древнеэвксинские слои
		Аллювий III (Воздвиженской) террасы Кубани с <i>Archidiskodon wüsti</i>	4-я и 5-я бурая и красно-бурая погребенные почвы Приазовья и Кубани	«Палюдиновые слои» древнеэвксинской террасы Приазовья	
			Красно-глинистый делювий, горизонт выветривания и 3-я голубовато-серая погребенная почва на поверхности Платовской террасы Приазовья	Лиманно-морские слои IV террасы Приазовья	Лиманно-морские слои V (Платовской и Семибалкской) террасы Приазовья с чаудинско-бакинской фауной моллюсков
	Верхний плиоцен		2-я снизу кирпично-красная почва и глины красно-бурые оливково-серые делювиальные (скифские) с остатками <i>Archidiskodon meridionalis tamahensis</i> . У сел. Маргаритовки в Приазовье		

Отделы и ярусы антропогена		Тип фаун		Бассейн Каспийского моря		
		Солоноватоводные моллюски Азово-Черноморской обл.	Млекопитающие	Континентальные отложения	Морские отложения	Ярусы
Голоцен		Средиземноморский	Современный	Пойменные террасы	Новокаспийские слои	
Бюрмский ярус	Верхний плейстоцен	Каспийский	Мамонтовый (верхнепалеолитический поздняя стадия)	I и II террасы Терской области (7—8, 12—5 м), вложенные в толщу водораздельных суглинков	Верхняя хвальня (шоколадные глины)	Хвальнянский
				Ательские суглинки	Регрессия	
				«Верхнеречный» горизонт Терской области	«Верхний хазар»	
Рисский ярус	Средний плейстоцен	Средиземноморский	Верхнепалеолитический (ранняя стадия) хазарский	Перигляциальные отложения Поволжья, водораздельные слоистые суглинки Терской области. Морены «рисского» оледенения в горных долинах Кавказа	Регрессия	Хазарский
		Средиземноморский с примесью каспийских форм		Верхние слои нижнеречного горизонта терской равнины с хазарской фауной, черноярские слои Поволжья с хазарской фауной млекопитающих, аллювий террас высотой от 50 до 170 м долин Центрального и Восточного Кавказа	Нижний хазар	
Миндельский ярус	Нижний плейстоцен	Каспийский	Тираспольский	Аллювий высоких речных террас (180—300 м) Восточного и Центрального Кавказа	Баку	Бакинский
	Верхний		Таманский		Верхний апшерон	

стинской свиты. Однако для окончательного решения этого вопроса требуются дополнительные исследования.

Много неясных положений имеется и в схеме стратиграфии майкопских отложений. Наиболее слабо изучены они также в пределах Прикубанской низменности и Затеречной равнины. Крайне слабо охарактеризованы палеонтологическими остатками майкопские отложения Южного склона Северо-Западного Кавказа.

В настоящее время требуются дополнительные исследования органических остатков с целью более надежного выделения зональных видов и их уверенного сопоставления. Не решен окончательно вопрос о положении остракодовых пластов. Имеется предположение, что второй остракодовый пласт, который занимает место в кровле хадумской свиты, может параллелизоваться с первым остракодовым пластом (полбинским горизонтом). В случае, если это предположение окажется верным, совершенно по-иному будет выглядеть расчленение среднего майкопа Затеречной равнины и Ставрополья.

Крайне различны мнения и о границе между средним и верхним майкопом. В настоящее время нет достаточного палеонтологического материала для надежного установления этой границы и, таким образом, эта задача является важнейшей проблемой для будущих исследований. Не решен окончательно и вопрос о границе эоцена и олигоцена.

Как видно из приведенного, задача разработки унифицированной схемы ниже-среднепалеогеновых и майкопских отложений является весьма сложной. Успешное решение этой проблемы зависит от целенаправленных комплексных исследований — палеонтологических, литологических с привлечением новейших достижений геологической науки.

При проведении границы между нижним и средним миоценом по подошве тарханского горизонта видно постепенное изменение в последующее время солености бассейна, существовавшего в Крымско-Кавказской области, от нормальносоленого, вернее полносоленого, каким он был во время отложения слоев, относимых к тарханскому горизонту, до резко опресненного, в котором отлагались слои караганского горизонта. Этот цикл опреснения был очень постепенным, так же как постепенно изменялась и морская фауна, жившая в рассматриваемом бассейне. Затем в конкское и в большую часть сарматского времени соленость бассейна незначительно повышается и сравнительно резко опресняется в верхнем сармате.

К началу среднемиоценового времени с юга Предкавказье ограничивалось горным сооружением, перед которым интенсивно прогибались Терско-Кумская и Азовско-Кубанская впадины с передовыми прогибами, заполняющимися молассами олигоцена. Эти впадины разделялись Ставропольским поднятием, в южной части которого существовал пролив, соединяющий Западно-Кубанский и Терско-Каспийский передовые прогибы, в которых отмечается максимальное по мощности накопление преимущественно глинистых осадков. Миоценовое время в целом характеризуется значительным расширением трансгрессии моря с кратковременными регрессиями. Трансгрессия охватила и предгорную часть Кавказа, образуя многочисленные заливы, где происходило накопление прибрежно-морских осадков. Более мелководные отложения отмечаются на приподнятых участках Центрального Предкавказья и на севере вдоль Приманычья. Кратковременные регрессии фиксируются несогласиями в отложениях и выпадением из разреза отдельных горизонтов.

В тектоническом отношении миоценовая эпоха на Северном Кавказе характеризуется развитием передовых прогибов и увлечением в прогибание Ставропольского поднятия и северных областей Предкавказья. В миоцене активности складкообразования не отмечалось.

Плиоценовая история, неразрывно связанная с четвертичной, является началом перестройки тектонической зональности Предкавказья и всего Кавказа в целом. Большие области освобождаются от моря и происходит накопление мощных континентальных толщ. Ставропольский свод подвергается интенсивному размыву с разносом материала в смежные пониженные области.

В эоценовый век наблюдается изменение солевого режима бассейнов Восточного и Западного Предкавказья, что обусловило изменения фауны моллюсков во время формирования эоценовых отложений. Вышележащие отложения содержат понтическую фауну, наиболее полно развитую в мелководных и прибрежно-морских фациях, и более скудную фауну в глубоководных глинисто-алевроитовых породах. В области развития глубоководных отложений отделить киммерийские отложения от понтических не удается. Куяльницкие отложения также содержат фауну понтического типа, но ее резкая обедненность и тесная связь куяльницких отложений с вышележащими не дают однозначного решения об отнесении куяльницкого яруса к неогеновой или четвертичной системе.

В акчагыльском веке происходят интенсивные тектонические движения, выразившиеся в развитии многочисленных разрывных нарушений и в формировании складчатых структур в Предкавказье.

В Каспийской области выше слоев с понтической фауной существовал длительный перерыв. Затем в этой области началось отложение слоев, относимых к акчагыльскому ярусу, которые охарактеризованы фауной сарматского типа. Происхождение ее твердо не установлено. В настоящее время по этому вопросу вновь выдвинута А. А. Али-Заде гипотеза Н. И. Андрусова о проживании сарматской фауны от сарматского времени до акчагыльского в гипотетическом бассейне, располагавшемся в Средней Азии, который получил название Туркменского.

В залегающих выше отложениях апшеронского яруса мы вновь видим фауну «пришлую», происхождение которой из фаун понтического типа вполне вероятно, однако не из столь резко обедненной, какой является фауна куяльницких слоев, а из разнообразной, характерной для киммерийских и понтических отложений.

Над апшеронскими отложениями развита мощная толща слоев, охарактеризованных главным образом дидакнами каспийского типа. Обычно эта толща подразделяется на бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский ярусы. Последний резко отличается от всех предшествующих широким распространением в нем *Cardium edule*. Достоверное сопоставление этих ярусов с ярусами, выделяемыми в Черноморской области, невозможно.



## Глава IV

# МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

---

### ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Краткие описания вулканических образований Казбекской области и Осетии содержатся в работах Г. В. Аби́ха и Л. К. Конюшевского, относящихся еще к концу XIX в. Примерно к тому же времени относится попытка Е. Фурнье определить возраст вулканических извержений и связать их с тектоническими процессами. Ряд магматических пород Центрального Кавказа описан Ф. Шафариком, А. Данненбергом и С. Мерцбахером. Однако систематическое изучение магматических пород Большого Кавказа начинается с 1890—1891 гг., с момента организации изыскательских работ под строительство предполагавшейся железнодорожной линии через Архотский перевал.

В 1905 г. вышла работа Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, представляющая собой первое классическое описание петрографии дарьяльских гранитов, магматических пород бассейна рек Ардон, Урух, Черек, ледника Дых-су, окрестностей сел. Думала и т. д. Исследованиями была охвачена значительная часть Дигории и Балкарии.

В 1913 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг публикует результаты изучения продуктов молодой вулканической деятельности Центрального Кавказа. Его работа «Вулканы и лавы Центрального Кавказа» явилась важной вехой в изучении магматической геологии Кавказа. Разрабатывая теоретические основы петрогенезиса, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг неоднократно возвращается к материалу, полученному при исследовании Кавказа, обобщая данные изучения магматических образований разного состава, фациального положения и возраста.

В 1910—1915 гг. проводит свои исследования на Кавказе ближайший помощник Ф. Ю. Левинсона-Лессинга — Д. С. Белянкин. Ему принадлежит приоритет в выделении на Кавказе «неоинтрузий», установлении их петрографо-минералогических и металлогенических особенностей. В течение ряда лет, вплоть до 50-х годов, совместно со своими учениками — В. П. Петровым, Б. В. Залесским, В. П. Еремеевым, М. А. Фаворской — ныне видными петрографами — Д. С. Белянкин изучает «неоинтрузивные» породы Центрального Кавказа и Южного склона Главного Кавказского хребта, закладывая основы современных представлений о развитии магматизма на Кавказе в мезо-кайнозойское время.

В это же время В. В. Дубянский посвятил ряд работ новейшему вулканизму горы Эльбрус; значительное внимание он уделяет петрографическим исследованиям.

С конца 20-х и по 50-е годы изучением мезо-кайнозойского магматизма Кавказа и связанной с ним металлогении занимается Л. А. Варданянц. Первые обобщенные сведения о масштабах проявления вулканических процессов в юре, о юрских диабазх Центрального Кавказа, детальные петрографические описания многих древних интрузивных и молодых «неоинтрузивных» пород, первый опыт металлогенической характеристики Центрального Кавказа, а также сведения по петрографии изверженных пород Западного Кавказа — таков далеко не полный перечень результатов работ этого исследователя.

Новейшему вулканизму Кабардино-Балкарии и Тырнаузскому рудному узлу посвящены работы С. П. Соловьева 30—40-х годов. В тридцатых годах ряд интересных работ по ультраосновным породам и их минералогии опубликовал Н. Е. Ефремов.

В конце 30-х годов начинается планомерное изучение геологии и рудных богатств региона, проводятся детальные исследования в целом ряде районов. К этому периоду относятся работы А. П. Герасимова, в которых освещается геология бассейнов Малки и Кумы, а также геологическое строение Минераловодского района, дается первое подробное описание пятигорских «лакколитов». В конце 40-х годов проблему лакколитов Пятигорья изучает В. Н. Павлинов, а несколько позже — Н. Д. Соболев, который дал наиболее полную минералогическую и петрографическую и металлогеническую характеристику пород, а также описал вмещающую толщу и палеозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. Более ранние работы Н. Д. Соболева посвящены ультраосновным породам Северного Кавказа.

В тридцатых годах детальное изучение гранитоидов Центрального Кавказа проводят Г. М. Ефремов, М. И. Ициксон, А. Г. Кобилев, П. С. Саакян, С. П. Соловьев, В. Н. Соловьев, Г. М. Ефремов изучает главным образом магматические образования палеозоя и связанную с ними металлогению, охватывая своими исследованиями область Центрального и особенно Северо-Западного Кавказа, Г. М. Ефремов и Г. Д. Афанасьев в 1939—1940 гг. поставили вопрос об отнесении гранитов Главного хребта к палеозою, а не к докембрию, что противоречило господствовавшей тогда точке зрения. Примерно в это же время геолого-петрографическими исследованиями в бассейнах Большого и Малого Зеленчуков и г. Карачаевска занимается И. И. Бессонов. Изучению палеоинтрузивных и неинтрузивных пород Северного Кавказа посвящен ряд работ А. Г. Кобилева. Большое значение для познания эволюции магматизма на Большом Кавказе имели работы И. Г. Кузнецова.

В конце сороковых — начале пятидесятых годов юрским вулканизмом Большого Кавказа занимается А. Н. Лебедев. Продолжает изучение мезо-кайнозойского вулканизма Л. А. Варданянц. В это же время проводит обширные исследования магматизма Северного Кавказа Г. Д. Афанасьев, который от изучения гранитоидов палеозойских интрузивных комплексов на северо-западе переходит к обобщающим работам по магматизму Большого Кавказа. В монографии Г. Д. Афанасьева (1950) рассмотрены материалы исследований 30 и 40-х годов, проведенных на Северном Кавказе С. П. Соловьевым, В. Н. Соловьевым, М. И. Ициксоном, Л. А. Варданянцем, Е. Н. Дьяконовой-Савельевой, Н. А. Игнатьевым, А. Г. Кобилевым, Д. П. Сердюченко, Г. М. Ефремовым, И. Я. Барановым и другими петрографами. Существовавшее представление о развитии в пределах Северного Кавказа двух главных групп гранитных интрузий — древних гранитов Главного хребта и северных гранитов и молодых, посленижнеюрских, неинтрузий — в результате тщательного изучения геолого-петрологических фактов, данных по геологии и стратиграфии Северного Кавказа и рассмотрения магматических образований как закономерных естественных ассоциаций — комплексов в этой работе значительно изменилось. Г. Д. Афанасьевым было предложено расчленение домезозойских магматических образований Северного Кавказа на комплексы, размещенные в разных структурных зонах. Проведенное расчленение сохранило свое значение и до настоящего времени.

С 1955 по 1960 г. геологические исследования на Кавказе проводились экспедицией Московского государственного университета под руководством Г. Д. Ажгирея. Вопросы палеозойского магматизма освеща-

лись в работах Г. М. Заридзе, А. М. Демина, Г. Д. Ажгирея, С. М. Кропачева, А. А. Самохина, М. Л. Сомина; мезозойским магматизмом Северо-Западного Кавказа занимался М. Г. Ломизе; новейшему вулканизму посвящены работы Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского.

Исследования ИГЕМ АН СССР с 1955 по 1963 г. легли в основу монографии Ю. П. Масуренкова о новейшем магматизме Приэльбрусья, А. М. Борсука о мезо-кайнозойском магматизме Западного Кавказа и В. В. Плошко о петрографии и рудопроявлениях уруштенского магматического комплекса\*.

Весьма важным для познания истории магматизма Северного Кавказа являются также многолетние исследования Д. С. Кизевальтера и проведенное Н. П. Лупановой тщательное изучение магматических проявлений в метаморфизованных толщах нижнего и среднего палеозоя Западного Кавказа.

Значительный вклад в изучение магматизма Центрального Кавказа внесен в последние годы геологами СКГУ — В. А. Мельниковым, Г. И. Барановым, Г. А. Михеевым и др., а также сотрудниками других организаций — В. М. Аяновым, И. В. Круть и др. Оригинальные взгляды на кайнозойский вулканизм этой области изложены в ряде статей К. Н. Паффенгольца.

## ФОРМАЦИИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД СЕВЕРНОГО КАВКАЗА ПО ДАННЫМ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА

В опубликованных ранее работах Г. Д. Афанасьев (1952, 1958, 1964) обосновал представление о магматических комплексах, фазах и фациях магматизма описываемого региона и сделал попытку выделить конкретные формации изверженных пород. Высказанные им положения и легли в основу описания магматизма Северного Кавказа в настоящей работе.

Современная картина размещения и соотношений магматических пород Северного Кавказа весьма сложна и трудно поддается расшифровке. Однако длительное изучение магматизма этого весьма сложного в тектоническом отношении региона позволяет дать общую картину развития магматизма во времени и в разных структурно-формационных зонах (табл. 24).

Благодаря определению абсолютного возраста пород в пределах Лабино-Малкинской зоны выявлена древнейшая для Кавказа гранито-гнейсовая формация раннего палеозоя (рис. 62). Слюды из пород этой формации дают возраст 400—450 млн. лет; флогопит из контакта серпентинитов и гранито-гнейсов балки Мошевой, проанализированный в лабораториях ИГЕМ и Башкирского филиала АН СССР, дал одно и то же значение: 450—460 млн. лет. С другой стороны, в пределах зоны Передового хребта — в ее приподнятой части в Лабинском районе — известны интрузии плагиомусковитовых гнейсированных гранитов с сопровождающими их пегматитами, аплитами и метасоматитами. Слюды и амфиболы из этой серии устойчиво дают 360—370 млн. лет. В частности, мусковит из кварцево-мусковит-пегматитовых жил являлся эталонной пробой для 18 лабораторий абсолютного возраста Советского Союза. Среднее из данных анализа этих лабораторий дает цифру 360 млн. лет.

Проявлениям гранитного магматизма в Лабино-Малкинской зоне предшествовало внедрение интрузий гипербазитов, входящих вместе с гранулитами и порфироидами в состав вмещающих толщ. Выявление

\* Материалы приводятся по состоянию изученности на 1964 г.

Геологический возраст	Магматический комплекс	Лабино-Малкинская зона		Зона Передового хребта	
		Формации	Абсолютный возраст, млн. лет	Формации	Абсолютный возраст, млн. лет
Tr—Q	Кайнозойский	Липарито-андезито-базальтовая (р. Чегем)	3	Трахиандезиты, базальты устья р. Худес	?
		Гипабиссальная граносиениты до трахилипаритов (Пятигорье)	20 (?)		
J—Cr	Мезозойский	Субщелочная габброидно-трахитовая (р. Мара, дайки р. Малка)	130	Трахитовая р. Черек Безингиевский	130
		Андезито-базальтовая до На-липаритов (Кара-чаевск) —	140—150 (?)	Субщелочная — анальцимовые габброиды р. Чегем Дайки габброидов —	140
P—C	Позднепалеозойский	Гранит-порфиры р. Малка	250	Риолитовая (палеолипариты, дациты, андезиты Малой Лабы), порфиры Третьей роты, р. Теберда	240—250
		Гранитная рек Малка, Аликоновка, Эшкакон	240—280	Гранитная формация (р. Индыш)	240—280
D	Среднепалеозойский	Определенно не выявлены		Субщелочная трахибазальтовая (урупская) Порфиры, спилиты, кератофиры, дайковая серия Гранитовая На-гранитов и метасоматитов Субстрат: интрузии гипербазитов	340 360 ?
C	Ранне-среднепалеозойский	Плагиопорфиры р. Малка Гранито-гнейсовая р. Бескес, балки Мощевой Гипербазитовая	300—450	Габбро-амфиболитовая — гипербазитовая Диабазо-кератофировая	?

Зона Главного хребта		Осевая зона		Южный склон осевой подзоны	
Формации	Абсолютный возраст, млн. лет	Формации	Абсолютный возраст, млн. лет	Формации	Абсолютный возраст, млн. лет
Липарито-андезито-базальтовая (вулкан Эльбрус)	?	Андезито-базальтовая (вулкан Казбек)	2	Субвулканическая (гранитная), гора Шурунгал-Калько	~5
Гипабиссальная гранитовая формация Тырнауза	3				
Не выявлены		Субщелочная габброидно-трахитовая (реки Пшиш, Пшеха)	120	Не выявлены	
Вероятно, дайки габброидов		Гранитная (р. Пшиш, гора Тепли)	145—150		
—		Диабазо-кератофировая до гипабиссальных Напорфиров	150—160 (?)	?	
Аляскитовая	250	Микроклиновые граниты Дарьяла	150 (?)	?	
Гранитовая	270	Омоложенные граниты (Кассарское ущелье)	150—320	?	
Гранитоиды докарбоновые, переработанные позднепалеозойскими гранитами	370	Гнейсы, габброиды неясного возраста	160 (?)	?	
Реликтовые тела габброидов и гипербазитов					
Возможны реликты среди переработанного субстрата		Возможны реликты среди переработанного субстрата		?	



в этом районе гипербазитовых интрузий древнее 450 млн. лет усложняет вопрос о возрасте змеевиков зоны Передового хребта. Неясно, входят ли, являясь раннепалеозойскими, интрузии гипербазитов урочища Третьей роты (Малая Лаба), Уруштена, Большой Лабы, Кыфара

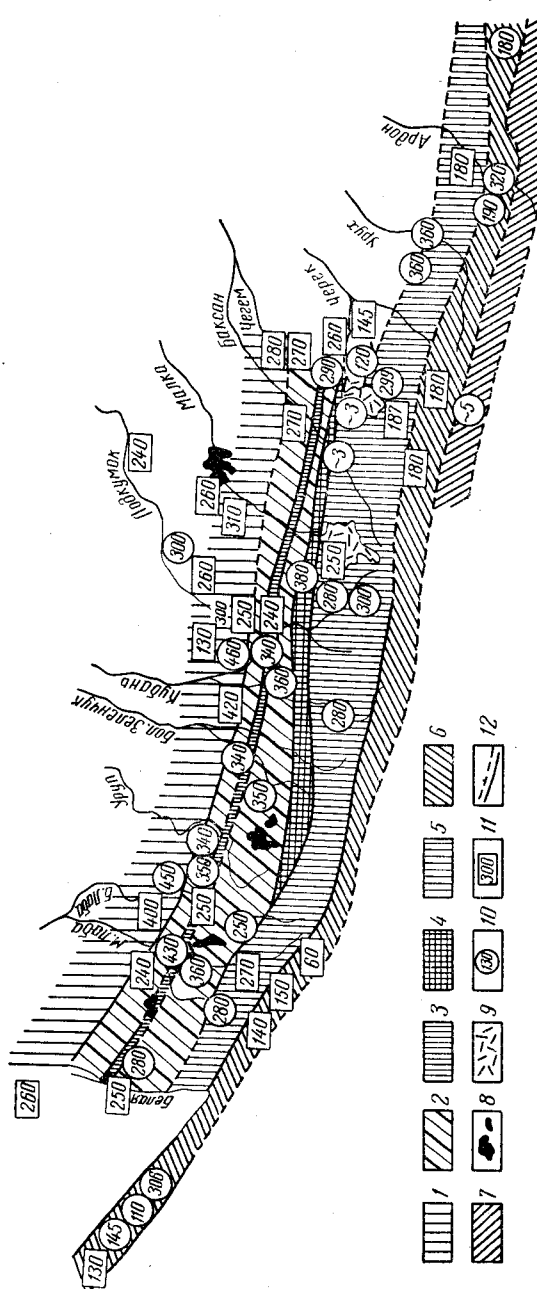


Рис. 62. Схема расчленения территории Северного Кавказа на структурно-формационные зоны по данным геологии, петрологии и абсолютного датирования (K/Ar метод). Составил Г. Д. Афанасьев

1 — Лабино-Малкинская зона; 2 — зона Передового хребта; 3 — подзона развития осадочно-вулканогенно-экструзивной формации; 4 — подзона развития нерасчлененных вулканогенных образований карбона и перми, тянущихся к Пшекиш-Тырн-ауской шовой зоне; 5 — зона гранитоидов Главного Кавказского хребта; 6 — Перевальная зона; 7 — зона Южного склона; 8 — серпентиниты; 9 — вулканогенные образования Ng — Q; абсолютный возраст пород: 10 — K/Ar метод по слюде и амфиболу, 11 — по калийному полевоому шпату и породам; 12 — разломы

и др. в субстрат для девонских плагиогранитных интрузий зоны Передового хребта или являются там начальным этапом развития среднепалеозойского интрузивного магматизма. Пока для них известна лишь верхняя возрастная граница.

Важным фактором по сравнению с ранее известными данными является выделение средне-позднедевонской формации субщелочных габброидов.

Полученные данные абсолютного возраста внесли много нового в понимание развития структурно-формационных зон Северного Кавказа и эволюции в них процессов магматизма и метаморфизма.

В настоящее время имеются данные о наличии раннепалеозойских образований на Северном Кавказе в пределах Лабино-Малкинской зоны (см. табл. 24). Работами ИГЕМ АН СССР 1964 г. определен раннепалеозойский (450 млн. лет по слюде) возраст гранито-гнейсов р. Мошевой и устья р. Бескес (табл. 25). Здесь кристаллические сланцы с внедренными в них интрузиями серпентинитов (Беденский массив) прорваны интрузиями гранито-гнейсов (Бескесский массив) с сопровождающими их пегматитами и аплитами.

Таблица 25

№ образца	Порода и ее местонахождение	Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	
			по полевому шпату (валовая порода гранитного состава)	по слюде (основные породы)
52/64	Гранит; Ширванская площадь, глина 2753 м	Поздний палеозой	285 ± 10	400
2593	Гранито-гнейс; р. Бескес, близ устья	Ордовик (?)	260 ± 10	—
122/64	Лентит; р. Бескес, близ устья	Силур	330 ± 15	—
123/64	Гранито-гнейс; там же	Кембрий (?)	370 ± 15	—
131/64	То же	Ордовик (?)	345 ± 15	400 ± 15
283/57	Гнейс аплитовый; р. Мошевая	Ордовик (?)	370 ± 15	—
101/64	Кристаллические сланцы; там же	Ордовик (?)	345 ± 15	405 ± 15
141/61	Флогопит из контакта змеевика с гранито-гнейсом	Силур (?)	360 ± 15	—
141/61	То же, по определению Башкирского филиала АН СССР	Ордовик (?)	370 ± 15	450 ± 15
140/61	Гранит (валовая проба); ручей Мошевой	„	—	460 ± 15
171/64	Кристаллические сланцы; р. Кубань, 10 км выше г. Карачаевска	Ранний палеозой	?	—
186/64	То же	То же	375 ± 15	—
163/51	Гранито-гнейс; р. Индыш	То же	340 ± 15	—
301/64	Кристаллические сланцы; р. Хасаут	Досилурийский (?)	360 ± 15	—
299/64	То же	„	305 ± 10	—
П-15	Плагиогранит-порфир; р. Малка	„	300 ± 10	—
158-а-1	То же	„	305 ± 10	—
			280 ± 10	—

На измеренных значениях абсолютного возраста (по валовой пробе) метаморфических сланцев, досилурийских плагиопорфиров и др., видимо, сказалось метаморфизирующее влияние Малкинской интрузии гранитов — все цифры не превышали 300 млн. лет.

Рассматривая всю Лабино-Малкинскую зону, необходимо отметить, что слагающие ее древние породы испытали метаморфизм последующих интрузий уруштенского и верхнепалеозойского магматических комплексов. Об этом свидетельствуют проявления самих интрузий (реки Малка, Аликоновка, Эшкакон), а также цифры абсолютного возраста для полевошпатовой части нижнепалеозойских гранито-гнейсов — около 350 и 280 млн. лет.

К проявлениям среднепалеозойского магматизма в зоне Передового хребта с наибольшей уверенностью можно отнести породы плагиогранитовой формации (уруштенский магматический комплекс). Указанный комплекс, выделенный Г. Д. Афанасьевым, включает серию древних изверженных пород, представленную в эффузивной фации диабазами, спилитами, альбитофирами и альбитизированными порфиритами, а в интрузивной — габбро-амфиболитами, серпентинитами, тоналитами, натровыми гранитами и аляскитами. Все эти породы размещены в сланцевом субстрате ранне- и среднепалеозойского возраста (табл. 26).

Таблица 26

№ образца	Порода и ее местонахождение	Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	
			полевой шпат (граниты, ва-ловая порода)	слюда (основная порода)
1/64	Мусковит из кварцево-мусковитовой апатитовой жилы; р. Малая Лаба, урочище Третьей роты (сверочная проба, среднее из анализов 17 лабораторий)	Дофаменский	—	362 ± 15
1	Пегматиты; р. Малая Лаба	"	—	340 ± 10
538	Метаморфический сланец р. Уруштен	"	—	330 ± 10
48/55	Плагиоаляскит; хребет Большой Балкан	"	310 ± 10	—
260/57	Габбро-сиенит гетерогенный; гора Закан	"	265 ± 10	335 ± 10
55/47	Пегматит; хребет Магишо	"	265 ± 10	325 ± 10
89/55	Плагиогранит; гора Ятыргварта	"	420 ± 20	—
1	Флогопит-диопсидовая порода; Большая Лаба	"	—	350 ± 10
409/56	Пегматит; Малая Лаба	—	—	350 ± 15
51/57	Метаморфический сланец; р. Уруштен, близ устья	Ордовик (?)	—	435 ± 20
55/64	Плагиоаляскит; р. Малая Лаба	—	—	365 ± 15
53/64	Гнейс; р. Малая Лаба	—	—	330 ± 15
	Пегматит; р. Бескес	Девон	260 ± 8	325 ± 10
	Лампрофир; р. Уруп	D <sub>2</sub> —D <sub>3</sub>	286 ± 10	338 ± 10
	Минетта; р. Уруп	"	—	342 ± 10
	Субинтрузивное габбро; р. Зеленчук, гора Пастухова	D <sub>3</sub> (дофаменский)	—	345 ± 10
КФ-2	Флогопит, контакт гранита со змеевиком; р. Кяфар	D <sub>2</sub> —D <sub>3</sub>	—	365 ± 15
КФ-1	То же	D <sub>2</sub> —D <sub>3</sub>	—	350 ± 15
204/51	Гранито-гнейс; р. Баксан	?	245 ± 10	—
137/60	Гранито-гнейс; р. Чегем	Девон (?)	270 ± 10	—
131/60	Гранит; р. Чегем	Поздний палеозой	250 ± 10	—
136/60	Гранито-гнейс; р. Чегем	Девон (?)	290 ± 10	—

Формация метаморфизованных андезито-трахитовых и субщелочных до собственно щелочных пород (урупский комплекс) входит в состав среднедевонских отложений и развита участками в северной подзоне (Бескесско-Марухской) Передового хребта Западного Кавказа — в междуречье рек Большая и Малая Лаба и в бассейне Марухи. Возраст этих эффузивов, определенный по породе — 320 млн. лет, несколько, видимо, омоложенный. С ними ассоциируют и небольшие тела ультрабазитов, описанные В. М. Аяновым (1959) в районе горы Хацавитой.

Формация гипабиссальных и дайковых тел щелочно-основного граносиенитового, бостонитового и альбититового состава того же комплекса интрузирует отложения среднего — верхнего девона, но, видимо, не проникает в фаменские отложения. Эти породы ассоциируют иногда со щелочными девонскими эффузивами и, вероятно, комагматичны им, образуя единую плутоно-вулканическую формацию.

Абсолютный возраст субщелочных пород, определенный по валовой пробе и биотиту из граносиенитов, является устойчивым, не выходя за пределы 335—340 млн. лет.

Анализ цифр абсолютного возраста, полученных для пород зоны Передового хребта, позволяет прийти к выводу, что возраст слюд отражает время внедрения пород урупского и уруштенского комплексов, а данные измерения по полевым шпатам свидетельствуют о наложении метаморфизма 260—280 млн. лет назад в связи с внедрением в этой зоне магматических масс верхнего палеозоя.

Важной особенностью зоны Передового хребта является приуроченность к ней колчеданных тел. Этот тип минерализации ассоциирует с серией пород, образующих урупский магматический комплекс.

В позднем палеозое сформировались: 1) формация гранитоидов глубинной фации зоны Главного хребта; 2) формация северных гранитов (граниты Малки, Тызыла и др.) в пределах Лабино-Малкинской зоны; 3) плутоно-вулканическая формация малых гранитных интрузий и риолитов в Передовом хребте и Лабино-Малкинской зоне; 4) формация сиенит-диоритов, сиенитов сочленения зоны Передового хребта; 5) формация порфиров Худеса.

Верхнепалеозойский возраст указанных формаций подтверждается определениями абсолютного возраста слагающих их пород (табл. 27).

Таблица 27

№ образца	Порода и ее местонахождение	Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	
			полевого шпата (валовая порода)	слюда (основная порода)
835-23	Мусковит (пегматит); р. Туялы (Г. Д. Афанасьев и др.)	Послесилурийско-допермский	165±8	325±15
198/55	Пегматит; р. Айгамуга	То же	175±8	250±10 (?)
440/54	Пегматит; р. Садон	" "	185±8	—
132/55	Порфир; р. Садон	" "	175±8	—
201/54	Гранит; р. Кюген-кая	" "	230±10	—
99/39	Пегматит; р. Аксаут	" "	185±8	234±10
379/45	Гранит; р. Дамхурц	" "	185±8	—
1184	Порфировидный гранит; р. Черек	" "	180±8	—
V-18-1	Гранит; р. Черек Безенгиевский	" "	—	290±10
V-12	Гранит; верховья р. Кубань	" "	—	305±10
V-16	То же	" "	—	280±10
V-31	" "	" "	—	280±10
157	Мигматито-аляскитовый гранит; р. Теберда	Поздний палеозой	—	250±10
385	Пегматит; р. Уллу-Хурзук	То же	190±8	—
369	То же	" "	180±8	—
444	Гранит; р. Уллу-Кам	" "	190±8	—
227/59	Гранит; р. Уллу-Хурзук	" "	240±10	275±10
99/60	Кристаллический сланец; р. Чегем	" "	—	285±10
218/59	Гранит; р. Уллу-Хурзук	" "	230±10	285±10
57/55	Плагιοгранит-порфир кровли; гора Алоус	" "	295±10	—

Глубинные батолитоподобные интрузии гранитоидов Главного хребта, развитые в пределах одноименной зоны, не имеют однозначно выявленных синхронных эффузивных эквивалентов. Формация развивалась в глубинных условиях, оказала большое гранитизирующее влияние на породы субстрата и интродировала в несколько фаз, отличающихся физико-химическими особенностями магм и термодинамической обстановки становления отдельных интрузий. Схема развития формации, неоднократно описанная в литературе, следующая:

а) плагьогранитные интрузии более древнего магматического комплекса, подверженные переработке герцинскими интрузиями;

б) гранодиоритовые интрузии с краевыми контаминированными до диоритов оторочками;

в) интрузии двуслюдяных гранитов гранитной магмы, преимущественно в южной части зоны;

г) интрузии аляскитов, существенно калиевых, диафорически воздействовавших на метаморфизованные слюдястые сланцы субстрата и развитых преимущественно в северной части зоны.

Гнейсы и граниты полосы Главного хребта от Дарьяла до ледника Холодного на западе как по биотиту, так и по валовой породе дают устойчивую цифру 145—150 млн. лет, что более вероятно указывает на возраст последнего этапа регионального метаморфизма.

Выявление последовательности формирования пород и испытанных ими наложенных процессов требует дополнительных исследований. В настоящее время к собственно позднепалеозойским гранитным интрузиям зоны Главного хребта могут быть отнесены лишь серые двуслюдяные и аляскитовые граниты. Значительная масса гранитоидных пород с более или менее отчетливым полосчатым сложением в недавнем прошлом трактовалась как структуры течения. На самом деле полосчатое сложение является признаком реликтовой огнейсованности древних гранитоидов, подвергавшихся переработке позднепалеозойскими гранитами. В этом отношении представляют интерес результаты изучения трех минералов — биотита, мусковита и калинатрового полевого шпата из одного гранита на р. Уллу-Хурзук (верховья Кубани). Биотит и мусковит по определению  $K/Ar$  методом имеют возраст 330—340 млн. лет. Для биотита было проведено определение возраста также рубидий-стронциевым методом — цифра возраста биотита 370 млн. лет. Полевой шпат из этой же породы показал возраст 290 млн. лет. Типичные серые граниты имеют возраст по слюде 270—280 млн. лет, по полевому шпату 240—250 млн. лет. Возраст аляскитов по валовой породе также близок к 250 млн. лет. Все это позволяет считать, что в пределах зоны Главного хребта значительно развиты гранитные образования более древних эпох, в той или иной мере переработанные воздействием позднепалеозойских гранитов.

Некоторые исследователи включают дарьяльские и кассарские граниты в комплекс гранитов Главного хребта. Однако эти массивы, перетерпевшие сложную историю, сейчас приурочены к другой (Осевой) структурной подзоне. Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом дает и по биотиту и по полевому шпату для дарьяльских и кассарских гранитов цифры порядка 150—170 млн. лет. Но для мусковита из пегматита, прорезающего кристаллические сланцы в кассарском массиве, рубидий-стронциевым методом в двух лабораториях получена цифра 330 млн. лет. Этот контроль рубидий-стронциевым методом позволил подтвердить геологическую оценку палеозойского возраста порфиroidных гранитов Дарьяла. Последние, подобно другим порфиroidным гранитам комплекса Главного хребта, образовались



метасоматическим путем в результате микроклинизации, сопутствовавшей внедрению аляскитовых гранитов.

Микроклиновые граниты Дарьяла и Кассарского ущелья внедрились в древний субстрат, состоящий из гнейсов и кристаллических сланцев. Впоследствии, во время формирования позднеюрского (раннемелового) гранитного магматизма, палеозойские интрузии в этой зоне были милонитизированы, прогреты, претерпели в связи с этим аргонное омоложение. Но рубидий-стронциевый метод позволил получить более близкую к истине цифру возраста.

Положение Кассарского и Дарьяльского микроклинизированных массивов в Осевой зоне нарушает специфику этой зоны, так как западнее аналогичные интрузии в ней не развиты. Петрографические же микроклиновые граниты Кассары и Дарьяла тождественны порфиroidным гранитам зоны гранитоидов Главного хребта.

Таким образом, из имеющихся данных по геохронологии кристаллических пород зоны Главного хребта вытекает следующее:

1) возраст кристаллических сланцев, пегматитов и гранитов верхнего палеозоя 270—290 млн. лет;

2) возраст по  $K/Ag$  методу полевошпатовой части гранитоидов на всем протяжении зоны колеблется около 180 млн. лет, отклоняясь в области верховьев Кубани в позднепалеозойских гранитах до 250 млн. лет, а в переработанных гранитоидах субстрата до 290 млн. лет. Молодые лавы (Эльбрус, Джунгу-су, Черем) и граниты Тырныауза несомненно в какой-то мере влияли на нарушение равновесия между  $K$  и  $Ag$  в древних породах.

К формации северных гранитов относятся породы, по возрасту синхронные герцинским гранитоидам Главного хребта, но сформированные в других структурно-геологических условиях в Лабино-Малкинской зоне. Территориально они размещены вблизи субмеридионального Минераловодского поперечного поднятия — это массивы Эшкаконский, Малкинский, Тызыльский. По абсолютному возрасту эти гранитоиды относятся также к позднему палеозою (290 млн. лет). Однако состав и условия их формирования, изучавшиеся свыше 30 лет назад, требуют дополнительных петролого-геологических исследований с использованием всего накопленного по петрографии Северного Кавказа материала.

К западу от Минераловодского поперечного поднятия в бассейне Кубани, в северной подзоне Передового хребта, вдоль регионального субширотного разрыва протягиваются ассоциации небольших гранитоидных интрузий — в приподнятых блоках, или экструзивно-эффузивные серии риолитового характера — в опущенных. Примером первой ассоциации являются интрузии р. Индыш (диоритовые, гранодиоритовые, гранитные и аляскитовые малые тела). Все они послераннекарбонные и доюрские. Абсолютный возраст разных этапов формирования этой формации от 290 до 240 млн. лет.

Примером развития экструзивно-эффузивной ассоциации, синхронной интрузиям, являются магматические образования в пределах этой зоны в бассейне рек Малая и Большая Лаба. Порфировое тело на Большой Лабке у Кривого моста, дайки порфиров Малой Лабки по балкам Мраморной и Пруды, в урочище Третьей роты, риолиты горы Хацавитой и экструзивно-лавовый комплекс Кутана на р. Малая Лаба — типичные участки развития этой плутоно-вулканической ассоциации.

К этой же формации относятся кислые вулканогены среднего течения рек Худес, Даут, Теберда (красноцветные отложения выше сел. Нижняя Теберда), Аксаут (у впадения в нее р. Кышкыт), Маруха. Возможно развитие этой формации и вдоль других шовных зон, располагающихся между отдельными структурами. Абсолютный возраст

биотита из валуна гранита, взятого из красноцветных конгломератов нижней перми, 288 млн. лет, что является верхним пределом возможного возраста для допермских образований. Липариты Кутана по валовой породе показали возраст 250—230 млн. лет.

Формация сиенит-диоритов в области сочленения зоны Передового хребта с зоной продольных депрессий развита в пределах гор Ятыргварта, Закан, вероятно горы Карабек. Здесь формируются небольшие тела сложного сиенитового состава с существенным проявлением этапа фельдшпатизации. Формирование этих интрузий близко по времени формированию комплекса герцинских гранитоидов зоны Главного хребта. Продукты раннего этапа их формирования — диоритовые существенно плагиоамфиболовые сиениты — имеют возраст 290—280 млн. лет. Сиенитовые (или сиенитизированные) разности по темноцветной и полевошпатовой части дают возраст 250 млн. лет. Геологические наблюдения показывают досреднекарбонный возраст сиенитов горы Ятыргварта.

К формации порфиров Худеса относятся те дайковые и штокообразные тела гранит-порфиров, которые известны в литературе под названием кератофиров. Они развиты по р. Кубань в районе рудника Эльбрус, а также в ряде мест по р. Даут. Родство пород этой формации с другими формациями герцинского магматизма следует изучить дополнительно, хотя имеющиеся данные позволяют думать, что они являются наиболее поздними и кислыми дифференциатами герцинского магматизма.

Магматические формации, характеризующие развитие мезозойской геосинклинали, наиболее полно представлены на Южном склоне Главного хребта. Широко распространена здесь байосская вулканогенная формация с абсолютным возрастом 160—165 млн. лет, плагиогранитные гипабиссальные интрузии с возрастом порядка 150 млн. лет. С магматизмом этой эпохи может быть увязано происхождение Лаурского колчеданного рудопроявления.

На Северном Кавказе имеются проявления магматизма, синхронные мезозойскому магматизму Южного склона, но развивавшиеся не в типично геосинклинальной обстановке, а в субплатформенных условиях структурных зон Северного склона.

На западном окончании Главного Кавказского хребта выявлены различные формации, достаточно полно характеризующие развитие мезозойского геосинклинального магматизма, хотя сам геосинклинальный прогиб располагается главным образом в области Южного склона. В западной части Кавказа представлены:

- 1) среднеюрская диабазовая формация — по речкам Гунайке (ст. Пшиш) и Пшияхо;
- 2) экструзии гранодиорит-порфиров с сопровождающими вулканогенными породами дацитового состава;
- 3) экструзии и гипабиссальные тела гранитоидного состава (гора Индюк и верховья р. Пшиш);
- 4) дайки и гипабиссальные тела с эруптивными брекчиями щелочных, основных до ультраосновных (с оливином) пород (эруптивные брекчии по генезису аналогичны трубкам взрыва);
- 5) трахитовые и субщелочные образования, завершающие мезозойский магматизм в области Западного Кавказа.

Все отмеченные формации датируются данными абсолютного возраста от 165 до 110 млн. лет.

В других частях Северного Кавказа мезозойский магматизм фиксируется в разных участках и структурных зонах дайками основных и гранитоидных пород, приуроченных к зонам разломов.

Мезозойский магматизм в основных его проявлениях значительно развит в бассейне Кубани и Теберды — в районе г. Карачаевска. Более кислые вулканогенно-экструзивные образования, еще недостаточно изученные, известны к востоку от Кубани по речке Мара. По р. Хасаут (приток Малки) в 10 км от устья встречаются дайки субщелочных ультрабазитов.

Крупным центром развития мезозойского магматизма является междуречье Чегема и Черека, особенно область развития так называемых кератофиров р. Черек Безенгиевский. Анальцитсодержащие габброиды правобережья р. Чегем имеют возраст 130—120 млн. лет, что подтверждает отнесение их к меловой формации субщелочных основных пород. Появление субщелочных габброидов близ сел. Булунгу (р. Чегем) также свидетельствует о смещении структурных зон Северного Кавказа восточнее долины Чегема к югу.

Также требуют специального изучения эффузивные и экструзивные образования мезозоя в Садоно-Фаснальском отрезке зоны Главного хребта. Первые данные о возрасте брекчий Садонского участка дают цифры 175—180 млн. лет, тождественные «омоложенному» возрасту полевошпатовой части позднепалеозойских гранитов в этой зоне.

Данные о возрасте магматических образований, связанных с формированием мезозойской геосинклинали (геосинклинали прогиб Южного склона Главного хребта) укладываются в интервал геологического времени от 165 до 110 млн. лет, т. е. охватывают промежуток 55—60 млн. лет.

Можно предполагать, что теплинские и цейские гранитоиды относятся по возрасту к границе юры и мела, но пока определенных данных об этом нет (рис. 63). Во всяком случае субстрат осевой подзоны, сложенный древними гнейсами и кристаллическими сланцами в области этих интрузивов, дает цифры возраста порядка 145 млн. лет, что является возрастом метаморфизма древних пород. Следовательно, и интрузии, обусловившие этот метаморфизм, тоже имеют указанный возраст.

На Северном Кавказе кайнозойский магматизм представлен следующими ассоциациями:

1) длительно развивающаяся Казбекская вулканическая область, еще недостаточно расчлененная по последовательности и типам петрографических формаций;

2) формация субщелочных гипабиссальных интрузий Пятигорья («трахилипаритовые лакколиты»); возраст их отвечает границе олигоцен — миоцена, абсолютное датирование дает цифры порядка 30 млн. лет;

3) формация туфов, игнимбритов, и риолитов Нальчикского района; геологически это верхи плиоцена, абсолютный возраст около 3 млн. лет;

4) тырнаузская формация; ассоциация пород — эльджуртинские граниты и прорывающие их дайки лейкократовых граносиенитов и так называемых липаритов интродировали также в конце плиоцена\*, о чем свидетельствуют уточненные данные по абсолютному их возрасту. Эта интрузивная формация краевой части зоны Главного хребта синхронна вулканогенным образованиям принальчикского района (Каменка — Заюково). К этой же вулcano-плутонической формации относятся лавы Чегемского вулканического плато и шток гранодиорит-порфира

\* Вопрос о возрасте эльджуртинских гранитов остается весьма дискуссионным. Они прорывают отложения лейаса и в свою очередь секутся дайками липаритов предположительно верхнеплиоценового возраста. Определенно можно говорить лишь о том, что эльджуртинская интрузия внедрилась после юры, но не позднее конца плиоцена.—  
*Прим. ред.*



Рис. 63. Граниты горы Тепли. Фото Ю. Н. Рощупкина

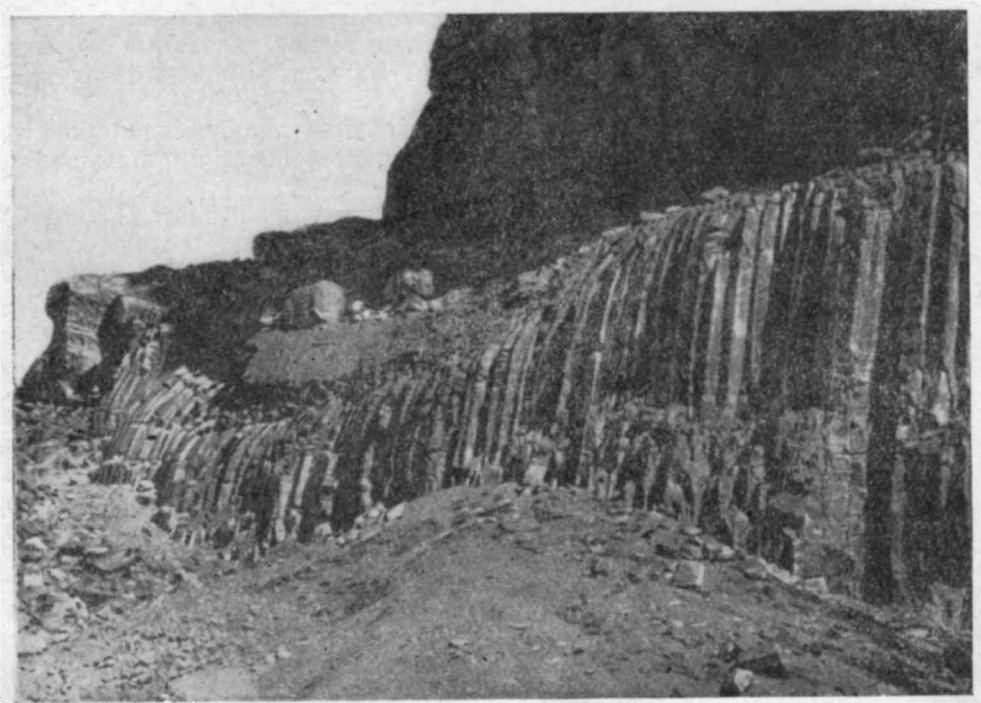


Рис. 64. Лавы Эльбруса. Верховья р. Баксан (ручей Азау). Фото И. И. Чернова



р. Джунгу-су, комагматичный им. Вероятно к этой же формации следует отнести новейшие породы горы Калько (истоки р. Арагви).

Вулканические конусы Эльбруса и Казбека завершают развитие магматизма Северного Кавказа (рис. 64). Известная активность этих вулканических образований проявляется и сейчас.

## ФОРМАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ В СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОНАХ

Магматическая деятельность на Северном Кавказе проявлялась на протяжении всей его геологической истории, в течение которой сформировались многочисленные и разнообразные по составу и возрасту изверженные породы.

Древнейшие магматические образования, преобразованные в различные метаморфические породы, в настоящее время известны в протерозойских отложениях Лабино-Малкинской зоны и зоны Главного хребта. Сформировавшиеся в условиях эвгеосинклинального прогиба, они представлены эффузивами спилит-кератофировой формации и тесно с ними ассоциирующими мелкими гипабиссальными телами гранофировых плагιοгранитов.

В раннем палеозое заключительной эпохе байкальского диастрофизма, вероятно, предшествовало внедрение интрузий гипербазитовой формации, известных в тех же структурно-формационных зонах. Последовавшие затем поднятия, очевидно, сопровождалось формированием интрузий гранитной формации, типа гранито-гнейсов р. Мощевой.

Новый этап геосинклинального погружения отмечается в среднепалеозойское время. Ограниченное распространение верхнесилурийских отложений, неясность их стратиграфических соотношений со среднедевонскими образованиями не дают возможности достоверно судить о происходивших в это время на Северном Кавказе геологических процессах. Можно лишь предположить о проявлении в эту эпоху поднятий, с которыми, возможно, связано внедрение гранитоидных интрузий уруштенского комплекса. Начиная со среднего девона в обособившемся прогибе, соответствующем зоне Передового хребта, и выделяемой Г. Д. Афанасьевым Бескесско-Марукской подзоне накапливается мощная толща вулканогенных отложений спилит-кератофировой формации, с которыми, по-видимому, генетически связаны мелкие субинтрузивные тела плагиоклазовых порфиритов и кварцевых альбитофиров. Эффузивный магматизм завершается к верхам девона формированием субщелочных основных пород. Последовавшее в раннем карбоне замыкание эвгеосинклинального прогиба Передового хребта совпало с формированием сложного карабекского комплекса, относящегося к габбро-плагιοгранитной группе формаций. В этот же период геологической истории в соседних с зоной Передового хребта зонах Лабино-Малкинской и Главного хребта сохранились устойчивые поднятия. В раннем карбоне территория Северного Кавказа испытывает интенсивное складкообразование, которому в зоне Главного хребта, по мнению некоторых исследователей (Г. А. Михеев), предшествует внедрение плагιοгранитных интрузий\*.

В позднем палеозое, отвечающем заключительным этапам развития палеозойской геосинклинали, смена геотектонической обстановки приводит к резкому изменению характера магматизма. Так, в зонах Главного хребта и Лабино-Малкинской в этот период формируются много-

\* Г. И. Баранов считает плагιοгранитные интрузии зоны Главного хребта девонскими. — *Прим. ред.*



образные гранитоидные массивы, занимающие значительные площади. В то же время в зоне Передового хребта магматическая деятельность проявляется в ином плане. Главную роль здесь играют плутоно-вулканические образования, подчиненные молассовым отложениям среднего и верхнего карбона и нижней перми. Только в западной части Передового хребта в позднем палеозое появляются интрузии ятыргвартского комплекса, представленные гранитами, гранодиоритами, диоритами и габбро.

Следующий этап магматизма на территории Северного Кавказа начинается с ранней юры. Существовавшие в ранней и средней юре в Осевой зоне эвгеосинклинальные условия привели к формированию типичных образований спилито-кератофировой формации и петрографически связанных с ними субвулканических тел кварцевых кератофиров, диабазов и диабазовых порфиритов. В платформенной Лабино-Малкинской зоне в это время проявляется вулканизм андезитового состава, сопровождаемый образованием субвулканических тел. На Восточном Кавказе с кратковременными поднятиями в средней юре связаны дайки «диабазового пояса».

С конца средней — начала поздней юры в предорогенную стадию развития альпийской геосинклинали в пределах Гойтхского антиклинория (Западный Кавказ) формируются экструзии и гипабиссальные тела гранитоидного состава, а в осевой части зоны Главного хребта — сложный комплекс интрузивных пород, относящихся, видимо, к габбро-плагиогранитной группе формаций.

В меловую эпоху проявления магматической деятельности известны на Западном Кавказе и прилегающих районах Южного склона. Представлены они гипабиссальными и субвулканическими телами натровых порфиров и габброидов повышенной щелочности. Вероятно, к этому же времени следует отнести образование в Лабино-Малкинской зоне (р. Чегем) штокообразного тела субщелочных габброидов.

В кайнозое в связи с общим поднятием территории Северного Кавказа, по-видимому, к местам сочленения продольных разрывов с поперечными оказались приурочены центры магматической деятельности. К этому времени относится формирование магматических образований, относящихся к формации субвулканических гранитов. Завершается магматическая деятельность на Северном Кавказе извержениями Эльбруса и Казбека.

Такова в общих чертах история магматических проявлений на Северном Кавказе.

Ниже приводится описание эффузивных и интрузивных образований в соответствии с той возрастной последовательностью, которая представляется авторам в настоящее время наиболее вероятной. Отсутствие в ряде случаев надежных геологических данных о возрасте отдельных магматических образований является причиной значительных разногласий среди кавказских геологов. В этих случаях приходится целиком полагаться на данные определения абсолютного возраста пород, которые не всегда дают надежные результаты.

### **ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ**

К протерозойским магматическим образованиям на территории Северного Кавказа относятся: 1) древние эффузивы, входящие в состав протерозойских метаморфических толщ и относящиеся к спилито-кератофировой формации; 2) гипабиссальные интрузии досилурийских плагиогранитов (рис. 65).

Эти группы магматических пород довольно определенно можно отнести к байкальскому этапу, связав их образование с развитием обширного эвгеосинклинального прогиба, существовавшего в позднем протерозое и раннем палеозое.

Вулканогенные породы, относящиеся по своему составу к спилито-кератофировой формации, обнажаются в пределах Лабино-Малкинской зоны по рекам Малка и Баксан, присутствуя также в разрезе метаморфических сланцев р. Кубань в районе рудника «Эльбрус». Вероятно, часть кристаллических сланцев в зоне Главного хребта и Блыбской

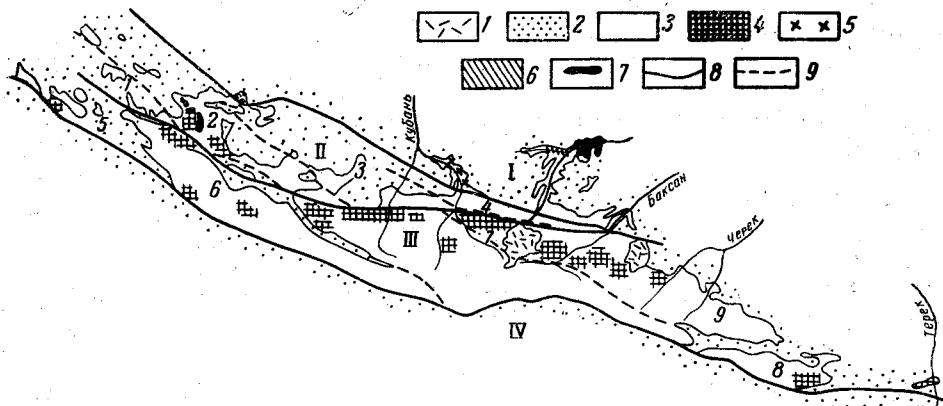


Рис. 65. Размещение протерозойских, ранне- и среднепалеозойских интрузий по структурным зонам. По Г. И. Баранову

1 — кайнозойские лавы; 2 — осадочные отложения верхнепалеозойского и мезозойского возраста; 3 — метаморфические породы ранне-среднепалеозойского и позднепалеозойского возраста; 4 — среднепалеозойские плагиограниты; 5 — среднепалеозойские диориты; 6 — раннепалеозойские и протерозойские плагиограниты; 7 — раннепалеозойские (?) гипербазиты; 8 — границы структурных зон: 8 — первого порядка, 9 — второго порядка. Цифры на схеме: I — Лабино-Малкинская зона; II — зона Передового хребта; III — зона Главного хребта; IV — зона Южного склона. 1 — Бамбакская синклинальная зона; 2 — Блыбская антиклинальная зона; 3 — Бескесско-Марухская синклинальная зона; 4 — Картджуртская зона; 5 — Чугушский блок; 6 — Софийский блок; 7 — Тебердинский блок; 8 — Адайхохский блок; 9 — Балкаро-Дигорский блок

антиклинальной зоне Передового хребта также относится к метаморфизованным вулканогенным породам, которые особенно широко развиты на западе в верховьях Лабы и Белой.

Для протерозойских эффузивов характерна значительная степень метаморфизма, неодинаковая для различных структурно-формационных зон. В зоне Главного хребта и Блыбской антиклинальной зоне метаморфизм соответствует альмандиново-амфиболитовой фации (по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену, 1961). В Лабино-Малкинской зоне метаморфизм эффузивов менее интенсивный и не выходит за пределы кварц-альбит-эпидот-альмандиновой и кварц-альбит-биотитовой субфаций фации зеленых сланцев. Еще менее глубокий метаморфизм испытывали обнажающиеся в бассейне р. Хасаут вулканогенные породы, в которых изменения ближе всего к кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев и реже кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации той же фации. Эти породы часто характеризуются наличием реликтовых порфиоров, диабазовой или обломочной структур.

В ряде случаев первичный состав байкальских эффузивов устанавливается только в общих чертах. Так, в зоне Главного хребта можно отличать лишь первичноосновные породы от кислых (табл. 28).

В Блыбской антиклинальной зоне они представлены амфиболитами, образующими значительные по мощности пачки в низах и средней части разреза кристаллических сланцев, обнажающихся в ядре зоны.

Таблица 28

Оксиды	Содержание, %			Оксиды	Содержание, %		
	Обр. Ф-7	Обр. Ф-10	Обр. Ф-11		Обр. Ф-7	Обр. Ф-10	Обр. Ф-11
SiO <sub>2</sub>	64,56	51,20	49,87	Na <sub>2</sub> O	1,52	3,12	1,87
FeO	0,37	0,57	0,82	K <sub>2</sub> O	1,94	2,30	1,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,22	18,15	18,48	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,67	0,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,92	2,71	3,73	SO <sub>3</sub>	0,03	0,17	0,00
FeO	3,48	6,36	6,26	H <sub>2</sub> O	0,14	0,00	0,00
MnO	0,18	0,28	0,15	П.п.п.	2,03	3,21	2,18
MgO	2,34	3,83	5,79				
CuO	6,16	7,61	7,29	Сумма	100,23	100,18	98,69

Образец Ф-7 — пиритизированный кварц-альбит-серпичитовый сланец; Ф-10 — амфибол-эпидот-альбитовый сланец; Ф-11 — амфибол-хлорит-альбитовый сланец. Анализы произведены в химической лаборатории СКГУ (С. В. Савин, Г. И. Баранов и др., 1959 г.).

В Лабино-Малкинской зоне магматическая деятельность начинается с излияния лав основного и среднего состава, преобразованных в процессе метаморфизма в альбитовые амфиболиты, роговообманковые и хлоритовые сланцы. Первичнотуфогенные породы в нижней части вулканогенной толщи играют резко подчиненную роль. С развитием магматического процесса появляются лавы более кислого состава, представленные в настоящее время порфироидами, образовавшимися за счет дацитовых порфиров. Завершается вулканическая деятельность выбросами туфового материала, преобразованного в кварц-хлорит-альбитовые сланцы. Для протерозойских вулканогенов общим является преобладание натрия над калием, пониженное содержание кальция и магния (табл. 29). Эти особенности химизма вместе с подводным характером излияний типичны для спилит-кератофировых формаций.

Таблица 29

Оксиды	Содержание, %						
	Обр. 253-М	Обр. 13-М	Обр. 14-М	Обр. 22-М	Обр. 316	Обр. 344	Обр. 107-Д
SiO <sub>2</sub>	73,59	68,79	57,81	70,29	41,47	52,35	75,88
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,58	0,85	0,57	1,04	0,6	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,27	14,51	16,5	14,66	15,62	15,8	13,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,36	2,29	2,61	3,94	0,67	2,45	2,44
FeO	1,50	3,07	6,00	0,30	8,14	4,43	0,86
MnO	0,04	0,10	0,14	0,01	0,26	0,12	0,08
MgO	1,30	2,20	4,00	0,31	8,2	8,39	0,34
CaO	1,69	2,28	4,67	1,07	6,19	6,22	0,17
Na <sub>2</sub> O	3,40	3,50	3,55	7,00	4,91	3,41	5,25
K <sub>2</sub> O	1,60	1,75	1,25	1,15	0,12	1,99	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	0,66
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	0,53	—	—
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	1,94	2,53	2,98	1,52	12,47	3,0	1,61
Сумма	100,07	101,55	100,36	100,82	99,62	98,76	100,35

Образец 253-М — кварцевые порфиroidы, р. Малка; 13-М — эпидиабаз осветленный, р. Малка; 14-М — эпидиабаз, р. Малка; 22-М — кварцевый порфиroid, р. Малка (В. Б. Черницын, Г. И. Баранов и др., 1964 г.). 316 — диабазовый порфиroid, р. Хасаут; 344 — диабазовый порфиroid, р. Малка; 107-Д — кварцевый порфиroid, р. Мушта (Г. Д. Аджирей и др., 1961 г.).

В бассейне р. Хасаут эффузивам сопутствуют интрузивные породы, слагающие ряд небольших массивов и даек и представленные плагиогранитами, диабазами и диабазовыми порфиритами. Приурочены они к верхней части хасаутской свиты. Плагиограниты образуют несколько штокообразных и пластовых тел, сложенных мелко- и среднезернистыми породами серо-зеленого, редко розового цвета. Почти целиком они состоят из альбита № 5—7. Кроме этого минерала, в них присутствует кварц, образующий совместно с альбитом характерную гранофировую структуру, иногда кварц образует также отдельные более крупные зерна или агрегаты зерен. Среди этих пород отмечаются слабо пересыщенные и пересыщенные кремнекислотой, богатые и умеренно богатые щелочами разновидности. По химическому составу они приближаются к трондьемитам. В плагиогранитах встречаются кварцевые и кварц-карбонатные жилы. Иногда в местах развития жил плагиограниты осветляются и становятся розовыми. Биотит в этом случае практически исчезает и в плагиогранитах появляется калиевый полевой шпат. Одновременно резко возрастает сумма щелочей ( $K_2O + Na_2O$  более 10%, обычно 6—7).

Структура гранитов призматически-зернистая с участками гранофировой и переходной к гипидиоморфно-зернистой. В мелкозернистых плагиогранитах, почти не отличающихся по составу от более крупнозернистых разновидностей, за исключением уменьшения количества кварца в породах, иногда наблюдается расположение зерен плагиоклаза, характерное для офитовой структуры. Учитывая это обстоятельство, а также значительные колебания содержания кремнекислоты, можно сделать вывод о первоначально более основном, чем это наблюдается в настоящее время, составе интрузивных пород, относившихся скорее всего к габбро-плагиогранитовой формации. Такое предположение тем более вероятно, что поблизости от интрузий плагиогранитов известны небольшие тела эпидиабазов, близкие по структуре к мелкозернистым плагиогранитам, но сохранившие из темноцветных амфибол и хлорит.

Таблица 30

Окислы	Содержание, %			Окислы	Содержание, %		
	Обр. 269-М	Обр. 270-М	Обр. 271-М		Обр. 269-М	Обр. 270-М	Обр. 271-М
SiO <sub>2</sub>	58,90	67,79	58,43	MgO	1,44	0,80	0,40
TiO <sub>2</sub>	1,30	0,78	0,97	CaO	4,00	2,45	1,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,69	12,97	18,40	Na <sub>2</sub> O	4,75	5,20	6,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,92	2,97	7,40	K <sub>2</sub> O	1,05	1,50	4,20
FeO	2,42	4,60	0,06	П.п.п.	2,68	1,19	2,64
MnO	0,14	0,16	0,21				
				Сумма	99,29	100,41	101,15

Гипабиссальные интрузии плагиогранитов обладают теми же особенностями химического состава, что и эффузивные образования (табл. 30). В бассейне р. Шиджатмаз (приток р. Хасаут) они прорваны дайкой диабазов.

Диабазы и диабазовые порфириты образуют маломощные секущие, реже согласные тела и состоят из плагиоклаза, актинолита, хлорита и лейкоксена. Часто наблюдается реликтовая диабазовая структура, затушеванная вторичными процессами. Последние привели к полному замещению первичного темноцветного минерала хлоритом или же агрегатом хлорита и актинолита.

Возраст рассмотренных выше магматических образований отчетливо устанавливается по залеганию в протерозойских метаморфизованных отложениях и трансгрессивному налеганию на них конгломератов относящейся к кембриу урлешской свиты.

Для байкальского этапа характерна следующая последовательность формирования вулканогенно-осадочных толщ. Вначале происходит накопление вулканогенных образований, причем в заключительные этапы вулканической деятельности преобладает накопление пирокластического материала. Одновременно увеличивается роль терригенных осадков. Далее происходит образование характерного горизонта конгломератов, венчающего регрессивную серию осадков. Конгломераты, в гальке которых преобладают подстилающие вулканогенные породы и плагиогранит-порфиры, известны в досилурийских отложениях хасаутской свиты по р. Хасаут и в глубокометаморфизованных вулканогенных толщах в зоне Главного хребта (верховья Белой и Большой Лябы). После отложения конгломератов во всех известных случаях происходит образование различных по мощности карбонатно-терригенных или карбонатных горизонтов, перекрытых терригенными или туфогенными толщами. Подобная закономерность в формировании вулканогенных и осадочных толщ наблюдается и для герцинского эвгеосинклинального прогиба Передового хребта в среднем и верхнем девоне. В конгломераты хасаутской свиты плагиогранитная галька поступала в результате размыва обнажавшихся в этой же зоне древнейших плагиогранитов.

### ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Палеозойский магматизм на Северном Кавказе распадается на три главных этапа: раннепалеозойский, среднепалеозойский и позднепалеозойский.

#### РАННИЙ ПАЛЕОЗОИ

К раннепалеозойским магматическим образованиям условно относятся гипербазитовые и плагиогранитовые интрузии, развитые в Лабинно-Малкинской зоне и зоне Главного хребта. Единственным основанием для определения возраста этой группы пород являются данные радиогеохронометрии (см. раздел «Формации изверженных пород Северного Кавказа по данным абсолютного возраста»).

*Гипербазиты.* По вопросу о возрасте доюрских гипербазитовых интрузий до сих пор существуют разногласия. До последнего времени преобладало мнение о каледонском (силурийском) возрасте большинства ультраосновных интрузий, в некоторых местах отчетливо прорванных древнейшими плагиогранитами. Однако в ряде недавно опубликованных работ по стратиграфии палеозойских отложений Передового хребта Северо-Западного Кавказа ставится под сомнение раннепалеозойский возраст некоторых вмещающих гипербазитовые интрузии образований, а вместе с тем и каледонский возраст части гипербазитов, которые рассматриваются как раннекаменноугольные (Кизевальтер, 1963а; Кропачев, 1964). Подобный вывод не подкреплен палеонтологическими находками и сталкивается с целым рядом противоречащих ему фактов. Так, на хребте Абишира-Ахуба (Передовой хребет) в одинаковой структурной обстановке формировались гипербазиты, ортоамфиболиты, гнейсированные диориты, а также неметаморфизованные досреднекаменноугольные габбро архызского комплекса и сиенито-диориты, что свидетельствует о сложной и длительной эволюции магма-



тизма этого района. Это же подтверждается и данными абсолютного возраста.

Там, где имеются фаунистически доказанные среднепалеозойские отложения, отсутствуют гипербазиты и другие древние интрузии. И только в средне-верхнедевонских отложениях восточнее р. Кубань отмечаются тесно связанные со среднедевонскими спилитами мелкие тела пироксенитов и субинтрузивных пикритовых порфиритов.

Все остальные гипербазиты, представленные превращенными в серпентиниты перидотитами (как лерцолитами, так и гарцбургитами), вероятно, следует связывать с развитием обширного досреднедевонского эвгеосинклинального прогиба. Нижняя возрастная граница их определяется прорыванием в бассейне Малки апогарцбургитовой интрузией фаунистически доказанных силурийских отложений\*. Верхний предел четко фиксируется в ряде районов трансгрессивным налеганием на серпентиниты среднекаменноугольных отложений и наличием в базальных конгломератах многочисленной их гальки. Подтверждается по крайней мере дораннекаменноугольный возраст гипербазитов определением абсолютного возраста прорывающих их плагиогранитов, дающим цифры 360—380 млн. лет и более.

В последнее время появились сообщения (Круть, 1964) о находке гальки серпентинитов в конгломератах, залегающих в основании разреза карачаевской серии. Если эти данные справедливы, то возрастной интервал гипербазитов сузится и будет представлять собой отрезок времени между поздним силуром и средним девоном (вероятный возраст низов карачаевской серии, по И. В. Круть и др., 1963а, б).

Гипербазиты в зоне Главного хребта, изучавшиеся Н. Д. Соболевым, Н. Е. Ефремовым, А. Г. Кобилевым, Г. А. Михеевым и др., встречаются в виде небольших удаленных друг от друга массивов почти на всем протяжении зоны от р. Урух на востоке до р. Белой на западе, образуя ксенолитоподобные глыбы в гранитах Главного хребта или же слагаая линзовидные тела в кристаллических сланцах.

Гипербазиты представлены в основном пироксенитами, реже перидотитами, в той или иной степени измененными более поздними магматическими и метаморфическими процессами. Для них характерна сравнительно хорошая сохранность пироксена, моноклинного или ромбического, оливина, роговой обманки, биотита. Серпентинизация обычно проявлена слабо, в результате чего эти породы имеют более свежий облик, чем гипербазиты зоны Передового хребта. Сильно серпентинизированные гипербазиты известны в виде ксенолитов в гранитах Главного хребта и в виде мелких тел среди метаморфических сланцев бассейна р. Кубань, в районе перевала Карачай-Ауш, в верховьях р. Даут, по рекам Мамхурц, Макера, Санчаро и Белой. Представлены они обычно антигоритовыми разностями, иногда с моноклинным пироксеном и актинолитом (Соболев, 1952).

Хризотилловые серпентиниты описаны А. Г. Кобилевым (1935) и Н. И. Сидоропуло (1938) по рекам Мамхурц, Санчаро, Н. Е. Ефремовым (1940 г.) по р. Кестанты. Перидотиты, состоящие из оливина, роговой обманки, гиперстена, энстатита или диопсида, образуют незначительные массивы по рекам Аманауз, Аксаут и Морде (верховья р. Уллукам). К перидотитам (гарцбургитам), вероятно, следует отнести также сильно серпентинитизированные гипербазиты р. Кестанты. Н. Д. Соболевым (1952) указывается наличие по р. Дукка (истоки р. Большой Зелечук) дунитов, сложенных в основном оливином. Все остальные вы-

\* Возможен тектонический контакт. Серпентиниты р. Мощевой древнее силура.—  
Прим. ред.

ходы гипербазитов, известные в зоне Главного хребта, представлены пироксенитами. К ним относятся мелкие (не превышающие первых десятков, реже сотен метров) линзовидные тела, обнажающиеся в верховьях рек Урух, Псыган-су, Черек Балкарский, Мижирги — Чиран и Учкулан.

Гипербазиты зоны Главного хребта характеризуются значительным содержанием глинозема и резким преобладанием окисного железа над закисным (табл. 31). Особенности химического состава позволяют сделать вывод о том, что материнская магма этих пород являлась алюмосодержащей и, возможно, имела основной состав.

Таблица 31

Окислы	Содержание, %				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	38,64	36,78	39,22	39,40	38,82
TiO <sub>2</sub>	Следы	—	—	Нет	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02	3,70	4,06	8,33	4,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,16	7,85	7,85	7,73	5,48
FeO	0,97	5,05	1,85	2,69	3,01
MnO	0,13	0,30	0,16	Нет	0,08
MgO	38,57	34,10	32,88	25,44	36,32
CaO	0,85	Нет	3,45	2,85	3,71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,93	0,04	0,32	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Нет	—	Следы	0,02	0,01
SO <sub>3</sub>	0,19	—	0,17	0,44	0,27
CO <sub>2</sub>	0,73	0,35	0,37	0,82	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,60	0,50	0,57	0,80	0,38
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,74	10,75	8,37	10,34	4,80
Сумма	99,85	100,26	98,98	99,68	99,80

1 — антигоритовый серпентинит района Карачай-Ауш; 2 — хризотилловый серпентинит бассейна р. Аксаут, р. Малая Марка (Н. Е. Ефремов, 1940а); 3 — антигоритовый серпентинит р. Дамжурц; 4 — хризотилловый серпентинит р. Мамжурц (Соболев, 1952); 5 — серпентинит горы Цахвоа (Михеев, 1965).

Из рудных минералов в гипербазитах Главного хребта присутствуют магнетит, гематит, хромшпинелиды, хромит.

Для гипербазитов зоны Главного хребта характерна пространственная ассоциация с породами меланократового облика: амфиболитами и сохранившимися черты интрузивных пород метагабброидами (район р. Белой на Западном Кавказе и др.).

В Лабино-Малкинской зоне гипербазиты представлены крупными массивами: Малкинским на востоке и Беденским на западе, а также рядом значительно более мелких тел в бассейне р. Кубань и по рекам Малка, Тызыл, Гижгит.

Во всех известных случаях гипербазиты прорывают отложения не моложе силура и трансгрессивно перекрываются нижней юрой. Кроме того, в бассейнах Кубани и Гижгита наблюдается трансгрессивное залегание на серпентинитах средне- и верхнекаменноугольных отложений, содержащих гальку этих пород. Гипербазиты Лабино-Малкинской зоны изучались Г. П. Агалиным (1929), Н. И. Безбородько (1913), А. П. Герасимовым (1940а), Н. Е. Ефремовым (1940а), Б. А. Затоковенко (1941б), Н. Д. Соболевым (1952) и др.

Наиболее крупным (площадь выходов 41,5 км<sup>2</sup>) является Малкинский массив, сложенный в основном серпентинизированными гарцбур-

гитами; в подчиненном количестве встречаются лёрцолиты и дуниты (последние в виде жилообразных тел). Форма его остается неясной в связи с тем, что значительная часть массива скрыта под юрскими отложениями. По данным бурения и магнитной съемки, гипербазиты в северном направлении распространяются до р. Кич-Малка, а в восточном, возможно, до с. Каменноостского.

Главные минералы апоперидотитовых пород Малкинского массива — антигорит и бастит, развивающиеся за счет оливина и ромбического пироксена в гарцбургитах. Моноклинный пироксен встречается в апогарцбургитах в виде тонких вrostков в ромбическом пироксене и в виде единичных зерен — в аполерцолитах. Н. Д. Соболевым (1952) отмечались жильные образования, близкие сосюритовому габбро и состоящие преимущественно из основного плагиоклаза и ромбического пироксена.

В результате разрушения и переотложения пород Малкинского массива в древней коре выветривания образовались значительные скопления железных руд, известные как Малкинское железорудное месторождение.

Другой крупный серпентинитовый массив — Беденский расположен в бассейне р. Большая Лаба, где он выступает из-под юрских отложений в долинах Большой Лабы и Бескеса. Южный контакт массива тектонический. На севере серпентиниты прорваны гнейсированными гранитоидами (контакты по р. Мошевой).

В составе серпентинитов различаются антигоритовые, хризотилитовые и переходные между ними разновидности. Первоначальная природа серпентинитов, по данным Н. Д. Соболева, перидотитовая.

Мелкие массивы апоперидотитового состава имеются также на Кубани, где они локализируются в нижнепалеозойских отложениях. В массиве серпентинитов по р. Джалан-кол около даек кварцевых порфиров отмечаются прожилки продольноволокнистого асбеста.

Гипербазиты Лабино-Малкинской зоны относятся к выделяемой Н. Е. Ефремовым (1940а) северной зоне, характеризующейся развитием интрузий ультрамафической (безглиноземной) магмы. В отличие от гипербазитов зоны Главного хребта рассматриваемые породы отличаются сравнительно низким содержанием глинозема и окиси кальция (табл. 32).

*Плагиограниты.* К раннепалеозойским образованиям следует отнести метаморфизованные до состояния гнейсов граниты, известные в Лабино-Малкинской зоне. Наиболее крупным является Бескесский массив гранито-гнейсов, обнажающийся в глубоких долинах рек Большая Лаба и Бескес и прорывающий Беденский серпентинитовый массив. Определение абсолютного возраста слюды из данного массива дает цифры порядка 450—460 млн. лет (см. раздел «Формации изверженных пород по данным абсолютного возраста»). По минералогическому составу гранито-гнейсы Бескеса близки плагиогранитам, обнажающимся в зоне Передового хребта по р. Блыб. Однако определения абсолютного возраста последних дают совершенно иные цифры. В связи с этим условно гранито-гнейсы Бескеса и Блыби рассматриваются здесь как разновозрастные образования.

Бескесский массив гранито-гнейсов сложен светлыми, серыми или розоватыми мелко- и среднезернистыми гнейсированными породами, состоящими в основном из кварца и плагиоклаза № 16. По плагиоклазу обильно развиты мусковит и цоизит. Свежий биотит содержит точечные включения с плеохроичными ореолами. В породах присутствует микроклин в виде немногочисленных зерен, часто содержащих реликты пелитизированного первичного плагиоклаза. По микроклину развивается

Таблица 32

Окислы	Содержание, %				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	36,58	37,22	40,40	41,40	37,76
TiO <sub>2</sub>	Следы	Нет	0,09	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,04	0,59	1,17	1,92	0,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,91	3,92	4,50	1,29	6,57
FeO	2,22	3,52	2,10	0,48	0,8
MnO	0,28	0,31	0,14	0,25	—
MgO	38,29	39,47	38,56	39,42	36,79
CaO	0,65	1,16	Следы	0,15	2,80
CuO	—	—	0,04	—	—
K <sub>2</sub> O	Нет	Нет	0,11	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,13	—	0,05	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	0,29	0,57	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	0,92	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Нет	Нет	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	Следы	—	0,27
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	14,14	11,88	11,59	13,06	13,33
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,08	1,02	0,92	1,42	0,77
Сумма	99,62	99,38	100,97	99,61	99,82

1 — серпентинизированный лерцолит, Малкинский массив; 2 — серпентинизированный гарцбургит, Малкинский массив; 3 — серпентинит, Беденский массив; 4 — антигоритовый серпентинит, Беденский массив, р. Мошечая; 5 — серпентинит, р. Бескес (Соболев, 1952).

свежий альбит. Аксессуарными минералами являются апатит и сфен. Структура пород гранобластовая.

Породы Бескесского массива пронизаны многочисленными жилами аплитов. Последние представлены белыми мелкозернистыми, заметно гнейсированными породами, состоящими главным образом из альбита № 2—8, кроме того, встречаются кварц, эпидот и мусковит.

### СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОИ

Среднепалеозойские магматические образования известны в Лабинно-Малкинской зоне и зонах Главного и Передового хребтов. Во всех этих зонах известны метаморфизованные габброиды и диориты, которые условно могут считаться среднепалеозойскими. В зоне Передового хребта с ними, по-видимому, ассоциируют гранито-гнейсы уруштенского комплекса. В среднем девоне в эвгеосинклинальном прогибе, соответствующем зоне Передового хребта, сформировались мощные вулканогенные толщи спилит-кератофировой формации. В раннем карбоне, когда вся область Передового хребта подверглась складкообразованию и испытала общий подъем, внедрились интрузии сложного карабекского комплекса. В зоне Главного хребта к девонским образованиям относятся крупные плагиогранитные интрузии, широко развитые на всем протяжении от р. Белой на западе до р. Терек на востоке.

### Досреднедевонские интрузии

Наиболее ранними членами этого комплекса пород, видимо, являются габброиды. Породы семейства габбро пользуются значительным развитием в западной части зоны Главного хребта и в осевой части

Блыбской антиклинальной зоны. Отдельные массивы габброидов известны в пределах Лабино-Малкинской зоны в бассейне р. Кубань и в зоне Главного хребта по рекам Аксаут, Уллу-кам, Урух и др. Они испытали глубокий метаморфизм и превращены в ортоамфиболиты.

Главными породообразующими минералами метаморфизованных габброидов являются амфибол и плагиоклаз. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой в шлифах зеленой по оси *Ng* и бледной желтовато-зеленой по *Np*. Плагиоклаз — чаще всего андезин № 32—40 или альбит № 7—10, реже встречается лабрадор (р. Белая). Из других минералов нередко присутствуют мелкозернистый эпидот и хлорит, развивающийся по амфиболу. В ксенолитах габброидов среди гранитов обычны также биотит. Акцессорными минералами являются сфен и апатит. Количество темноцветных минералов в габброидах часто варьирует: местами роговая обманка достигает 90% и более от основной массы. По р. Белой (зона Главного хребта) можно встретить существенно плагиоклазовые ортоамфиболиты, состав которых приближается к диоритам.

Структура метаморфизованных габбро обычно гранонематобластовая, реже гранобластовая. Иногда наблюдается полосчатая текстура.

В бассейне р. Малая Лаба с древними габброидами связана богатая вкрапленность титаномagnetита (Афанасьев, 1958).

В пределах Лабино-Малкинской зоны в бассейне р. Кубань, севернее рудника «Эльбрус» и вблизи южного контакта Малкинского гранитного массива по рекам Малка и Юнгешли обнажаются небольшие тела своеобразных пород диоритового состава. Наиболее значительными из них являются массивы, обнажающиеся в приустьевых частях р. Даут и речки Аманкол. Контакты их согласные с вмещающими породами, а сами тела имеют линзовидную форму. Это среднезернистые зеленовато-серые или розоватые породы, состоящие в основном из роговой обманки и розового или серого плагиоклаза от № 7—8 до № 30.

Кроме этих минералов, в небольших количествах встречаются калинастровый полевоый шпат, замещающий плагиоклаз, кварц и эпидот. Акцессорным минералом является апатит. Породы имеют гнейсовидный облик, более отчетливый в краевых частях массивов. Структура бластокатакlastическая с участками гипидиоморфнозернистой. Породы слабо пересыщены кремнекислотой и иногда алюминием, очень бедны щелочами (табл. 33).

Диориты бассейна р. Кубань пространственно тесно связаны с выходами амфиболитизированных габбро, также образующих мелкие согласные тела в метаморфических сланцах.

Таблица 33

Окислы	Содержание, %				Окислы	Содержание, %			
	Обр. 3-К	Обр. 2170-А	Обр. 3083	Обр. 275		Обр. 3-К	Обр. 2170-А	Обр. 3083	Обр. 275
SiO <sub>2</sub>	54,26	55,48	53,88	53,08	CaO	7,12	5,84	5,88	6,72
TiO <sub>2</sub>	1,48	1,02	1,02	1,56	Na <sub>2</sub> O	3,40	1,95	2,33	1,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,74	18,53	17,21	15,21	K <sub>2</sub> O	0,90	1,66	1,11	1,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,17	2,40	3,29	2,10	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—
FeO	5,96	5,38	6,38	8,34	SO <sub>3</sub>	—	0,23	0,27	0,23
MnO	0,08	0,06	0,10	0,05	П. п. п.	2,65	2,87	2,37	2,34
MgO	5,12	4,07	4,73	5,87					
					Сумма	99,88	99,53	99,66	99,67

Образец 3-К — диорит, речка Аманкол (В. Б. Черныцын, Т. И. Баранов и др., 1964 г.); 2170-А — диорит из правого борта долины р. Кубань ниже устья р. Худес; 3083 — диорит, р. Даут; 275 — диорит, речка Аманкол. Анализы 1, 3, 4 заимствованы из отчета Ю. Я. Потапенко (1959 г.).



Некоторые отличия имеют выходы диоритов по рекам Малка и Юнгешли. Здесь обнажаются два пластообразных тела, согласных с вмещающими метаморфическими сланцами, падающими на юг. Сложены они розоватыми и серыми гнейсовидными породами, почти лишенными роговой обманки, вероятно, замещенной биотитом, присутствующим в значительном количестве. В породах довольно много решетчатого микроклина, интенсивно замещающего раздробленные зерна плагиоклаза. В дробленых же участках появляется кварц. Микроклинизация, окварцевание и образование биотита, по-видимому, связаны с контактовым влиянием крупного массива герцинских гранитов, вблизи контакта с которыми находятся описываемые интрузии. По составу описанные породы приближаются к гранодиоритам.

В зоне Передового хребта досреднедевонские гранитоиды сосредоточены в осевой части Блыбской антиклинальной зоны, где развиты наиболее древние глубокометаморфизованные отложения. Здесь обнажаются несколько массивов тоналитов, наиболее крупный из которых расположен на хребте Большие Балканы. Массив приурочен к ядру брахиоморфного поднятия, ориентированного в субмеридиональном направлении, и имеет согласные с вмещающими породами контакты. Тоналиты представляют собой светлые, однородные, заметно разгнейсованные породы. Структура тоналитов blastokataklastическая с участками первичногранитной. Наиболее развит в породе сильно пелитизированный плагиоклаз (14—15% An). По нему развивается крупночешуйчатый мусковит. В промежутках между зернами плагиоклаза присутствуют кучно расположенные пластинки биотита. Амфибол представлен двумя генерациями. Зерна первой генерации почти нацело заместились хлоритом, по которому развивается амфибол второй генерации. Из других минералов в тоналитах развиты эпидот и акцессорные: апатит и сфен. Породы тоналитовой интрузии прорывают более ранние основные и ультраосновные породы и сами подвергаются воздействию со стороны более поздних натриевых аляскитов, выражающемуся в процессах альбитизации и образовании амфибола второй генерации. Интрузии, подобные описанным, известны и в более западной части Блыбской антиклинальной зоны.

По р. Блыб встречаются пластовые интрузии более кислого состава. Кислые интрузии сопровождаются жильной серией пород, среди которых, кроме упоминавшихся ранее натриевых аляскитов, Г. Д. Афанасьевым (1950, 1958а, б) выделяются аплиты, пегматиты и пегматоидные граниты.

Рассматриваемые плагиограниты локализуются только в пределах протерозойских отложений Блыбской антиклинальной зоны и неизвестны среди пород девонского возраста.

### Спилито-кератофировая формация среднего палеозоя

Среднепалеозойские эффузивные образования пока достоверно установлены только в тектонической зоне Передового хребта, где они распространены весьма значительно и образуют мощную, до 2000 м, толщу, известную под наименованием кызылкольской свиты. Небольшие проявления эффузивных пород и сопровождающих их пирокластических образований установлены в последнее время и в составе вышележащей туфогенно-осадочной (картджуртской) свиты.

Эффузивные образования среднего палеозоя подверглись в различной степени метаморфическим преобразованиям, что дает повод выделять среди них две ассоциации: ассоциацию довольно слабо измененных пород и ассоциацию рассланцованных зеленокаменно-измененных пород. До недавнего времени эти ассоциации считались разновозраст-

ными образованиями. Первая относилась к нижнему карбону (карачевская серия), а вторая — к среднему девону. Более того, наиболее интенсивно измененные породы второй ассоциации рассматривались даже как нижнепалеозойские образования. Ассоциация к настоящему времени материал по стратиграфии среднепалеозойских отложений позволяет достаточно уверенно считать обе перечисленные ассоциации одновозрастными, среднедевонскими.

Ассоциация слабо метаморфизованных пород представлена типичной спилито-кератофировой формацией. Породы этой ассоциации обнаружены в восточной части зоны Передового хребта, между долинами рек Даут и Баксан. Главную роль в ней играют шаровые лавы основного состава (спилиты) и андезитовые и дацитовые порфириды, слагающие обособленные участки. Резко подчиненное значение в составе формации имеют лавы кислого состава и пирокластические образования. В небольшом количестве встречаются радиоляриевые яшмы и своеобразные брекчии, состоящие из обломков различных по составу эффузивов, сцементированных кремнистым материалом с радиоляриями.

Породы спилито-кератофировой формации отчетливо сохранили не только первичные особенности состава и структуры, но и хорошо выраженную, особенно в спилитах, подушечную или шаровую отдельность. Подавляющая масса спилитов представляет собой миндалекаменные порфиоровые породы с апоинтерсертальной структурой основной массы, состоящей из лейст альбита и хлорита. Вкрапленники немногочисленны и представлены альбитом и клинопироксеном. Многие разнородности спилитов и особенно внешние каймы шаров и подушек насыщены тонкодисперсным гематитом. Отдельными участками и линзами среди спилитов встречаются лавы вариолитового строения. В химическом отношении спилиты характеризуются повышенной щелочностью, резким преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  и относительно небольшим содержанием  $\text{CaO}$ . Отношение  $\text{CaO}$  к сумме щелочей всегда меньше 1,5.

Андезитовые и дацитовые порфириды образуют сложно построенные покровы мощностью до 1000 м, сопровождаемые обильным количеством пирокластического, часто грубообломочного материала. Они локализованы на участках относительно слабого развития спилитов и обычно являются более молодыми. Порфириды также имеют преимущественно миндалекаменное строение, но подушечная отдельность в них или совсем не встречается, или выражена крайне слабо. Для них обычны микролитовые, микропйкилитовые или аопилотакситовые структуры основной массы, редкие вкрапленники альбита, реже клинопироксена. В химическом отношении это также натриевые породы, но с относительно высоким (60—70%) содержанием кремнекислоты, а иногда и  $\text{K}_2\text{O}$  (до 2%). Покровы лав кислого состава встречаются крайне редко и преимущественно в верхней части эффузивной толщи. Излияние лав спилито-кератофировой формации происходило в субкавальных условиях, но при наличии очень сложного вулканического рельефа, что приводило к частичному размыву ранее отложившихся лав и формированию горизонтов брекчий.

Пространственно и генетически со спилито-кератофировой формацией связаны довольно многочисленные субинтрузивные образования, представленные преимущественно жильными телами и неправильными штоками кварцевых кератофиров. Основные и средние по составу субинтрузивные породы пользуются относительно меньшим распространением\*.

\* Е. А. Снежко не учитывает: 1) мощной пачки пироксеновых порфиритов левого бережья Большой Лабы и хребта Ужум повышенной щелочных (типа трахибазальтов) и 2) явно досреднедевонских альбитофиров устья р. Уруштен.— *Прим. ред.*

Ассоциация зеленокаменно-измененных пород среднего палеозоя занимает стратиграфическое положение, аналогичное положению спилит-кератофировой формации. Наиболее широким распространением она пользуется в западной части зоны Передового хребта, а в ее восточной части образует узкую полосу, располагающуюся к югу от занятой спилито-кератофировой формацией и отделенную от последней региональным тектоническим разрывом. Наибольшим распространением в этой ассоциации пользуются крайние по химизму члены: диабазы и кварцевые альбитофиры. Породы андезитового состава распространены относительно слабо. Подчиненное значение имеют пирокластические образования и прослои кремнистых пород.

Обычно эффузивные породы этой ассоциации в различной степени сохранили свои первичные структурные особенности, что дает повод с известной долей условности выделять две полосы, сложенные различно метаморфизованными породами. Первая полоса охватывает выходы вулканогенных пород, расположенные в южной части зоны Передового хребта (хребты Дженту, Абишира-Ахуба, реки Муху, Даут и др.). В этой полосе вулканические породы представлены по существу порфиридами, порфиритоидами, а иногда и просто различного рода сланцами. Минеральный состав альбит—кварц—серицит—хлорит—эпидот—актинолит отвечает фации зеленых сланцев. В химическом отношении породы этой полосы также отличаются повышенной щелочностью и резким преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ . Вторая полоса располагается несколько севернее предыдущей. Она охватывает выходы вулканических пород по рекам Большая Лаба, Уруп, Даут и Кубань.

Отличительной особенностью слагающих эту полосу пород являются значительно слабее выраженные зеленокаменные изменения. Первичная структура в них сохранилась достаточно отчетливо и иногда породы данной полосы мало чем отличаются от спилито-кератофировой формации. Среди эффузивных пород второй полосы уже достаточно уверенно можно различать метаморфизованные диабазы, порфириты и кварцевые альбитофиры. В петрохимическом отношении диабазы этой ассоциации несколько отличаются от типичных спилитов. Они характеризуются несколько меньшим содержанием  $\text{SiO}_2$  и суммы щелочей и несколько большим содержанием  $\text{CaO}$ . Но вместе с тем здесь же встречаются основные лавы, мало отличающиеся в петрохимическом отношении от обычных спилитов. Для диабазов характерны реликтовые микродиабазовые структуры и почти полное отсутствие порфировых выделений и миндалин. Обычно это и более крупнозернистые по сравнению со спилитами породы. Кварцевые альбитофиры также характеризуются резким преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  и относительно высоким содержанием кремнекислоты. Для них обычны реликты микрофельзитовой, микролитовой и сферолитовой структур и наличие весьма многочисленных вкрапленников альбита и кварца.

Последовательность формирования обеих ассоциаций в общем однотипна и характеризуется определенной направленностью. Намечаются две стадии вулканической деятельности, приведшие к накоплению эффузивных пород. В первую, эффузивную стадию происходило излияние лав преимущественно основного состава. Пирокластические образования для этой стадии не характерны. Вторая, эффузивно-эксплозионная стадия характеризуется пульсирующей деятельностью, что привело к частому чередованию лав основного и среднего состава с пирокластическими выбросами и даже осадочными породами. Заканчивается эта стадия локальным излиянием кислых продуктов, образующих в некоторых районах толщи мощностью до 400 м. Внутри эффузивно-эксплозионной стадии выделяются мелкие циклы, обуславливающие повторяе-

мость пород в разрезе. Однако общая тенденция к моноциклическому развитию вулканического очага и в эту стадию проявилась весьма отчетливо.

К концу эффузивно-эксплозивной стадии наметился резкий перелом в вулканической деятельности и на смену излиянию лав пришло накопление туфогенных пород с обилием осадочного материала как в виде самостоятельных прослоев, так и в составе цемента. Эти туфогенно-осадочные породы образуют залегающую выше по разрезу картджуртскую свиту. В самом конце накопления туфогенно-осадочных пород намечается новая вспышка вулканической активности, приведшая к формированию горизонта уралитовых и пироксеновых порфиритов повышенной щелочности, которые Г. Д. Афанасьев предлагает выделять в самостоятельный урупский комплекс. Эта новая вспышка вулканической активности представляет собой вполне законченный цикл, начавшийся излиянием лав, а затем сменившийся накоплением туфов. Наиболее широко уралитовые порфириты распространены в междуречье Большой и Малой Лабы. Но в аналогичном стратиграфическом положении они известны и в других районах, и в частности среди пород карачаевской серии по р. Кубань.

С эффузивными породами среднего палеозоя пространственно, а вероятно и генетически, связаны многочисленные рудопроявления и месторождения медистых колчеданов. Одно из наиболее крупных — Урупское месторождение расположено в зеленокаменно-измененных породах, другое — Худесское в слабо метаморфизованной спилито-кератофировой формации.

По-видимому, с заключительными этапами среднедевонской магматической деятельности связано формирование субинтрузивных тел плагиоклазовых порфиритов, известных в бассейнах рек Уруп и Теберда. К субвулканическим образованиям, видимо, следует отнести и отдельные тела кварцевых альбитофиров.

### *Девонские плагиогранитные интрузии зоны Главного хребта*

В зоне Главного хребта плагиогранитные интрузии на большей части территории переработаны широко проявившимися в позднепалеозойское время процессами гранитоидного магматизма и калиевого метасоматоза. Менее измененные плагиограниты встречаются в периферических частях зоны Главного хребта, в частности на крайнем западе зоны, в верховьях р. Белой, в водораздельной части Главного хребта, в истоках р. Большая Лаба, на севере зоны Главного хребта в районе перевала Умпырь (бассейн Малой Лабы), по рекам Уллу-Хурзук (правый приток Кубани), в бассейне р. Баксан и др.

Возраст этих пород по радиологическим данным не менее 360 млн. лет, т. е. среднепалеозойский, скорее всего девонский. Г. А. Михеев (1965), изучавший плагиограниты в бассейнах рек Аксаут, Большой Зеленчук и Лаба, считает эти интрузии раннекаменноугольными.

В верховьях р. Белой в водораздельной части Главного хребта обнажается несколько небольших межпластовых интрузий крупнозернистых плагиогранитов, наиболее типичные из которых обнажаются на горе Куд и в районе горы Чихашка. Породы, слагающие эти массивы, состоят из крупных (до 4—5 мм) зерен серицитизированного плагиоклаза (обычно андезина № 30—35), редко вторичного альбита и гетерозернистого агрегата кварца, локализующегося совместно с хлоритом и эпидотом в промежутках между зернами плагиоклаза. Хлорит об-

разует крупные пластинчатые, обычно деформированные зерна, а также мелкозернистые скопления совместно с эпидотом и кварцем. Иногда в этих скоплениях присутствуют мелкие кристаллы амфибола. Структура плагиогранитов обычно blastsгранитовая с отчетливыми следами катаклаза. В породах экзоконтакта плагиогранитов нередко наблюдается метасоматический рост порфировых зерен плагиоклаза, особенно четко заметный в амфиболах и биотитовых парагнейсах.

Сходны с плагиогранитами р. Белой плагиограниты более восточных районов зоны Главного хребта. Здесь, обычно в северной части зоны, располагаются довольно крупные массивы, сложенные в различной степени микроклинизированными плагиогранитами. Породы в неизменных участках массивов почти не содержат микроклина. Средний количественно-минералогический состав слабо измененных плагиогранитов бассейна р. Теберда приводится А. М. Деминым (1961 г.): среднее содержание по шести образцам составляет плагиоклаза 52%, микроклина 0,7%, кварца 34,5%, биотита 5,5%, мусковита 1,6%, апатита 0,3%, сфена 2,0%, магнетита 1,8%. Плагиоклаз обычно соответствует олигоклазу, реже кислотому андезиту.

Химический состав плагиогранитов зоны Главного хребта дан в табл. 34.

Таблица 34

Оксиды	Содержание, %							
	Обр. 210-Г	Обр. 9	Обр. 1352	Обр. 530/2	Обр. 573/3	Обр. 100	Обр. Р-29	Обр. 183/5
SiO <sub>2</sub>	66,47	70,03	67,86	71,73	69,40	68,92	64,12	66,19
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,34	0,54	0,43	0,36	0,33	0,21	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,17	16,13	14,54	15,54	15,84	17,44	17,49	16,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0,32	0,40	0,63	1,81	0,15	1,28	2,69
FeO	3,80	2,58	4,30	1,60	1,40	2,76	2,44	1,37
MnO	0,07	0,07	0,06	0,04	0,10	0,07	0,11	0,10
MgO	1,77	0,94	2,15	0,85	2,12	1,14	1,80	1,60
CaO	2,49	1,40	1,64	3,00	1,80	3,72	3,45	4,18
Na <sub>2</sub> O	3,06	3,95	3,39	3,52	4,20	3,62	4,66	3,25
K <sub>2</sub> O	2,54	2,39	2,35	1,68	2,21	1,18	2,54	1,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,73	0,36	0,47	—	—	—	0,31	0,30
SO <sub>3</sub>	0,08	0,02	Следы	—	—	—	Нет	0,18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,06	1,02	1,93	0,77	1,23	—	0,30	0,47
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,42	—	0,16	0,25	0,18	—	—
Cl	Следы	0,54	0,17	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	0,95	1,80	2,46
Сумма	100,11	100,19	99,80	99,81	100,47	100,28	100,51	100,95

Образцы 210-Г, 9, 1352 — плагиограниты, бассейн р. Малой Лабы; 530/2 и 573/3 — плагиограниты, бассейн р. Теберды; 100 — плагиогранит, р. Уллу-Хурзук (Демин, 1962); Р-29 — плагиогранит, р. Белая; 183/5 — плагиогранит, гора Куд (бассейн р. Белой) (С. В. Савин, Г. И. Баранов и др., 1959 г.).

Несколько особое положение занимают сложно построенные массивы гранитов, известные в литературе под названием Дарьяльского и Кассарского, обнажающиеся соответственно по рекам Терек и Ардон. По данным Г. Д. Афанасьева (1958а, б), эти граниты на первом этапе формирования представляли собой биотит-кварц-олигоклазовые плагиограниты, претерпевшие сильное разгнейсование. Интрузия плагиогранитов сопровождалась внедрением лампрофировой серии пород (спессартитов), а также плагиоаплитов и плагиоаляскитов. В дальнейшем в герцинскую и, возможно, в киммерийскую тектонические эпохи эти образо-



вания подверглись процессам гранитизации и калиевого метасоматоза, преобразовавшим большую часть пород субстрата в порфириовидные и более равномернозернистые граниты.

Для районов с широким развитием интрузий плагиогранитной формации характерны процессы метасоматической переработки пород субстрата с образованием порфиробластовых метасоматитов, иногда близких по составу к гранитам. Особенно интенсивно они проявлялись в Передовом хребте в бассейне Лабы, вдоль южного края Лабино-Малкинской зоны (альбитизированные сланцы чегемской свиты нижнего палеозоя, обнажающиеся по рекам Кубань и Малка) и в северной части зоны Главного хребта.

### Карабекский (архызский) интрузивный комплекс

Внедрению интрузий карабекского комплекса предшествовало накопление в раннекаменноугольных отложениях сравнительно мощной толщи лав основного состава, имеющих особенно широкое развитие в Марух-Зеленчукском районе\*. В нижней части толщи преобладают плагиоклазовые и диабазовые порфириты, в верхней — диабазы. Плагиоклазовые порфириты представляют собой массивные или слабо рассланцованные породы с отчетливым миндалекаменным сложением. Основная масса их имеет лепидобластовую или фибробластовую структуру и состоит из тонкозернистого агрегата эпидот-клиноцоизита, хлорита и неиндивидуализированного вещества, насыщенного тонкими иголочками и спутанно-волокнустым агрегатом актинолита. Миндалины (5—10%) обычно заполнены хлоритом и имеют линзовидную форму. Вкрапленники немногочисленны и представлены сильно измененными призматическими зернами плагиоклаза размером до 1 мм.

Диабазовые порфириты характеризуются большей рассланцованностью, имея более зернистое сложение. Обычно это полнокристаллические породы с порфириовидной структурой. Вкрапленники редки и представлены сильно измененными зернами плагиоклаза. Основная масса имеет офитовую структуру, обусловленную наличием длиннопризматических зерен сильно измененного плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены агрегатом хлорита и эпидот-клиноцоизита, редко кварца. Вся порода насыщена иголочками актинолита. Диабазы отличаются от диабазовых порфиритов отсутствием порфириовых выделений.

Карабекский интрузивный комплекс объединяет сложную серию пород, прорывающих в бассейнах Теберды и Марухи верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения и перекрываемых средними горизонтами вестфальского яруса среднего карбона. В состав комплекса входят серпентиниты, габбро, сиенит-диориты и плагиограниты, из которых резко преобладают первые три группы пород\*\*. Наиболее крупные массивы, сложенные породами карабекского комплекса, располагаются в бассейне р. Большой Зеленчук и в верховьях р. Кяфар. По представлениям Ю. Н. Хильтова (1959), детально изучившего взаимоотношения пород комплекса в Архызском районе, формирование его происходило в четыре этапа в направлении от ультраосновных к кислым.

В отдельных случаях в каждый последующий этап магма использовала старые пути внедрения, что привело к формированию сложно построенных плутонов.

Первый этап характеризуется образованием массивов ультраосновных пород, превращенных в настоящее время в серпентиниты. Послед-

\* Стратиграфическое положение этих эффузивов требует уточнения.— *Прим. ред.*

\*\* Серпентиниты Нижнетебердинского и Кяфарского массивов несомненно доверхнедевонские.— *Прим. ред.*

ние или слагают самостоятельные тела (р. Теберда), пространственно разобщенные с породами более поздних этапов, или же образуют центральные части сложно построенных массивов (р. Кяфар). Серпентиниты залегают преимущественно согласно с вмещающими породами, имея линзовидную или пластообразную форму (Каденский и др., 1956). Лишь при соприкосновении с известняками наблюдаются секущие контакты. Наиболее крупный Кизильчукский массив занимает площадь 28 км<sup>2</sup>. Это огромное пластообразное тело лежит в ядре довольно пологой синклинали, согласно подстилается метаморфическими сланцами нижнего карбона или же породами следующего этапа — габбро-диоритами. Другой крупный массив обнажается на хребте Эхреску, у горы Джемараклы-тубе (8 км<sup>2</sup>). Для него также характерна тесная ассоциация с породами габбро-диоритовой группы, почти со всех сторон окаймляющими массив. Остальные тела ультрабазитов имеют более мелкие размеры.

Серпентиниты карабекского комплекса представлены только антигоритовыми и переходными разновидностями, состоящими из антигорита (главная масса породы), бастита, серпофита, хризотила и рудных (хромшпинелиды и магнетит). Из других минералов иногда встречаются брусит, тальк, амфибол актинолит-тремолитового ряда и хлорит. Наличие реликтовых зерен оливина и пироксенов позволяет предполагать, что первоначально породы, слагающие серпентинитовые массивы, были представлены в основной массе лерцолитами, гарцбургитами и в меньшей степени дунитами и пироксенитами.

В серпентинитах иногда встречаются секущие жилы, среди которых А. А. Каденский различает известково-силикатные породы, полевошпатовые и бесполовошпатовые горнблендиты, плагиоклазиты, альбитовые диориты, актинолитовые и тремолитовые породы и габбро-пегматиты. Для всех жильных образований характерны небольшие мощность и протяженность, слабое изменение вмещающих пород, интенсивное позднемагматическое изменение их самих, выражающееся в серпентинизации, гранатизации, хлоритизации и амфиболизации. Известково-силикатные породы образуют жилы и тела неправильной формы. В них обнаружены гранат, диопсид, везувиан, цоизит, хлорит, серпентин, кальцит, магнетит, тальк, ромбический пироксен, плагиоклаз. Преобладают гранат, диопсид, хлорит и серпентин, в связи с чем можно выделить следующие разновидности пород: гранат-пироксеновые, гранатовые, гранат-хлоритовые, пироксен-гранат-серпентинитовые, пироксен-гранат-серпентин-хлоритовые, пироксен-гранат-хлоритовые.

Несмотря на резкую химическую неравновесность с вмещающими породами, серпентиниты оказали очень слабое контактное воздействие на окружающие породы. В сланцах оно выражается в появлении узких (не более 1 м) зон, сложенных кварцево-хлоритово-тальково-карбонатными породами. Наибольшего внимания заслуживают контакты серпентинитов с известняками в районе хребтов Абишира-Ахуба и Эхреску. Наиболее простой случай изменений в контакте ультрабазитов с карбонатными породами выражается в окрашивании известняков в красноватый цвет (верховье р. Кяфар-Агур). Однако чаще взаимодействие заключается в образовании кварцево-карбонатно-тальковых пород (лиственитов), имеющих мощность в отдельных случаях несколько десятков метров. В эндоконтакте возникают серпентин-тальковые породы с примесью карбоната, а известняки переходят в карбонат-тальковые и карбонат-кварцевые породы с незначительной примесью серпентина. Мощность наиболее крупных зон достигает десятков метров.

Массивы ультраосновных пород довольно широко развиты в зоне Передового хребта. По-видимому, из них могут считаться членами

карабекского комплекса только те, для которых связь с основными породами несомненна, — массивы Заканский, Загеданский, Ажогинский, Ацгаринский, Кизильчукский, Кыфар-Агурский, Зеленчукский и Гидамский. Все они входят в так называемую южную зону развития серпентинитов, выделенную Н. Е. Ефремовым в 1940 г. В отличие от массивов северной зоны, являющихся типичными интрузиями ультраосновной (безглиноземной) магмы, серпентиниты карабекского комплекса характеризуются высоким содержанием  $Al_2O_3$  — до 7,6% (табл. 35).

Таблица 35

Окислы	Содержание, %							
	1	2	3	4	5	6	7	8
$SiO_2$	40,43	41,02	39,38	38,90	39,52	39,82	37,23	39,12
$TiO_2$	—	Нет	0,05	—	Следы	Следы	—	—
$Al_2O_3$	5,90	2,79	1,95	0,73	1,87	2,10	7,59	1,69
$Fe_2O_3$	4,42	4,03	6,39	7,07	4,10	4,47	4,70	5,65
$FeO$	3,40	2,61	1,32	0,86	3,70	3,38	0,31	0,30
$MnO$	0,02	Следы	—	0,37	0,13	0,12	0,30	—
$MgO$	36,16	34,00	36,60	36,72	38,74	38,41	34,83	38,75
$CaO$	2,42	2,43	1,10	0,73	1,75	1,60	1,77	—
$Na_2O$	—	—	—	—	—	—	—	—
$K_2O$	—	—	—	—	—	—	—	—
$V_2O_5$	—	0,01	—	—	—	—	—	—
$Cr_2O_3$	0,05	Нет	0,20	0,62	0,34	0,33	0,22	—
$CO_2$	0,86	0,70	0,43	0,12	—	—	—	—
$P_2O_5$	0,04	0,04	—	—	Нет	Нет	—	—
$SO_2$	0,16	0,24	—	—	—	0,03	—	—
$NiO$	0,21	0,32	—	—	—	—	0,75	—
$H_2O^+$	9,02	10,61	—	—	9,60	9,01	—	—
$H_2O^-$	1,07	0,63	1,11	1,51	0,48	0,62	0,62	1,41
П.п.п.	9,83	—	10,71	13,68	—	0,55	11,33	11,54
Сумма	98,98	99,43	99,68	100,24	100,23	100,44	100,65	99,02

1 — аполерцолитовый серпентинит Кизильчукского массива (Н. Е. Ефремов, 1940 г.); 2 — аполерцолитовый серпентинит р. Ацгары (Н. Е. Ефремов, 1940 г.); 3 — серпентинит с вершины горы Джемараклы-тубе, Малокафарский массив; 4 — серпентинит из Кыфарского массива; 5 — серпентинизированный перцолит, Малокафарский массив; 6 — амфиболовый гарцбургит, Речептинский массив; 7 — аполерцолитовый серпентинит р. Большой Зеленчук; 8 — серпентинит р. Сюг (Соболев, 1952).

Второй этап в формировании карабекского комплекса знаменуется внедрением магмы основного состава, которая часто использовала те же пути внедрения, что и серпентиниты, проникая несколько позднее их и расширяя камеры, занятые ультрабазитами. В связи с этим во многих случаях создается обрамление серпентинитов габбровыми породами (гора Джемараклы-тубе, Кизильчукский массив). Массивы габбро, территориально разобщенные с выходами серпентинитов, известны в верховьях Кубани, в бассейнах Теберды, Марухи, Большого Зеленчука. С вмещающими породами они в большинстве случаев имеют согласные или, значительно реже, полого секущие контакты. В последнем случае они дают тонкую инъекцию по сланцеватости, а в массиве наблюдаются угловатые ксенолиты сланцев. Сочетание внутренней тектоники массивов с внешней, соответствие их форм общей структуре района, катаклаз и частичная огнейсованность пород позволяют отнести габброиды к синтетектоническим интрузиям.

По Ю. Н. Хильтову (1959), формирование габбровых массивов происходило в несколько фаз. Наиболее ранними по времени внедрения

являются мелкозернистые габбро, образующие прерывистые каймы по контактам массивов. Встречаются они также в виде крупных ксенолитов в среднезернистых габбро. Последние вместе с крупнозернистыми разновидностями являются более поздними образованиями. В Зеленчукском массиве формирование среднезернистых габбро сопровождалось отчетливой дифференциацией, приведшей к возникновению в лежачем контакте меланократовых разновидностей, а в висячем — лейкократовых. Центральная же часть массива сложена мезократовыми габбро. Переходы между всеми разновидностями постепенные. В меланократовых габбро близ лежачего контакта залегают небольшие шпирь оливинового габбро и редкие тела пироксенитов, связанных постепенными переходами с меланократовыми габбро. Среди жильных образований, секущих массивы, широкое развитие имеют габбро-пегматиты, обычно образующие жилы мощностью 15—30 см (редко 1—1,5 м). Иногда эти жилы сплетаются в такую густую сеть, что породы приобретают вид интрузивной брекчии.

Интересны контакты габбро с вмещающими породами, особенно с серпентинитами. В верховьях р. Малый Кяфар контактовая зона с серпентинитами представлена актинолитовой породой мощностью 4—5 м. Местами имеются жилкообразные скопления пектолита. Ксенолитоподобные глыбы серпентинитов в габбро в одних случаях имеют резкий контакт, в других же в узкой зоне обогащены антинолитом и диопсидом. В тех случаях, когда габбро контактируют с метаморфическими сланцами, образуются полосчатые и пятнистые породы амфибол-мигматического типа. Сланцы же в контакте местами обогащаются магнетитом, образующим линзообразные скопления.

Габброиды карабекского комплекса обнаруживают чрезвычайно сильное изменение, обусловленное в основном автометаморфическими процессами. В связи с этим первоначальная структура сильно затухана появлением вторичных минералов, главным образом амфиболов.

Минеральный состав, взаимоотношения между породообразующими минералами и характер вторичных процессов во всех разновидностях амфиболлизированных габбро характеризуются полной идентичностью. Различие заключается лишь в зернистости пород и в количественном составе породообразующих минералов. В мелкозернистых габбро размер зерен не превышает 0,6 мм, а минеральный состав следующий (в об. %): диопсид 10—15; бурая роговая обманка 24—26; сосюритовая масса 30—35; цоизит 8—10; актинолит—тремолит 13—15; остальные минералы не более 5 (Хильтов, 1959). В среднезернистых габбро крупность зерен не превышает 2—3 мм. Отличие в минеральном составе мелано-, мезо- и лейкократовых разновидностей показано в табл. 36.

Из других разновидностей габброидных пород следует отметить оливиновое габбро, характеризующееся наличием до 15—20% серпентина, развивающегося по оливину.

Таблица 36

Разновидности габбро	Содержание, %	
	Диопсид и амфиболы	Сосюритовое вещество
Меланократовые . . . . .	75—80	25—20
Мезократовые . . . . .	60—50	40—50
Лейкократовые . . . . .	20—25	80—75

В меланократовых габбро Зеленчукского участка встречаются небольшие тела линзовидной формы, сложенные пироксенитами. Они на 92—95% состоят из диопсида.

Третий этап определяется внедрением магмы среднего состава, приведшей к формированию либо самостоятельных массивов, либо жилобразных тел в габброидах. В бассейне р. Большой Зеленчук породы этой группы полностью слагают архызский массив. Среди них выделяются среднезернистые (2—2,5 мм) и мелкозернистые (0,5—1 мм) диориты, не отличающиеся друг от друга ни минеральным составом, ни структурными особенностями. Породы имеют гипидиоморфно-зернистую структуру, состоят главным образом из плагиоклаза (59—61%) и роговой обманки (24—27%); кварц составляет 1,5—3%, вторичные (хлорит и эпидот) 10—14%, иногда содержание кварца достигает 9—13%. В таких случаях порода приближается к кварцевым диоритам. Плагиоклаз (30—40%  $Ap$ ) образует более или менее идиоморфные зерна, иногда катаклазированные. Степень сосюритизации слабая.

Роговая обманка ( $cNg=14-15\%$ ;  $2V=78-79^\circ$ ;  $Ng-Np=0,017$ ) встречается обычно в форме идиоморфных кристаллов. Кварц ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и роговой обманке и обладает резким волнистым угасанием. Хлорит замещает роговую обманку или же в форме струй развивается по трещинам и между зернами других минералов. Из вторичных минералов широко распространен также эпидот, образующий беспорядочно рассеянные по породе зерна.

Несколько обособленно от этой группы пород стоят кварцевые диориты и гранодиориты хребта Чилик и верховьев рек Уруп и Аггара\*. Наиболее крупный Чиликский массив. Характерной особенностью этих интрузий является их приуроченность к верхней метаморфической свите, относимой в настоящее время рядом исследователей к нижнему карбону.

Массив кварцевых диоритов хребта Чилик вытянут в север-северо-западном направлении, располагаясь в восточном крыле Речепстинской синклинали. Главная масса пород представлена диоритами и кварцевыми диоритами и только вблизи кровли массива (западный контакт интрузии) преимущественным развитием пользуются более кислые разновидности, по составу относящиеся скорее к гранодиоритам. Эти породы отличаются от обычных кварцевых диоритов большим содержанием кварца и микроклина. Контакты между гранодиоритами и кварцевыми диоритами в ряде мест отчетливо интрузивные, в других случаях наблюдаются постепенные переходы.

Минеральный состав кварцевых диоритов приведен в табл. 37. Из аксессуарных встречаются сфен и апатит. Плагиоклаз составляет основную массу породы. Обычно он сильно серицитизирован, местами сосюритизирован и имеет переменный состав, испытывая колебания от № 24—30 до 5—10, что можно объяснить процессами деанортизации. Амфибол представлен роговой обманкой, обладающей отчетливым плеохроизмом от соломенно-желтого цвета по  $Np$  до зеленого по  $Ng$ ;  $cNg=23^\circ$ . В интенсивно рассланцованных разностях количество амфибола резко падает, замещаясь хлоритом и эпидотом. Микроклин образует неправильные зерна с ясной решеткой, количество которых в рассланцованных участках увеличивается. Аналогичная закономерность отмечена для кварца.

Гранодиориты, помимо краевой части интрузии, встречаются в виде даек в подошве массива, как в эндо-, так и в экзоконтакте. Минераль-

\* Диориты и гранодиориты хребта Чилик описаны Г. И. Барановым.— *Прим. ред.*



Таблица 37

Минералы	Кварцевые диориты, %	Гранодиориты из массива, %	Гранодиориты из дайки, %
Плагиоклаз . . .	66,1	55	53,1
Кварц . . . . .	5,7	24,4	19,2
Микроклин . . .	1,0	2,8	11,9
Амфибол . . . .	16,4	5,6	4,3
Хлорит . . . . .	9,9	11,8	8,9
Эпидот . . . . .	0,6	3,3	2,5

Таблица 38

Окислы	Содержание, %					Окислы	Содержание, %				
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	65,5	64,48	65,64	54,03	65,50	Na <sub>2</sub> O	3,51	3,78	3,27	3,05	3,72
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,27	0,28	0,75	0,54	K <sub>2</sub> O	1,98	2,04	2,47	2,40	1,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,41	17,82	15,46	18,52	16,37	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,51	0,32	0,15	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	1,38	1,48	2,61	0,90	SO <sub>3</sub>	0,08	0,04	—	—	—
FeO	2,58	2,30	2,62	4,48	2,96	H <sub>2</sub> O	0,15	0,13	—	—	0,21
BaO	—	0,03	—	—	—	П. п. п.	—	—	2,29	1,51	2,96
MnO	0,08	0,08	0,05	0,09	0,02						
MgO	5,00	1,59	3,24	5,54	2,72						
CaO	2,43	3,92	3,45	5,59	3,82						
						С у м м а	100,97	99,34	99,96	99,94	99,96

1, 3 — гранодиориты (Кропачев, 1964); 4 — кварцевый диорит из центра массива; 5 — гранодиорит из кровли (Баранов, 1959), 2 — кварцевый диорит, гора Загедан (Афанасьев, 1950).

ный состав гранодиоритов примерно одинаков, однако в дайках резко возрастает количество микроклина (табл. 38).

В целом кварцевые диориты и гранодиориты представляют собой в значительной степени гнейсированные породы, иногда приобретая облик гранито-гнейсов. Эти диориты часто ассоциируют с массивными, имеющими свежий облик сиенит-диоритами. На левом борту р. Кяфар последние прорывают кварцевые диориты.

Жильные фации интрузии хребта Чилик представлены пегматитовыми, аплитовыми и лампрофировыми дайками, обычно залегающими согласно с вмещающими породами вблизи кровли интрузии. Породы, близкие по составу к кварцевым диоритам типа хребта Чилик, слагают интрузивные тела по р. Ацгара, на горе Загедан и мелкие (до 3—4 м в диаметре) массивы на хребте Дженту.

Определение абсолютного возраста пород массива хребта Чилик показывает 330 млн. лет (Ажгирей, 1962). Измерение абсолютного возраста флогопита из контактовой оторочки кварцевых диоритов в серпентинитах по р. Кяфар, согласно данным С. М. Кропачева (1964), дает цифры 350 и 367 млн. лет.

Из всего разнообразия магматических пород, развитых в составе карабекского комплекса, особо следует выделить сиенит-диориты. Территориально они несколько обособлены от пород карабекского (архызского) комплекса и комплекса горы Ятыргварты, образуя небольшие массивы у южного окончания Передового хребта от хребта Масгакан на западе до р. Даут на востоке. Поскольку выходы сиенит-диоритов имеются в районах развития пород карабекского и ятыргвартского комплексов, то одними исследователями они рассматривались в составе

комплекса горы Ятыргварты (Афанасьев, 1950), другими — в составе карабекского (Каденский, 1956а, б; Хильтов, 1959). На всем протяжении полосы своего развития они сохраняют внешний облик и особенности химического и минерального состава. Это позволяет считать все выходы сиенит-диоритов одновозрастными. В бассейне р. Маруха (гора Карабек) они перекрываются трансгрессивно отложениями среднего карбона, залегая среди нижнекаменноугольных диоритов карабекского комплекса. Становление массивов сиенит-диоритов, возможно, связано с третьим этапом формирования комплекса.

Наиболее значительным из них является Кяфар-Агурский, имеющий в плане серпообразную форму. С серпентинитами и габброидами сиенит-диориты имеют секущие контакты. Неясными остаются взаимоотношения с диоритами и кварцевыми диоритами. Центральные части массивов обычно сложены равнозернистыми разновидностями, тогда как порфириовидные приурочены главным образом к краевой части. Нередко в последних наблюдается тенденция к трахитоидному расположению вкрапленников. В типичном случае структура пород является монцитовой. При увеличении содержания кварца она становится переходной к гипидиоморфно-зернистой. Часты также катакlastические структуры.

Плагиоклаз (38—40%  $Ap$ ) образует крупные (до 6 мм) призматические зерна, почти нацело серицитизированные. По периферии иногда отмечается развитие альбит-олигоклаза.

Амфибол ( $cNg=21-22^{\circ}$ ;  $2V=65^{\circ}$ ) относится к обыкновенной роговой обманке. В породе он обычно составляет 15—20% и часто замещается хлоритом и эпидотом.

Калинатровый полевой шпат ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, образует свежие зерна с многочисленными микропертитовыми вростками. Он замещает плагиоклаз, содержит резорбированные зерна последнего и не всегда характеризуется отчетливой микроклиновой решеткой. Оптически калиевый полевой шпат близок к ортоклазу (Афанасьев, 1950).

Кварц обладает отчетливым волнистым угасанием, образуя неправильной формы выделения. Обычно его мало в породе, иногда нет совершенно. Из вторичных минералов отмечается хлорит по роговой обманке и серицит с эпидотом по плагиоклазу.

Аксессуарные минералы представлены титанитом, образующим редкие, но крупные выделения, и апатитом.

В порфириовидных сиенит-диоритах р. Кяфар-Агура встречаются в виде шлировых выделений меланократовые разности, характеризующиеся значительным содержанием амфибола (до 60%) и рудного минерала. Плагиоклаз в них содержится в подчиненном количестве. Наконец, сиенит-диориты пересекаются лейкократовыми жильными телами гранитоидов, состоящих из крупных зерен кварца, плагиоклаза и калишпата.

По совокупности признаков наиболее вероятно для сиенит-диоритов гибридное происхождение (Афанасьев, 1950; Каденский, 1956). Г. Д. Афанасьев допускает, что специфические свойства магма приобрела еще на глубине, а контаминация на месте кристаллизации не имела особого значения. По отношению к вмещающим породам интрузии сиенит-диоритов имеют несогласные контакты. Внедрение их, видимо, происходило по разломам с образованием тел трещинного типа. Особенно состава сиенит-диоритов является сравнительно широкое развитие калишпата, при полном отсутствии последнего в других членах карабекского комплекса. Явление это может быть объяснено наложенным более поздним процессом микроклинизации.

## ПОЗДНИЙ ПАЛЕЗОИ

В позднепалеозойское время территория Северного Кавказа проходит орогенный этап развития. Изменение тектонической обстановки приводит к резкому изменению характера магматизма. Если ранее магматическая деятельность характеризовалась формированием преимущественно основных разновидностей пород, то теперь начинают преобладать кислые.

В позднем палеозое в зоне Передового хребта в молассовых отложениях появились покровы и гипабиссальные тела кислых и средних по составу пород. В западной части зоны формируется сплошной интрузивный комплекс пород горы Ятыргварта. Наконец, в Лабино-Малкинской зоне и зоне Главного хребта с этим этапом развития связано внедрение крупных масс гранитоидов.

МХ (Бабабян)

### Позднепалеозойский плутоно-вулканический комплекс

В области Передового хребта в среднем карбоне — нижней перми происходит накопление мощных молассовых отложений, а магматическая деятельность проявляется преимущественно в форме излияния лав и выбросов туфов. Наиболее широко вулканогены развиты в отложениях среднего карбона, тяготея к нижней части разреза. Представлены они почти исключительно кварцевыми порфирами, их брекчиями и туфами. Только в бассейнах рек Большая и Малая Лаба излияния начинаются с лав среднего состава. В начальную стадию магматической деятельности здесь формируются покровы, сложенные порфиритами, сменяемые выше кварцевыми порфирами. Порфиры известны и среди верхнекаменноугольных отложений нагорья Бамбак.

По структурно-петрографическим признакам среди кварцевых порфиров А. П. Резников различает биотитовые и анортоклазовые, микропорфировые и афировые разновидности. Основная масса кварцевых порфиров характеризуется микрофельзитовой, флюидалной и микрокристаллической структурой. Вкрапленники же представлены кварцем, полевыми шпатами и биотитом. Порфиновые разновидности широко развиты в промежуточной подзоне Передового хребта; в остальной части преобладают афировые (Резников, 1958). Первые являются более кислыми образованиями ( $\text{SiO}_2$  до 75%), вторые — менее ( $\text{SiO}_2$  67—69%).

Кварц — постоянный минерал порфировых выделений, но количество его в породе резко варьирует: в одних случаях — это единичные кристаллы, в других — главная масса фенокристаллов. Зерна его трещиноватые, оплавленные.

[Плагиноклаз (25—36% An) всегда присутствует в виде порфировых выделений.] С увеличением содержания кварца и анортоклаза роль плагиноклаза падает. Вторичные процессы в нем проявляются в серицитизации, иногда кальцитизации и альбитизации в краевых частях.

[Анортоклаз по сравнению с плагиноклазом менее идиоморфен; в нем почти всегда наблюдаются пертитовые вроски.]

Биотит часто хлоритизирован, иногда вдоль спайности расщепляется новообразованиями халцедона.

[Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, гранатом, иногда турмалином, рутилом.]

Залегающие в отложениях среднего и верхнего карбона порфириты отчетливо зернисты. Порфиновые выделения в них представлены пла-

гиоклазом (40—45%  $Ap$ ), в различной степени серицитизированным и альбитизированным. Основная масса в одних случаях имеет призматически-зернистую структуру, в других — близкую к диабазовой. Иногда в породе встречаются миндалины, заполненные хлорит-кальцитовым материалом.

К этой же группе магматических проявлений могут быть отнесены жильные гранит-порфиры и кварцевые порфиры долины р. Кубань, прорывающие древние сланцы и отложения так называемой карачаевской серии (средний — верхний девон) и перекрываемые нижнепермскими образованиями. Южнее рудника «Эльбрус», по данным А. А. Медведюка, гранит-порфиры прорывают отложения среднего карбона. Таким образом, возраст рассматриваемых жильных образований устанавливается в довольно узком интервале. Аляскистые порфиры рудника «Эльбрус» характеризуются порфиroidной структурой, обусловленной наличием вкрапленников кварца, плагиоклаза и калишпата. Основная же масса пород микрогранитовая, микрогранофировая, сферолитовая, реже гипидиоморфно-зернистая.

В раннепермское время вулканическая деятельность проявилась главным образом в восточной части Передового хребта (Аксаут, Теберда, Даут, верховья Кубани). В среднем течении р. Аксаут, по-видимому, находился один из центров излияний. Вулканогенные отложения представлены лавами и лавобрекчиями. По составу среди них выделяются андезитовые, дацитовые и липаритовые вулканогены.

С заключительным этапом магматической деятельности связано внедрение в бассейнах рек Аксаут и Куль-тубе небольших интрузий альбитофиров, прорывающих как эффузивы, так и осадочные отложения вышележащей гималдыкской свиты. Верхняя возрастная граница альбитофиров устанавливается трансгрессивным наложением нижнеюрских отложений (р. Куль-тубе, водораздел рек Аксаут — Маруха). Массивы альбитофиров имеют штокообразную форму, характеризуются крутыми, почти вертикальными контактами, падающими то в направлении интрузии, то в сторону от нее.

Альбитофиры по внешнему виду представляют собой светло-серые, розоватые, фиолетовые или лиловые породы, имеющие порфиroidную структуру. Вкрапленники обычно занимают до 30% площади шлифа, сложены кварцем (35%) и плагиоклазом (65%). Основная масса породы полностью раскристаллизована, состоит из кварца, полевого шпата и кристаллов апатита. Структура ее микропойкилитовая.

С рассматриваемым этапом магматической деятельности связано также формирование преимущественно кислых вулканогенных пород междуречья Большой и Малой Лабы (Г. Д. Афанасьев, 1958 г.). Представлены они дайками мощностью до 30 м, прорывающими метаморфическую толщу и отложения среднего карбона. Порфиroidная структура пород, обилие пустот и наличие кислого стекла свидетельствуют об их экструзивном образовании. С ними ассоциируют собственно излившиеся вулканогенные породы, представленные светлыми, розоватыми и зеленоватыми липаритами с очень слабо раскристаллизованной основной массой. В бассейне Малой Лабы, вблизи хутора Никитина, липариты слагают экструзивный купол, который перекрывается вулканогенной толщей, представляющей собой переслаивание туфов и лав липаритового состава. Встречаются в рассматриваемом районе и более основные эффузивы — альбитизированные породы типа андезитов и дацитов. В бассейнах Малой Лабы и Бескеса они образуют небольшие неки. В долине Малой Лабы «андезито-дациты» контактируют с липаритами, но взаимоотношения между ними остаются неясными.

### Ятыргвартский интрузивный комплекс

Вмещающими отложениями для интрузий горы Ятыргварта являются древние метаморфические сланцы и амфиболиты. Полевые исследования устанавливают широкий диапазон времени для возможного образования этих интрузий: от раннего палеозоя до раннего триаса. Отложения последнего трансгрессивно перекрывают породы комплекса горы Ятыргварта и содержат в конгломератах основания большое количество их галек. По данным абсолютного возраста, эти гальки относятся к нижней перми.

По представлениям В. А. Затоковенко (1941а, б) ятыргвартский интрузивный комплекс является многофазным. Он выделил шесть интрузивных фаз, отвечающих последовательному внедрению магм все более кислого состава. Начинается формирование комплекса с амфиболовых эвкритов. Последующие интрузивные фазы в порядке относительной возрастной последовательности представлены лейкократовыми габбро, кварцевыми габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и лейкократовыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

Г. Д. Афанасьев (1950), изучивший интрузии горы Ятыргварта, пришел к выводу о том, что выделение шести фаз в формировании комплекса не подкрепляется достаточно убедительными фактами. Породы первых четырех интрузивных фаз он считает гибридными образованиями. Выводы Г. Д. Афанасьева подтверждены работами А. М. Демина (1962), который считает, что интрузивы данного комплекса формировались в результате одноактного внедрения.

Таким образом, в серии пород ятыргвартского комплекса могут быть выделены две группы. Одна из них включает гибридные породы основного и среднего состава (габбро, лейкократовое габбро, габбро-диориты и диориты). Они целиком слагают средний массив и наблюдаются в экзоконтакте северной интрузии, имея постепенные переходы к вмещающим породам — амфиболитам. Это темно-серые и почти черные, средне- и крупнозернистые породы, характеризующиеся непостоянством количественно-минералогического состава. Особенно резко колеблется содержание роговой обманки и плагиоклаза. Значительные колебания отмечаются и в составе последнего (от андезина до лабрадора и битовнита). Плагиоклаз образует короткопризматические идиоморфные зерна, часто в виде пойкилитовых включений в роговой обманке. Свежие зерна его встречаются редко. Они обычно серицитизированы и сосюритизированы. В свежих зернах наблюдается обратная зональность.

Амфибол представлен двумя разновидностями: зеленовато-бурой роговой обманкой ( $cNg=17-18^\circ$ ;  $Ng-Np=0,15-0,019$ ) и бледно-зеленым актинолитом, развивающимся по роговой обманке. Пироксен (авгит и энстатит) встречается в единичных шлифах и обычно образует амфиболом. В небольшом количестве присутствуют кварц и анортит. Из вторичных минералов, кроме мусковита и эпидота, нередко встречается пренит. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом и магнетитом. В эвкрите и лейкократовом габбро встречается серпентин.

Изучение структур рассматриваемой группы в большинстве случаев обнаруживает особенности, свойственные гибридным породам. Отдельные участки представлены пойкилобластовыми структурами, переходящими иногда в ситовидные. Нередки участки с гранобластовой структурой.



Вторая группа пород включает собственно магматические образования. Разнообразие их состава связано с различной степенью контаминации расплава (Демин, 1962). В северном массиве собственно магматические породы, представленные кварцевыми диоритами и гранодиоритами, слагают центральную часть. В эндоконтакте, как уже отмечалось выше, развиты гибридные породы габбро-диоритового ряда. Южный интрузив слагается главным образом гранодиоритами, переходящими к середине массива в граниты, а к периферии в кварцевые монцитоны и кварцевые диориты.

В последних плагиоклаз содержится до 45—55%, образуя резко идиоморфные серицитизированные таблички. Нередко зерна его включены в кварц и анортоклаз. В этом случае они корродированы. Плагиоклаз отчетливо зонален и по составу отвечает андезину (30—50%  $Ap$ ). Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой ( $cNg = 17—25$ ;  $Ng—Np = 0,017—0,019$ ). Содержание его в шлифах колеблется от 2,2 до 10%. Пироксен почти нацело замещен роговой обманкой и сохраняется лишь в виде реликтов.

Количество биотита варьирует от 7 до 18%. В него включены зерна плагиоклаза, роговой обманки и акцессорных минералов. Листочки же биотита корродируются кварцем и анортоклазом. Последний располагается в промежутках между ранее выделившимися минералами и часто содержит резорбированные зерна плагиоклаза, роговой обманки и биотита. Количество его в породе составляет 5—14%. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, карбонатом и пренитом. Акцессорные минералы — сфен, циркон, апатит.

Гранодиориты и граниты имеют равномернозернистое и среднезернистое сложение, серый или розовый цвет. Они состоят из плагиоклаза (олигоклаза в гранодиоритах и альбит-олигоклаза в гранитах), ортоклаза, кварца и биотита. Акцессорные: сфен, апатит, циркон. Плагиоклаз идиоморфен и зонален. Среднее содержание его в породе составляет 45—55%. По нему развиваются серицит, хлорит и кальцит. Калиналовый полевоы шпат обычно уступает плагиоклазу в количественном отношении. Оптически он соответствует анортоклазу, иногда нерешетчатому микроклину. Кварц заполняет промежутки между полевыми шпатами, слагая до 20—28% породы.

В эндоконтактах массивов изредка наблюдаются единичные жилы гранитов и гранодиоритов. Во вмещающих породах жильные гранитоиды в результате контаминации превращаются в породы среднего состава. Пространственно к этим интрузивам приурочены баритовые жилы.

В химическом отношении породы комплекса характеризуются переизбытностью глиноземом (исключение составляют габбро), значительным содержанием калия и более высоким, чем в породах карабекского комплекса, содержанием кальция. Изучение же их минерального состава подкрепляет вывод Г. Д. Афанасьева о гибридности основных членов комплекса, в которых элементы ультраосновных пород (ромбический пироксен и серпентин) сочетаются с минералами кислых пород (биотит, кварц, анортоклаз).

### *Комплекс северных гранитов*

Под этим названием объединяются гранитоидные породы, обнажающиеся из-под трансгрессивно налегающих юрских отложений в Лабино-Малкинской зоне (рис. 66). По преобладающей окраске их иногда называют также красными гранитами. Выходы пород комплекса на дневную поверхность в настоящее время известны лишь в западной

и восточных частях зоны, по долинам р. Тызыл, Малка и Мушта (притокам р. Подкумок), по рекам Эшкакон и Аликоновка, по правым притокам Кубани, по р. Белой (к югу от станции Даховской) и ее притоку р. Сахрай. Геологический возраст пород комплекса устанавливается в довольно широких пределах. Вмещающими отложениями являются древние метаморфические сланцы. Верхняя возрастная граница определяется по трансгрессивному налеганию нижнего триаса в районе р. Сахрай. Абсолютный возраст северных гранитов близок к возрасту гранитоидов ятыргвартского комплекса и составляет 280—240 млн. лет (Афанасьев, 1960).

В восточной части Лабино-Малкинской зоны выходы гранитоидов, разобщенные площадями развития юрских отложений, слагают, видимо,

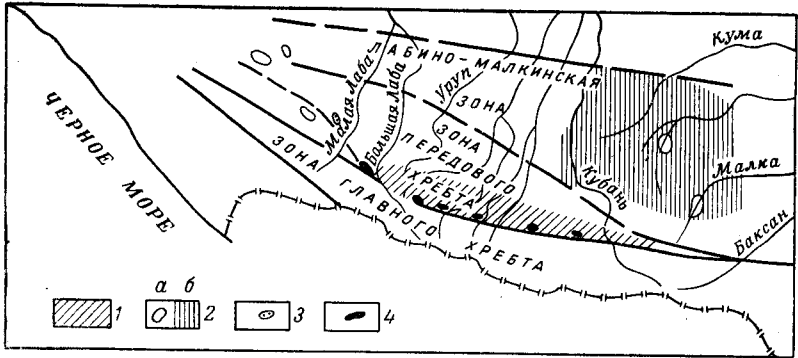


Рис. 66. Размещение палеозойских интрузивных комплексов в зоне Передового хребта и Лабино-Малкинской зоне. По М. Х. Срабоняну

1 — область развития интрузий карабегского архызского комплекса; 2 — области выходов северных гранитов на поверхность (а) и развития северных гранитов по данным скважин (б); 3 — выходы интрузий ятыргвартского комплекса; 4 — выходы сениит-диоритов

единый крупный массив, прослеженный, по данным буровых скважин и по геофизическим исследованиям, на западе до долины р. Кубань, на востоке до р. Баксан. В последнее время высказывается мнение о сложной грибообразной форме массива, центральная часть которого скрыта под юрскими отложениями. Известные же в настоящее время выходы гранитоидов на дневную поверхность слагают его периферию.

Формирование Малкинского, Даховского и других массивов комплекса представляется многофазным. Первая фаза привела к образованию гранодиоритов и гранитов, слагающих плутоны; вторая же характеризовалась внедрением жильных аляскитов. В Малкинском массиве по минеральному составу выделяются биотитовые граниты и гранодиориты, двуслюдяные и мусковитовые граниты. Наиболее распространены биотитовые граниты, слагающие центральные части интрузии. Это крупно- или среднезернистые розовые, красные или серые породы, состоящие главным образом из плагиоклаза, микроклина, кварца и биотита. Плагиоклаз (13—24% An) резко идиоморфен по отношению к микроклину и часто зонален. Обычно по плагиоклазу обильно развиты сосюрит и серицит.

Калишпат представлен решетчатым микроклином, содержащим пертитовые вроски и резорбированные зерна кварца. Изредка встречаются разности, близкие по оптическим свойствам к аноктоклазу. Биотит содержит включения апатита, титанита, циркона. Кварц часто обладает волнистым угасанием.

Структура пород гипидиоморфно-зернистая, часто близкая к монзонитовой. При механических деформациях наблюдаются катакlastические структуры, характеризующиеся раздробленностью зерен кварца и полевых шпатов и изогнутостью чешуек слюды.

Мусковитовая разновидность гранитов встречается в основном в контакте с вмещающими породами и характеризуется обилием пневматолического мусковита (Паффенгольц, 1924). Двуслюдяные граниты присутствуют почти исключительно в центральных частях интрузии. Из жильных образований развиты аляскиты, аплиты и пегматиты.

Контактные воздействия гранитоидов комплекса на вмещающие породы выражаются в ороговикании и биотитизации последних.

### ***Комплекс гранитов Главного хребта***

Среди большого разнообразия интрузивных образований, развитых в пределах зоны Главного Кавказского хребта, выделяется несколько разновозрастных ассоциаций интрузий, однако наиболее широко в Главном хребте представлены интрузии позднегерцинских гранитоидов.

#### ***Гранитоиды центральной и восточной частей зоны Главного хребта***

В позднем палеозое в пределах зоны Главного хребта Центрального Кавказа произошло внедрение гранитоидов, завершившее формирование сложного и, вероятно, разновозрастного комплекса глубинных пород гранитного состава, известного в геологической литературе под названием комплекса гранитов Главного хребта. Подавляющее большинство пород этого комплекса приурочено к Северной подзоне Главного хребта. Здесь широко развиты граниты, позднепалеозойский возраст которых вслед за Г. Д. Афанасьевым (1950) признается большинством кавказских геологов, а также мигматиты и мелкие тела метасоматитов гранитоидного состава, возраст которых менее ясен и, вероятно, для большей части этих пород более древний, чем поздний палеозой.

Позднепалеозойские интрузивные граниты образуют изолированные друг от друга согласные и секущие массивы, размеры которых колеблются от нескольких десятков квадратных метров до первых сотен квадратных километров. Наиболее крупные массивы обнажаются в бассейнах рек Уллу-кам, Даут, Маруха, Черек Безенгиевский и др.

Среди интрузивных позднепалеозойских образований выделяются двуслюдяные и биотитовые граниты, слагающие большинство гранитных массивов в Главном хребте, а также несколько более молодых аляскитовые граниты, образующие многочисленные мелкие жилы.

Двуслюдяные граниты представляют собой серые средне- и мелкозернистые, иногда с параллельной ориентировкой слюд породы. Минеральный состав их следующий: плагиоклаз, нередко зональный от № 30—35 в центральных до № 20 и меньше в краевых частях зерен, кварц, микроклин, содержание которого в среднем колеблется от 10 до 35—40%, биотит, мусковит. В биотитовых гранитах количество микроклина часто снижается до 3—5%. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, рутил, апатит, сфен, ильменит. Структура гранитов гипидиоморфно-зернистая, иногда монзонитовая в бедных микроклином разностях. Пегматитовые жилы, связанные с интрузией двуслюдяных гранитов, иногда несут редкометальное оруденение.

Среди двуслюдяных гранитов в некоторых районах (реки Теберда, Кубань, Баксан, Чегем) выделяются две разновидности: среднезернистые и мелкозернистые граниты. Состав их близок, но интрузии мелкозернистых двуслюдяных гранитов имеют отчетливо трещинный характер и нередко прорывают пластообразные массивы среднезернистых гранитов. Скорее всего мелкозернистые двуслюдяные граниты относятся к более молодой фазе внедрения.

В большинстве своем описываемые граниты являются массивными равномернозернистыми породами, иногда с мелкими идиоморфными порфиоровыми вкрапленниками микроклина. Однако среди них наблюдаются также полосчатые и пятнистые разновидности, местами встречающиеся в верховьях Баксана, Теберды и Азгека.

Отличие пятнистых разновидностей от главной массы верхнепалеозойских гранитоидов состоит в том, что они содержат неассимилированный материал вмещающих пород. Для полосчатых интрузивных гранитов характерно то, что обогащенные биотитом полосы в случае секущего контакта не являются продолжением слоистости вмещающих пород в граните, как это наблюдается в метасоматических породах, а располагаются параллельно контактам гранитного тела.

Пятнистые граниты образуют несколько мелких согласных массивов в верхней части разреза кристаллических сланцев макерской свиты на водоразделе Теберды и Азгека. Они переполнены мелкими слюдяными «ксенолитами», отличающимися по составу от вмещающих пород и имеющими различную ориентировку. Эти «ксенолиты» составляют от 20 до 40% общего объема гранитных тел и распределены довольно равномерно. Подобные пятнистые граниты, вероятно, образовались в результате интрузии гранитного расплава, переполненного обломками неассимилированных метаморфических пород, т. е. здесь внедрялась под большим давлением магма, выжатая из расположенной глубже зоны ультраметаморфизма.

Магматическая интрузивная природа двуслюдяных гранитов подтверждается наличием линий течения в приконтактных частях, различной ориентировкой ксенолитов и шлиров, значительной однородностью состава. Двуслюдяные граниты оказывают заметное контакто-метаморфическое воздействие на вмещающие породы, выражающееся в образовании свежего граната, андалузита и силлиманита.

Аляскитовые граниты являются существенно микроклиновыми породами с резким преобладанием калия над натрием. Они образуют мелкие секущие массивы и жилы, мощность которых колеблется от нескольких десятков метров до нескольких сантиметров. Внедрение аляскитовых гранитов, по Г. Д. Афанасьеву (1950—19586), сопровождалось проявлением микроклинизации в более древних гранитоидных породах и представляет собой конечную фазу формирования комплекса гранитов Главного хребта.

Характерными эпимагматическими процессами, наложенными на все породы комплекса гранитов Главного хребта, помимо микроклинизации, являются мусковитизация биотита и обычно сопровождающее ее окварцевание, выраженное в образовании вторичного кварца. Эти процессы накладываются также и на вмещающие породы. Наиболее интенсивно мусковитизация и окварцевание проявляются вдоль зон разломов и вообще в зонах повышенной трещиноватости пород. В результате в этих местах существенно биотитовые или двуслюдяные граниты становятся мусковитовыми. В локальных участках, там, где наложенные процессы проявились наиболее полно, граниты приобретают лейкократовый облик, количество слюды, в том числе и мусковита, значительно уменьшается, породы нередко принимают розовато-бурую из-за окислов

железа окраску. К таким участкам иногда приурочены кварцево-анкеритовые и кварцево-баритовые жилы. Подобные изменения в гранитах часто сопровождаются уменьшением основности плагиоклаза вплоть до образования альбита.

Взаимоотношения позднепалеозойских интрузивных гранитов с мигматитами, широко развитыми в центральной части Главного хребта, сложны. Часть мигматитов, возможно, образовалась в результате послонной инъекции гранитной магмы при внедрении позднепалеозойских гранитов. Единичные примеры более или менее четких мигматитовых ореолов вокруг интрузивных массивов двуслюдяных гранитов встречаются по р. Чегем выше устья р. Булунгу-су, а также в бассейне р. Баксан.

Однако подавляющее большинство мигматитов, слагающих крупные поля в пределах Шхельдинского и Кубанского тектонических выступов, не обнаруживают генетической связи с позднепалеозойскими гранитами и, вероятно, обязано своим происхождением более древнему региональному метаморфизму. Обычно это послонные мигматиты, небулиты, реже тневые мигматиты, характеризующиеся параллельным расположением слоев и имеющие элементы залегания, подобные наблюдаемым в немигматизированных кристаллических сланцах. Однако довольно часто, особенно в верховьях рек Кубань и Баксан, в мигматитах наблюдаются следы течения гранитного материала, очевидно, возникшие после образования мигматитов. Они выражены в появлении среди послонных мигматитов пегматитовых структур, разрыве пластов слабо мигматизированных пород или темноцветных слоев на ксенолитоподобные куски и их вращении без разрыва сплошности гранитных обособлений. Масштабы подобных явлений возрастают с глубиной.

Следовательно, можно сделать вывод по крайней мере о двух этапах формирования мигматитов. В первый этап в результате глубокого регионального метаморфизма образовались широкие поля венитов (метасоматического генезиса?). Затем, вероятно в эпоху формирования крупных интрузивных масс позднепалеозойских гранитов, произошло частичное плавление гранитного материала в мигматитах и образование следов течения. Минеральный состав гранитных обособлений мигматитов всех типов, если исключить локально проявившиеся наложенные метасоматические процессы, примерно одинаков. Главными породообразующими минералами являются олигоклаз-андезин и кварц. Микроклин обычно отсутствует или представлен отдельными зернами, однако вдоль зон древних разломов и вблизи некоторых массивов интрузивных гранитов количество его резко возрастает.

Несмотря на первичнометасоматический генезис региональных мигматитов и подчиненных им мелких согласных тел полосчатых и массивных гранитоидов (представляющих, вероятно, более крупные обособления лейкократового материала), следы течения, проявившиеся в различных участках мигматитовой зоны, главным образом в наиболее глубоких горизонтах толщи мигматитов, сближают эти образования с полосчатыми и пятнистыми магматическими гранитами и через них — с массивными интрузивными двуслюдяными гранитами. Абсолютный возраст биотита из мигматитов, обнаруживающих следы течения гранитоидного материала, аналогичен возрасту двуслюдяных гранитов и составляет 275 млн. лет. Таким образом, позднепалеозойские магматические образования в зоне Главного хребта представляют собой следующую ряд пород гранитоидного состава, различающихся по степени насыщения гранитного расплава негранитным материалом в момент их формирования: мигматиты со следами течения, полосчатые и пятнистые граниты, массивные двуслюдяные и биотитовые граниты, аляскитовые



граниты. Количество фемических компонентов уменьшается от мигматитов к массивным двуслюдяным и биотитовым гранитам, однако сумма щелочей и количество  $K_2O$  в общем остаются постоянными. В аляскитовых гранитах сумма щелочей резко возрастает, главным образом за счет увеличения содержания калия. Эта закономерность иногда нарушается из-за наличия эпимагматических, метасоматических и гидротермальных процессов.

Что касается региональных мигматитов и подчиненных им мелких массивов гранитов, то время их образования должно быть отнесено к главной фазе регионального метаморфизма, во время которой протерозойские и нижнепалеозойские(?) отложения были превращены в кристаллические сланцы. Данные определения абсолютного возраста слюды из кристаллических сланцев (720 и 620 млн. лет) указывают на очень древний (байкальский?) возраст метаморфизма кристаллических сланцев в зоне Главного хребта (Ажгирей, 1962).

Имеющиеся геологические данные также свидетельствуют по крайней мере о доверхнедевонском возрасте метаморфизма протерозойских отложений. Так, О. Ш. Надарейшвили указывает на наличие кристаллических сланцев в гальке верхнедевонских конгломератов по р. Маруха (в зоне Передового хребта).

Структурное положение большей части интрузивных массивов позднепалеозойских гранитов определяется крупными продольными разломами в жесткой глыбе кристаллического субстрата, секущими древние складчатые структуры. Это позволяет считать позднепалеозойские гранитные интрузии скорее всего постскладчатыми, несмотря на то что проявление магматической деятельности в позднем палеозое совпало со значительной активизацией тектонических движений. Внедрение позднепалеозойских гранитов отделено от главного этапа регионального метаморфизма значительным промежутком времени и, вероятно, произошло в результате внедрения палингенной магмы, возникшей за счет плавления древних сиалических пород под влиянием резкого усиления глубинного теплового потока.

### *Гранитоиды западной части зоны Главного хребта*

Формирование комплекса гранитов Главного хребта произошло в две интрузивные фазы, завершившись внедрением жильных пород.

Распространение гранитов ограничивается пределами северной структурной подзоны Главного хребта. В южной подзоне расположено лишь небольшое число их мелких жилообразных тел и штоков, тяготеющих к тектоническому шву, разграничивающему подзоны.

Наиболее значительные выходы позднекарбонных гранитов расположены в бассейнах рек Аксаут, Теберда и Маруха, где ими совместно с гнейсированными плагиогранитами образованы морфологически единые, но сложно построенные массивы. Таким же сложным массивом является гранитный массив междуречья Уруштен — Малая Лаба. Целый ряд менее крупных выходов гранитов обнажается в районе левого бережья Большой Лабы между ее притоками Дамхурцем и Макерой и в верхнем течении Большого Зеленчука.

Позднепалеозойские граниты прорывают все изверженные и осадочные образования среднего палеозоя Главного хребта. Гранодиориты раннего этапа трансгрессивно перекрываются отложениями нижней перми. Абсолютный возраст двуслюдяных и лейкократовых микроклиновых гранитов, по данным Г. Д. Афанасьева, колеблется от 240 до 300 млн. лет.

Породы комплекса представлены двуслюдяными гранитами и их биотитовой фациальной разновидностью. Совместное нахождение тех и других гранитов в единых интрузиях, постепенные взаимопереходы, идентичность минеральных составов и структур свидетельствуют об образовании их в результате одноактного внедрения гранитной магмы, сопровождавшегося процессами местной дифференциации.

Двуслюдяные граниты имеют среднезернистое слабо порфировидное сложение. Структуры их типично гранитные с приближением к монцитовым и биотитовым разновидностям.

Ассимиляция пород субстрата вызывает обогащение двуслюдяных гранитов биотитом и появление в них полосчатых и грубозернистых текстур.

Минеральный состав биотитовых и двуслюдяных гранитов: плагиоклаз (20—40%), микроклин (4—16% в биотитовых и 30—40% в двуслюдяных гранитах), кварц (30—50%), биотит (8—0,6%), мусковит (0,6—7,5%); акцессорные минералы: циркон, апатит, рутил, шеелит, ксенотим и монацит. В альбитизированных и грейзенизированных разновидностях верхнепалеозойских гранитов, кроме того, появляются турмалин, касситерит, берилл, фенакит, топаз и танталит-колумбит.

Плагиоклаз образует идиоморфные таблички, нередко обладающие четкой зональностью. В лейкократовой разновидности двуслюдяных гранитов плагиоклаз представлен олигоклазом № 12—14, в серых биотитовых гранитах — зональным олигоклаз-андезитом (22—28—30% An). Калинатровый полевой шпат представлен микроклином с непостоянным углом оптических осей. Автометаморфические изменения в минеральном составе двуслюдяных и биотитовых гранитов выражаются в хлоритизации биотита и общей мусковитизации.

Следующей интрузивной фазой позднепалеозойского комплекса являются аляскиотовидные существенно микроклиновые граниты, встречающиеся в виде небольших тел, штоков и жил как во вмещающих породах, так и внутри массивов двуслюдяных гранитов. От других разновидностей гранитов они отличаются лейкократовым обликком, более интенсивным последующим преобразованием в связи с явлениями автопневматолиза и резким преобладанием в полевошпатовой части микроклина над плагиоклазом.

С внедрением позднепалеозойских гранитов связан интенсивный калиевый метасоматоз, огромное преобразующее влияние которого с особенной отчетливостью проявилось в породах предшествующих интрузивных циклов.

Жильные дериваты позднегерцинских гранитов обильны и представлены пегматитами, жилами аляскиотов и аплитов. Среди пегматитовых образований по отношению к материнским интрузивам выделяются фациальные пегматиты, образующие шлировые выделения в гранитах и имеющие с ними постепенные структурные и минералогические переходы, и фазовые пегматиты, секущие как граниты, так и вмещающие их породы. По текстурно-генетическим признакам среди пегматитов выделяются равномернозернистый, графический, блоковый и редкометалльно-замещенный типы. Данные химических анализов, приведенные в табл. 39, показывают, что двуслюдяные и биотитовые граниты по соотношению щелочей, глинозема и извести занимают промежуточное положение между нормальными типами гранитов и гранодиоритов. Особенности химического состава аляскиотовых гранитов позволяют отнести их к ряду пересыщенных глиноземом, к классу пересыщенных кремнекислотой и к группе богатых щелочами.

Химическими и спектральными анализами в верхнепалеозойских гранитах обнаружены: 1) главные петрогенные элементы — Si, Al, Fe,

Mg, Ca, Na, K; 2) второстепенные — Ti, Mn, S, P, H; 3) редкие — Pb, Cl, Sr, Li, Sn, Ta, Nb, As, Bi, Sc, F.

В процессе развития комплекса происходило постепенное повышение кислотности магмы и обогащение ее летучими веществами — F, H<sub>2</sub>O; при этом уменьшалась роль кальция и магния и увеличивалась роль калия. Лейкократовые разновидности гранитов содержат до 6% окиси калия при общем содержании щелочей до 8—8,5%.

В постмагматическую стадию развития комплекса граниты подвергались поздней альбитизации и грейзенизации. Процессы эти с особенной отчетливостью проявились в пологих эндоконтактах интрузивов и на участках с интенсивным развитием первичной трещиноватости.

Альбитизация гранитов и связанных с ними жильных пород сопровождалась привносом Na и выносом K, Ca, Mg. Анализ № 205а (табл. 39) отражает химический состав альбитизированного двуслюдяного гранита.

Таблица 39

Окислы	Содержание. %									
	Обр. 1189	Обр. 6	Обр. 530	Обр. 1351	Обр. 340	Обр. 1360	Обр. 413	Обр. 357	Обр. 205а	Обр. 3016
SiO <sub>2</sub>	72,76	73,52	72,36	71,92	73,96	70,43	77,37	72,60	72,67	78,57
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,13	0,17	0,15	0,11	0,07	0,15	0,21	0,05	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,21	14,61	15,33	14,63	16,17	16,97	12,31	14,34	18,20	12,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,64	0,22	0,80	0,31	0,58	0,98	0,33	0,47	0,24
FeO	1,29	0,50	1,01	1,07	0,80	0,33	0,09	1,18	0,83	0,39
MnO	0,05	—	Следы	0,01	0,01	Следы	Следы	0,04	0,01	0,02
MgO	0,59	0,44	0,33	0,47	0,25	0,34	0,09	0,40	0,15	0,40
CaO	2,06	0,48	0,63	1,23	0,73	0,78	0,46	1,42	0,71	0,85
Na <sub>2</sub> O	2,99	3,12	3,53	3,17	2,48	3,55	2,93	3,12	6,47	5,26
K <sub>2</sub> O	3,52	5,78	4,40	5,22	5,97	4,93	4,92	4,05	0,48	1,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,023	—	0,64	0,12	0,02	0,32	—	0,16	0,19	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	0,99	0,89	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	Следы	—	—	—	0,33	Следы	Следы
П. п. п	0,92	0,61	1,10	0,68	0,51	0,18	—	1,60	0,53	0,44
Сумма	99,75	99,83	99,72	99,50	101,32	99,47	100,19	99,78	100,76	100,08

Образец 1189 — гранит биотитовый, р. Дамхурц; 6 — гранит двуслюдяной, р. Макара; 530 — гранит двуслюдяной, р. Малая Лаба; 1351 — гранит двуслюдяной лейкократовый, р. Большая Лаба; 340 — гранит двуслюдяной лейкократовый, р. Мамхурц; 1360 — гранит аляскитовый, р. Малая Лаба; 413 — гранит аляскитовидный, р. Малая Лаба; 357 — двуслюдяной гранит, исток р. Большой Зеленчук; 205а — гранит двуслюдяной, альбитизированный, р. Большой Зеленчук; 3016 — гранит двуслюдяной, альбитизированный, р. Аксаут. Анализы 1189, 6, 530, 340, 357, 205а, 3016 — данные автора, 1351, 1360 — из работ А. М. Демина, 413 — Г. Д. Афанасьева.

Граниты оказали на вмещающие породы исключительно сильное контактное воздействие, выразившееся в возникновении вокруг их массивов обширных ореолов контактово-измененных пород. Наряду с простой перекристаллизацией без привноса веществ (термальное воздействие) наблюдаются самые различные стадии изменения вмещающих пород в связи с проникновением в них гранитного материала. Локальное проявление этих изменений в более или менее узких зонах вблизи гранитных массивов подчеркивает связь инъекционного и контактового метаморфизма с внедрением магматического материала. Ширина ореолов измененных пород колеблется от нескольких до многих сотен метров и зависит от размеров гранитных интрузий, наклона их контакта, а также от состава вмещающих пород.

Во внутренних частях контактовых ореолов в непосредственной близости к гранитному массиву располагаются наиболее интенсивно измененные разновидности вмещающих пород, превращенные в мигматиты и грубослоистые артериты. По мере удаления от гранитного тела степень метаморфизма падает и мигматиты постепенно переходят в слюдяные сланцы.

С особенной силой преобразующее влияние гранитов сказалось на гнейсированных породах досреднекарбонového интрузивного комплекса. Выразилось это прежде всего в калиевом и кварцевом метасоматозе последних и частичной или полной утрате присущих им гнейсовидных структур.

Возникшие в результате этого своеобразные резко порфировидные микроклинизированные граниты — гранодиориты образуют широкие переходные зоны между контактирующими интрузиями.

Воздействие магматического материала верхнепалеозойских гранитов на более древние плагиограниты и диориты носило в основном характер более или менее равномерного объемного пропитывания.

В табл. 40 помещены химические анализы интрузивных пород верхнепалеозойского комплекса (образцы 2004, 1501, 2005), преобразованных гранитизирующим влиянием гранитов (обр. 2002). Анализирувавшиеся образцы отобраны на хребте Луган в порядке постепенного их удаления от активной интрузии.

Т а б л и ц а 40

Оксиды	Содержание, %			
	Обр. 2002	Обр. 2004	Обр. 1501	Обр. 2005
SiO <sub>2</sub>	73,23	70,48	59,88	55,66
TiO <sub>2</sub>	Следы	0,54	0,72	1,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,61	14,44	20,66	16,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,93	1,66	3,31	5,41
FeO	0,81	3,03	5,14	4,00
MnO	Следы	Следы	0,004	0,005
MgO	0,16	0,58	0,88	3,00
CaO	0,96	0,27	1,37	3,85
Na <sub>2</sub> O	1,34	2,80	3,98	4,42
K <sub>2</sub> O	5,14	3,30	2,23	2,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Следы	Следы	Следы	Следы
SO <sub>3</sub>	0,10	0,15	0,18	0,28
H <sub>2</sub> O	0,22	0,04	0,18	0,36
П. п. п.	1,08	1,70	2,54	2,08
С у м м а	100,58	99,6	98,6	101,07

Как показывает петрографическое и химическое изучение верхнепалеозойских гранитов, для них характерны следующие особенности:

1) слабо порфировидное среднезернистое сложение. Наличие гипидиоморфно-зернистых структур, приближающихся к монцититовым в биотитовых разновидностях гранитов;

2) постоянное присутствие микроклина в полевошпатовой части гранитов с преобладанием его в лейкократовых разновидностях;

3) наличие среди аксессуарных минералов циркона, монацита, ксенотима, турмалина, шеелита, касситерита, берилла и тантало-ниобатов в лейкократовых разновидностях гранитов. Типоморфными аксессуарными минералами гранитов являются монацит, турмалин и берилл;

4) повышенное содержание щелочей с преобладанием К над Na в лейкократовых разновидностях гранитов;

5) наличие Li, Sp, Ta, Nb, Mo, As, F, являющихся специфическими элементами верхнепалеозойских гранитов.

## МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

### ДАГЕСТАН

Для территории Дагестана известны следующие изверженные породы: уралитовые порфириды, диабазы и диабазовые порфириды, габбро-диабазы, габбро, кварцевые долериты и долериты, кварцевые порфиры, монцониты, сиениты, аплитовые альбититы и сиенитовые аплиты.

Все изверженные породы вытянуты двумя параллельными цепочками с северо-запада на юго-восток. Северная цепочка (Казбекский диабазовый пояс, по Л. А. Варданянцу), приуроченная к Сагодинскому глубинному разлому, прослеживается от горы Диклос-мта до р. Аварское Койсу. Юго-восточнее реки на поверхности изверженные породы отсутствуют и только на водоразделе рек Самур и Ахты-чай они снова появляются, исчезая на меридиане сел. Джиг-Джиг. Ширина северной цепочки колеблется от 3 до 10 км. Изверженные породы в ней представлены несколькими хорошо выдержанными по простиранию дайками диабазовых порфиритов и диабазов, причем изверженные породы очень сильно изменены послемагматическими процессами. Дайки изверженных пород секут осадочные отложения домерского и тоарского ярусов и нижнеааленского подъяруса.

Южная цепочка (Кахетинский диабазовый пояс), приуроченная к зоне смятия в области Главного Кавказского разлома, прослеживается к северо-западу от р. Андийское Койсу и состоит из даек диабазовых порфиритов, диабазов, долеритов и габбро-диабазов и других пород. Особенно широко эти породы развиты между Главным Кавказским разломом и южной его ветвью, по левым притокам р. Джурмут. Здесь появляются свыше 10 малых интрузий габбро-диабазов и сиенит-диоритов, наиболее крупными из которых являются Ахвай-Хурайская, Даданская, Диндидагская и Даккичайская.

Петрографический состав изверженных пород южной цепочки разнообразен. Кроме диабазов, долеритов, диабазовых и долеритовых порфиритов, появляются уралитовые диабазовые порфириды, диоритовые порфириды, монцониты, сиенит-диориты, кварцевые порфиры, сиенитовые аплиты и аплитовые альбититы.

Большинство даек изверженных пород и малые интрузии прорывают осадочные породы под разными углами и секут складки почти под прямыми углами (рис. 67), но иногда долериты и долеритовые порфиры залегают между плоскостями наслоения и как бы участвуют вместе с осадочными породами в складчатости (Н. Т. Романов, В. Н. Молотов, 1962 г.).

Материала для установления точного возраста изверженных пород явно недостаточно. С уверенностью можно говорить только о нижней возрастной границе, поскольку все эти породы прорывают отложения тоарского яруса и нижнеааленского подъяруса. Установить верхнюю возрастную границу пока невозможно. Кроме того, различные условия залегания однотипных пород основного состава в разных тектонических структурах приводят зачастую к различным толкованиям их возраста. Так, например, участие долеритовых порфиритов и долеритов в складчатости позволило Н. К. Русанову (1938), М. А. Кашкаю (1952), Г. Г. Бунину и др. (1961) отнести их к доскладчатым образованиям. А однотипные диабазовые породы, локализованные в разломе, на гра-



нице двух крупных тектонических зон, залегающие в форме секущих даек, были отнесены к послекелловейским образованиям. Наконец, степень изменения пород послемагматическими процессами также служила основанием для суждения о возрасте. Породы, сильно измененные, считались более древними, а породы, слабо измененные или совсем неизмененные, относились к более молодым образованиям.

Исследованиями последних лет (Н. Т. Романов, В. Н. Молотов, 1963 г.) установлено, что ни второй, ни третий признаки не могут быть положены в основу для определения возраста изверженных пород. Уралитовые диабазы и диабазовые порфиры на Северном склоне

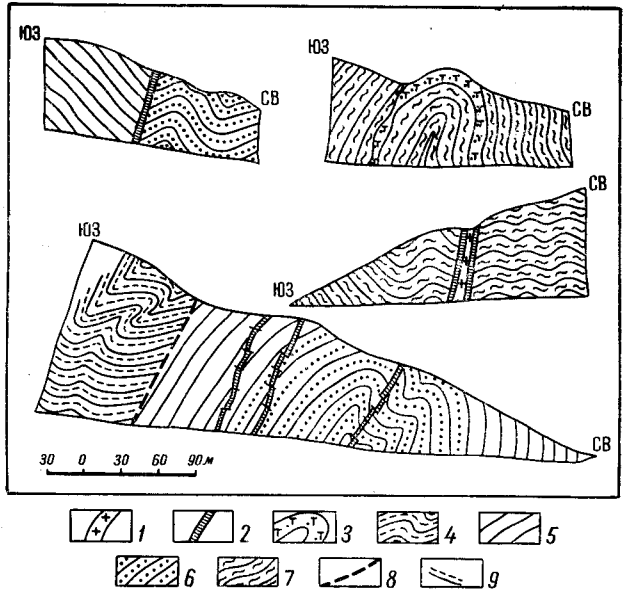


Рис. 67. Взаимоотношения диабазовых и вмещающих пород. По Н. Т. Романову

1 — кварцевые порфиры; 2 — габбро-диабазы, долериты; 3 — долеритовые порфиры; 4 — глинистые сланцы средней юры; 5 — глинистые сланцы нижнего аалена; 6 — песчано-глинистые отложения верхнего тоара; 7 — глинистые сланцы среднего тоара; 8 — крупные тектонические нарушения; 9 — мелкие разрывы

Главного Кавказского хребта в зоне Главного Кавказского разлома залегают в форме даек, секущих осадочные породы. В осевой же части антиклинория Главного хребта, близ южной ветви Главного Кавказского разлома, по реке Джоохор (см. рис. 67), в крутые антиклинальные складки собраны исключительно свежие долериты и долериты с титан-авгитом (последние в нашей схеме являются самыми поздними образованиями среди диабазовых пород Дагестана). Кажущееся участие долеритовых пород в складчатости лишь указывает на то, что внедрение их происходило по межпластовым срывам, большей частью в ядрах антиклинальных складок. Все изверженные породы Дагестана рассекают складчатые структуры, сформировавшиеся в предкелловейскую фазу складчатости, почти под прямыми углами и зачастую очень четко обрисовывают их в плане, располагаясь обычно на крыльях. Это обстоятельство позволяет считать рассматриваемые магматические образования послескладчатыми и, возможно, послекелловейскими\*.

На основании пересечений одних разновидностей изверженных пород другими (рис. 68) удалось выделить четыре последовательные генерации внедрения: 1) уралитовые порфиры, 2) диабазовые и долеритовые порфиры, кварцевые диабазы и долериты, диоритовые порфи-

\* Вполне возможно, что образование этих интрузий произошло в конце предкелловейской (батской) фазы складчатости, а частично даже раньше — в позднем аалене и байосе. — *Прим. ред.*

риты, 3) кварцевые порфиры и монцониты, сиенит-диориты, 4) аплитовые альбититы.

В последнее время в Казбекском диабазовом поясе (В. В. Авдонин, 1964 г.) на основании пересечения одних разностей диабазовых пород другими выделено пять последовательных генераций: амфиболовые диабазы, уралитовые порфиры, диабазовые порфиры, диабазы и лейкодиабазы. Нельзя только согласиться с выделением лейкодиабазов в самостоятельную группу. Они представляют собой не что иное, как диабазы, сильно измененные послемагматическими процессами. Имеющийся материал позволяет считать монцониты, сиенит-аплиты и апли-

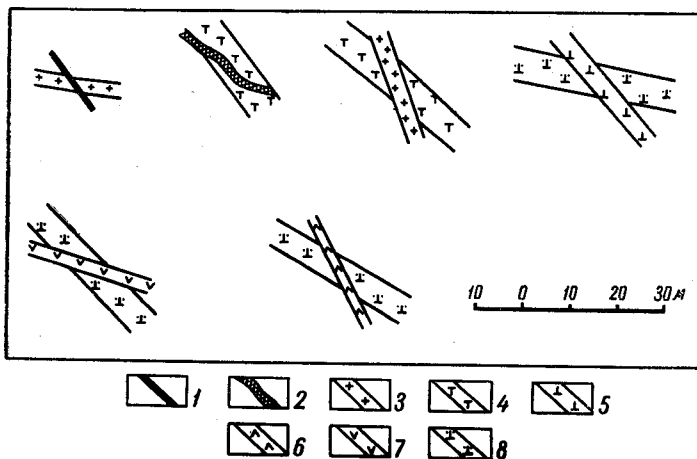


Рис. 68. Взаимоотношения изверженных пород Дагестана между собой и рудными жилами. По Н. Т. Романову

1 — мелано-пирроотиновый прожилок; 2 — аплитовый альбитит; 3 — кварцевый порфир; 4 — габбро-диабаз, долерит с титан-авгитом; 5 — кварцевый долерит; 6 — диоритовый порфирит; 7 — плагиоклазовый порфирит; 8 — уралитовый порфирит

товые альбититы самыми поздними образованиями в группе изверженных пород Дагестана. Возраст их можно условно принять за сеноманский, так как в Центральном Кавказе и на Южном склоне Главного Кавказского хребта внедрение щелочных пород относится к этому времени\*.

Ниже приводится краткая характеристика главных типов изверженных пород Дагестана.

*Изверженные породы основного состава* пользуются самым широким распространением (см. рис. 68). Среди них выделяются уралитовые и долеритовые порфиры, кварцевые диабазы и долериты.

Макроскопически это темно-серые, серые с зеленоватым оттенком или светло-серые (сильно карбонатизированные разности), иногда с обилием вкрапленников породы. По текстурным особенностям выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые или плотные афанитовые разности.

Под микроскопом в породах наблюдается диабазовая, долеритовая, офитовая, пойкилоофитовая или габбро-офитовая структура. Петрографический состав довольно выдержанный: основной плагиоклаз (50—65%), лабрадор № 50—70, моноклинный пироксен (20—30%) —

\* Это положение автора, как и его исходная предпосылка, представляется спорным.— Пред. ред.

диопсид-авгит, авгит, титан-авгит; ильменит или магнетит (8—10%), хлорит (1—20%) и серицит (1%), развивающиеся по плагиоклазу, эпидот (до 3%), апатит (до 1%), в измененных разностях карбонат (до 10—15%), замещающий плагиоклаз и пироксен. В уралитовых порфиритах добавляется еще уралитовая роговая обманка, замещающая пироксен. В кварцевых диабазах и долеритах появляется кварц (7—10%), в оливковых габбро-диабазах — оливин. Плагиоклазовые порфириды отличаются от других разностей андезитовой структурой основной массы. В порфиридах вкрапленники представлены плагиоклазом и имеют размер до 4—5 мм.

Химический состав диабазовых пород Дагестана приводится в табл. 41. В более ранних генерациях диабазовых пород — уралитовых порфиридах — очень низкое содержание кремнезема и щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}$ ), калий отсутствует. В последующих генерациях наблюдается постепенное увеличение кремнезема и щелочей. В самых поздних генерациях — кварцевых долеритах и диабазах — сумма щелочей достигает 3,68. Одновременно с увеличением щелочей изменяется соотношение  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ .

Диабазовые породы оказывают очень слабое контактное воздействие на вмещающие породы. В осадочных породах образуется зона роговиковых пород. Мощность ороговикования находится в прямой зависимости от мощности даек. В лежачем боку дайки зона ороговикования меньше, чем в висячем, и она меняется от 0,05 до 1 м.

*Диоритовые порфириды.* Дайка диоритового порфирида мощностью 1,5 м обнаружена в 1 км к северу от горы Чобори-даг, где она сечет дайку уралитового порфирида (см. рис. 68) (В. Н. Молотов, Н. Т. Романов, 1963 г.).

Уже макроскопически эта порода отличается от диабазов светло-серой окраской. Под микроскопом наблюдается гипидиоморфно-зернистая, приближающаяся к призматически-зернистой, структура с редкими гломеропорфиридами выделениями плагиоклаза.

Состоит порода из плагиоклаза (75%) — олигоклаз-андезина, кварца (5%), хлорита (8%), серицита (7%), цоизита (5%) и рудного минерала (3%). Зеленый, отчетливо плеохроирующий хлорит замещает темноцветный минерал (пироксен или амфибол). Кварц с цоизитом образует тонкие прожилки. Присутствие в диоритовых порфиридах кварц-цоизитовых прожилков сильно сближает их с уралитовыми порфиридами.

Большая часть диабазовых пород, развитых в зоне смятия Главного Кавказского хребта в Южном Дагестане, была подвергнута полному спектральному анализу (Н. Т. Романов, С. Я. Садаев, 1957 г.; Г. Г. Бунин, Б. А. Батырев, 1961 г.).

*Кварцевые порфиры* развиты в верхнем течении р. Ахты-чай и локализуются в зоне смятия Главного Кавказского разлома. Впервые они были описаны А. Репкиной в 1932 г., более детальное исследование произведено Н. К. Русановым в 1938 г. и Н. Т. Романовым в 1956 г. Н. К. Русанов назвал эти породы гранит-порфирами.

Кварцевые порфиры залегают в форме секущих даек мощностью 3—15 м и протяженностью до 6000 м в осадочных породах тоарского и нижнеааленского возраста или рассекают габбро-диабазы или долериты. Макроскопически они имеют светло-серый цвет и среднезернистую структуру. Местами заметны чешуйки графита, зерна галенита, сфалерита, пирита и пирротина. Под микроскопом обнаруживается полнокристаллически-порфиридная структура. Отдельные вкрапленники состоят из крупных (1—2 мм) сферолитовых сростаний плагиоклаза (альбита № 2—4), серицитизированного в значительной степени,

Таблица 41

Окислы	Содержание, %							
	Обр. 16	Обр. 256	Обр. 18	Обр. 20	Обр. 13	Обр. 230	Обр. 1	Обр. 208
SiO <sub>2</sub>	41,83	45,54	48,41	47,90	52,34	52,00	73,00	47,50
TiO <sub>2</sub>	0,80	1,00	0,92	2,37	2,00	1,94	0,30	1,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,92	20,33	19,98	13,33	15,50	15,89	15,36	19,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,82	1,32	3,31	1,91	1,51	0,59	1,26
FeO	7,86	8,04	7,44	13,01	10,43	9,60	2,39	7,86
MnO	0,10	0,12	0,16	0,18	0,15	0,17	0,03	0,10
MgO	10,42	8,02	7,05	2,16	3,00	4,58	0,80	4,65
CaO	9,87	7,13	10,13	9,80	6,10	9,47	1,09	6,25
Na <sub>2</sub> O	1,37	2,07	2,24	2,89	3,14	3,12	3,78	3,74
K <sub>2</sub> O	He опр.	He опр.	0,30	0,79	0,32	0,33	1,46	2,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,05	0,18	0,24	0,45	0,10	0,24	0,46
SO <sub>3</sub>	0,54	He опр.	0,15	1,86	He опр.	0,40	Следы	He опр.
H <sub>2</sub> O	0,16	0,26	—	—	—	—	He опр.	0,06
П.п.п.	11,78	6,44	1,45	2,65	3,74	1,98	1,50	4,52
С у м м а	99,93	99,82	99,73	100,49	99,08	101,09	100,54	99,55

Образец 16 — сильно измененное габбро, левый склон р. Галагат-хет (правый приток р. Ахты-чай), 400 м от устья; 256 — уралитовый порфирит с вторичным кварцем (правый склон р. Самур, против сел Джиних; 18 — уралитовый порфирит, левый склон левого притока р. Джурмут, впадающего против сел. Тохота, 3,1 км от устья; 20 — кварцевый габбро-диабаз с титан-авгитом, левый склон левого притока р. Джурмут, впадающего против сел. Тохота, 3,1 км от устья; 13 — кварцевый диабаз, правый склон р. Огаламат-хет (левый приток р. Ахты-чай), 1,5 км от устья; 230 — мелкозернистый диабазовый порфирит, левый приток р. Джурмут, впадающий против сел. Барнаб, 2,0 км от устья; 1 — гранит-порфир, правый склон р. Огаламат-хет, 1,5 км от устья; 208 — монацит, центральная часть Ахвай-Хурайской интрузии, 110 м юго-западнее горы Ахвай.

кварца, небольшого количества мусковита, апатита, пирита и магнетита. Промежутки между сферолитами выполнены мелкими зернами кварца и хлорита. Содержание кварца в породах неодинаково: в одних разностях количество его достигает 30—35%, в других падает до 10—15%; между ними имеются переходы.

На контакте с кварцевыми диабазами образуется тонкая зона, мощностью 5—10 см, гибридных пород диоритового состава. Кварцевые порфиры рассекаются медно-пирротиновыми и кварцевыми жилами с полиметаллическим оруденением. Спектральными анализами в кварцевых порфирах устанавливается несколько повышенное (0,001 до 0,1%) содержание меди, свинца и цинка (Романов, Садаев, 1957).

Монзониты слагают центральные части Ахвай-Хурайской и Диндидагской интрузий (рис. 69). Впервые эти интрузии описывались как диабазовые пластовые (Б. Н. Рожков, 1927 г.). Позднее они изучались А. Д. Ишковым (1937 г.), Н. К. Русановым (1939 г.) и Г. Г. Буниным (1961 г.). По данным Н. К. Русанова (1939), Ахвай-Хурайская интрузия состоит из трех параллельных, секущих осадочные породы под крутыми углами тел. Мощность каждого тела 300 м.

Диндидагская интрузия имеет мощность до 600 м и протяженность до 800 м (Бунин, 1961). На сложность строения этой интрузии впервые обратил внимание Г. Г. Бунин в 1961 г. Центральные части Ахвай-Хурайской и Диндидагской интрузий сложены монзонитами\*, а периферические — габбро-диабазами. А. Д. Ишков указывает, что Ахвай-Хурайская интрузия имеет зональное строение. Монзониты центральной части постепенно переходят к периферии в нормальные габбро-диа-

\* Г. Г. Бунин (1961 г.) и А. Д. Ишков (1937 г.) называют эти породы сиенит-диоритами.

базы. Монцитоны и габбро-диабазы пересекаются жилами и прожилками плагиоаплитов, гранодиоритов и сиенит-аплитов.

Макроскопически монцитоны представляют собой крупнозернистую темно-серую с зеленоватым оттенком породу. Под микроскопом породы имеют гипидиоморфно-зернистую или монцитонитовую структуру и состоят в основном из микроклина (около 60%), плагиоклаза (около 20%), андезина (№ 38—40), уралитовой роговой обманки, единичных зерен моноклинного пироксена — диопсид-авгита, очень небольшого

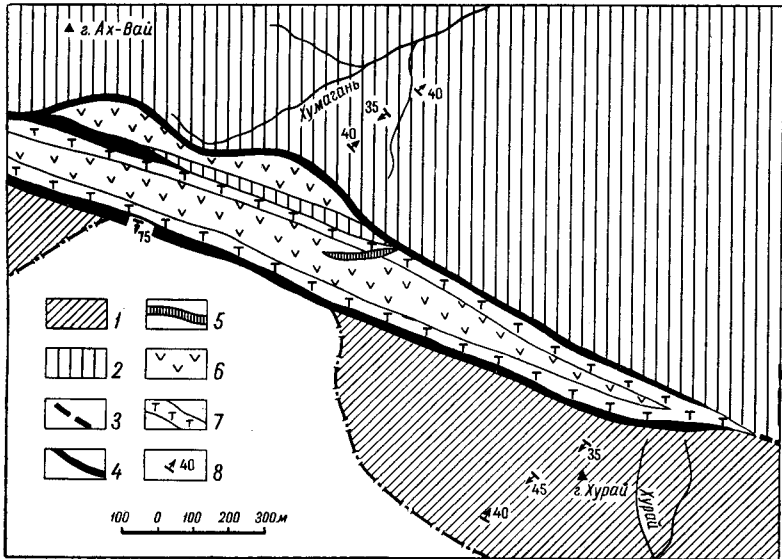


Рис. 69. Схема расположения Ахвай-Хурайской интрузии. По Н. Т. Романову

1 — музунчайская свита, ленточное чередование песчаников и глинистых сланцев; 2 — хурайская свита, песчаники, сланцы; 2, 3 — разрывы; 4 — роговики; 5 — сиенитовый аплит; 6 — сиенит-диорит; 7 — габбро-диабаз; 8 — элементы залегания

количества биотита — титаномagnetита, апатита и вторичных минералов: сфена — лейкоксона, хлорита, эпидота и серицита.

В краевой части Диндидагской интрузии отмечена порода, аналогичная описанным монцитонитам, но отличающаяся наличием крупных выделений (до  $1,5 \times 10$  мм) полевого шпата и роговой обманки. Цвет роговой обманки меняется от светло-зеленого до бледно-буровато-зеленого по *Np*. Эта порода получила название сиенитового порфира (Бунин, 1961). Взаимоотношения ее с монцитонитами и другими породами не выяснены.

Малые интрузии оказали сильное контактное воздействие на вмещающие породы с образованием зон ороговивания мощностью 2—3, иногда 10 м. На контактах Ахвай-Хурайская и Диндидагская интрузии обогащены апатитом, гранатом, цирконом и эпидотом.

В настоящее время нет материалов, позволяющих утверждать или отрицать связь свинцово-цинкового или ртутного оруденения с монцитонитовидными породами в Дагестане.

В самое последнее время в Южном Дагестане были описаны жильные породы — аплитовый альбитит, плагиоаплит и сиенит-аплит.

**Аплитовый альбитит.** Впервые лейкократовая порода по р. Аттагай была описана под названием гранит-аплита (Н. Т. Романов, С. Я. Са-



даев, 1957 г.). Г. Г. Бунин определил ее как плагиоаплит. Дополнительные микроскопические исследования (Н. Т. Романов, В. Н. Молотов, 1963 г.) позволили установить принадлежность ее к аплитовому альбиту. Аплитовый альбит в виде ветвящихся прожилков рассекает дайку диабазового порфирита (см. рис. 68).

Макроскопически это лейкократовая среднезернистая порода с редкими включениями темноцветного минерала. Микроскопически устанавливается аплитовая, приближающаяся к призматически-зернистой структура.

Состав: альбит (90—95%), кварц (не более 3%), сфен и хлорит. Из-за сильной пелитизации альбит имеет несвежий облик и был принят Г. Г. Буниным за калиевый полевой шпат. Угол погасания в симметричной зоне (010) равен 9°. Хлорит представлен пеннином.

Сиенит-аплит встречен в осыпи по р. Аттагай и в прожилках (2—5 см), пересекающих Ахвай-Хурайскую и Диндидагскую интрузии (Г. Г. Бунин, 1961 г.). Макроскопически он имеет светло-серый цвет и мелкозернистое строение. Иногда видны более крупные порфировидные выделения полевого шпата. Структура панидиоморфно-зернистая или бостонитовая. Состав изменчивый: калиевый полевой шпат — ортоклаз (85—40%), плагиоклаз (15—50%) и кварц (1—5%). В некоторых шлифах отмечены редкие зерна роговой обманки, апатита и магнетита.

Количество калиевого полевого шпата в породе меняется от 85 до 40%. Разности с высоким содержанием плагиоклаза приближаются по составу к аплитовым альбитам. Кварц присутствует не во всех разностях, он образует ксеноморфные зерна, выполняющие промежутки между зернами калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

## ЦЕНТРАЛЬНЫЙ И ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ

### *Ранне- и среднеюрский магматизм*

#### Западный Кавказ и зона Южного склона

Раннеюрский магматизм отчетливо проявлен в пределах узкой полосы, протягивающейся вдоль Южного склона Главного Кавказского хребта от верховьев р. Лашипсе к верховьям рек Авадхара, Мзымта, Пслух и Бзерпия (табл. 42). Среди глинистых сланцев среднего лейаса здесь залегают туфобрекчии и туфы кварцево-кератофирового состава и петрогенетически связанные с ними субвулканические тела кварцевых кератофиров. Субвулканические тела кварцевых кератофиров сложены афанитовой породой, состоящей из немногочисленных вкрапленников альбита, реже кварца, погруженных в микропойкилитовую основную массу из неправильных пятнистых участков кварца и удлиненных кристаллитов и микролитов альбита.

Наряду с кварцевыми кератофирами на этой же территории обнаружены небольшие тела порфиритов (район Медвежьих Ворот) и мелкие интрузивные тела диабазов, слагающих дайки северо-западного простирания. Однако магматические породы основного состава, возраст которых датируется лейасом (а частью, возможно, и низами доггера), играют здесь подчиненную роль.

Признаки лейасового эффузивного вулканизма обнаружены на водоразделе рек Чессу и Малчеп (район горы Абаго), а также на р. Белой, где туфы, туффиты и туфогенные песчаники переслаиваются с глинистыми сланцами, возраст которых скорее всего датируется средним лейасом.

Т а б л и ц а 42

Время	Структурные зоны		
	Западный Кавказ	Главного хребта	Лабино-Малкинская
J <sub>1</sub> —J <sub>2</sub>	Спилито-кератофировая формация (бассейны рек Пшиш, Лашипсе, Авадхара, Мзымта, Пслух, Бзерпия)	Спилитоподобные породы, диабазовые порфиры, реже кератофиры (Северо-Осетинская область)	Андезиты, андезитодациты, реже кератофиры (бассейны рек Кубань, Теберда, Чегем и Черек Безенгиевский)
После J <sub>2</sub> до Cr <sub>1</sub>	Гранодиорит-порфиры, экзтрузии гранитоидного состава, диориты, гранодиориты, граниты (бассейны рек Туапсе, Пшиш, Пшеха, Авадхара, Мзымта, оз. Кардывач)	Диориты, гранодиориты и граниты (верховья рек Аксаут, Большая Лаба, Санчаро, Лаштрак, Цегеркер, гора Аджара)	?
Cr <sub>1</sub> —Cr <sub>2</sub>	Натровые щелочные порфиры и субщелочные габброиды (бассейны рек Туапсе, Пшеха, Пшиш, Лoo, Сочи, Мзымта, Псоу)	Габброиды повышенной щелочности, образующие дайки, относимые к «юрскому диабазовому поясу» (?)	Субщелочные габброиды (бассейн р. Чегем)
Pg (?) Ng—Q	Щелочные трахиты и эруптивные брекчи (бассейн р. Пшеха)	Вулкано-плутонические формации из липаритовых, трахилипаритовых, андезитовых и дацитовых лав и туфов, игнибритовых полей, экзтрузий и интрузий гранитоидного состава повышенной щелочности (эльбруская и казбекская вулканические области, Тырнаузский район)	Гипабиссальные интрузии повышенной щелочности: гранит-порфиры, граносенит-порфиры (Минераловодский район)

В пределах западного окончания Главного Кавказского хребта (Туапсинский и смежные с ним районы) известны проявления раннеюрского магматизма как в эффузивной, так и в субвулканической и дайковой фациях. В русле Гунайки (недалеко от ст. Пшиш) в толще аргиллитов тоара — аалена \* залегают базальтовые порфиры, испытавшие заметное зеленокаменное перерождение. Порфиры слагают здесь останцы лавовых покровов с явно выраженной шаровой текстурой. Южнее, в районе сел. Малое Псеушко, обнаружены дайки диабазовых порфиров, секущие аргиллитовую толщу тоара — нижнего аалена. Породы, слагающие дайки и лавовые покровы, состоят из зонального плагноклаза (45—54%), в значительной мере замещенного альбитом, хлоритом и карбонатом, и рудного минерала, погруженных в карбонат-хлоритовый мезостазис.

\* Ааленские магматические проявления здесь отнесены к раннеюрской зоне магматизма как тесно связанные с собственно лейасовыми, хотя в современных стратиграфических схемах ааленский ярус принято относить к средней юре.— *Прим. ред.*

Среднеюрские магматические образования широко развиты в верховьях рек Мзымта, Шахе, Сочи и Западный Дагомьс в пределах Амуко-Лазаревской и Чвежипсинской зон. В этих районах в байосский век происходит накопление вулканогенных отложений, представленных в бассейне Мзымты лавами авгитовых и пироксеновых порфиритов, туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками, слагающими мощную (до 1000 м) толщу. В более западных районах вулканическая деятельность проявляется слабее. Так, в Амуко-Лазаревской зоне в верховьях р. Сочи вулканогенный горизонт, сложенный туфами авгитовых порфиритов и туфитами, имеет мощность всего 200 м.

### Зона Главного хребта

Интенсивно проявлен раннеюрский магматизм в пределах обширной Северо-Осетинской области от перевала Штулу на западе до истоков Ассы на востоке. С первой, наиболее ранней стадией вулканического цикла здесь было связано образование серии спилитовых покровов, принадлежащих к типу подводных излияний. В тесной связи со спилитами находятся инъекции в приповерхностные зоны магматического расплава того же состава.

В пределах северного борта эвгеосинклинального прогиба водораздельной части Главного Кавказского хребта спилиты и порфириты уступают место производным магмы кислого состава. Здесь, в Садоно-Дигорской зоне, развиты покровы альбитофиров и кератофиров плинбахского возраста. Характерной особенностью вулканогенов этого типа является широкое развитие в их составе пирокластических образований (туфобрекчии, агломераты, в меньшей степени туфы). Состав вулканических продуктов и формы залегания свидетельствуют о наземных, субаэральных условиях их образования в результате многократных вулканических извержений, при которых выбросы рыхлых продуктов чередовались с излиянием лавы. Резкая неоднородность мощностей и состава отдельных разрезов позволяет наметить ряд изолированных центров вулканических извержений (Фаснальский, Згидский, Садоно-Мизурский, Архоно-Холстинский, Фиагонский и др.). С продуктами вулканической деятельности ассоциируют мелкие дайковые тела и некки, представляющие собой проявления того же магматизма в субвулканической фации (бассейн р. Ардон и др.).

Широко распространены в пределах Северной Осетии производные основной магмы в виде даек и межпластовых залежей диабазов, габбро-диабазов, лейкодиабазов, диабазовых порфиритов и т. д. По минеральному и химическому составу они весьма разнообразны. Объединение всей этой серии даек в единый петрогенетический комплекс, образовавшийся в узком временном интервале, сейчас вряд ли возможно. Различия в минеральном и химическом составе, степени и характере вторичных изменений дают основание полагать, что к единому «диабазовому поясу» относятся породы, различные в петрогенетическом и возрастом отношении. Есть основания считать, что часть «диабазовых» даек бассейнов рек Терек и Ардон древнее юры. С другой стороны, детальные петрографические и радиологические исследования дайковых пород позволяют думать, что среди них есть образования и моложе нижней юры.

Спилиты Северо-Осетинской вулканической области представляют собой светло-серые или зеленоватые плотные породы, часто переходящие в порфиритовые или мандельштейновые разновидности (А. П. Лебедев, 1950 г.). Микроструктура их характеризуется развитием толстых брусковидных лейст альбитизированного плагиоклаза, сцементирован-

ных хлоритовым веществом. Спилиты содержат большое количество титаномагнетита, обычно распыленного по всей массе породы или образующего сеть из тончайших игольчатых кристалликов.

Лавовые покровы и пирокластические образования среднекислой магмы в пределах Садоно-Дигорской зоны представлены альбитофирами, кварцевыми и бескварцевыми кератофирами. В петрографическом отношении среди пород этой группы мы встречаемся со значительно меньшим разнообразием, чем в группе пород основного состава. Почти исключительное развитие имеют породы порфировой структуры, содержащие в качестве вкрапленников выделения альбита или альбитизированного плагиоклаза средней основности и диссоциированного амфибола. Среди кератофиров встречаются калиевые и натриевые разновидности. Для первых характерны порфировые выделения калинатрового полевого шпата, в небольшом количестве присутствуют хлоритовые псевдоморфозы по амфиболу и моноклинному пироксену.

Другими районами проявления начального магматизма в зоне Главного хребта являются районы бассейнов Черка Безенгиевского и Чегема.

Магматическая деятельность проявилась здесь в пределах развития песчано-глинисто-сланцевых толщ, слагающих узкую зону, которая протягивается почти в широтном направлении между Скалистым и Боковым хребтами. Возраст песчано-глинисто-сланцевой толщи долгое время определялся в пределах среднего и верхнего лейаса. И. Г. Кузнецов (1946, 1951) и В. П. Ренгартен (1946) относили время образования «толщи с эффузивами» к нижнему тоару. По данным Н. В. Безносова и В. П. Казаковой, глинистая толща Черекско-Чегемской вулканической области с подчиненными ей эффузивными образованиями должна датироваться нижним байосом (Безносов, Казакова, 1959).

С наиболее ранними фазами вулканической деятельности здесь связаны излияния лав основного состава. На севере области образуются покровы, сложенные порфирито-мандельштейновой серией (хребет Уч-таши), южнее, в пределах хребта Мукол-кая, возникают диабазы и диабазовые порфириты, частично в эффузивной, а частично в субвулканической и гипабиссальной фациях. Внедрение магматического расплава происходило в приповерхностные участки земной коры, реже — в придонные, неуплотненные осадки. Явления дифференциации, совершившиеся и после внедрения, привели к обособлению в верхних горизонтах диабазовых тел — диабазово-пегматитовых и лейкодиабазовых разновидностей.

Мандельштейновые разновидности состоят из порфирировых выделений сильно измененного кислого плагиоклаза и гиалопилитовой основной массы из агрегата микролитов альбита или альбит-олигоклаза, сцементированных буроватым стеклом или продуктами его девитрификации.

Авгитовые диабазы субвулканической и гипабиссальной фаций представляют собой плотные зеленовато-серые породы офитовой, частью пойкилоофитовой или интерсертальной структуры. В более лейкократовых разновидностях местами наблюдается пятнистое такситовое строение — темноцветные минералы образуют скопления на фоне белой полевошпатовой массы. В минеральном составе главную роль играют кислый плагиоклаз, моноклиальный пироксен, хлорит и титаномагнетит. Мало чем отличаются от авгитовых диабазов диабазовые порфириты, слагающие дайки и субвулканические тела в сланцевых толщах юры.

Вулканические и субвулканические породы кислого состава представлены в бассейнах Чегема и Черка Безенгиевского кератофирами, образующими купола, пластовые тела и дайки, а также пирокластическими образованиями, входящими в состав хуламской вулканогенной

свиты. Породы этой свиты вскрываются долиной р. Черек Безенгиевский и его притоками (реки Хулам, Шоудор-су, Ит-кара-су). В основании и кровле вулканогенной пачки развиты пирокластические образования, чередующиеся с пластами осадочных пород. Среднюю и наиболее мощную часть вулканогенной толщи слагают сплошные массивные розовые кератофиры. В основании разреза залегает горизонт черных плотных мандельштейновых порфиритов; на них налегает толща зеленовато-белых фельзитовых брекчий, выше которых следуют розовые массивные кератофиры, относимые к средней части свиты. В юго-западной части района в составе песчаников, подстилающих вулканогенную свиту, обнаружены небольшие интрузивные тела кератофилов типа куполов и микролакколитов. Один из таких микролакколитов обнажается в нескольких сотнях метров от сел. Верхний Хулам. Характерно, что породы вмещающей толщи образуют ясное сводообразное поднятие над лакколитом. На участке к востоку от пос. Жабоевский можно наблюдать пересечение мандельштейновых порфиритов дайкой красного фельзитового кератофира. Здесь же обнаружена мощная пластовая залежь массивного красного кератофира, от которой отходят апофизы во вмещающие сланцы.

По составу среди производных кислой магмы резко различаются существенно ортоклазовые кератофиры с преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$  и альбитовые кератофиры, связанные группой переходных пород с порфиритами.

Наиболее распространен трахитоидный тип ортоклазовых кератофилов. Это розовато-серые или светло-коричневые плотные породы, богатые кирпично-красными вкрапленниками ортоклаза. Вокруг более крупных кристаллов заметна иногда тонкая каемка альбита. В ряде случаев ортоклаз замещается кварцем и флюоритом. Кварц во вкрапленниках присутствует очень редко. Хлоритизированный биотит обычно развит в мелких чешуйках, запутанных среди микролитов основной массы. Амфибол щелочного характера отмечается редко; в единичных случаях обнаружен моноклинный пироксен. Основная масса трахитовой структуры состоит из крупных брускообразных микролитов ортоклаза. В узких промежутках между микролитами зажаты участки кварца, хлорита и карбоната. В основной массе присутствует флюорит.

Альбитовые кератофиры представляют собой светло-серые или розоватые породы с мелкими белыми вкрапленниками пелитизированного незонального альбита, содержащего иногда антипертитовые вроски калинатрового полевого шпата и включения стекловатого аморфного базиса. Основная масса представлена или микролитами альбита, или микрофельзитовым веществом, в котором также преобладает альбит. Значительна примесь хлорита, кварца, кальцита и халцедона.

Ряд соображений позволяет предполагать интрузивную природу этих трахитоидных пород, близких в петрологическом отношении к гранит-порфирам и гранодиорит-порфирам западного окончания Главного Кавказского хребта. Есть основания также для предположения о более молодом, возможно послекюрском, возрасте пород этой серии.

### Лабино-Малкинская зона

Своеобразно проявлен раннеюрский магматизм в пределах области, выделяемой Е. Е. Милановским в качестве Лабино-Малкинской структурно-фациальной зоны. Район интенсивной вулканической деятельности охватывает здесь нижнее течение р. Теберда, прилегающую часть долины Кубани и верховья рек Подкумок, Эшкакон и Хасаут.



На Кубано-Тебердинском участке вулканические образования связаны с песчаниковой угленосной свитой нижней юры, возраст которой в настоящее время считается нижнеплинсбахским. По условиям залегания изверженные породы Кубано-Тебердинского района делятся на пластовые залежи, согласные с вмещающими их породами песчаниковой свиты, и секущие тела в виде даек, некков и лакколлитов. Помимо интрузивных пород, в районе распространены туфы, туфобрекчии, туфо-конгломераты и чередующиеся с ними излияния лав (Варданянц, 1940).

В петрографическом отношении магматические породы Кубано-Тебердинского участка весьма разнообразны, состав их варьирует от базальтов до дацитов. Базальты известны к югу от сел. Нижне-Маринского (лакколлит Токмак-кая) и на плато Джалпак. Это черные плотные породы с большим количеством стекла, с пилотакситовой, частью интерсертальной структурой. Фенокристы представлены основным, резко зональным плагиоклазом, серпентинизированным оливином и диопсидом с опациitized ядром. Основная масса состоит из лейт основного плагиоклаза (№ 70—90), зерен моноклинного пироксена, магнетита, стекла и серпентинового мезостазиса. Помимо базальтов, среди изверженных пород этого участка широко развиты андезиты. Последние слагают самые верхние залежи в окрестностях г. Карачаевска. Состоят они из фенокристов резко зонального основного плагиоклаза, диопсида и буровато-зеленой роговой обманки (заметно опациitized).

Несколько иные по составу породы слагают некк «Великан» (левый берег Теберды). Это роговообманково-биотитовые андезиты с трахитоидной, реже гиалопилитовой структурой. Фенокристы представлены плагиоклазом № 50, в ряде случаев альбитизированным, буровато-зеленой роговой обманкой и биотитом; пироксен редок. В некоторых случаях породы андезитового облика имеют явно выраженную трахитовую структуру, причем фенокристы полевых шпатов полностью альбитизированы. Возникновение таких пород есть основания связывать с проявлением магматического расплава щелочного состава, отличного от того, который формировал андезито-базальтовые породы. Вероятность такого решения подтверждается материалами по Черeku Безенгиевскому, где наличие пород трахитового типа несомненно. В пределах Кубано-Тебердинского участка наблюдается нормальный переход от андезитов к андезито-дацитам и дацитам. При этом в основной массе существенную роль начинает играть кварц, первичное, а не эпимагматическое происхождение которого не может вызывать сомнений; плагиоклаз становится кислее (№ 40—50); среди цветных минералов начинает резко преобладать свежий, только по краям опациitized биотит. Типичные дациты обладают уже фельзитовой или микрогранитовой структурой основной массы.

В верховьях рек Подкумок, Эшкакон и Хасаут\* аналогичные породы характеризуются сильной измененностью, выражающейся главным образом в карбонатизации и хлоритизации. По этому признаку они были описаны как различные порфириты (Муратов, 1945). Среди субвулканических интрузий данного района наиболее крупным является Эшкаконский массив, сопровождаемый рядом более мелких, видимо, являющихся его отторженцами. В верховьях р. Эшкакон он слагает оба борта и дно долины. В средней части массива, в глубоко промытых рекой местах выходят на небольшой площади дислоцированные докембрийские кристаллические сланцы и силурийские кварциты. В южной части массив представляет собой достаточно круто секущую интрузию, а в северной имеет форму полого залегающей линзы, уходящей под кровлю из песчаников плинсбаха. По своей форме массив приближается

\* Описание выполнено М. Х. Срабояном.

к лакколиту. Форма остальных менее крупных массивов линзовидная, пластовая, штокообразная или более сложная (горы Давай, Мамычар и др.). По структурным признакам среди довольно однородных порфиритов могут быть выделены диорит-порфириты (глубинная фация), состоящие из плагиоклаза (андезин), биотита и авгита, и собственно порфириты, по составу близкие к первым. Среди последних различаются плагиоклазовые роговообманковые и пироксеновые порфириты.

Плинсбахский возраст горизонтов туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов и отчетливо выраженных лавовых потоков, заключенных в песчаниковой толще, по-видимому, не вызывает сомнений. Что же касается интрузивных пород, часть из которых представлена дайками, некками и лакколитами, секущими как песчаниково-сланцевые отложения, так и чередующиеся с ними залежи изверженных пород, то по поводу их возраста желаемой ясности нет\*. Представляется вероятным, что серия пород андезито-дацито-трахитового состава может оказаться значительно моложе плинсбаха и характеризовать собой более-позднюю стадию развития геосинклинали.

Среднеюрские магматические проявления в Лабино-Малкинской зоне неизвестны.

Приведенный обзор позволяет наметить некоторые закономерности в пространственном размещении магматических пород на Большом Кавказе в течение ранней и средней юры. Наиболее типичная для ранних стадий геосинклинали развития спилито-кератофировая формация проявлена в пределах той части Главного Кавказского хребта, которая располагается к югу от Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны (в зоне Главного хребта, по В. Е. Хаину и Е. Е. Милановскому). При этом к западу от Мзымты преобладает эффузивная фация, а в восточной, Северо-Осетинской области, — гипабиссальная и субвулканическая. Среди дайковых пород, объединяемых в «юрский диабазовый пояс» Большого Кавказа, только часть принадлежит по возрасту к ранней юре.

Отличительными чертами обладают изверженные породы к северу от Пшекиш-Тырныаузского шва в Лабино-Малкинской зоне (Кубано-Тебердинский и Черекско-Чегемский районы). В пределах этой зоны широко развиты породы щелочного и субщелочного состава, в пространственном положении которых существенную роль, по-видимому, играли поперечные разломы.

В табл. 43 приведен химический состав пород, типичных для охарактеризованных участков проявления магматизма в ранней и средней юре.

### ***Послебайосский—домеловой магматизм***

После раннего байоса магматическая деятельность в водораздельной части и на Северном склоне Большого Кавказа на время затухает. В течение доггера в осевой части Главного хребта обособляется ряд центральных поднятий. К началу келловоя происходит осушение всей осевой части Большого Кавказа, сопровождающееся интенсивным складкообразованием. К этому времени относится возникновение основных антиклинорий Северо-Западного, Восточного и Юго-Восточного Кавказа, а также возрождение горст-антиклинория Центрального Кавказа. С этим периодом в развитии альпийско-магматического цикла связано в пределах Северо-Западного и осевой части Центрального Кавказа, а также в прилегающей полосе Южного склона, внедрение предверхнеюрских интрузий диоритового, гранодиоритового и гранитоидного состава.

\* В верховьях р. Эшакон нижние горизонты аалена, по данным М. В. Муратова (1945), переполнены порфиритовой галькой.— *Прим. ред.*

Оксиды	Содержание, %													
	Обр. 428/56	Обр. 992/20	Обр. 192/4	Обр. 956а/6	Обр. 956б/6	Обр. 956в/6	Обр. 956г/6	Обр. 458	Обр. 172	Обр. 158	Обр. 135	Обр. 359а	Обр. 359б	Обр. 359в
SiO <sub>2</sub>	41,50	65,55	73,90	72,65	44,18	54,88	58,50	46,38	50,96	52,36	61,36	76,42	62,70	69,45
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,57	0,24	0,31	0,85	0,60	0,42	1,26	1,42	1,75	0,84	0,22	0,29	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,90	14,32	12,36	10,77	16,46	17,50	14,02	16,78	19,15	19,03	19,65	13,08	16,23	12,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,64	0,78	0,86	1,12	} 9,39	0,55	2,12	4,14	5,87	4,59	2,62	0,60	} 5,21	1,42
FeO	6,65	4,31	1,74	2,94		3,71	4,26	4,94	2,35	3,35	1,22	0,68		0,33
MnO	0,27	0,09	0,08	0,06	0,20	0,11	0,09	0,14	0,11	0,21	0,07	Следы	0,10	0,02
MgO	6,89	2,47	1,00	1,74	9,71	2,77	0,97	4,60	4,08	4,00	1,64	0,62	0,57	1,15
CaO	10,93	2,47	2,77	2,94	8,00	6,63	6,50	10,20	9,83	6,43	1,18	1,58	1,80	0,15
Na <sub>2</sub> O	2,57	5,15	3,23	3,38	3,15	5,68	3,45	2,36	2,64	4,54	6,96	2,41	5,51	2,26
K <sub>2</sub> O	0,23	1,55	0,80	1,20	0,22	0,92	2,00	1,03	0,76	1,37	1,12	1,20	5,58	5,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	0,31	0,08	0,05	0,16	0,23	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,17	Не опр.
CO <sub>2</sub>	7,44	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"	"	"	"	Не опр.	"
П. п. п.	5,60	3,07	3,90	3,77	7,54	6,66	7,47	8,27	2,69	2,63	1,88	3,39	1,76	1,59
С у м м а	100,41	100,64	100,96	100,93	99,86	100,24	99,80	100,10	99,86	100,26	98,54	100,20	99,92	94,84

Образец 428/56 — диабазовый порфирит, сел. Малое Псеушко, Туапсинский район; 992/20 — кварцевый кератофир субвулканической фации, верховье р. Авадхара; 192/4 — то же, верховья р. Лашинсе; 956а/6 — то же, верховья р. Бзерпия; 956б/6 — спилит из массива горы Тепли; 956в/6 — альбитофир Дигории, р. Голнатдон; 956г/6 — альбитофир Осетия, р. Ход; 458 — базальт, северо-западнее пос. Коста-Хетагурово; 172 — андезито-базальт горы Шоана; 158 — авгитовый андезит горы Шоана; 135 — дацит, р. Теберда; 359а — липарито-дацит, р. Теберда; 359б и 359в — ортоклазовый кератофир, р. Черек. Анализы заимствованы из работ Л. А. Варданянца, Д. С. Белянкина, Н. И. Лебедева, М. Г. Ломизе, М. Л. Сомина, А. М. Борсука.

### Западное окончание Главного хребта

На участке западного окончания Главного Кавказского хребта (Гойтхский антиклинорий) магматическая активность позднеюрского времени проявилась в образовании интрузивных гипабиссальных гранодиорит-порфиров (кварцевых порфиров) и ассоциирующих с ними специфических экструзивов гранитоидного состава (гора Индюк). По поводу происхождения и возраста указанных пород в литературе нет единого мнения. Ряд исследователей (О. О. Вялов, В. В. Белоусов, В. Е. Хаин, М. Г. Ломизе, Г. П. Корнев и др.) относит гранодиорит-порфиры и породы, слагающие гору Индюк, к вулканогенно-осадочной серии Гойтх и входящий в ее состав свите горы Индюк (нижний и верхний аален), считая породы горы Индюк кристаллокластическими и лито-кластическими туфами.

Г. Д. Афанасьев и А. М. Борсук приводят ряд доказательств в пользу интрузивной природы гранодиорит-порфиров и своеобразной экструзивной природы гранитоидных по составу пород горы Индюк, относя время их образования к границе верхней юры и нижнего мела.

Вмещающей толщей для гранодиорит-порфиров и экструзий горы Индюк являются аргиллиты и сланцевые глины тоара — аалена. Гранодиорит-порфиры слагают штоковые, дайкообразные или межпластовые тела, в ряде случаев явно дискордантные по отношению к вмещающей осадочной толще. В некоторых случаях обнаруживаются ясные следы эруптивного контакта их с вмещающими сланцеватыми глинами, которые в зоне контакта подвергаются ороговикованию.

Весьма характерны эндоконтактные изменения в гранодиорит-порфирах, заключающиеся в том, что соотношение между минералами-вкрапленниками и основной массой в зоне контакта их с вмещающими породами увеличивается в сторону существенного преобладания основной массы.

В качестве ксенолитов в гранодиорит-порфирах обнаружены нижне-ааленские диабазовые порфириты. Показательны в отношении геологического возраста гранодиорит-порфиритов данные определения абсолютного возраста этих пород К/Аг методом. Измерения, проведенные в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР по породе, дали значения порядка 135 млн. лет, что по отечественной геохронологической шкале 1964 г. отвечает границе юры и мела.

Гранодиорит-порфиры представляют собой плотные светло-серые породы, состоящие из фенокристов кварца, альбитизированного среднего плагиоклаза и биотита, погруженных в микрофельзитовую основную массу. В значительно меньшем количестве развит магнезиально-железистый гранат и сфен.

Породы экструзий гранитоидного состава пространственно ассоциируют с гранодиорит-порфирами, образуя большей частью межпластовые залежи, в редких случаях полого падающие дайки и небольшие штокообразные тела (в русле р. Кукай). Состоят они на 50—80% из минералов-вкрапленников и основного интерстиционного вещества, представленного микрофельзитом, а в некоторых случаях кислым стеклом или продуктами его девитрификации. В состав пород экструзий входит в ряде случаев значительное количество ксенолитов сланцеватых глин, частично переработанных в грязно-зеленоватое, плохо диагностируемое вещество.

Показательным является соотношение между минералами-вкрапленниками и основной массой. Оно определяется фаціальным положением породы. В центральных частях крупных массивов преобладает масса минералов и лишь в незначительном количестве между ними распола-

гается очень тонко раскристаллизованная масса с микролитами плагиоклаза. В зоне эндоконтакта процент основной массы резко возрастает и в некоторых случаях последняя начинает преобладать.

В ряде случаев четко установлен факт прорыва экструзиями гранитоидного состава вмещающих аргиллитов нижнего аалена. Такие прорывы обнаружены в русле р. Кукай, в 400 м вверх по течению от ее устья, а также в русле правого притока р. Малый Пшиш, где породы экструзии прорывают алтубинальскую вулканогенно-осадочную толщу. Удалось установить также проникновение фельзитового вещества, составляющего основную массу пород экструзий, в виде жил, пересекающих вмещающую аргиллитовую толщу юры.

Определения абсолютного возраста пород экструзий гранитоидного состава К/Аг методом, проводившиеся в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР и в Дагестанском филиале АН СССР, дали по валовым пробам породы значения от 120 до 145 млн. лет. Заниженные\* значения возраста (154; 163 и 174 млн. лет) получены по мономинеральной фракции биотита экструзии, что обусловлено гидратацией биотита, сопровождающейся выносом калия и сохранением части эквивалентного аргона.

Минералы первого поколения в экструзии гранитоидного состава представлены кварцем, плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом двух генераций (анортотомом и санидином), биотитом и гранатом.

Пространственная и временная сопряженность гранодиорит-порфиров и экструзий гранитоидного состава, близость их по химическому и минеральному составу определенно свидетельствуют и о генетической связи между ними.

Близки в петрографическом отношении к гранодиорит-порфирам и экструзиям гранитоидного состава интрузивные тела типа даек, обнаруженные С. В. Савиным в верховьях р. Пшихашка. Эти секущие дайкообразные тела представлены гранит-порфирами и являются, по-видимому, производными той же магмы кислого состава, которая формировала гранодиорит-порфиры и экструзии гранитоидного состава западной части Гойтхского антиклинория. Предположительно к этому же комплексу пород можно отнести гипабиссальные интрузивные тела кварц-порфирированного состава, выделенные С. В. Савиным и А. А. Жуковым в правобережной части р. Шахе.

Есть указания (Черницын и Цветкова, 1960) на наличие посленижнеюрских гипабиссальных интрузий в верховьях Пшехи, где они представлены штокообразными телами порфировидных диоритов.

### Зона Главного хребта

В более глубинной фации посленижнеюрский магматизм проявлен вдоль осевой линии Главного хребта от верховьев р. Аксаут на востоке до истоков р. Белой на западе.

В верховьях р. Аксаут у ледника гнейсы и габброиды нижнего палеозоя прорваны мелкозернистыми кварцевыми диоритами и биотитовыми гранодиоритами. В верховьях р. Большая Марка (правый приток р. Аксаут) близ водораздельной части Главного Кавказского хребта обнаружены сходные по минеральному и химическому составу кварцевые диориты.

В верховьях Большой Лабы и ее главных притоков — рек Санчаро, Лаштрак и Цегеркер — расположена Санчарская интрузия, активно

\* С точки зрения Г. Д. Афанасьева и А. М. Борсука.—Прим. ред.



контактирующая с отложениями палеозоя и нижней юры. Породы Санчарской интрузии прослежены В. А. Мельниковым (1963) до горы Аджара и увязаны там с описанной В. П. Еремеевым (1947) Кардывачской интрузией в единый сложнопостроенный Санчаро-Кардывачский магматический комплекс. В составе его принимают участие габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты и граниты, отвечающие отдельным последовательным фазам формирования комплекса. Все они прорывают песчано-глинистые отложения нижнего лейаса и сопровождаются зонами роговиков, скарнов и пятнистых сланцев. На северо-восточном склоне горы Аджара габбро-диориты совместно с другими породами комплекса образуют зону интенсивного дробления типа трубки взрыва. Породы, слагающие трубку взрыва, представляют собой магматическую брекчию, в которой различные по составу обломки сцементированы более поздними продуктами дифференциации гранодиоритового расплава. Диориты являются наиболее распространенной разновидностью пород комплекса. Они занимают большие площади в верховьях рек Санчаро, Лаштрак и Цегеркер, а также по окраинам горы Аджара и вдоль осевой линии Главного Кавказского хребта вплоть до р. Белой.

Отчетливо устанавливается прорыв диоритами массивов, сложенных габбро и габбро-диоритами. В свою очередь диориты прорваны кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами, внедрившимися в заключительную фазу формирования Санчаро-Кардывачского комплекса.

Граниты и гранодиориты распространены достаточно широко в пределах массива горы Аджара, оз. Кардывач, а также вдоль водораздельной части Главного Кавказского хребта вплоть до горы Чугуш. Еще западнее они появляются, по-видимому, в верховьях рек Белой и Шахе. В минералогическом отношении граниты варьируют от анортоклазовых разновидностей до плагиогранитов и плагиоаплитов.

В табл. 44 приведены химические анализы некоторых типичных магматических пород послераннеюрского — домелового времени.

Таблица 44

Окислы	Содержание, %				
	Обр. 181/57	Обр. 469/56	Обр. 162/57	Обр. 436/56	Обр. 133
SiO <sub>2</sub>	64,74	66,60	76,44	70,09	73,92
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,55	0,08	0,47	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,47	14,68	12,53	14,57	13,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,61	2,53	0,28	1,12	0,52
FeO	5,02	2,14	0,96	1,28	2,39
MnO	0,11	0,09	0,07	Сл.	0,04
MgO	0,96	1,79	0,79	0,98	0,33
CaO	4,20	1,35	0,37	3,31	0,52
Na <sub>2</sub> O	3,18	3,76	3,64	4,16	4,56
K <sub>2</sub> O	1,20	3,91	3,98	2,00	3,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,14
CO <sub>2</sub>	2,46	—	—	0,50	Не опр.
П. п. п.	3,06	2,42	0,83	1,70	0,91
Сумма	99,55	99,82	99,97	100,18	100,1

Образцы 181/57 и 469/56 — гранодиорит-порфир, Туапсинский р-н; 162/57 и 436/56 — экстрuzioni гранитоидного состава, Туапсинский р-н; 133 — гранит санчаро-кардывачского комплекса, оз. Кардывач. Первые четыре анализа взяты из работы А. М. Борсука, пятый — В. П. Еремеева.

## *Магматизм мелового периода*

Большая часть раннего мела на территории Северного Кавказа характеризуется затуханием магматической деятельности. Лишь в области западного окончания Главного Кавказского хребта (бассейн р. Туапсе) к раннему мелу предположительно относится ряд гипабиссальных и субвулканических пород повышенной щелочности.

### **Западный Кавказ и прилегающие к нему районы Южного склона**

В районе станицы Кривенковской и сел. Георгиевского обнаружены гипабиссальные интрузивные тела, состоящие из белых скрытокристаллических пород типа натровых порфиров (альбитофиров), отчетливо прорывающих аргиллиты нижнего аалена. В бассейне р. Пшенахо (левый приток р. Туапсе) гранодиорит-порфиры поздней юры (140 млн. лет), описанные в предыдущем разделе, прорваны прожилками фельзитового вещества, петрологически идентичного натровым порфирам гипабиссальных интрузий. Указанные факты позволили Г. Д. Афанасьеву и А. М. Борсуку предположительно отнести интрузивные натровые порфиры по возрасту к раннему мелу\*.

Состоят натровые порфиры из основной массы, представленной тонкокристаллизованным полевошпатовым веществом, и вкрапленников альбит-олигоклаза. Характерна для них флюидальная текстура. С гипабиссальными и субвулканическими телами натровых порфиров генетически связана эруптивная брекчия, обнаруженная на южном склоне горы Семашко. Цементирующая масса эруптивной брекчии состоит из микролитов альбит-олигоклаза и бурого вулканического стекла. По трещинкам и в пустотах ее развивается вторичный кварц, карбонат и анальцит. Среди обломков в эруптивной брекчии преобладают натровые порфиры (альбитофиры) трахитовой структуры.

Значительно интенсивней проявилась магматическая деятельность в пределах западной части Северного Кавказа в начале позднего мела. К этому времени относится возникновение разнофациальных пород субщелочного габброидного комплекса, фиксируемых в бассейнах Псоу, Мзымты, Сочи, Лоо, Пшехи и Туапсе.

В верховьях р. Лоо субщелочные габброиды слагают межпластовую интрузивную залежь, заключенную в толще мергелей баррея — альба. Аналогичные габброиды были обнаружены в верховьях р. Буу и в бассейне р. Сочи по течению ее правого притока — р. Агви. Это мелкие гипабиссальные или субвулканические тела, отчетливо прорывающие мергели апта—альба, а в ряде случаев и нижнего сеномана. Ясные взаимоотношения габброидов с палеофаунистически хорошо датированными осадочными отложениями дают возможность точно установить время их внедрения после нижнего сеномана и до верхнего турона. Состоят габброиды из среднего плагиоклаза, титан-авгита и рудного минерала. По геологическому положению, химическому составу и структурам они относятся к группе гипабиссальных и жильных щелочных меланократовых пород типа безоливиновых тешенитов или эссекит-диабазов.

В бассейне рек Малый Пшиш и Кушинко (приток Пшехи), а также в долине р. Пшияхо (приток Туапсе) субщелочные габброиды слагают субвулканические штоки, дайкообразные и межпластовые тела, частично размещенные в песчано-сланцевой толще тоара — аалена, частично

\* Другие исследователи, в частности М. Г. Ломизе, относят эти породы к ааленскому вулкано-плутоническому комплексу.

же прорывающие верхнеюрские гранитоидные экструзии. По составу и структурам среди них различаются кринаниты, эссексит-диабазы и содержащие санидиновый калинатровый полевой шпат жильные тешениты. Измерения абсолютного возраста К/Аг методом по валовой пробе кринанита дали 107 млн. лет, что по отечественной геохронологической шкале 1964 г. отвечает низам позднего мела. С габброидами связаны эруптивные брекчии типа трубок взрыва, часто залегающие в верхней части субвулканических штоков\*.

В более глубокой фации габброидный магматизм начала позднего мела проявлен в бассейне рек Псоу и Мзымта. На хребте Аибга (бассейн р. Псоу) габброиды слагают довольно крупные тела, имеющие форму штоков и даек.

Вмещающими интрузии породами являются глинистые сланцы лейаса, вулканогены байоса, сланцы и песчаники бата и баррема—альба. В составе пород комплекса принимают участие авгитовые и биотитовые габбро, габбро-нориты и особенно распространенные габбро-диориты и диориты. Отмечены также альбитовые диабазы. Главные минералы габброидов — плагиоклаз (лабрадор-андезин) и авгит, второстепенные — биотит, энстатит, сфен, магнетит, апатит и титаномагнетит. Характерно наличие в качестве минералов новообразований альбита, кварца и мусковита.

В долине р. Мзымта и по ее притокам (реки Чвежипсе, Медовевка, Монашка и Бешенка) преобладают мелкие межпластовые и дайкообразные тела габбро-диоритового состава, прорывающие среднеюрские и нижнемеловые отложения. Наблюдающееся фациальное разнообразие габброидов Ю. Н. Пастушенко (1956) объясняет различным уровнем эрозионного среза, благодаря чему в разных пунктах обнажены то самые верхние части комплекса (бассейны рек Сочи, Лоо и далее на запад), то более глубокие фации (бассейны рек Мзымта и Псоу).

### Лабино-Малкинская зона

Магматические породы, петрологически родственные субщелочным и щелочным габброидам Западного Кавказа, развиты и в пределах Лабино-Малкинской зоны.

К югу от сел. Думала в бассейне р. Чегем толщу сланцев байоса (?) прорывает штокообразное тело, сложенное среднезернистыми лейкократовыми породами. На фоне светлой полевошпатовой массы резко выделяются крупные призматические зерна цветных минералов. В составе полевошпатовой части господствует альбитизированный плагиоклаз, в подчиненном количестве присутствует калинатровый полевой шпат. Цветные минералы представлены титан-авгитом, биотитом и титаномагнетитом. В значительном количестве присутствует хлорит. Кроме того, в составе породы принимают участие анальцим, пренит и кальцит. По химическому и минеральному составу субщелочные габброиды (эссекситы) р. Чегем резко отличаются от господствующего типа раннеюрских диабазов и диабазовых порфиритов, широко распространенных на Центральном и Западном Кавказе, и очень близки к комплексу габброидов повышенной щелочности (эссекситы, кринаниты, тешениты), проявленному в пределах Главного Кавказского хребта и особенно Южного его склона в начале позднего мела (бассейны рек Пшиш, Лоо,

\* Ряд исследователей, в том числе В. Е. Хаин, М. Г. Ломизе и Г. П. Корнев, относят габброиды Туапсинского района к низам аалена, считая их проявлениями раннеааленского магматизма.

Сочи, Мзымта, Псоу). Геологическое положение штока сел. Думала и ряда даек, секущих породы палеозойского комплекса и сланцы юры (дайка на дороге к сел. Шики и др.), не противоречит предположению о их более молодом, чем юра, поздне меловом возрасте.

В табл. 45 приведены химические составы типичных магматических пород мела. Натровые порфиры и фельзиты отличаются резким преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  и характеризуются пересыщенностью щелочами. К группе щелочных пород относятся и габброиды. Особое положение среди них занимает тешенитовый аплит, отличающийся высоким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ . Генетическая связь его с породами всего комплекса очевидна (Борсук, 1963).

Таблица 45

Окислы	Содержание, %												
	Обр. 102/57	Обр. 29/57	Обр. 32/58	Обр. 60/63	Обр. 54/58	Обр. 395/58	Обр. 401/58	Обр. 71	Обр. 326/63	Обр. 1154	Обр. 1165	Обр. 90	Обр. 802
$\text{SiO}_2$	60,78	61,94	69,10	44,12	47,56	48,18	45,66	48,20	47,72	51,88	56,48	59,46	47,50
$\text{TiO}_2$	0,09	0,66	0,32	2,34	1,80	1,88	0,56	3,30	2,20	2,11	1,84	0,91	2,10
$\text{Al}_2\text{O}_3$	10,26	18,79	14,04	14,31	17,71	18,72	18,74	13,46	15,03	17,81	17,35	16,74	18,34
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,91	0,63	1,21	3,96	2,43	2,63	1,29	6,04	3,07	11,22	8,41	5,68	9,62
$\text{FeO}$	0,79	3,54	4,06	7,18	5,41	5,70	3,51	8,04	5,51	1,15	2,15	2,88	0,20
$\text{MnO}$	0,31	0,07	0,12	0,14	0,12	0,05	0,25	0,29	0,12	0,23	0,13	0,28	2,85
$\text{MgO}$	0,22	2,32	1,40	9,58	6,80	6,27	4,62	4,06	6,48	1,22	0,53	0,79	6,10
$\text{CaO}$	10,67	0,54	0,53	6,23	9,23	5,34	18,04	7,57	6,68	3,64	4,20	1,68	5,35
$\text{Na}_2\text{O}$	6,03	7,99	6,67	2,91	3,16	3,39	0,42	3,43	4,63	5,42	5,02	5,44	3,19
$\text{K}_2\text{O}$	0,07	1,81	0,08	1,94	0,83	2,12	4,47	1,62	1,80	1,79	1,73	3,95	5,00
$\text{H}_2\text{O}^+$	0,00	0,24	0,22	1,06	1,64	1,95	0,98		1,21				
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,87	1,86	1,91	4,27	2,87	3,70	2,75	2,73	3,85	3,37	2,63	2,07	5,00
$\text{P}_2\text{O}_5$	9,12	0,00	0,38	0,35	0,60	0,34	1,19	0,06	1,09	0,11	0,12	0,12	н о
$\text{CO}_2$	0,08	He	0,02	0,58	0,39	0,38	0,03	1,31	0,17	0,30	0,03	0,17	н о
опр.													
Сумма	100,20	100,39	100,06	98,97	100,55	100,65	102,51	100,10	99,56	100,25	100,65	100,17	105,25

Образец 102/57 — натровый порфир гипабиссальной интрузии, станция Кривенковская; 29/57 — фельзитовая инъекция в гранодиорит-порфирах р. Пшенахо; 32/58 — натровый порфир в эруптивной брекчий горы Семашко; 326/63 — субщелочной габброид, бассейн р. Лоо; 60/63 — то же, бассейн р. Агви; 54/58 — то же, бассейн р. Пшеха; 71 — габброид р. Псоу; 1154 — габбро р. Псоу; 1165 — диорит, р. Псоу; 90 — кварцевый диорит р. Псоу; 802 — эссекит р. Думала; 395/58 — кринаит, бассейн р. Пшеха; 401/58 — жильный тешенит, бассейн р. Пшеха. Восемь первых анализов взяты из работ А. М. Борсука, четыре следующих — из работы В. А. Мельникова, последний — А. П. Лебедева.

### КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

С кайнозоем связан новый период магматической деятельности Большого Кавказа. Палеоген в пределах большей части Северо-Кавказской миогеосинклинали характеризуется лишь отголосками вулканической деятельности в более южной области, отмеченными по наличию примеси туфогенного материала в ильской и абазинской свитах верхнего палеоцена (Милановский и Хаин, 1963).

### СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ

На западном окончании Главного Кавказского хребта с концом мела — началом палеогена предположительно связывается образование щелочных трахитов, обнаруженных в составе эруптивных брекчий типа трубок взрыва (Туапсинский и смежные с ним районы). На восточном склоне водораздела между бассейнами рек Пшиш и Пшеха среди аргиллитов аалена обнаружена зона мощностью около 100 м, протяги-

вающаяся в меридиональном направлении вдоль гребня на расстояние около 2 км. Зона эта сложена брекчией, в которой цементирующая масса представлена уплотненным глинистым материалом, являющимся продуктом разложения туфа трахитового состава.

Среди обломков брекчии преобладают лейкократовые, большей частью мономинеральные трахиты — бостониты. Особенности структуры брекчии, состава цементирующей массы и обломков дают основание считать ее эруптивным образованием, выполняющим аппараты типа трубок взрыва (Афанасьев, Борсук, 1959). Следует указать на то, что ряд исследователей (В. Е. Хаин, М. Г. Ломизе, Г. П. Корнев) относят трахиты Туапсинского района к вулканогенной толще аалена.

Усиление магматической активности происходит в неогене, на границе миоцена и плиоцена, и связано с началом интенсивных сводово-глыбовых поднятий Большого Кавказа. В последней эпохе магматизма выделяются две главные фазы: первая охватывает миоцен и плиоцен (главным образом, верхний сармат — мэотис — понт), вторая — поздний плиоцен и четвертичный период.

### МИНЕРАЛОВОДСКИЙ РАЙОН

В конце олигоцена — начале миоцена на участке сочленения северного края поднятия Центрального Кавказа с эпигерцинской Скифской плитой в Минераловодском районе происходило формирование большой группы гипабиссальных интрузивных и экструзивных тел повышенной щелочности (горы Бештау, Змейка, Кинжал, Бык, Шелудивая, Джуца, Золотой Курган, Верблюд, Юца и др.), прорывающих осадочные породы мела, палеогена и нижнего миоцена. Верхняя возрастная граница минераловодских интрузий определяется на основании находок их гальки в нижних слоях акчагыльских отложений (район оз. Тамбукан).

Большинство интрузий сложено породами, образовавшимися в результате многофазного внедрения магматического расплава, при этом отчетливо различаются по структурам и текстурам породы, слагающие центральные части интрузивов (фация ядра) и периферию (краевая фация).

Горные породы всех интрузивов Минераловодского района являются порфиоровыми и сложены на 70—80% из основной массы кварц-полевошпатового состава (Соболев и др., 1959). Вкрапленники представлены калишпатом санидин-анортоклазового типа, плагиоклазом, кварцем, диопсидом, роговой обманкой и биотитом, варьирующими в разных количественных соотношениях. В качестве аксессуарных минералов присутствуют циркон, сфен, апатит и ортит.

По химическому составу породы, слагающие интрузивы Пятигорья, делятся на три группы: гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры, связанные взаимными переходами. Характерной чертой их является высокое содержание щелочей. Глубина формирования магматических тел определяется в 1—2 км. Интрузивы Минераловодского района являются продуктами магматической деятельности, характерной для субплатформенного режима.

Сложный комплекс разнофациальных магматических образований возник в позднем плиоцене — раннечетвертичном периоде.

Этот последний, плиоценово-четвертичный, этап в истории развития магматизма на Большом Кавказе совпадает по времени с периодом интенсивных воздыманий складчатых сооружений и углублением краевых и межгорных впадин. Чрезвычайно напряженная магматическая деятельность приурочена на Северном Кавказе к участку его наиболь-



шего поперечного поднятия между Эльбрусом на западе и Военно-Грузинской дорогой на востоке, причем районы наибольшей вулканической активности локализируются как в осевой зоне мегантиклинория, так и на его крыльях. Е. Е. Милановский (1961а, б) выделяет на Большом Кавказе три основные области и один самостоятельный район проявления новейшего вулканизма. Это Эльбрусская, Казбекская, Центрально-Грузинская вулканические области и Грозненский вулканический район. Поскольку в настоящей статье рассматривается только магматизм Северного Кавказа, Центрально-Грузинская вулканическая область из рассмотрения исключена, а о Казбекской приведены лишь самые общие сведения с целью сравнения.

### ЭЛЬБРУССКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Она занимает тектонически наиболее приподнятую часть Северного склона Большого Кавказа, располагаясь в пределах Эльбруско-Ставропольского поперечного поднятия. Ее вулканические центры приурочены к местам пересечения крупных продольных разломов с разрывами, ограничивающими с запада и востока поднятия (Масуренков, 1961).

Е. Е. Милановский (1962) указывает на то, что Лабино-Малкинская зона в течение мезозоя и палеогена представляла собой самую южную часть Предкавказской молодой платформы, отделенную от геосинклинали Большого Кавказа Тырныаузским тектоническим швом. В неогене—антропогене она была вовлечена в сводовое поднятие Большого Кавказа, что вызвало активизацию ряда региональных разломов. Вулканизм Эльбрусской области в неогене характеризуется господством липаритовых и трахилипаритовых лав и интрузий повышенной щелочности. В антропогене на смену им приходят умеренно кислые продукты извержений — преимущественно дациты и андезиты-дациты, а также специфические пирокластические образования — игнимбриты (сваренные туфы).

Центры игнимбритообразования расположены главным образом в пределах Нижнечегемского и Верхнечегемского районов и тяготеют к флекуре, ограничивающей Лабино-Малкинский блок с востока. Для этих районов характерны очень мощные эксплозивные извержения с накоплением толщ липаритовых игнимбритов и пемзовых туфов в верхнем плиоцене — нижнем плейстоцене и генетически сходные, но менее значительные по интенсивности извержения дацитового материала в эпоху максимума верхнеплейстоценового оледенения. Игнимбритовые поля сопровождаются в Верхнечегемском районе андезито-дацитовыми куполами (Масуренков, 1957). Ю. П. Масуренковым обнаружена и описана близповерхностная интрузия гранодиорит-порфиров Джунгу-су (верховье р. Чегем), рвущая игнимбритовую толщу липаритов доминдельского времени и петрогенетически родственная им. Кроме того, Ю. П. Масуренковым (1957) обнаружены в бассейнах рек Баксан, Фандуко, Кишпек, Чегем, Каменка, Мемоджеко в Козлинка своеобразные интрузивные тела, сложенные туфовым материалом и имеющие форму даек и межпластовых залежей. Внедрялись эти образования в виде раскаленной газовой-пирокластической массы в толщу туфов того же состава.

Определения абсолютного состава К/Аг методом игнимбритовых туфов (по биотиту) р. Козлинка, розовых лав Заюково, туфов р. Каменка, лав р. Чегем, а также гранодиорит-порфиров Джунгу-су дали чрезвычайно близкие значения, колеблющиеся в пределах 3,2—3,8 млн. лет.

Наиболее крупным вулканическим центром данной области является высочайшая вершина Европы — вулкан Эльбрус\*, опирающийся своим основанием на древние кристаллические сланцы и граниты. Он сложен разновозрастными вулканическими толщами, которые по условиям залегания могут быть разделены на два комплекса. Нижний, включающий липариты, липарито-дациты, дациты, верхний плиоцен — нижнеплейстоценового(?) возраста, характеризуется слабым наклоном к центру вулкана. Верхний комплекс, объединяющий эффузивы средне-верхнеплейстоценового и голоценового возраста, представлен преимущественно андезито-дацитами и дацитами. Последние залегают с заметным наклоном от центра вулкана к его периферии.

Вершины Эльбруса принадлежат двум самостоятельным вулканическим конусам, из которых западный, видимо, древнее. Оба конуса насажены на более древний единый вулканический массив (Милановский, Короновский, 1960). Наиболее ранние проявления магматической деятельности вулкана отмечаются в среднем — верхнем плиоцене. Они, видимо, выразились в излиянии липарито-дацитовых лав, отличающихся от заведомо верхнеплиоценовых полосчатых липаритовых туфолав (Милановский, Короновский, 1961а, б). В настоящее время эти древние эффузивные образования известны лишь в виде отдельных глыб в толще конгломератобрекчий, залегающих под типично верхнеплиоценовыми липаритовыми туфолавами. В верхнем плиоцене мощная вспышка вулканической активности приводит вначале к излиянию липаритовых лав (Герасимов, 1911а; С. П. Соловьев, 1932 г.), а затем следуют выбросы пеплового материала. Одновременно образуются многочисленные субвулканические тела, являющиеся корнями излияний. Потоки лав в этот период времени, видимо, текли в северном направлении и, преодолев пониженный участок Передового хребта, проникли в пределы Бечасынской равнины. В конце верхнего плиоцена — начале нижнего плейстоцена(?) изливаются лавы дацитового и липарито-дацитового состава. Потоки устремляются по юго-западным склонам вулкана. В 1959 г. К. Н. Паффенгольц установил, что они наклонены в сторону вершины, это говорит о последующем проседании массива Эльбрус.

В среднем плейстоцене после поднятия и значительного оледенения наблюдается новая мощная вспышка вулканической деятельности, которая привела к завершению формирования основного вулканического сооружения Эльбруса. Наиболее значительные потоки лав андезито-дацитов спускались к югу, в верховья р. Баксан, и к юго-западу, в истоки Уллу-кама. На северо-восточных склонах вулкана, несмотря на отсутствие выходов среднеплейстоценовых эффузивов, также имело место изменение направления потоков лав. Об этом говорит наличие их гальки в среднеплейстоценовом аллювии р. Малка. В верхнем плейстоцене новое значительное поднятие(?) приводит к горно-долинному оледенению, за которым следуют мощные извержения. На северных, северо-западных и северо-восточных склонах формируется сложный комплекс вулканических пород. Вначале на западной периферии Эльбруса из небольших центров изливаются дацитовые и липарито-дацитовые лавы, сменяемые затем выбросами пеплового материала. Возникает западный вершинный конус вулкана, откуда мощные потоки андезито-дацитовых лав устремляются к северо-востоку и северу, в истоки Малки, и к северо-западу к истокам Кубани (р. Битюк-тубе).

В голоцене произошла последняя вспышка магматической деятельности Эльбруса. Из сформировавшегося восточного конуса потоки анде-

\* Описание выполнено М. Х. Срабояном.

зито-дацитовых лав потекли на юг в верховья Азау и Терскола, на восток (р. Ирик) и на север в истоки Малки. Деятельность Эльбруса как вулкана в наши дни проявляется в виде выделения газов и паров на склонах восточного конуса, что свидетельствует о продолжающейся магматической деятельности в глубинах. На это же указывает увеличение температуры минеральных вод по мере приближения к вулканическому конусу.

В пределах Эльбрус-Кюгенского района (Милановский, 1962) наблюдается цепь вулканических центров, вытянутая вдоль Тырнаузского тектонического шва. Сами центры приурочены к пересекающим шов поперечным разломам меридионального простирания.

Одним из центров, где магматическая деятельность проявилась в образовании сложного многофазного и разнофазального комплекса магматических пород, является Тырнаузский узел. Породы тырнаузской интрузивной формации представлены серией лейкократовых плагиогранитов, образующих дайковые тела, штоками и жилами в кровле массива, сложенного порфиroidными анортоклазовыми гранитами (эльджуртинские граниты). Сам массив анортоклазовых эльджуртинских гранитов представляет собой крупный шток площадью около  $10 \text{ км}^2$ . В верхней части массива встречены пустоты, в стенках которых обнаружены друзы идиоморфных кристаллов анортоклаза. Жильная серия представлена почти бескварцевыми гранодиорит-порфирами повышенной щелочности с анортоклазом в основной массе. Эти жильные породы пререзают приконтактовые к Эльджуртинской интрузии роговики и встречаются в теле порфиroidных гранитов. Самыми молодыми породами являются экструзивные тела санидиновых липаритов (делленитов, по С. П. Соловьеву), дайки пироксеновых андезито-базальтов, секущие граниты и жилы витрофиров. Вмещающими магматический комплекс породами являются осадочные образования мукуланской свиты юры. Совокупность петрографических и радиологических исследований (Афанасьев, 1957а, б, 1964а, б) показывает, что формирование эльджуртинских гранитов происходило в несколько этапов. Интрателлурические выделения в эльджуртинских гранитах представлены анортоклазом, кварцем, плагиоклазом и биотитом, погруженными в полнокристаллическую мелкозернистую кварц-полевошпатовую массу. К концу кристаллизации метасоматические процессы приводят к образованию вокруг минералов первой генерации кайм из калинатрового полевого шпата и альбита.

Жильная серия, генетически связанная с формированием эльджуртинских гранитов, представлена дайками гранодиорит-порфиroidов повышенной щелочности, внедрение которых проходило до наложения калиевого метасоматоза и отвечало магматическому этапу развития формации (Афанасьев, 1957а).

Наложение пегматоидного этапа обусловило преобразование первичных гранитоидов в анортоклазовые порфиroidные граниты с развитием в них гранофиroidных структур и кристаллизацией друз из крупных кристаллов анортоклаза в прикровельной части массива. Лейкократовые плагиограниты Тырнауза состоят главным образом из кварца и плагиоклаза и обладают в большинстве случаев пегматоидной структурой. В них отмечены заметные следы метаморфизма. По поводу возрастных взаимоотношений между лейкократовыми плагиогранитами и эльджуртинскими гранитами в геологической литературе нет единого мнения. Л. А. Варданянц (1940), С. П. Соловьев (1940а), Б. А. Орлов и В. А. Флерова (1937) и ряд других исследователей считали, что лейкократовые плагиограниты образовались позднее эльджуртинских гранитов. Причем именно с лейкократовыми плагиогранитами

связывалось проявление молибденовой минерализации. В последние годы Г. Д. Афанасьев (1955а, б, 1957а, б, 1964а, б), используя данные геолого-петрографических и радиологических исследований, доказал, что порфиридные эльджуртинские граниты являются более поздними образованиями, чем лейкократовые плагиограниты (с которыми связан молибден).

Эльджуртинские граниты секут зоны молибденовой минерализации. Внедрение интрузии лейкократовых плагиогранитов, преобразовавших вмещающие породы в рудоносные рогики и скарны, происходило, по-видимому, в конце позднего мела. Определения абсолютного возраста эльджуртинских гранитов (К/Аг метод) дают устойчивые значения от 2,5 до 3,5 млн. лет, указывая на плейстоценовый возраст.

Временная (абсолютный возраст) и пространственная (размещение в одной структурной зоне) сопряженность эльджуртинских гранитов и гранодиорит-порфиров Тырнауза с гранодиорит-порфирами экструзивного некка Джунгу-су и игнимбритами Чегем-Баксанского района, а также черты петрологического и геохимического сходства между ними определенно свидетельствуют о том, что здесь мы имеем дело с единой вулканоплутонической формацией. Возникновение этой формации, представленной породами различной фациальной принадлежности от сравнительно глубинных гранитоидных пород до субвулканических некков и громадных по объему толщ сваренных туфов (игнимбритов), характеризует собой субплатформенный этап развития магматизма на Большом Кавказе, специфичный как по составу магматических продуктов (повышенная щелочность), так и по способу их внедрения (эксплозивные явления в интрузивной и эффузивной фациях).

В течение всего антропогена на вулкане Эльбрус и отчасти в верховьях р. Чегем происходят многократные извержения дацитовых и андезито-дацитовых лав общей мощностью свыше 1 км. Данные экспедиции И. Я. Пантелеева и Ю. П. Масуренкова, а также материалы Н. В. Короновского свидетельствуют о том, что Эльбрус и в настоящее время проявляет слабые признаки вулканической активности (фумарольная деятельность, повышенный геотермический градиент и т. д.).

### КАЗБЕКСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Казбекская вулканическая область расположена юго-восточнее Эльбрусской и приурочена к осевой полосе Большого Кавказа. Эта полоса испытала наиболее глубокое геосинклинальное прогибание на ранних стадиях альпийского цикла и резкие поднятия, сопровождавшиеся интенсивной складчатостью, на поздних стадиях (Милановский, 1959). Локализация центров молодого вулканизма приурочена здесь к зонам глубоких поперечных нарушений. Для Казбекской области в отличие от Эльбрусской характерна меньшая кислотность вулканических продуктов (андезито-дациты, андезиты, в редких случаях андезито-базальты) и большая выдержанность их во времени.

В позднем плиоцене — раннем плейстоцене здесь происходили сильные извержения, следы которых сохранились в виде мощного шлейфа пирокластических образований в прилегающей части Терского краевого прогиба. В это время в Казбекском массиве\* отмечаются огромные выбросы вулканических пеплов и излияния лав андезито-дацитового состава, в настоящее время уничтоженные эрозией или же погребенные под более мощными потоками лав (Ренгартен, 1932; Милановский, 1960). Следующий этап магматической деятельности относится к сред-

\* Описание выполнено М. Х. Срабоняном.

нему плейстоцену и характеризуется изменением андезито-дацитов. К этому времени следует отнести образование наиболее длинного (15 км) потока Казбека, занимающего древнее днище р. Миадон. В позднечетвертичное время потоки лав андезито-дацитового, реже андезито-базальтового состава устремились в долину Терека, радиально расходясь от главного конуса. Излияния лав сопровождались выбросами пеплового материала. Извержения были многократными. Так, в разрезе лавового потока Чхери выделяется два этапа, отделенных ледниковыми образованиями. Последний этап в деятельности вулкана, отвечающий голоцену, привел к формированию конуса и излиянию лав андезито-дацитов из боковых кратеров.

### ГРОЗНЕНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ РАЙОН

Несколько особое положение занимает Грозненский вулканический район, приуроченный к восточной части Сунженской антиклинали (Терский краевой прогиб). В позднем плиоцене здесь накапливались небольшие по мощности слои грубого пирокластического материала и маломощные лавовые потоки андезито-дацитового состава. Локализация их контролируется, по-видимому, глубокими разломами фундамента, являющимися восточным продолжением Тырнаузского тектонического шва (Милановский, 1959).

В табл. 46 приведен химический состав некоторых типичных магматических пород кайнозоя.

### МАГМАТИЗМ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Наличие магматических образований в Предкавказье (если не считать известных проявлений вулканизма Минераловодского и Нальчикско-Чегемского районов, описанных выше) установлено буровыми скважинами только в последние годы. Магматические породы приурочены здесь к герцинскому фундаменту (интрузивные образования) и к осадочному покрову (вулканогенные образования) Скифской плиты (Балицкий, Чаицкий, 1964; Дубинский, 1962; Дубинский и др., 1965а, б; Егоян, 1965в; Милановский, Хаин, 1963; М. Ф. Мирчинк и др., 1963; Ростовцев, Егоян, 1962). С породами фундамента Предкавказья связаны интрузивные тела преимущественно кислого, реже среднего состава, вскрытые скважинами на глубине свыше 1000—1500 м от поверхности. Их площадное распространение и генетическая связь с вмещающими породами фундамента из-за небольшого количества вскрытых их скважин, к тому же распределенных неравномерно по рассматриваемой площади, изучены совершенно недостаточно.

В Предкавказье наибольшее развитие получили интрузивные тела гранитоидного состава (рис. 70). Среди них микроклиновые и биотитовые граниты (скважины Урупские, Черкесская, Фроловская; скважины в районе Кисловодска и Карачаевска; Великая № 8), гранодиорит- и гранит-порфиры (скважины Майкопская № 41, Нагутская опорная, Октябрьская № 2, Сердюковская № 30, Канеловская № 1), плагиограниты (скважины Церик-Гель № 1, Зольская № 7, Первохерсонская № 3), биотитовые и биотит-роговообманковые гранодиориты (скважины Зольская № 1, Баксанская № 22, Северо-Нагутская № 14, Соколовская № 2, Ширванская № 985, Дагестанские № 935 и 955). В ряде скважин вскрыты породы среднего состава — диориты (скв. Сердюковская № 29), кварцсодержащие и кварцевые диориты (скважины Привольненская № 3, Кочубеевская № 2, Первохерсонская № 2, Кавминводская, Тахтакультинская № 64, Выселковская и Песчанокопская опорные).



Оксиды	Содер										
	Обр. 151e/57	Обр. 225a/57	Обр. 7/582	Обр. 1225	Обр. 1-К	Обр. 512	Обр. 960a	Обр. 1782	Обр. 946	Обр. 947a	Обр. 947b
SiO <sub>2</sub>	73,44	67,07	70,47	67,72	65,88	67,74	71,26	72,37	71,34	69,07	61,24
TiO <sub>2</sub>	0,42	He опр.	0,18	0,23	0,44	0,51	0,42	0,27	0,40	0,54	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,07	" "	15,28	15,06	13,91	16,02	14,90	14,75	15,22	14,60	16,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	" "	0,70	0,30	1,22	2,30	0,68	0,57	0,85	2,01	2,34
FeO	0,38	" "	0,46	1,43	1,44	1,08	1,50	1,41	1,86	1,80	3,31
MnO	0,02	" "	0,02	0,05	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,02	0,06
MgO	0,08	" "	0,00	1,17	2,55	0,54	0,75	0,53	0,84	1,05	2,86
CaO	0,21	" "	1,21	1,65	2,29	2,92	1,81	1,64	0,73	2,01	5,18
Na <sub>2</sub> O	5,33	0,14	5,05	3,85	2,98	4,17	3,28	3,78	4,80	2,89	3,70
K <sub>2</sub> O	5,18	14,53	5,14	5,59	7,16	3,14	4,37	3,85	2,09	4,17	2,30
H <sub>2</sub> O	0,30	He опр.	0,73	0,22	0,53	1,68	0,87	0,66	1,98	1,63	1,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	" "	0,06	0,27	0,49	0,16	He	опр.	—	0,38	He опр.
CO	0,11	" "	0,24	1,66	0,15	0,12	" "	" "	He	опр.	0,45
С у м м а	100,03	He опр.	99,54	99,20	98,78	100,42	99,86	99,87	100,13	100,17	100,04

Образец 151e/57 — трахит-бостонит из эруптивной брекчии. Туапсинский район; 225a/57 — трахит; 1-К — кварцевый сиенит-порфир, гора Золотой Курган; 512 — граноднорит-порфир, р. Джун р. Тырнауз; 1782 — то же, правый склон долины р. Тырнауз; 946 — липарит, верховье балки не-Чегемский район; 947b — андезит вулкана Кум-тубе, там же; 947r — игнимбрит толщи Джунгу, там же; 2 — дацитовая пемза, западная вершина горы Эльбрус; 3 — дацит, там же; 5 — липарито горы Эльбрус; 26a — липарито-дацит, северо-западное подножие горы Эльбрус, у ледника Уллу Сырх Казбекский. Результаты анализов заимствованы из работ А. М. Борсука, Н. Д. Соболева.

Основные породы (габбро-диабазы) вскрыты только одной скважиной (Позднеевской, р. Западный Маныч). Скважинами 1 и 2 Привольненскими обнаружены скарны, связанные с кварцевыми диоритами, вскрытыми скв. № 3 Привольненской (Дубинский и др., 1965б).

Форма известных интрузий в Предкавказье не выяснена. Можно полагать, что в большинстве случаев это округлые или вытянутые с северо-запада на юго-восток тела размером  $1 \times 1,5$ — $1 \times 2,5$  км. Исключение составляют интрузии гранитов и гранодиоритов Южного Предкавказья в районах к западу от р. Белой, Черкесска и Кисловодска, образующие мощные протяженные тела, аналогичные таковым в районе Главного Кавказского хребта.

Возраст интрузивных тел Предкавказья только в ограниченном числе случаев определялся калий-аргоновым методом по валовой пробе (лаборатория ВСЕГЕИ). Значения его укладываются в интервал от 250 до 310 млн. лет, что соответствует интервалу геологического времени от конца позднедевонской эпохи до середины пермского периода. Определение возраста этих тел по косвенным геологическим признакам, в том числе и по возрасту магматических тел Большого Кавказа, подтверждает правильность указанных значений абсолютного возраста интрузивных образований Предкавказья.

По своему отношению к этапам развития подвижных поясов, из которых образовался сложный фундамент Скифской плиты, среди интрузивных образований Предкавказья можно выделить тела, возникшие в средние этапы (гранитоиды Южного Предкавказья, абсолютный возраст которых 300 и более млн. лет). Вероятно, с поздними и завер-

Таблица 46

жание, %													
Обр. 947в	Обр. 947г	Обр. 515	Обр. 120	Обр. 353	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 5	Обр. 10	Обр. 26а	Обр. 26б	Обр. 26в	Обр. 26г	
61,70 0,84	73,07 0,30	71,95 Следы	74,58 0,11	71,08 0,11	65,14 Не опр.	65,61 Не опр.	67,11 Не опр.	66,50 0,83	69,42 0,45	64,35 0,51	61,69 0,26	64,52 0,68	
15,48 4,88 1,43 0,12	13,79 1,38 0,43 0,01	13,92 0,43 0,75 0,06	13,35 0,81 0,43 0,03	12,56 0,98 0,52 0,09	17,28 4,54 Не опр.	18,48 1,81 1,44 Не опр.	17,51 1,96 0,48 Не опр.	15,89 1,93 2,02 0,03	17,05 0,81 1,15 0,04	16,50 2,87 1,73 0,09	20,69 1,69 2,30 0,07	16,60 5,12 0,18 Не опр.	
3,16 5,77 3,29 2,36 0,55	0,66 1,70 3,27 4,34 0,85	0,13 0,80 4,38 4,82 2,42	0,47 1,25 3,35 5,00 1,09	1,64 0,82 2,80 4,22 5,61	2,13 2,72 6,14 1,05	1,89 4,06 4,19 2,54 0,52	1,37 2,29 3,61 2,69 2,04	1,69 3,74 3,74 3,40 0,56	0,97 2,40 3,98 3,52 0,42	2,55 4,56 2,77 2,22 1,65	2,35 5,25 3,24 2,20 0,19	2,20 4,29 3,81 2,51 0,52	
Не опр.	0,09			Не опр.				0,18	0,11	Не опр.	0,31	Не опр.	
99,58	99,89	99,66	100,47	100,43	99,00	100,54	99,06	100,51	100,32	99,80	100,54	100,43	

хит-бостонит, там же; 7/582 — гранит-порфиры, гора Бештау; 1225 — граносиенит-порфир, гора Разгу-су, Верхне-Чегемский район; 960 а — порфиroidный биотитовый (эльджуртинский) гранит, Малый Мукулан; 947а — липарит, водораздел р. Тырныауз; 947б — андезит вулкана Кюген-кая, Верх-там же; 515 — розовый туф, Нижне-Чегемский район; 120 — игнимбрит, там же; 353 — туфолава, дацит, склон западной вершины горы Эльбрус; 10 — дацит, северное подножие восточной вершины Мальян-Дурку; 26б — трахидацит, вершина горы Казбек; 26в — андезит, гора Казбек; 26г — дацит, Ю. Т. Масуренкова, С. П. Соловьева, Т. И. Лебедева, В. В. Дубянского и др.

шающими этапами связаны интрузии гранитоидов, в том числе и гранит-порфиров, а также кварцевых диоритов, абсолютный возраст которых 244—270 млн. лет. Наиболее юный возраст (222 млн. лет) установлен для микропойкилитовых гранит-порфиров скв. № 1 Канеловской, что связывается с более поздними проявлениями геосинклинальных условий в Северо-Западном Предкавказье.

Известные вулканогенные породы в Предкавказье связаны с осадочным покровом, преимущественно с его нижними частями (триас, юра — нижний мел). Среди них установлены образования кислого, среднего и основного состава.

Среди вулканогенных образований кислого состава наибольшее распространение получили серые, зеленоватые кварцевые порфиры и их туфы, реже порфириты, локализованные в Северо-Западном (Челбасская, Сердюковская, Крыловская и другие площади), а также в Восточном Предкавказье, особенно между г. Прикумском и Кизлярским заливом Каспийского моря (Урожайненская, Левокумская, Бажиганская, Мектебская, Синебугровская и другие площади). Установленная мощность кислых вулканогенных образований иногда достигает 300 м и более (Синебугровская площадь). Породы среднего состава распространены не менее широко. Они представлены диоритовыми и миндалекаменными плагиоклазовыми и андезитовыми порфиритами и роговообманковыми андезитами, преимущественно серо-зеленой, реже лиловой и буро-зеленой окраски. Туфы встречаются очень редко. Главные ареалы распространения андезитов и порфиритов известны в Восточном (Голубинская, Синебугровская, Андрейкурганская, Мектебская,

Ямангойская площади) и Южном (Армавирская, Трехсельская, Успенская площади) Предкавказье. В Восточном Предкавказье известны и наибольшие их мощности — свыше 400 м (Голубинская площадь).

Породы основного состава распространены в Южном Предкавказье в районе между городами Армавиром и Невинномысском (площади Армавирская, Южно-Советская). Представлены они миндалекаменными андезито-базальтами, базальтовыми порфиридами и оливковыми диабазами буро-зеленого и темно-зеленого цвета. Мощности их не превышают 30—50 м.

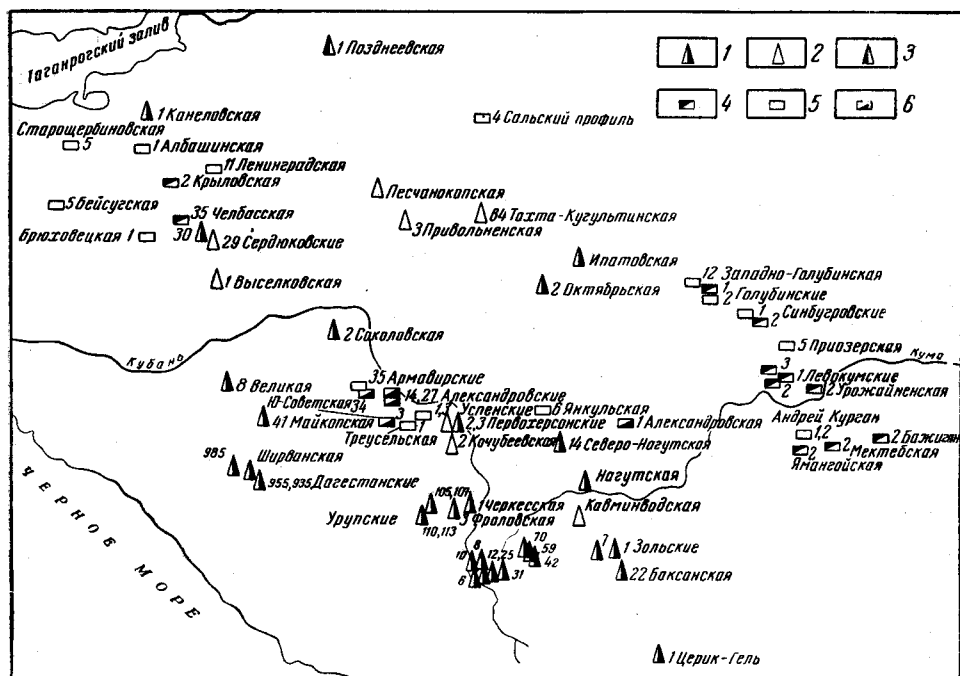


Рис. 70. Схема расположения скважин, вскрывших магматические образования в Предкавказье. Составила Н. А. Маценко (1965 г.)

Интрузивные, гипабиссальные и дайковые тела: 1 — кислого, 2 — среднего, 3 — основного состава; вулканогенные образования: 4 — кислого, 5 — среднего, 6 — основного состава

Известные вулканогенные образования имеют форму пластовых тел различной мощности, причем количество тел в одном разрезе доходит до трех. Ширина тел достигает 5—10 км и более, а мощности могут изменяться на коротких расстояниях.

Возраст вулканогенных образований Предкавказья устанавливается главным образом по залеганию между фаунистически охарактеризованными толщами, реже по материалам абсолютной геохронологии (калий-аргоновый метод, лаборатория ВСЕГЕИ). В соответствии с этим здесь выделяются две вулканогенные толщи — юрская (ранне-среднеюрская) и раннемеловая. Наибольшим распространением в Восточном Предкавказье пользуются юрские вулканогенные образования, составляющие вместе с близкими им по возрасту терригенными красноцветными отложениями так называемую «ногайскую» вулканогенно-осадочную толщу (см. раздел «Нижняя — средняя юра»). В ее состав входят как кислые, так и средние вулканогенные породы.

Кислые и средние породы Западного Предкавказья, видимо, также имеют юрский возраст, хотя не исключено, что какая-то их часть отно-

сится к более поздним этапам местной вулканической деятельности. Основные породы Южного Предкавказья в соответствии с находками фауны аммонитов имеют раннемеловой (послебарремский) возраст.

Можно считать установленным, что вулканическая деятельность в пределах Предкавказья проявилась в начальные этапы формирования платформенного осадочного покрова. Более ранние этапы формирования этого покрова зафиксированы в Восточном Предкавказье, в связи с чем здесь получила распространение «ногайская» вулканогенно-осадочная толща юрского времени. Более поздний переход к платформенному этапу в других частях Предкавказья привел к формированию другой, молодой (послебарремской) вулканогенной толщи.

### МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕЯСНОГО ВОЗРАСТА (ГРУППА «НЕОИНТРУЗИЙ»)

В системе современных знаний о магматизме Большого Кавказа особое место занимают данные о «неоинтрузиях». Располагая классическими петрографическими описаниями «неоинтрузий» (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг; Белянкин, 1915а, 1918а, 1919, 1939; Петров, 1955; Варданянц, 1934в, 1939, 1940), мы почти ничего определенного не знаем о возрасте этих образований, о их генетической связи друг с другом и с магматическими породами, для которых геологическое положение более или менее определено. Неясна в настоящее время и их металлогеническая роль.

Начало изучения «неоинтрузий» относится к 1891 г., когда Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в окрестностях Архотского перевала был обнаружен лакколитообразный выход дацита среди глинистых сланцев горы Калько. Работами Д. С. Белянкина (1912) была выяснена интрузивная природа дацитов горы Калько, а также обнаружены аналогичные породы в пределах Геналдонского ледника и в верховьях рек Тепдон и Саутисидон. Подобно дацитам Калько, эти породы слагают небольшие массивы среди сланцев юры, но состав их оказался более сложным: помимо дацитов, здесь были обнаружены диориты, гранодиориты, граниты и габброиды. В последующие годы «неоинтрузии» были констатированы в бассейнах рек Ардон (гора Тепли), Урух (Донисар) и Черек (Дыхсу). Общим признаком этих пород, различных по минеральному и химическому составу, считался их кайнотипный облик и наличие калинатрового полевого шпата анортоклаз-санидинового типа. Поскольку обнаруженные неоинтрузии прорывали сланцы нижней юры, им был приписан «альпийский» возраст. В течение довоенных лет неоинтрузивные образования привлекали внимание ряда исследователей; в результате было установлено в пределах Центрального Кавказа широкое развитие пород посленижнеюрского возраста. Последовательное открытие новых неоинтрузий сопровождалось химико-минералогическим изучением выявленных пород, показавшим их чрезвычайное разнообразие. В настоящее время в центральной части Главного Кавказского хребта известно более двухсот выходов интрузий (массивы гор Тепли и Калько, район ледников Сангути, Донисар, перевал Штулу, склоны гор Дхытау и Коштан-тау, бассейн р. Урух и т. д.). В составе их принимает участие разнообразная гамма пород основного, кислого, среднего и щелочного состава. Разнообразно и фациальное положение «неоинтрузий», среди которых обнаружены и относительно глубинные породы (граниты, диориты, гранодиориты) и породы гипабиссальных фаций (дациты и андезиты).

Установление возрастного положения и генетических связей пород, выделяемых в качестве «неоинтрузий», относится несомненно к числу

интереснейших проблем на Кавказе, особенно если учесть, что родственные, по-видимому, в петрологическом отношении образования широко развиты на Южном склоне Главного Кавказского хребта. Решение этой проблемы возможно лишь при комплексном геолого-петролого-геохимическом изучении как самих магматических пород, так и пород вмещающей толщи с использованием методов абсолютной геохронологии.

## ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА

### РАННЕ- И СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Развитие Северо-Кавказской подвижной области начинается по крайней мере в начале палеозоя\*. Изучение стратиграфии и магматизма показывает, что в основании разреза трех главных структурных зон Северного Кавказа (Лабино-Малкинская, Передовой и Главный хребты) залегает раннепалеозойский\* субстрат, вероятно, являющийся основанием более молодой геосинклинали.

Для Северного Кавказа характерна преимущественно территориальная приуроченность последующих магматических циклов к прилегающим с юга структурам, что приводит ко все более усложняющейся картине магматизма с севера на юг — от Лабино-Малкинской зоны к Осевой подзоне Главного хребта.

В Лабино-Малкинской зоне субстрат (нижний структурный ярус) представлен кристаллическими сланцами амфиболитовой и гранато-амфиболитовой фаций метаморфизма. Абсолютный возраст метаморфизма этого субстрата около 450 млн. лет. В кристаллических сланцах залегают массивы серпентинитов, интродуцируемые калинатриевыми (но с пониженным содержанием калия) ортоклазовыми гранито-гнейсами.

Более верхние толщи нижнего палеозоя\* в бассейне Малки и Малой Лабы сложены осадочно-вулканогенными толщами зеленокаменной ступени метаморфизма. Вулканизм представлен излияниями диабазовых и кератофировых (натриевых) лав.

Верхний структурный ярус сложен осадочными породами мезо-кайнозоя. В пределах Лабино-Малкинской зоны в позднем палеозое, мезозое и кайнозое в условиях платформенного режима происходило внедрение нормальных гранитов (р. Малка и др.), а также субщелочных пород мезозоя и кайнозоя (габброиды мела р. Чегем и пятигорские «трахилитариты» третичного времени).

В зоне Передового хребта древний субстрат из метаморфических сланцев появляется в разрезе рек Малая Лаба и Уруштен, близ их слияния, и встречается в качестве «недогранитизированных» площадей среди толщи кристаллических сланцев и гнейсов уруштенского комплекса, в пределах активизированной в низах девона (370 млн. лет) структурной зоны Передового хребта.

В условиях нового прогибания в структуре Передового хребта магматические проявления раннего этапа — диабазо-кератофировая серия и комплекс ультрабазитов и гранито-гнейсов бескесского типа — интродуцируются интрузиями плагиогранитов и плагиоаляскитов уруштенского комплекса. Внедрение этих интрузий сопровождалось региональным (в пределах зоны) развитием натриевого метасоматоза с превращением и изверженных и вмещающих пород в альбит-олигоклазовые

\* По данным, приведенным в разделе «Стратиграфия», можно говорить о начале геосинклинали развития этой области в позднем докембрии.— *Прим. ред.*



с мусковитом и минералами эпидот-цоизитовой группы метасоматические гнейсы и кристаллические сланцы.

Вопрос об амфиболитах уруштенского комплекса остается нерешенным, так как неясно, являются ли все они метаморфизованными эффузивами раннего палеозоя или часть из них представляет собой интрузии габбрового состава.

Существенно натриевые гранитоиды уруштенского комплекса сопровождаются обильными производными — пегматиты, аплиты, гидротермы, что выдвигает эти интрузии как существенный фактор образования разнотипной эндогенной минерализации.

По периферии зоны Передового хребта особо отчетливо вдоль северного сочленения с Лабино-Малкинской зоной по сумме геолого-петрологических и радиологических данных выделяется Бескесско-Марухская подзона девонских осадочно-вулканогенных образований с развитием эффузивно-интрузивной формации субщелочных габброидов и трахитоидных пород.

Девонская серия пород в Бескесско-Марухской подзоне завершает развитие геосинклинального магматизма, начало которого, связанное с заложением Кавказской геосинклинали, фиксируется внедрением массивов серпентинизированных ультраосновных пород.

По южной периферии зоны Передового хребта, в области верховьев р. Кубань, близ стыка с зонами продольных депрессий и Главного хребта, также сохранилась формация вулканогенно-осадочных пород девона.

Из изложенного материала вытекает, что направленное развитие магматизма, связанное с развитием Кавказской геосинклинали в пределах Лабино-Малкинской зоны и Передового хребта, протекало в три крупных этапа.

*Первый этап.* Излияния диабазо-кератофировой магмы с последующими интрузиями ультрабазитов и гранитов типа Бескеса—Мощевой. Граниты бескесского типа сопровождаются пегматитами и аплитами также специфичного состава. Для этих производных гранитного магматизма характерен ортоклазовый калинатровый полевой шпат с высоким содержанием альбитовой составляющей, что резко отличает эти интрузии от герцинских микроклиновых гранитов.

*Второй этап.* В зоне Передового хребта внедряются интрузии плагиогранитного состава уруштенского комплекса с возрастом 370—380 млн. лет. Пегматиты заключительного этапа имеют возраст 360—365 млн. лет. Гранитная серия представлена натриевыми гранитами и аляскитами. Широкое развитие в глубинных условиях контактовых, метасоматических (Na-метасоматоз) процессов приводит к преобразованию вмещающих пород. В связи с этим этапом магматизма возможно образование месторождений флогопита и вермикулита.

*Третий этап* начинается излиянием магмы диабазо-кератофирового состава. Состав эффузивов начальной стадии третьего этапа (районы Бескеса—Марухи) отличен от состава эффузивов, излившихся в начале первого этапа. Специфичную серию изверженных пород образуют завершающие магматизм третьего этапа средне-позднедевонские эффузивы и гипабиссальные интрузии этой подзоны.

Химический состав пород этой серии свидетельствует о повышенной щелочности слагающих пород. Некоторые из них приближаются к фонолитам и трахитам. Характерно, что куполовидные тела и дайки габброидов также повышено щелочны. Наличие к тому же даек трахитоидных пород типа бостонитов свидетельствует о том, что верхнедевонский, но дофаменский, магматизм третьего этапа развития Кавказской геосинклинали в целом представлен породами, приближающимися

к щелочному ряду. Общее рассмотрение этих проявлений магматизма позволяет заметить в них черты сходства с вулканизмом океанических островов.

Несомненно, что в пределах зоны гранитоидов Главного хребта субстрат образуется формациями, синхронными аналогичным по составу дофаменским формациям Лабино-Малкинской зоны и зоны Передового хребта. Реликтовые площади таких формаций встречаются по южной периферии зоны гранитов Главного хребта в кровле гранитов по разрезу Малой и Большой Лабы. В большей же части структурной зоны гранитов Главного хребта докарбоновые формации переработаны позднепалеозойскими гранитоидами до неузнаваемости.

В области Осевой подзоны ассоциация метаморфизованных вулканогенов (реки Аксаут, Малая Лаба и др.), ультрабазитов, амфиболитов и олигоклазовых гнейсов с натриевым ортоклазом, возможно, является аналогом ассоциации древних изверженных пород Лабино-Малкинской структурно-формационной зоны. Однако в Осевой подзоне значительное влияние оказывает наложенный мезозойский (юра—мел) магматизм, что влечет за собой «омоложение» кали-аргонового возраста древних образований. Необходимо более детальное геолого-петрологическое изучение и применение комплекса методов определения абсолютного возраста для вопроса о возрасте ее субстрата. При этом уже в настоящее время становится возможным проводить аналогию между субстратом Осевой подзоны и другими структурными зонами с учетом того, что явления натриевого метасоматоза, характерные для уруштенского комплекса, проявились существенным образом лишь в структурной зоне Передового хребта.

### **ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ**

К магматическим образованиям верхнего палеозоя с достаточным основанием могут быть отнесены микроклиновые гранитоиды, слагающие сложно построенные, но морфологически единые массивы Северной подзоны зоны гранитоидов Главного хребта. Они же образуют горстобразные поднятия гранитоидных массивов в районе Садона, Умпырского перевала и вдоль Пшекиш-Тырныузской шовной зоны.

К позднему палеозою относятся также светло-серые двуслюдяные граниты южной подзоны гранитоидов Главного хребта и гранитоиды комплекса малых интрузий (гора Ятыргварта и др.), гранит-порфиры рудника «Эльбрус» на Кубани.

Возрастное положение малых интрузий зоны Передового хребта (р. Индыш и др.) обосновано данными определений абсолютного возраста, однако находящиеся в этой же зоне и сопровождаемые однотипной минерализацией экструзивно-эффузивные образования Малой Лабы не могут быть с достаточной определенностью отнесены к верхнему палеозою, хотя такая вероятность не исключена.

Относительно глубинные фации позднепалеозойского магматизма развиты в пределах зоны гранитоидов Главного хребта.

Сравнение проявлений гранитного магматизма позднего палеозоя, формировавшихся в условиях стабильной Лабино-Малкинской зоны или еще подвижной зоны гранитоидов Главного хребта, дает ценную информацию о закономерностях развития синхронного магматизма в различной тектонической обстановке. Большой интерес представляет сопоставление относительно глубинного гранитного магматизма в этих зонах с развитием эффузивно-интрузивных фаций вдоль разломов, разделяющих структурные зоны и подзоны Северного Кавказа. В качестве примера можно указать на ассоциации малых интрузий индыш-

ского типа, дайковых пород гранит-порфиров (р. Малая Лаба, урочища Третьей роты) и риолитовых экструзий с эффузивами сел. Кутан (р. Малая Лаба), горы Хацавитая, р. Большая Лаба.

Следует сказать, что проявления позднепалеозойского гранитного магматизма на глубине были, по-видимому, развиты в пределах всех рассмотренных зон. Они сейчас вскрыты в зоне гранитоидов Главного хребта. Гипабиссальные интрузии и экструзивно-эффузивные проявления близповерхностной фации этого магматизма приурочены к границам, разделяющим тектонические зоны Северо-Кавказской складчатой области.

### МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Проявления мезозойского магматизма фиксируются в пределах западного окончания Осевой подзоны хребта. Начальные стадии мезозойского магматизма представлены приповерхностными внедрениями диабазов и вулканическими телами спилитов Псеашхо и Пшиша на Западном Кавказе, к югу от Осевой подзоны хребта. К этой ассоциации относятся также небольшие тела натриевых гранит-порфиров р. Уруштен.

Более поздним проявлением мезозойского магматизма является комплекс пород, относящихся к субщелочной ветви, завершающей магматизм юрской геосинклинали, основное развитие которой происходило в пределах Южного склона хребта. На Северном склоне экструзии субщелочных ультрабазитов и базитов, до тешенитовых производных, приурочены к разломным нарушениям в Осевой зоне — верховья рек Пшиш, Пшеха; мелкие тела габброидного и монцонитового характера развиты в области Южного склона — Сочинский район.

К той же ассоциации, вероятно, относятся основные породы и сиенитоподобные порфиры по периферии Лабино-Малкинской зоны в районе г. Карачаевска и по р. Хасаут (приток р. Малка), а также анальцимовые габброиды и бескварцевые ортоклазовые порфиры междуречья Чегем—Черек Безенгиевский. В отношении последних выходов не исключена вероятность смещения вмещающей их структуры к югу в связи с образованием в кайнозойское субмеридионального Эльбрусско-Ставропольского воздымания.

Вообще характер размещения докайнозойских пород в структурных зонах Северного Кавказа к западу и к востоку от долины р. Чегем свидетельствует о смещении к югу интервалов структурных зон, расположенных между реками Чегем и Терек.

### КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Развитие кайнозойского магматизма тесно связано с формированием поперечного Эльбрусско-Ставропольского поднятия Северного Кавказа.

Кайнозойские магматические породы образуют разнофациальные, различающиеся также и петрографически, серии пород: 1) близповерхностные послеолигоценовые интрузии трахилипаритов Пятигорска и Эссентукско-Минераловодского района; 2) гранитная формация Тырнаузского узла и 3) серия игнимбритов, туфолов и некков липаритового состава Принальчикского и Верхне-Чегемского районов.

Экструзивные образования сходного типа, возможно, развиты в пределах уже зоны Южного склона, где имеются выходы молодых плиоценовых(?) экструзий Калько и интрузий горы Цурунгал.

По-видимому, уже в антропогеновое время формировались вулканические постройки Эльбруса и Казбека, эволюция магматизма которых должна рассматриваться особо.

Рассматривая эволюцию магматизма Северо-Кавказской складчатой области в целом, видим, что геосинклинальное развитие этой области, судя по данным абсолютной геохронологии, началось не позднее кембро-ордовикского времени. В течение раннего и среднего палеозоя шло развитие геосинклинали с образованием отдельных структур, в пределах которых в разное время сформировались в три этапа ассоциации магматических пород, фиксирующие разные стадии развития Кавказской геосинклинали во времени. Последняя стадия, переходная к платформенным условиям, характеризуется развитием щелочного девонского вулканизма\*.

Верхнепалеозойские гранитоидные интрузии калинатрового состава формировались: 1) в условиях относительно неглубокого прогибания зоны гранитов Главного хребта и 2) в условиях консолидированных к позднему палеозою структурных зон Лабино-Малкинской и Передового хребта с выходами на современной поверхности гипабиссальных и экструзивных образований вдоль швов сочленения структурных зон и подзон.

Геосинклинальные прогибы мезозоя и кайнозоя (частично захватывая Осевую зону хребта) переместились последовательно к югу, в область Закавказья. В пределах Северо-Кавказской области магматизм мезо-кайнозоя приурочен к зонам разломов северо-западного простирания и к поперечному Эльбрусско-Ставропольскому воздыманию.

Мезо-кайнозойский магматизм Северного Кавказа носит черты, присущие магматизму участков земной коры, по тектоническим условиям переходных к платформенным.

## МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизм — одно из сложнейших геологических явлений, в понимании которого имеется еще больше неясностей, чем в понимании собственно магматических процессов. Хотя в современных обобщениях и сводках (Дж. Ферхуген, Н. А. Елисеев, Н. Г. Судовиков, Н. П. Семенов и др.) разбираются различные типы метаморфизма, на практике в любой складчатой области мы всегда встречаемся с явлениями полиметаморфизма. Северный Кавказ — чрезвычайно характерный пример проявлений полиметаморфизма горных пород, сопряженных с формированием магматических комплексов в его структурах в определенные геологические эпохи.

Проследить последовательно развитие метаморфических процессов в структурных зонах Северного Кавказа, к сожалению, из-за недостаточной изученности не представляется возможным. Однако некоторые специфические для отдельных структурных зон Северо-Кавказской складчатой области черты все же можно установить.

Как показывает изучение петрографии магматических и метаморфических пород Северного Кавказа, здесь наблюдается постоянная сопряженность метаморфических и магматогенных пород, характеризующих геологический разрез той или иной структурной зоны, но вряд ли можно согласиться с тем, что при метаморфизме совершаются преимущественно изохимические превращения, даже с учетом роли поровых растворов и летучих компонентов (вода и уголекислота), содержащихся почти в любой породе. Так, региональный метаморфизм сопро-

\* Этот вывод представляется спорным. — *Прим. ред.*

вождается не только миграцией и перегруппировкой вещества, слагающего породы, но и привнесом некоторых компонентов (щелочи, летучие) извне в активизированные структурные зоны.

В настоящее время еще нельзя проследить последовательность образования отдельных структурных зон Северного Кавказа. Точно так же пока не может быть в полной мере восстановлена направленность и амплитуда перемещений отдельных структурных зон с раннего палеозоя до современной эпохи. Имеющиеся данные о дифференцированных движениях отдельных структурных зон по характеру ассоциаций метаморфических и изверженных пород позволяют наблюдать развитие во времени и пространстве сопряженных метаморфических и магматических процессов для различных зон Северо-Кавказской складчатой области.

Выходящий на дневную поверхность срез Северо-Кавказских структурных зон отражает сложную картину ассоциаций горных пород различной глубинности образований или различной глубины денудации. Наряду с дифференцированными перемещениями структур, ориентированных в северо-западном направлении, в геологической истории Северного Кавказа существенное значение имели и поперечные (северо-восточные) перемещения, что привело к блоковому строению этой территории. Поэтому приводимый ниже анализ развития магматизма и метаморфизма в пределах Северо-Кавказской складчатой области дан на основе структурного районирования.

*Лабино-Малкинская зона.* Краткая характеристика метаморфических преобразований дается по этажам в вертикальном разрезе:

1) мезо-кайнозойская группа осадочных, эффузивных и экстрезивных образований — региональный метаморфизм отвечает скорее стадии диагенеза; слабый контактовый метаморфизм, связанный с экстрезиями мезозойских порфиров (Черек), эффузиями и экстрезиями андезитобазальтовой магмы р. Теберда (г. Карачаевск), проявляется в окрестности, хлоритизации и меньше в пропилитизации вмещающих пород;

2) позднепалеозойские образования — метаморфизм слабый; метаморфизованность более древних образований вызвана магматическим воздействием позднепалеозойских интрузий гранитов. Наиболее яркий пример — контактная биотитизация по периферии Малкинского гранитного массива;

3) осадочно-вулканогенно-экстрезивная формация древнего комплекса (реки Кубань, Малка, Чегем, Баксан) — породы субстрата (серицит-хлоритовые сланцы, альбитизированные и хлоритизированные эффузивы) относятся к фации зеленых сланцев; изверженные породы, залегающие в них, представлены в западной части зоны герцинскими интрузиями на глубине (вскрыты буровыми скважинами) с локальными проявлениями микроклинизации и региональным воздействием на сохранность радиогенного аргона. В бассейне рек Малка, Баксан, Чегем развиты древние сланцевые (малкинская, хасаутская, чегемская) свиты. Субстрат состоит из филлитов, кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев, относящихся к фации зеленых сланцев. Изверженные породы здесь представлены: а) герцинскими интрузиями малкинского типа (реки Малка, Тызыл, Эшкакон); контактовый метаморфизм (возраст — 300—250 млн. лет), связанный с ними, ведет к ороговикованию и биотитизации вмещающих пород; б) плагиогранит-порфиры досилурийские (?), абсолютный возраст 300 млн. лет по породе. Здесь вероятно потеря радиогенного аргона в связи с влиянием малкинских гранитов; биотитизированный цемент конгломератов р. Малка, содержащих гальку плагиогранит-порфиров, показал абсолютный возраст 290 млн. лет, что указывает на воздействие Малкин-



ской интрузии; горизонты конгломератов, возможно, имеют вулканогенное происхождение;

4) гнейсы и кристаллические сланцы кристаллического блока рек Бескес—Мошечая. Субстрат представлен альбит-мусковит-эпидотовыми, цоизитовыми и дистеновыми(?) кристаллическими сланцами, в них внедряются серпентиниты досилурийского возраста (ордовик? кембрий?). Все эти породы претерпели полиметаморфизм, обусловленный интрузиями ортоклазовых гранитов, гранито-гнейсов ордовика(?). Абсолютный возраст флогопита из контакта серпентинитов р. Мошечой с гранито-гнейсами ордовика(?) — 450 млн. лет. В целом кристаллические сланцы и гнейсы могут быть отнесены к амфиболитовой фации метаморфизма.

Породы нижнего этажа — серпентиниты и кристаллические сланцы — в Лабино-Малкинской зоне прослеживаются локальными выходами в разрезах рек, текущих с Северного склона хребта, вплоть до р. Малка. Восточнее породы нижних этажей на поверхность не выходят.

*Структурная зона Передового хребта* наиболее отчетливо выражена в пределах западной части Северного склона Главного Кавказского хребта. Здесь же (бассейн Большой и Малой Лабы), по-видимому, обнажается наиболее полная ассоциация горных пород, слагающих относительно глубинные части зоны. Субстрат этой структурной зоны в ее северной части, прилегающей к Лабино-Малкинской зоне, по возрасту и составу слагающих пород близок к возрасту субстрата последней. Вне площадей внедрения интрузий субстрат представлен породами, относящимися к фации зеленых сланцев.

В южной части структурной зоны — в ядре антиклинали — обнажаются более древние и сильно регионально метаморфизованные кристаллические сланцы, относящиеся к амфиболитовой фации метаморфизма. Характерными породами являются гранатовые амфиболиты. Г. Д. Афанасьевым (1950) отмечалось угловое несогласие между породами, залегающими в ядре антиклинальной структуры Передового хребта, и зеленосланцевой толщей северной периферии зоны. Вместе с тем следует иметь в виду, что близ северной периферии зоны наложному метаморфизму (щелочной метасоматоз — альбитизация, мусковитизация и гранитизация) подвергаются породы и метаморфической зеленокаменной толщи и толщи гранатовых амфиболитов ядра структуры.

В настоящее время намечается следующая последовательность развития ассоциаций горных пород, слагающих субстрат (досреднепалеозойское основание) структурной зоны Передового хребта и Лабино-Малкинской зоны:

1. В досилурийское время (вероятнее, ордовикское) сформировалась осадочно-вулканогенная толща субстрата; подобный вывод сделан на основании того, что возраст серпентинитов р. Беден древнее 450 млн. лет, а серицитизации альбитофиоров и сланцев зеленосланцевой фации метаморфизма по р. Малая Лаба, у устья р. Уруштен, произошла по крайней мере 430 млн. лет назад.

2. Развитие магматической серии уруштенского комплекса происходит по периферии зоны Передового хребта и сходных гранитоидов в отдельных участках Лабино-Малкинской зоны. В зоне Передового хребта развиты интрузии плагиогранитов и натриевых аляскитов, которые сопровождалась образованием пегматитов. Возраст слюд из пегматитов определен в 360—370 млн. лет. Следует отметить близкие возрастные данные для Na-метасоматоза и пегматитов уруштенского комплекса в глубинных частях зоны Передового хребта, с одной сто-

роны, и для субщелочных габброидов, эффузивов и дайковой серии граносиенитов в средне-верхнедевонских свитах Урупского района — с другой.

3. В пределах этих структур локально развиты производные позднепалеозойского магматизма гипабиссальной фации с более широким, по-видимому, развитием герцинского магматизма в глубинных частях рассматриваемых структурных зон. Естественно, что многообразие магматизма в пределах структуры накладывают сложную гамму полиметаморфических преобразований на регионально-метаморфизованный субстрат. В разрезах рек Кубань, Малка, Баксан и Чегем, в пределах зоны Передового хребта, обнажаются отдельные части разреза зеленосланцевой толщи древнего субстрата, инъецируемые небольшими телами лейкократовых альбит-мусковитовых гнейсов. Последние по сумме петрографических и геохронологических данных являются синхронными аналогами метасоматических Na-гранитов уруштенского комплекса.

4. Выявлено, что возраст гранито-гнейсов из Лабино-Малкинской зоны по темноцветным минералам равен 450 млн. лет, а по полевошпатовой части 360 млн. лет; в зоне Передового хребта гнейсы и кристаллические сланцы имеют по слюде 360 млн. лет, а по полевошпатовой части 280 млн. лет. Это означает или смещение метаморфизованности к югу в последовательных зонах, или разный возраст гнейсов в Лабино-Малкинской зоне и в зоне Передового хребта. Лабино-Малкинская зона с развитием древних формаций достаточно уверенно прослеживается в разрезе р. Кубань и в верховьях Малки, формации же, слагающие зону Передового хребта, отчетливо наблюдаются еще в разрезе р. Чегем. Восточное их продолжение скрыто под мезозойскими образованиями. Природа кристаллических сланцев с сопутствующими гранитоидными породами, представляющими субстрат для герцинских—верхнепалеозойских гранитов комплекса Главного хребта, по разрезам Дарьяльского, Кассарского и Урухского ущелий требует дальнейшего изучения.

#### **ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД СУБСТРАТА ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА**

Древнейшими образованиями структуры Передового хребта являются амфиболиты и кристаллические сланцы ядра антиклинория Передового хребта. Петрографически это гранатовые амфиболиты массивного сложения, встречающиеся в разрезе Малой Лабы в районе хребта Балканы. Для них типична ассоциация минералов: роговая обманка, обычно с примесью глаукофана, гранат (альмандин), кварц, меньше биотит и кислый плагиоклаз. Кристаллические сланцы представлены разнообразными разновидностями слюдистых сланцев — биотитовых, амфибол-биотитовых, биотит-гранатовых и др.

В связи с воздействием глубинных интрузий уруштенского комплекса в амфиболито-сланцевой толще образуются мелкие тела — жилы корунд-маргаритовых актинолитовых, флогопит-диопсидовых и других пород. При воздействии сложной серии магматических пород уруштенского комплекса на породы амфиболитовой и зеленокаменной толщи создается сложная картина полиметаморфических превращений вмещающих пород, обстоятельно описанная для р. Малая Лаба В. В. Плоско (1962, 1965).

Метаморфические породы субстрата зоны Передового хребта (р. Уруштен у устья) слагают досилурийскую осадочно-вулканогенную толщу, метаморфизованную до стадии зеленосланцевой фации. Она

представлена серицит-хлоритовыми, кварц-хлорит-серицит-альбитовыми сланцами, рассланцованными альбитофирами и кварцевыми кератофирами; менее развиты рассланцованные диабазы и их туфы. Все вулканогенные породы альбитизированы, хлоритизированы и частью серицитизированы. Первичные плагиоклазы и темноцветные минералы не сохранились. По р. Большой Блыб, а также по разрезам рек Уруштен и Малая Лаба, близ их слияния, наблюдаются постепенные переходы зеленокаменных сланцев в кристаллические альбит-мусковитовые парагнейсы с реликтовыми пакетами или пятнами зеленых сланцев среди альбит-мусковитовых гнейсов. Последнее свидетельствует о переработке древнего субстрата Северного Кавказа в зоне Передового хребта в раннем девоне (360 млн. лет) натриевыми гранитами.

Гранитизированные сланцы зеленокаменной толщи в разрезе р. Чем близ тектонического контакта с юрскими толщами ниже сел. Актопрак характеризуются значительным развитием граната.

Вещественный состав метаморфических пород зоны Передового хребта описан в работах Г. Д. Афанасьева, А. А. Самохина, Н. А. Игнатьева, В. В. Плошко, И. С. Красивской и других авторов.

### *Среднепалеозойские образования Бескесско-Марухского района*

На сочленении Лабино-Малкинской зоны и зоны Передового хребта, от р. Малая Лаба на западе до р. Марух на востоке, четко намечается развитие среднепалеозойского комплекса осадочно-вулканогенноэкструзивных образований. В основании этого комплекса местами — по р. Малая Лаба, ниже Уруштена — выступает толща зеленокаменных метаморфических сланцев (вулканогены) досилурийского (по данным абсолютного датирования) возраста. Слагающие ее породы были описаны выше.

Метаморфизм среднепалеозойской осадочно-эффузивно-экструзивной серии, изверженные породы которой образуют урупский магматический комплекс, относится к низкой ступени. Глинистые сланцы филлитизированы. Для рудовмещающих порфиритовых пачек характерно проявление пумпелитизированных горизонтов. Сопоставление степени метаморфизма зеленокаменных сланцев основания с метаморфизованностью среднепалеозойских образований показывает преобладающее значение для их метаморфизованности внедряющихся малых интрузий субщелочного и граносиенитового состава, нежели регионального метаморфизма.

Помимо пачек порфиритов диабазо-спилитового характера и ассоциирующих с ними кератофиров, в верхних частях разреза встречаются пачки основных щелочных эффузивов с вкрапленниками свежего авгита, но с сильно измененной основной массой.

К осадочно-вулканогенной толще приурочены небольшие гипабиссальные (субвулканические) тела базитов—ультрабазитов (район горы Хацавитой) с асбестовыми проявлениями, а также штокообразные тела лейкократовых порфиров типа метаморфизованных бостонитов и граносиенитов повышенной щелочности. Основные породы и слюды имеют возраст 340 млн. лет, бостониты по валовой породе дают 280 млн. лет.

Геологический возраст изверженных пород и оруденения дофаменский, по абсолютному датированию — позднепалеозойский.

До недавнего времени представления о метаморфизме и метаморфических породах Северного Кавказа основывались главным образом на материале по кристаллическим сланцам, ассоциирующим с гранитоидами Главного хребта. Вещественный состав, минералогия этих

кристаллических сланцев излагалась в работах С. П. Соловьева, Д. М. Шенгелия и др.

Исходя из химического состава метаморфических пород рассмотренных зон (Лабино-Малкинская, Передового хребта) и Бескесско-Марухской подзоны (табл. 47), видим, что субстрат вне областей проникновения интрузий в обеих зонах представлен метаморфическими сланцами низкой ступени метаморфизма. Эти, по предварительным данным, досилурийские сланцы, первоначально представленные эффузивной серией диабазов и кератофилов, изменены до стадии зеленых сланцев. Для всех петрографических разновидностей этой группы характерно повышенное содержание Na и пониженное K и Ti по сравнению с некоторыми другими группами метаморфических пород. По общему химизму и соотношению Mg, Ca, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup> рассматриваемая группа близка к типичным метаморфизованным диабазо-кератофиловым вулканогенам геосинклинальных серий.

Химизм кристаллических сланцев и амфиболитов, образовавшихся за счет преобразования в зоне Передового хребта диабазо-кератофировой пачки, сохраняет сходство с химизмом исходных пород. Но в метаморфизованных породах происходит повышение роли титана, снижение отношения Na:K, при сохранении общего натриевого типа пород, и обратные соотношения Fe<sup>3+</sup> и Fe<sup>2+</sup>. Химический состав гранито-гнейсов рек Мошевая и Бескес сходен, аналогичен составу гнейсированного плагиогранита хребта Большие Балканы в пределах структурной зоны Передового хребта. Повышение роли калия и уменьшение отношения Na:K по сравнению с эффузивами, альбит-мусковитовыми кристаллическими сланцами и метасоматическими гнейсами уруштенского комплекса, а также одинаковые содержания титана и других окислов свидетельствуют о сходстве гнейсов хребта Большие Балканы и р. Мошевой.

Резко отличную группу метаморфических пород составляет девонская ассоциация пород Бескесско-Марухской подзоны. Хотя в целом по типу метаморфизма они, подобно досилурийским сланцам, относятся к фации зеленокаменных пород, состав их специфичен. От досилурийских метаморфизованных вулканогенов отличаются не только щелочные базиты типа авгитовых порфиритов D<sub>2</sub>—D<sub>3</sub> и субвулканические тела, с ними ассоциирующие, но и диабазовые порфириты более ранние, относящиеся к нормальной диабазовой серии. Характерны также для девонских вулканогенов процессы пумпелитизации.

Для филлитов девонского возраста характерно высокое содержание калия (серицитизация их), наличие десятых долей органического углерода и, что особенно важно, присутствие заметных количеств хрома и никеля. Во многих филлитах вблизи серпентинитовых массивов отмечалось присутствие зерен хромита, что наряду с данными химического анализа подтверждает геологические наблюдения о большей древности змеевиков по сравнению с филлитами D<sub>2</sub>.

Из рассмотрения кратко охарактеризованных типов метаморфических пород субстрата структурных зон Передового хребта и Лабино-Малкинской зоны, включая районы Бескеса и Марухи, следует, что разновозрастные толщи субстрата метаморфизованы в различной степени.

K амфиболовой фации метаморфизма должна быть отнесена толща, состоящая из амфиболитов и кристаллических сланцев ядра антиклинальной структуры Передового хребта. Эта толща, возможно уже докембрийская, перекрыта с угловым несогласием метаморфической толщей сланцев и вулканогенных пород, регионально метаморфизованных до степени зеленосланцевой фации, с возрастом серицитиза-

## Химический состав докарбонных метамор

Окислы	Лабино-Малкинская зона								Зона Передового			
	Зеленокаменная толща					Гранито-гнейсы			Кристаллические			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	46,00	76,24	65,92	60,32	73,80	68,78	67,70	73,85	41,38	48,20	45,36	74,24
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,36	0,45	1,05	0,09	0,42	0,34	0,22	2,60	1,46	0,85	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,55	12,87	9,43	16,26	13,30	16,47	16,37	14,04	15,67	16,37	17,69	13,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,26	0,63	1,19	4,42	0,50	1,83	1,36	1,07	3,63	4,30	7,13	0,96
FeO	1,04	1,40	2,61	2,08	0,44	0,62	1,08	0,32	8,17	5,63	6,01	1,80
MnO	0,12	Следы	0,18	0,04	0,05	0,07	0,08	0,02	0,25	0,23	0,30	0,05
MgO	9,68	0,28	1,13	1,12	0,38	0,01	1,61	0,80	11,99	8,01	10,09	0,93
CaO	16,96	1,58	7,56	8,39	2,45	2,63	2,60	1,81	10,78	9,39	9,03	0,94
Na <sub>2</sub> O	1,18	6,55	3,94	4,17	5,44	4,70	4,58	4,38	3,34	3,25	1,89	2,84
K <sub>2</sub> O	0,08	0,09	Следы	0,19	1,52	2,30	3,14	2,63	0,88	0,68	1,74	1,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	0,08	0,09	0,09	—	—	—	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>-110</sup>	0,18	—	0,24	1,80	0,03	0,04	0,48	0,08	—	0,04	—	0,40
H <sub>2</sub> O <sup>+110</sup>	0,83	0,29	1,56	—	2,28	1,72	0,40	0,86	1,88	2,83	1,82	1,24
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сорг	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	—	—	—	—	—	99,67	100,01	100,26	100,57	100,39	—	99,64

Образец 1 — альбит-хлоритовый сланец, р. Уруштен, близ устья (Афанасьев, 1950); 2 — кварц-хлоритизированный, р. Уруштен, близ устья (колл. Н. П. Лупановой); 4 — альбитизированный доковый габбро-амфиболит, р. Малая Лаба, урочище Третьей роты (Плюшко, 1965). 11 — гранат-нец, р. Большая Лаба (Дьяконова-Савельева, 1936); 13 — переходный от метаморфических сланцев мусковитовый гнейсо-сланец на контакте зеленосланцевой метаморфической толщи ордовика (?) цевый диорит р. Большой Лабы (Дьяконова-Савельева, 1936); 451 — тоналит, хребет Большие Балканы лит. р. Бахмутка, Урупский р-н (колл. Н. П. Лупановой); 681 — филлит, р. Большой Зеленчук 2082 — субщелочной авгитовый порфирит (D<sub>2</sub>—D<sub>3</sub>), гора Хацавитая (колл. Н. П. Лупановой); 1919 — кварцевый альбитофир, р. Куций (Урупский р-н) (D), колл. Н. П. Лупановой; 1448 — «даки

ции в 430 млн. лет. Все остальные метаморфические преобразования пород в этих структурах связаны с последующими тектоническими перемещениями и проникновением активных магматических масс среднего и позднего палеозоя.

Следует отметить, что наложенный метаморфизм, обусловивший гранитизацию и образование метасоматических гнейсов, особенно отчетлив в пределах зоны Передового хребта, где денудация и тектонические перемещения вскрыли глубинные части структуры с существенным развитием щелочного (главным образом, натриевого) метасоматоза.

На протяжении зоны Передового хребта также могут быть выделены блоки с разными знаками перемещений, в силу чего кристаллический субстрат на водоразделе Малой и Большой Лабы перекрыт средним, а восточнее — верхним палеозоем (конгломераты нижней перми).

Совершенно четко разграничиваются во времени серпентинизированные интрузии перидотитового состава с абсолютным возрастом больше 450 млн. лет, интрузирующие древнюю кератофиро-диабазовую серию (возраст серицитизации 436 млн. лет), от средне-позднедевон-



Т а б л и ц а 47

фических пород Северного Кавказа (в %)

хребта		Бескесско-Марухская ползона											
сланцы		Метасомати-ческие гнейсы		Филлиты				Эффузивы				Субвулкани-ческие тела	
13	451	14	15	1040	1041	1407	681	2430	2082	2023	1919	1448	16
51,40	66,68	63,60	64,17	—	56,44	56,01	57,94	49,66	47,46	47,28	67,78	62,38	54,94
0,93	0,39	0,78	0,73	—	0,80	He	0,96	0,57	0,92	0,92	0,39	0,68	1,00
14,76	17,08	13,68	17,80	—	13,20	16,73	21,01	15,62	16,77	16,04	16,87	15,46	15,25
7,40	1,39	4,55	2,07	—	0,80	—	1,22	2,77	6,00	5,79	3,22	0,65	2,18
6,35	1,67	3,66	1,79	—	8,69	9,20	5,21	8,07	4,70	6,64	0,72	3,04	3,27
0,14	0,06	0,12	0,11	—	0,56	0,17	0,01	0,17	0,16	0,19	0,05	0,08	0,10
5,76	1,54	2,84	1,73	—	9,18	—	3,10	7,24	5,02	6,52	1,62	2,57	7,23
5,48	3,31	4,16	2,96	—	1,66	—	0,06	10,66	7,94	7,74	0,92	3,14	6,59
5,36	4,78	5,77	5,00	—	0,71	3,84	1,66	1,41	3,20	2,06	4,26	5,96	3,98
0,13	1,54	0,11	1,80	—	1,74	1,89	4,92	0,27	3,53	3,73	2,41	1,81	2,74
—	0,38	—	—	—	—	—	—	0,01	0,79	0,47	0,10	0,20	—
0,32	0,17	0,26	0,19	—	0,23	—	0,29	0,30	0,11	0,12	Her	—	0,24
2,16	1,50	1,10	1,39	—	5,30	—	3,64	2,93	2,89	3,41	1,68	2,35	1,91
—	—	—	—	—	0,80	—	He	—	0,04	0,02	—	1,98	0,04
—	—	—	—	0,36	0,20	—	—	—	0,1	0,1	—	—	—
—	—	—	—	0,16	0,09	—	—	—	0,5	—	—	—	—
—	—	—	—	0,35	He	—	0,29	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	опр.	—	—	—	—	—	—	—	—
100,19	99,89	100,43	99,74	—	100,40	—	100,02	99,71	100,28	100,09	100,02	100,37	100,15

цевый кератофир (рассланцованный), р. Уруштен, близ устья (колл. Н. П. Лупановой); 3 — кера-ные порфиروبластовые породы (Красивская, 1964); 5 — кварце-альбит-серицитовый сланец Малкин-(Сердюченко, 1938 г.); 9 — гранатовый амфиболит, р. Малая Лаба (колл. В. В. Глошко); 10 — эпи-роговообманковая порода, р. Большой Блыб (Ефремов, 1958); 12 — гранат-альбит-мусковитовый сла-к кристаллическим сланцам, правый берег р. Уруштен, близ устья (Афанасьев, 1950); 14 — альбит-к кристаллическим сланцам зоны Передового хребта (Афанасьев, 1950); 15 — альбит-олигоклаз-квар-(Афанасьев, 1950); 1040, 1041 — филлит (D) р. Большая Лаба (колл. Н. П. Лупановой); 1407 — фил-(колл. Н. П. Лупановой); 2430 — диабазовый порфирит, р. Андрюк (D), колл. Н. П. Лупановой; 2023 — субщелочной авгитовый порфирит, левый берег р. Андрюк (D<sub>2</sub> — D<sub>3</sub>), колл. Н. П. Лупановой; товый» порфирит, р. Уруп (D), колл. Н. П. Лупановой; 16 — «андезитовый» порфирит, р. Уруп (D),

ских основных субщелочных вулканогенов, ассоциирующих с малыми интрузиями близкого состава. Абсолютный возраст девонских основных пород дает цифры порядка 350—340 млн. лет.

**Пшекиш-Тырныузская шовная зона**

Зона продольных депрессий, отвечающая Пшекиш-Тырныузской шовной зоне, в основном сложена слабо метаморфизованными юрскими отложениями (глинистые сланцы, песчаники). В области поперечного Транскавказского поднятия (от Теберды до Чегема) в этой зоне суще-ственно развиты породы верхнего палеозоя. Последние, а также более древние породы по периферии зоны вдоль разломов подвергнуты дина-мометаморфизму с образованием милонитов за счет изредка встречаю-щихся в этой зоне выходов кристаллических пород.

Особый интерес представляет изучение мощной пачки кварцитов, обнажающейся по р. Чегем ниже сел. Верхний Чегем. Имеются осно-вания предполагать, что эти кварциты представляют собой метасома-тически окварцованные, в связи с формированием зоны продольных

депрессий, породы верхнего палеозоя. Об этом свидетельствует реликтовая конгломератовидная текстура кварцитов и абсолютный возраст реликтового серицита, извлеченного из них, равный 290 млн. лет.

### *Зона Главного хребта*

Полиметаморфизм субстрата зоны Главного хребта еще более усложняется благодаря тому, что в пределах этой структурной зоны дополнительным фактором метаморфизма явились гранитоидные интрузии верхнего палеозоя.

В депрессионных участках этой зоны — на западе, в бассейне Малой Лабы и Белой, и на востоке (реки Садон и Ардон) в кровле интрузий — сохранились относительно слабо метаморфизованные пачки палеозойских филлитов и конгломератов.

В приподнятых частях зоны от Большой Лабы до Ардона в кровле позднепалеозойских интрузий сохранились останцы древнего субстрата — кристаллические сланцы, амфиболиты и небольшие интрузивные тела плагиогранитов, в той или иной мере переработанные влиянием интрузий гранитов зоны Главного Кавказского хребта.

К востоку от р. Чегем разграничение структурных зон становится менее отчетливым. Цейская долина входит уже в южную систему продольных депрессий. На западе ее продолжением являются Джаловчатская и Софийская депрессии.

Можно также вполне обоснованно предполагать, что относительно слабо метаморфизованные филлиты, конгломераты и песчаники, обнажающиеся в бассейне Малой Лабы, южнее р. Цахвоа, тоже относятся к южной полосе депрессий. Река Малая Лаба выше устья р. Цахвоа прорезает тектонически опущенную подзону зоны Главного хребта. Слабо метаморфизованные породы этой подзоны прорваны мелкими телами микроклиновых гранитов и дайками.

Массивы кристаллических пород — Кассарский и Дарьяльский — относятся уже к осевой подзоне, хотя их логичнее было показать в структуре с развитием комплекса гранитоидов Главного хребта.

Метаморфические породы зоны Главного хребта описывались в работах Т. М. Дембо, С. П. Соловьева, Г. М. Заридзе и Г. Д. Афанасьева. При этом С. П. Соловьев выделял в основном две группы метаморфических пород, степень метаморфизованности которых он связывал с разной удаленностью их от выходов гранитных интрузий.

Метаморфические породы, связанные с воздействием гранитов Главного хребта, довольно четко могут быть расчленены территориально и по типу минеральных ассоциаций. В соответствии с преимущественной приуроченностью аляскитовых и порфиридных гранитов к северной периферии зоны, а двуслюдяных серых гранитов — к южной выделяются две группы метаморфических пород:

1) инъекционно-метаморфические образования в ближайшей периферии интрузий, представленные мигматитами, постепенно переходящими в собственно гранитные породы. Мигматиты образовались благодаря инъекции гранитного материала по сланцеватости. Вблизи существенно микроклиновых гранитов образуются микроклин-биотитовые (часто с хлоритизированным биотитом) мигматиты;

2) мусковит-биотитовые кристаллические сланцы с развитием андалузита, силлиманита и граната, а в зоне эндоконтакта — огнейсованные серые граниты, образующиеся вблизи интрузий двуслюдяных гранитов (южная периферия зоны Главного хребта) в результате контактового метаморфизма.

Подробная минералогическая характеристика метаморфических пород зоны Главного хребта приводится в петрографических работах Г. Д. Афанасьева (1951, 1958); химические анализы кристаллических сланцев Дарьяла — в работе Д. М. Шенгелая (1962), а Приэльбрусского района — в работах С. П. Соловьева (1931а, 1933б, 1938а, б, в).

Преобразование же ранее метаморфизованных пород в связи с воздействием гранитных интрузий позднего палеозоя сводится, как указывалось выше, к мигматизации и мусковитизации зон экзоконтактов интрузии аляскитовых гранитов и к образованию относительно высокотемпературных кристаллических сланцев (с андалузитом, силиманитом, гранатом и др.) в связи с интрузиями серых двуслюдяных гранитов. Контактные преобразования вмещающих пород освещаются также в разделах, посвященных собственно магматизму.

*Осевая подзона\**. Строение подзоны по разрезу Малой Лабы характеризуется следующим образом. Выше устья р. Чистой Малая Лаба, вплоть до перевала Ачишхо, пререзает Осевую подзону Главного хребта. Последняя тектонически обособлена от более северной полосы кристаллических сланцев — субстрата микроклиновых гранитов комплекса Главного хребта.

Осевая подзона сложена толщей перемежающихся милонитизированных плагиогнейсов, разгнейсованных роговообманковых порфиритов, филлитов и кварцитовидных пород. Она пересекается, согласно с разгнейсованностью, частыми жилами роговообманковых спессартитов.

Амфиболовые порфириты процессами динамометаморфизма превращены в порфиробластовые гнейсовидные породы. Порфиробласты амфибола, измененного в слабо окрашенный актинолит, как бы обтекаются сланцеватой основной массой из серицита, хлорита, соссюрита, вкрапленников амфибола. Породы секутся тонкими жилками калиевого полевого шпата с кварцем.

Плагиоклазовые гранито-гнейсы, входящие в состав этой же толщи, обладая порфиробластовой структурой, очень сильно милонитизированы. Значительно милонитизирован и плагиоклаз (олигоклаз). Слюда превращена в мелкочешуйчатый агрегат, окружающий порфиробласты плагиоклаза. Плагиогнейсы уже после милонитизации инфицируются прожилками свежего прозрачного калиевого полевого шпата.

Спессартиты, образующие жильные тела в описываемой толще, состоят из андезинового плагиоклаза, несколько обесцвеченной роговой обманки, титанита и титаномагнетита с небольшим количеством густоокрашенного биотита. Динамометаморфизм в этих породах сказывается в изогнутости и изломанности некоторых вытянутых призм плагиоклаза.

Прожилки лейкократового гранита, секущие эти спессартиты и оказывающие контактное воздействие на них, интенсивно милонитизированы.

Строение подзоны по разрезу р. Аксаут выглядит следующим образом. В разрезе рек Аксаут и Джаловчат северный склон Осевой подзоны представляет собой узкую полосу сложного геологического строения, протягивающуюся в верховьях и ледниковой части этих рек до перевальной линии Главного хребта. Осевая подзона сложена здесь кристаллическими сланцами с прорывающими их интрузиями гней-

\* Осевая подзона, по Г. Д. Афанасьеву, объединяет южные элементы ряда подзон зоны Главного хребта, выделенных Г. И. Барановым в разделе «Тектоника». — *Прим. ред.*

сов — катаклазитов («тектонитов») и габброидных пород. Осевая подзона отделяется от подзоны гранитов Главного хребта узкой депрессией р. Джаловчат, в которой зажаты филлиты. Выше полосы филлитов, по берегам р. Аксаут, вскрывается толща рассланцованных эффузивов и кварцитовидных пород, прорванных телом порфиробластовых гнейсов (так называемых тектонитов), а также инъецируемых более мелкими пластовыми телами тех же плагиогнейсов, габбро-амфиболитов, жильных спессартитов и жильных милонитизированных гранитов.

Альбитофиры являются тонкозернистыми рассланцованными породами серо-зеленоватого цвета. Они состоят из тонкокристаллической хлоритизированной, эпидотизированной и серицитизированной основной массы с мелкими вкрапленниками альбита.

Рассланцованные роговообманковые порфириты серо-зеленого цвета имеют порфиробластовую структуру. Порфиробласты представлены актинолитизированной роговой обманкой. В основной массе развиты мелкие призмы плагиоклаза и неправильные зерна почти обесцвеченного амфибола. Плагиоклаз альбитизирован. По основной массе обильно развиты соссюрит и хлорит.

Общая видимая мощность этой пачки из перемежающихся кристаллических сланцев, амфиболитов и гнейсов, образующих круто, почти вертикально поставленные пластообразные тела, достигает 400 м.

В приледниковой части р. Аксаут выходят биотитовые кристаллические сланцы и мелкозернистые амфиболиты. Они сохранились в виде пластов небольшой мощности и их обрывков среди гранодиоритовых гнейсов, плагиогнейсов и габброидных пород, частью превращенных в амфиболиты.

Биотитовые кристаллические сланцы, в основном преобладающие в приледниковой части р. Аксаут, представляют собой более сильно метаморфизованные породы. В них образуется гранат и структуры их более четко полосчаты с обособлением мелкочешуйчатого биотита в полоски, окаймляющие более крупные зерна кварца и олигоклаза. Кварц обычно пойкилитово прорастает плагиоклаз и образует обособленные участки торцовой структуры.

Следующим членом разреза является интрузия габброидов, представленная крупным массивом в ледниковой части и дайковыми ответвлениями ниже по течению р. Аксаут. Габброиды частью превращены в сланцеватые крупнозернистые амфиболиты. После интрузии габброидов в этой подзоне интродировали плагиограниты и гранодиориты, позднее превращенные в ортогнейсы часто бластопорфировой и очковой текстур.

Динамометаморфизованные интрузии плагиогнейсов, мелкие тела габбро-амфиболитов и жилы спессартитов в полосе «тектонитов» интродуцируют в рассланцованную эффузивную толщу, сложенную альбитофирами и амфиболовыми порфиритами. Среди гнейсов встречаются разности, содержащие ортоклаз-пертит с пятнистым развитием пертитового альбита, чем они сходны с гранито-гнейсами Лабино-Малкинской зоны (балка Мошечая).

Судя по материалам В. Н. Москалева из района верховьев р. Черек Безенгиевский, можно думать, что гнейсы, амфиболиты и мраморы уллу-чиранской свиты могут являться аналогом метаморфического комплекса Осевой подзоны в верховьях р. Аксаут. Однако петрография пород этой подзоны для вполне однозначных выводов о границах ее распространения изучена еще недостаточно.

Вместе с тем следует сказать, что уже в верховьях р. Ардон продолжение Осевой подзоны кристаллических пород погружено под глинистые сланцы лейаса. Кристаллические породы зоны могут быть отне-

сены к амфиболитовой фации метаморфизма. Но на них в сильнейшей степени отразились последующие процессы динамометаморфизма и воздействия интрузий мезо-кайнозойского возраста.

Имеющиеся факты позволяют предположить, что метаморфический комплекс Осовой подзоны, вероятно, идентичен по ассоциации магматических и метаморфических пород и их возрасту древнему метаморфическому комплексу Лабино-Малкинской зоны и частично зоны Передового хребта.

---



## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Первая схема тектоники Кавказа была предложена в 1926 г. В. П. Ренгартенем. При выделении тектонических зон учитывались возраст и состав отложений, интенсивность складчато-разрывных нарушений и отчасти характер рельефа. В известной мере в основу этой схемы было положено также геоморфологическое районирование А. Л. Рейнгарда (1917), поскольку существует определенная связь между типом рельефа и особенностями тектонического, главным образом новейшего развития различных частей страны. Свою схему, во многом сохранившую значение до наших дней, в дальнейшем В. П. Ренгартен неоднократно совершенствовал (1930, 1939). Центральной ее идеей было разделение Кавказа на зоны интенсивно- и пологоскладчатые (последние вначале именовались плитами). На основе несколько иных принципов, в частности с учетом не только интенсивности, но и возраста дислокаций, схема тектоники Кавказа была составлена Л. А. Варданянцем (1935в).

Тектонические схемы В. П. Ренгартена и Л. А. Варданянца относились к разряду схем структурно-фациальной зональности и не отражали расположения крупных структурных форм — антиклинориев и синклинориев. Первую структурную схему Кавказа с показом распределения антиклинориев и синклинориев предложил в 1939 г. В. В. Белоусов. Впоследствии эта схема была значительно переработана и детализирована В. Е. Хаиным (1949). В 1955 г. Л. А. Варданянец опубликовал структурную карту Кавказа, на которой изобразил в условных изолиниях как крупные, так и относительно более мелкие складчатые и разрывные нарушения в пределах Кавказа, дифференцированные по возрасту и времени образования слагающих их отложений.

Наибольшие трудности при составлении тектонических схем Кавказа вызывало районирование Предкавказья. Вплоть до 1952—1953 гг. оно основывалось лишь на данных обнажений и рельефа, позволявших уверенно выделить три зоны: Ставропольское поднятие, Азово-Кубанскую и Терско-Кумскую впадины. О возрасте фундамента высказывались весьма различные предположения: его считали докембрийским, каледонским, герцинским, киммерийским. Некоторые особенности рельефа и полученные геофизические данные позволили наметить поднятие в районе Ейского полуострова (И. О. Брод), разлом вдоль долины Манычей (Ф. П. Пантелеев, Н. Ю. Успенская). Только в результате проведения опорных и разведочных скважин во многих местах Предкавказья был установлен средне- и позднепалеозойский возраст пород фундамента (Дубинский, 1958), и Предкавказье было отнесено к Скифской эпигерцинской платформе, или плите (Муратов, 1955), нараставшей с юга в конце палеозоя и в начале мезозоя древнюю Русскую платформу. Однако новейшие данные показывают, что в составе

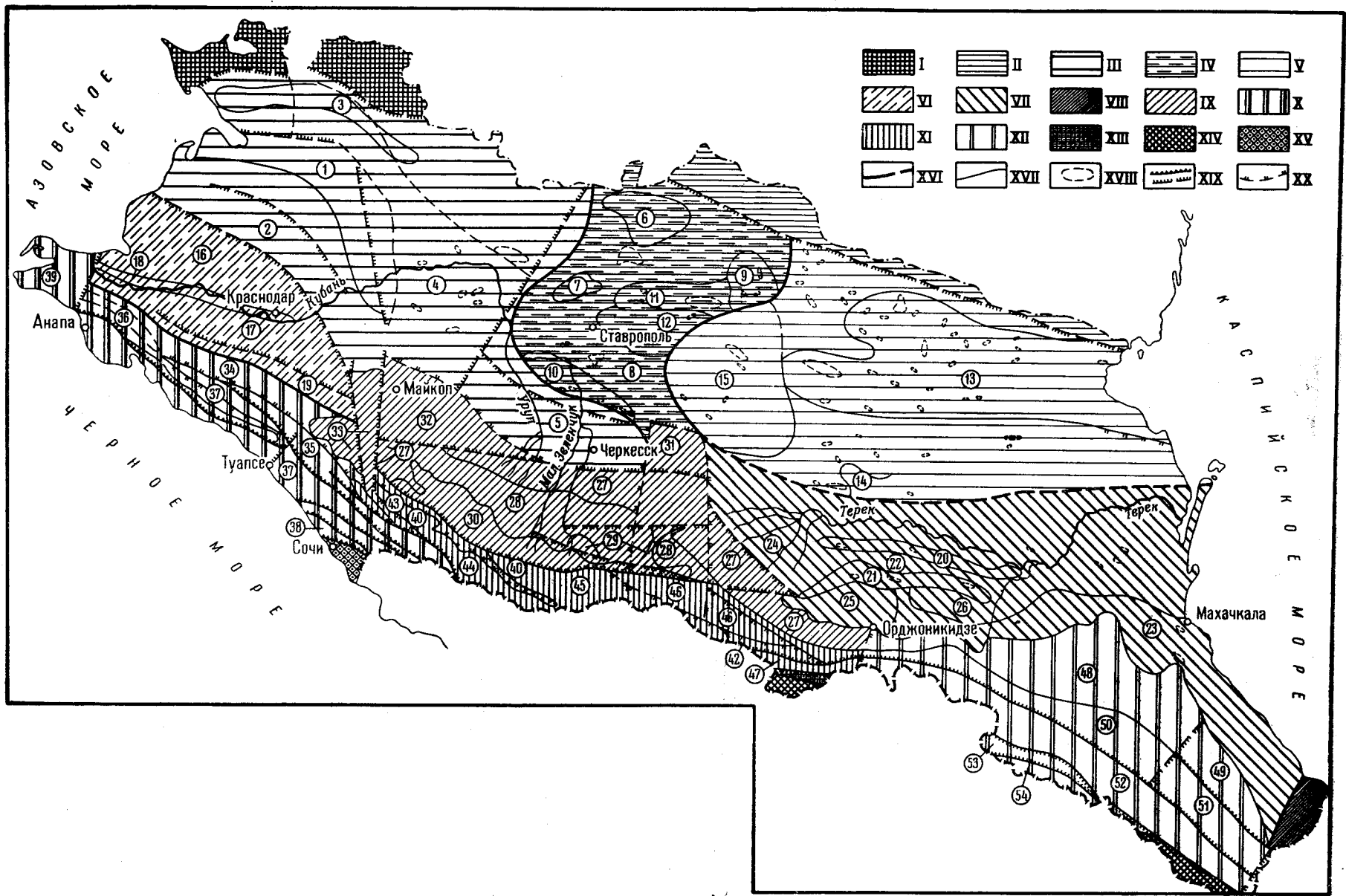


Рис. 71. Схема тектонического районирования Северного Кавказа. Составили А. Л. Лунев, В. А. Сереженко, Н. С. Гуков, редактор В. Е. Хаин

Русская докембрийская платформа. 1 — Ростовский погребенный выступ Украинского щита. Предкавказская эпигерцинская плита. II — Манычская зона прогибов; III — Азово-Кубанская впадина; 1 — Каневско-Березанское поднятие, 2 — Тимашевская ступень, 3 — Яеенско-Ленинградская зона поднятий; 4 — Тихорецко-Кропоткинская впадина, 5 — Беломечетская синклиналь; IV — Ставропольское поднятие; 6 — Кугульгинское, 7 — Северо-Ставропольское, 8 — Янкульское, 9 — Мирненское поднятия, 10 — Армави́ро-Невинномысская, 11 — Грачевско-Благодарненская зоны поднятий, 12 — Спи́цевский прогиб; V — Терско-Кумская впадина; 13 — Прикумско-Толёневская зона поднятий, 14 — Моздокский выступ, 15 — Чернотеловский прогиб. Краевая подвижная зона Предкавказской плиты. VI — Западно-Кубанский передовой прогиб; 16 — Славяно-Рязанская, 17 — Адагумо-Афисская впадины, 18 — Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона, 19 — зона прибортовых третичных складок. Впадины: 24 — Кабардинская, 25 — Осетинская, 26 — Чеченская; VIII — Кусаро-Дивичинский наложный передовой прогиб; IX — Северо-Кавказский краевой массив; 27 — Северо-Кавказская моноклинал, 28 — Лабино-Малкинская зона, 29 — байкальский фундамент Лабино-Малкинской зоны (Бечасынская зона Карачаево-Черкесского горст-антиклинорий), 30 — герцинийский фундамент Лабино-Малкинской зоны (зона Передового хребта), 31 — Минераловодский и 32 — Адыгейский выступы, 33 — Лагонажская зона. Мегантиклинорий Большого Кавказа. X — Западный Кавказ; 34 — Абино-Гунайская синклинальная зона, 35 — Гойтжский и 36 — Псебепский антиклинорий, 37 — Новороссийский синклинорий, 38 — Воронцовский покров, 39 — Керченско-Таманский периклинальный прогиб; XI — Центральный Кавказ (горст-антиклинорий Главного хребта). Грабен-синклинали: 40 — Псеашхинская, 41 — Архызско-Клычская, 42 — Штулу-Харезская; горсты: 43 — Чулушский, 44 — Софийский, 45 — Тебердинский, 46 — Балкар-Дигорский, 47 — Адайхохский; XII — Восточный Кавказ; 48 — зона Известнякового Дагестана, 49 — Джугфидагский антиклинорий, 50 — Агвалинская наклонная ступень, 51 — Бейбулагский синклинорий, 52 — горст-антиклинорий Бокового хребта, 53 — Бежетинский грабен-синклинорий, 54 — горст-антиклинорий Главного хребта. Складчатая система Южного склона Большого Кавказа. XIII — Казбекско-Лагодехская зона; XIV — Местийско-Тнанетская зона. Закавказский срединный массив. XV — Адлерская депрессия Абхазской зоны; XVI — границы между структурами первого порядка; XVII — границы между структурами второго порядка; XVIII — границы локальных структур; XIX — региональные разломы (надвиги и сбросы); XX — прочие разломы

фундамента Предкавказья присутствуют как более древние, так и более молодые, чем герцинские, структурные элементы.

Данные бурения, в сочетании с геофизическими, в особенности сейсмическими исследованиями позволили выявить структуру поверхности складчатого фундамента и осадочного чехла. Соответствующие структурные схемы были опубликованы для Западного и Центрального Предкавказья М. Р. Пустыльниковым (1957), для Восточного Предкавказья Б. Н. Викторовым и Б. И. Юрченко (1956), для Предкавказья в целом Н. И. Цибовским (1956) и А. Я. Дубинским (1958). Общие схемы структуры Предкавказья предложены И. О. Бродом и его сотрудниками (Брод, 1958), М. С. Бурштаром (1960б), М. Ф. Мирчинком (Мирчинк и др., 1963).

Принципиально новая схема тектонического районирования всего Кавказа, основанная на выделении участков, отличающихся по истории развития в альпийском этапе (мезо-кайнозой), была опубликована в 1960 г. И. В. Кирилловой и А. А. Сорским. В 1963 г. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин опубликовали тектоническую схему Кавказа, в которой наряду с собственно структурными особенностями при выделении зон учитывалась также история и тип их развития, причем не только в альпийском, но и на более ранних этапах.

В предлагаемом ниже тектоническом районировании мы также стремились одновременно отразить особенности тектонического развития, набора и формационного состава отложений, процессов магматизма и метаморфизма, тип и общий характер складчато-разрывной структуры отдельных структурно-формационных зон, на которые естественно расчленяется территория Северного Кавказа благодаря сетке длительно живущих глубоких (глубинных) разломов, продольных и поперечных. При этом основное значение придается результатам новейших этапов развития, в основном и определившим современный структурный облик выделяемых регионально-тектонических подразделений.

В самом первом приближении территория Северного Кавказа подразделяется на две крупные тектонические области (рис. 71): 1) северная часть региона, представляющая собой Предкавказскую альпийскую платформу (плиту), и 2) южная часть, принадлежащая к альпийской складчатой системе Большого Кавказа.

Северо-западный участок Предкавказской платформы (плиты) по возрасту фундамента (архей+нижний протерозой) относится к древней Русской платформе, образуя юго-восточное погружение Украинского щита, известное под названием Ростовского выступа. Остальная площадь плиты обладает разнородным, но в общем более молодым фундаментом, время общей консолидации которого в основном относится к концу палеозоя — началу мезозоя, т. е. является позднегерцинским — раннекембрийским. Эта молодая плита образует южное обрамление Русской платформы и продолжается через Азовское море в Степной Крым и далее на запад, а также через Каспийское море на восток в Закаспий. Она известна в литературе под названием Скифской (М. В. Муратов) или, учитывая ее закаспийское продолжение, Скифско-Туранской плиты. Согласно новым данным, строение фундамента части Предкавказья, принадлежащей Скифской плите, является весьма неоднородным и наряду со складчатым средним и верхним палеозоем в его составе выделяются, с одной стороны, глыбы более древнего протерозойского возраста, с другой — крупные грабенообразные прогибы, выполненные отложениями триаса и лейаса. Однако недостаток имеющихся материалов пока не позволяет основывать районирование Предкавказской плиты, за исключением выделения Ростовского выступа и, возможно, области ранних киммерид Западного Предкавказья,

на данных о возрасте фундамента. Это районирование приходится производить с учетом прежде всего глубины залегания фундамента, а также состава и структуры осадочного чехла. Весьма вероятно, что различия в тектоническом рельефе поверхности фундамента и структуре чехла находятся в определенном соответствии с различиями в возрасте и составе фундамента и в отдельных случаях такое соответствие уже установлено, но оно пока не может быть распространено на всю территорию рассматриваемого участка молодой Предкавказской плиты.

Центральное место в структуре последней занимает Ставропольский свод — район наиболее повышенного (до 1000 м) залегания фундамента. К западу и востоку от Ставропольского свода фундамент испытывает значительное погружение: здесь соответственно выделяются Азово-Кубанская и Терско-Кумская впадины (синеклизы). Южные части обеих впадин заняты передовыми прогибами — Западно-Кубанским и Терско-Каспийским. Западно-Кубанский прогиб является восточной частью крупного Индоло-Кубанского передового прогиба, общего для Западного Кавказа и Горного Крыма. К северу и востоку от Западно-Кубанского прогиба простирается Каневско-Березанское поднятие (сложный вал), на западе уходящее через среднюю часть Азовского моря в Степной Крым, а на юго-востоке упирающееся в Адыгейский (Майкопский) выступ Северо-Кавказского краевого массива. Каневско-Березанское поднятие возникло к началу доггера в результате инверсии на месте грабенообразного прогиба, выполненного триасом (средним и верхним) и лейасом. Оно слагается из ряда локальных поднятий, группирующихся в субширотный Каневский вал на северо-западе и субмеридиональный Выселковский вал на юго-востоке. Развитие Каневско-Березанского поднятия закончилось в середине палеогена.

Каневско-Березанское поднятие отделяется от Ростовского выступа Ейским прогибом. В юго-восточном направлении Ейский прогиб вливается в широкую и глубокую (погружение фундамента до отметок 4000 м) Тихорецко-Кропоткинскую впадину, отделяющую Ставропольский свод от Березанского вала и выполненную мощной толщей юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. На юге Тихорецко-Кропоткинская впадина смыкается с Восточно-Кубанским прогибом, лежащим на продолжении Западно-Кубанского, но отличающимся меньшим периодом развития (лишь до начала плиоцена), меньшим размером погружения (до 6—8 км, против 8—10 км для Западно-Кубанского прогиба) и отсутствием геосинклиальной (альпинотипной) складчатости. Восточно-Кубанский прогиб расположен в широтном направлении между Ставропольским сводом и северным крылом мегантиклинория Большого Кавказа; он заканчивается на востоке, в районе Минеральных Вод, где мегантиклинорий Большого Кавказа смыкается со Ставропольским сводом Скифской плиты посредством поперечного поднятия, отделяющего Восточно-Кубанский прогиб от Терско-Каспийского.

Некоторые исследователи (В. Л. Егоян, М. Р. Пустильников) в последнее время рассматривают Ейский прогиб, Тихорецко-Кропоткинскую впадину и Восточно-Кубанский прогиб как единую крупную депрессионную структуру. М. Р. Пустильников выделяет ее под названием Причерноморско-Кубанского прогиба, считая этот прогиб восточным окончанием зоны прогибов южного ограничения древней Русской платформы. Несомненно, что все три перечисленные выше отрицательные структуры пространственно тесно связаны друг с другом, но вместе с тем обладают достаточными отличиями, чтобы заслуживать самостоятельного выделения. Естественную границу Ейского прогиба



и Тихорецко-Кропоткинской впадины составляет Ново-Минский поперечный разлом. В свою очередь, эта впадина отделяется от Восточно-Кубанского прогиба Темиргоевской антиклинальной зоной, представляющей собой отражение крупного разлома фундамента, лежащего на северо-западном продолжении Армавирского разлома и на юго-восточном продолжении Тимашевского (образующих, следовательно, одну зону разлома).

Терско-Кумская впадина, подобно Азово-Кубанской, также обладает довольно сложным внутренним строением. Как указывалось, в ее южной части простирается Терско-Каспийский передовой прогиб. На северо-востоке выделяется Прикумско-Тюленевское поднятие (сложный вал), где на складчатом фундаменте верхнепалеозойского возраста на глубине порядка 2500 м против 3000—3500 м в смежных прогибах залегает осадочный чехол, состоящий из юрских и более молодых образований и образующий ряд локальных поднятий, сочетающихся в несколько параллельных валов широтного простирания. Прикумско-Тюленевское поднятие отделено от Ставропольского свода Чернолесским прогибом юго-восточного простирания, постепенно расширяющимся в этом направлении и вливающимся в Терско-Каспийский прогиб.

Естественным северным ограничением Предкавказской плиты служит Манычский приразломный прогиб, отделяющий эту плиту от позднегерцинской складчатой системы Донецкого кряжа и ее юго-восточного продолжения — так называемого погребенного кряжа Карпинского.

Альпийская складчатая система в пределах Северного Кавказа представлена мегантиклинорием Большого Кавказа и сопровождающими его с севера Западно-Кубанским, Восточно-Кубанским и Терско-Каспийским передовыми прогибами. Два первых прогиба располагаются целиком на платформенном основании. Они возникли в южной периферической части Предкавказской плиты. Северная половина Терско-Каспийского прогиба также имеет платформенное основание, южная образовалась уже в пределах самой геосинклинальной системы Большого Кавказа. Но всех трех прогибах развиты мощные толщи неогеновых моласс, подстилаемые менее мощным, но довольно полным разрезом палеогена, мела и юры. Эти толщи в разной степени вовлечены в геосинклинальную складчатость Большого Кавказа — она наиболее отчетливо выражена в Терско-Каспийском прогибе и по южному борту Западно-Кубанского прогиба, затухая в северных бортах обоих прогибов и отсутствуя, как указывалось выше, в Восточно-Кубанском прогибе, являющемся вообще недоразвитым передовым прогибом и в связи с этим часто рассматриваемым как платформенная структура.

В строении мегантиклинория Большого Кавказа отчетливо различается три сегмента: западный, центральный и восточный, — существенно разнящихся по своей истории и структуре. Осевым поднятием Центрального Кавказа является горст-антиклинорий Главного хребта — зона преимущественного развития древних метаморфических толщ, претерпевших интенсивную гранитизацию в среднем — позднем палеозое. Блоки кристаллических и метаморфических древних сланцев и гранитов разделены узкими грабен-синклиналями аспидных сланцев лейаса. Зона Главного хребта отделена Пшекиш-Тырныаузским глубинным разломом от располагающегося севернее зоны Передового хребта, сложенной в основном средне- и верхнепалеозойскими породами и образующей грабен-синклинорий в герцинской структуре и горст-антиклинорий в альпийской. Еще севернее расположена Лабино-



Малкинская зона, представляющая собой доальпийский горст-антиклинорий (Карачаево-Черкесский) с развитием не только среднепалеозойских, но и протерозойских (+нижний кембрий?) метаморфических толщ, прорванных мощными телами позднегерцинских красных гранитов.

Нижний структурный этаж альпийского комплекса, представленный здесь нижней и средней юрой, залегает резко несогласно на глубоко размытой поверхности палеозоя и докембрия, образуя весьма пологий Ахметовский прогиб, северное крыло которого несогласно перекрыто падающими в обратную сторону, т. е. к северу, верхнеюрскими, меловыми и палеогеновыми слоями. Последние слагают так называемую Северокавказскую моноклираль. К востоку от района Минеральных Вод моноклираль принимает не широтное, как на западе, а восток-юго-восточное направление, последовательно перекрывая восточные продолжения Лабино-Малкинской зоны, зоны Передового хребта и даже северные элементы зоны Главного хребта.

Весь северный склон Центрального Кавказа к северу от Тырнауз-Пшекишского глубинного разлома, т. е. зоны Передового хребта, Карачаево-Черкесская, Лабино-Малкинская и Северо-Кавказской моноклинали, по формационному составу мезо-кайнозойских образований и по характеру их дислоцированности составляют непосредственно южное продолжение эпигерцинской плиты. Лишь в неогене, на орогенном этапе развития альпийской геосинклинальной системы Большого Кавказа, они оказались вовлеченными в поднятие последнего и образовали северное крыло мегантиклинория. В связи с таким своеобразным развитием эту часть Центрального Кавказа ныне выделяют под названием Северо-Кавказского краевого массива.

На Западном Кавказе, отделенном от Центрального Пшекинско-Адлерской зоной поперечных разломов, вследствие погружения сложенного древними толщами горст-антиклинория Главного хребта роль осевого поднятия переходит к сложенному глинистой толщей лейаса—доггера Гойтхскому антиклинорию. В северном направлении отложения нижней и средней юры погружаются под вовлеченные в складчатость промежуточного типа флишевые и флишеподобные толщи верхней юры, мела и палеогена Абино-Гунайской зоны; глубинный Ахтырский разлом — отделяет эту зону от Западно-Кубанского передового прогиба. На юге Гойтхский антиклинорий по другой зоне разломов, ныне выраженной пологими надвигами — Безепским (на запад от Туапсинского поперечного разлома) и Бекишейским (к востоку от этого разлома) сменяется Новороссийским флишевым синклинием, выполненным мощной толщей верхнеюрского, мелового и нижнепалеогенового флиша. Структура синклиния, очень сложная и напряженная на востоке, постепенно упрощается в западном направлении. Южное крыло синклиния в этом же направлении срезается берегом Черного моря, вероятно, приуроченным к зоне молодых разломов. На суше оно появляется лишь к востоку от р. Шахе, где южным ограничением флишевой зоны южного склона служит узкое шовное поднятие Ахцу, сложенное рифогенными известняками мальма. Это поднятие возникло на северном крае Закавказского срединного массива, разделявшего в альпийском тектоническом этапе геосинклинальные системы Большого и Малого Кавказа.

Фундамент массива, обнажающийся в Дзирульском поднятии, уже за пределами региона сложен метаморфическими толщами протерозоя — нижнего кембрия. В составе чехла большую роль играет вулкано-

генная толща байоса и карбонатные отложения мела и низов палеогена, смятые в пологие складки преимущественно сундучно-коробчатого типа. В пределах Адлерской депрессии, представляющей собой тыльный прогиб Большого Кавказа, эти образования перекрыты мощной толщей нижней молассы верхнего эоцена — олигоцена (аналоги майкопской серии). Северную окраину депрессии частично тектонически перекрывают флишевые массы Новороссийского синклиория, слагающие Воронцовский покров.

Следует оговориться, что принадлежность зон Ахцу и Адлерской депрессии к Закавказскому срединному массиву и соответственно к Закавказской межгорной зоне орогенной стадии развития Кавказа является дискуссионной. Некоторые исследователи (П. Д. Гамкрелидзе, Е. Е. Милановский) относят их к системе Большого Кавказа. Действительно, в начальную стадию альпийского этапа развития Кавказа, особенно в лейасе, эти зоны составляли южное крыло единой геосинклинали Большого Кавказа. Но уже в байосе здесь накапливалась характерная для срединного массива порфиритовая формация, а в бате и с начала мальма данная полоса по степени стабильности сблизилась с более древней частью массива, образовав его несколько более подвижную окраину и отделившись от флишевой геосинклинали Большого Кавказа крупным разломом. Зона Ахцу с ее верхнеюрским барьерным рифом и геоантиклинальным режимом в мелу и раннем палеогене представляет собой структуру, возникшую под этим разломом. Во всяком случае в мальме — эоцене рассматриваемая полоса представляла собой зону, промежуточную между срединным массивом и флишевой геосинклиналью южного склона. Что касается Адлерской молассовой депрессии, то она несомненно входит в одну систему с другими межгорными прогибами Северного Закавказья.

Структура Восточного Кавказа, подобно структуре Западного Кавказа, также отличается глубоким погружением доальпийского фундамента и резким увеличением мощности и степени дислоцированности мезозойских образований. На продолжении горст-антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа здесь развивается горст-антиклинорий Бокового хребта (Дарьяло-Богосский), сложенный аспидными сланцами нижнего и среднего лейаса, образующими веерообразную систему сильно сжатых линейных складок. Аналогично построен горст-антиклинорий Главного хребта (Сперозо-Тфанский), отделенный от первого Бежитинским грабен-синклиорием, образованным менее метаморфизованными песчано-глинистыми отложениями тоар-аалена. В совокупности эти три структурных элемента составляют центральное поднятие Восточного Кавказа, ядро этого сегмента мегантиклинория.

Северное крыло мегантиклинория представлено сложной карбонатной формацией верхней юры и мела широкой зоной Известнякового Дагестана, характеризующейся складчатостью промежуточного сундучно-коробчатого типа и развивающейся на юго-восточном продолжении Северо-Кавказской моноклинали. В юго-восточном направлении шарниры складок этой зоны испытывают воздымание и на поверхность выступают отложения доггера, слагающие Джуфидагский антиклинорий (на северо-востоке) и Бейбулагский синклиорий (на юго-западе). Самурский поперечный разлом служит естественным ограничением Восточного Кавказа, отделяя его от находящегося уже на территории Азербайджана юго-восточного сегмента мегантиклинория.

Южное крыло мегантиклинория Большого Кавказа как в Центральном, так и на Восточном Кавказе располагается также уже за пределами Северного Кавказа, в Грузии и Азербайджане.

## ТЕКТОНИКА ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Территория Предкавказья представляет собой сложно построенную область и в целом может рассматриваться как склон альпийской плиты и одновременно как краевая впадина Кавказа\*, характеризующаяся большой мощностью осадков мезо-кайнозойского комплекса, резким структурно-морфологическим расчленением фундамента и осадочной толщи (рис. 72).

На юге границами этой территории являются складчатые сооружения Большого Кавказа, на севере — зона сочленения молодой Скифской плиты с докембрийской Русской платформой, на востоке и западе — Каспийское и Азовское моря. Эти границы (отчасти кроме морских) с геологической точки зрения являются в достаточной степени естественными, поскольку они обусловлены зонами сочленения главнейших структурных элементов.

В геотектоническом отношении территория Предкавказья сложена различными как по истории геологического развития, так и по строению земной коры структурными элементами. Здесь выделяется значительная по площади платформенная зона с добайкальским складчатым основанием (Ростовский выступ), обширная область эпигерцинской плиты, уходящая на востоке в Закаспий, на северо-западе под воды Азовского моря и на юго-востоке под передовые прогибы с палеозойским складчатым фундаментом в основании.

Платформенная часть Северного Кавказа отличается резко выраженной структурной расчлененностью фундамента и осадочного покрова. Выделяются относительно пологие и обширные впадины и прогибы, разделяющие платформу на отдельные зоны поднятия, валы и выступы различных очертаний и размеров.

Среди платформенных структур, сложенных породами мезо-кайнозойского возраста, можно выделить два морфологически различных типа крупных зон поднятия. К одному из них относятся зоны, отчетливо вытянутые по простиранию Скифской плиты и имеющие форму крупных относительно вытянутых структур, осложненных более мелкой складчатостью (Каневско-Березанская зона поднятия — в Западном Предкавказье и Прикумско-Тюленевская — в Восточном). Крупные структурные элементы второго типа имеют изометричную угловатую форму и значительные размеры в поперечнике — Ставропольский свод и Центрально-Каспийское сводовое поднятие (в пределах акватории Каспийского моря).

Впадины, разделяющие зоны поднятия, весьма разнообразны по своим размерам и конфигурации. Среди них имеются узкие прогибы (Ейский, Тузлово-Манычский, Восточно-Манычский), плоские депрессии и впадины неправильной формы с ответвлениями (Тихорецко-Кропоткинская впадина) и т. д.

Совокупность различных по амплитуде, размерам и очертанию поднятий и прогибов образует в общем довольно сложную картину строения Северо-Кавказской (Предкавказской) равнины и в значительной степени отражает ее структуру, типичную для молодой платформы.

Разделение территории Северного Кавказа на платформенную и геосинклинальную области четко отражается в материалах геофизических исследований. На карте магнитных аномалий платформенная

\* Под краевой впадиной в данном случае понимается структура, более широкая, чем краевые (передовые) прогибы, с меньшим масштабом погружения и интенсивностью складчатости, но также сопряженная в своем образовании с орогенным воздыманием смежной геосинклинали. — *Прим. ред.*

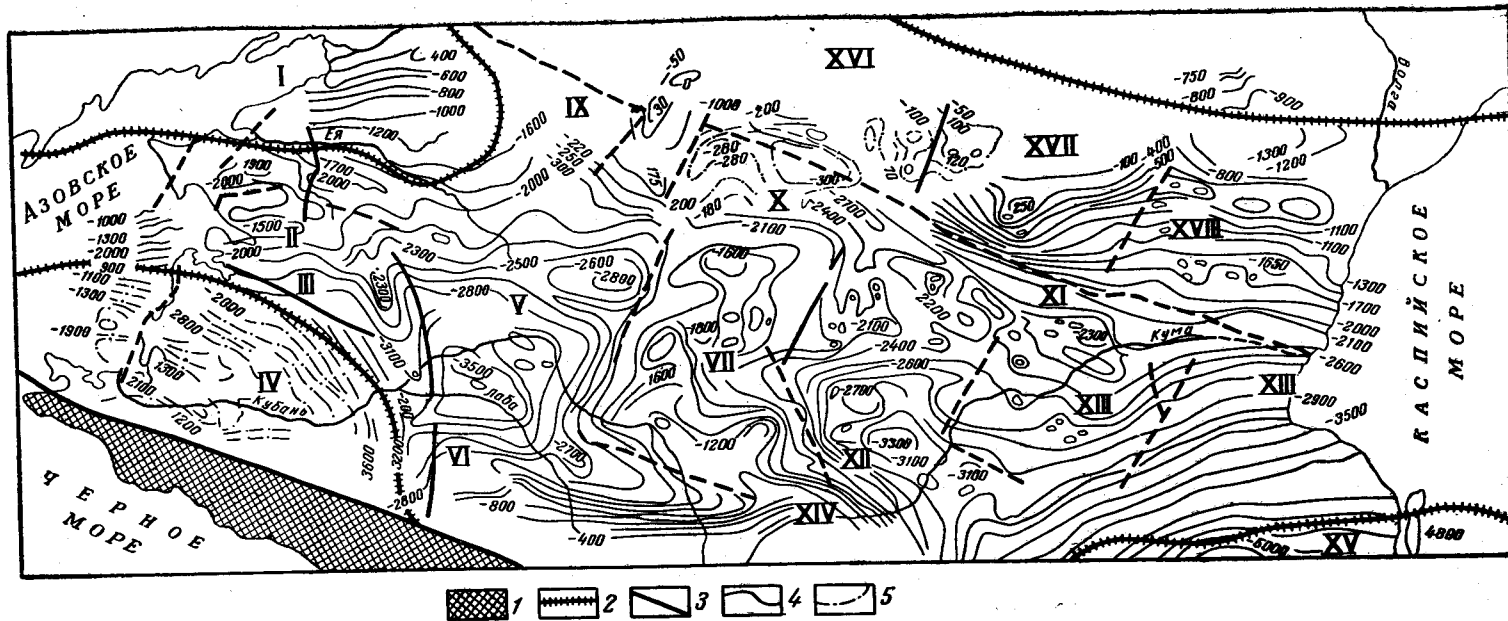


Рис. 72. Структурно-тектоническая схема Предкавказья. По М. С. Бурштару (1964 г.)

I — складчатые сооружения Большого Кавказа; 2 — зоны важнейших разломов; 3 — разломы в фундаменте и нарушения в осадочном чехле; 4 — изогипсы по поверхности верхнемеловых отложений; 5 — предполагаемые изогипсы по поверхности верхнемеловых отложений. I — Ростовский выступ; II — Каневско-Березанское поднятие; III — Тимашевская ступень; IV — Западно-Кубанский передовой прогиб; V — Восточно-Кубанский прогиб; VI — Адыгейский выступ; VII — Ставропольское сводовое поднятие; VIII — Сальское поперечное поднятие, Маньская приразломная зона прогибов; IX — Тузловско-Маньчский прогиб; X — Гудилковский прогиб; XI — Прикумский прогиб; XII — Черноморский прогиб; XIII — Прикумско-Тюленевское поднятие; XIV — Минераловодский выступ; XV — Терско-Каспийский прогиб; вал Карпинского (зона поднятия); XVI — Ремонтненский блок; XVII — Бузгинский блок; XVIII — Промыслово-Цубукский блок

часть характеризуется дифференцированным геомагнитным полем, преимущественно с повышенными значениями. Для районов с близким от поверхности расположением кристаллического фундамента характерно мозаичное строение геомагнитного поля (Ростовский выступ). В южной геосинклинальной части территории геомагнитное поле существенно отличается от поля северной части более спокойным характером магнитных аномалий.

Значительные отличия наблюдаются и в характере гравитационного поля. Платформенная область отражается преимущественным распространением положительных аномалий силы тяжести, часто мозаичного строения и обширными изометрической формы относительно отрицательными аномалиями. В северной и южной частях Предкавказья развиты интенсивные линейные гравитационные аномалии, отвечающие глубоким прогибам, связанным с разломами.

Между складчатым фундаментом и осадочным покровом, начинающимся обычно с отложений юры или нижнего мела, во многих районах Предкавказья развит промежуточный комплекс верхнепермско-триасового, а в некоторых случаях триасо-нижнеюрского возраста\*.

В пределах Предкавказья прежде всего выделяются два крупных района альпийских погружений и больших мощностей мезо-кайнозойских отложений, соответствующих на западе Западно-Кубанскому и на востоке Терско-Каспийскому передовым прогибам с прилегающими к ним геосинклинальными областями Большого Кавказа. Эти прогибы разделены крупным поперечным воздыманием Центрального Предкавказья (Ставропольский свод) и северного крыла Большого Кавказа (Северо-Кавказский краевой массив), где фундамент приподнят относительно впадин и прогибов на высоту от 1000 до 2000—3000 м и образует поперечную перемышку, отделяющую Азово-Кубанскую впадину от Терско-Кумской.

На общем фоне регионального погружения фундамента на юг и юго-восток вырисовывается ряд структур второго порядка: выступы (зоны поднятия), валы и тектонические ступени.

Передовые прогибы Предкавказья в южной части Западно-Кубанского и в приосевой части Терско-Каспийского осложнены поясом складок, которые проходят, по-видимому, вдоль разломов, отделяющих область мезозойской геосинклинали от области молодой Скифской плиты. Таким образом, эта плита в пределах Предкавказья расположена между двумя системами субширотных разломов (Манычской и Пшекиш-Тырныаузской), являющимися звеньями более крупных глубинных разломов, прослеживающихся далеко на восток и запад, в Закаспий и Причерноморье.

### СХЕМА ТЕКТОНИКИ ФУНДАМЕНТА ПРЕДКАВКАЗЬЯ

При рассмотрении вопросов стратиграфии доюрских складчатых образований, составляющих фундамент Предкавказья, уже отмечалась их слабая палеонтологическая обоснованность. Естественно, что сообщаемые ниже сведения о тектонике фундамента Предкавказья должны рассматриваться как сугубо предположительные, подлежащие дальнейшему уточнению по мере поступления новых материалов.

Тектоника фундамента Предкавказья, как части Скифской плиты, изучается с пятидесятых годов нынешнего столетия сначала по материалам геофизических исследований, а затем по кернам первых бур-

\* Промежуточный комплекс по многим признакам близок к геосинклинальным комплексам и скорее относится к фундаменту.— *Прим. ред.*



вых скважин (Ставропольской, Северо-Ставропольских, Сенгилеевской, Невинномысской, Выселковской, Ипатовской, Новоминской, Песчанокопской и др.), которые вскрыли дислоцированные породы палеозоя во многих местах, где раньше предполагалось наличие докембрийского фундамента (Архангельский, 1926, 1932; Герасимов, 1937).

Первая попытка рассмотрения схемы тектоники доюрского фундамента Предкавказья была сделана А. Я. Дубинским в 1953 г.

Касались рассматриваемого вопроса в своих исследованиях В. Е. Хаин (1953), М. В. Муратов (1955, 1956), А. В. Копелиович, И. Ю. Лапкин и Л. С. Темин (1955), Н. И. Цибовский (1956), М. С. Бурштар (1958, 19606), А. Я. Дубинский (1958, 1962), К. Н. Паффенгольц (1959а), А. И. Летавин (1960), Н. Ю. Успенская (1961 г.), М. Ф. Мирчинк и др. (1963), Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963), А. И. Дюков (1964). Ни одна из перечисленных работ не давала достаточно полных представлений о структуре фундамента Скифской плиты, в частности в пределах Предкавказья, и о взаимоотношениях этого фундамента с соседними складчатыми и платформенными областями.

Выполнить эту задачу в настоящее время и тем более в рамках короткой статьи также чрезвычайно трудно, чем и объясняется схематичность последующего изложения.

В основании мощного покрова слабо дислоцированных отложений Скифской плиты располагается фундамент, в строении которого, по данным бурения и геофизических исследований, принимают участие дислоцированные образования девона, карбона, местами перми, среднего и верхнего триаса, нижней юры. Большую роль в его строении играют и отдельные глыбы древнего (добайкальского) кристаллического фундамента различной величины и формы, переработанные средне- и позднегерцинскими тектоническими движениями. Предполагается, что добайкальский фундамент подстилает средне-позднегерцинский, с которым он находится в сложных взаимоотношениях. Наличие в составе фундамента Скифской плиты складчатых байкальских и каледонских образований пока не установлено.

Тектоническое строение фундамента Скифской плиты определяется следующими тремя складчатыми системами, составляющими северную периферию герцинского субширотного Среднеземноморского геосинклинального пояса: Донецкой, находящейся за пределами региона, Крымско-Кавказской и расположенной между ними Ставропольской (рис. 73).

В крайней северо-западной части Предкавказья располагаются добайкальские структуры Украинского массива и его суженного юго-восточного продолжения — Ростовского блока, переработанные герцинскими движениями и разделяющие Донецкую и Ставропольскую системы.

### ДОНЕЦКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

По Главному северному разлому эта система граничит с Русской платформой и в своем развитии тесно связана с нею (Дубинский, 1951, 1962; Дубинский и Дюков, 1964).

Эта герцинская складчатая система по глубоким расколам в теле кристаллического фундамента далеко вдается на запад (Большедонбасский прогиб). Здесь располагается слабо дислоцированный центрально-клинальный участок Донецкой складчатой системы (синклиория) — узкий, грабенообразный Днепровско-Донецкий прогиб. Восточное продолжение системы протягивается до западного побережья Каспий-

ского моря; развитый в ее пределах комплекс осадочных образований девона и карбона дислоцирован в разной мере. Дислоцированные верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения отмечены и на восточном побережье Каспийского моря, на полуостровах Мангышлак и Туаркыр.

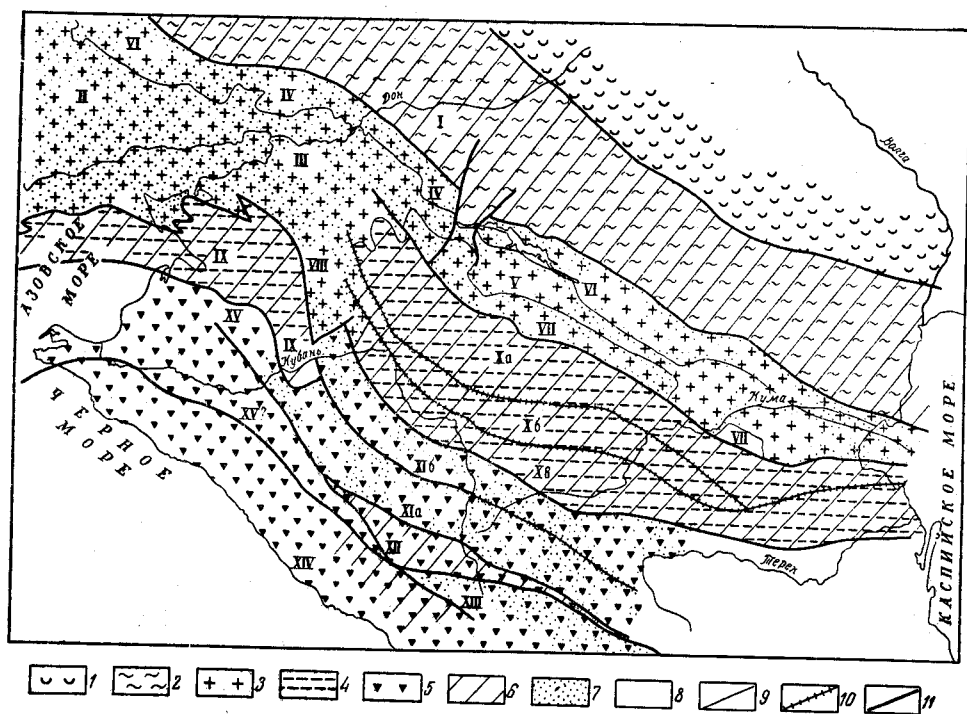


Рис. 73. Схема тектоники фундамента Предкавказья. По А. Я. Дубинскому (1964 г.)

Основные структурные элементы: 1 — Русская платформа (Прикаспийская впадина, Скифская плита); 2 — Донецко-Каспийская складчатая система (I — Донецкий синклиниорий, D — P<sub>1</sub>); 3 — кристаллический щит (II — Украинский массив, РСт; III — Ростовский блок, РСт; IV — Волновахско-Новочеркасский склон, С; V — Маньчский блок, РСт; VI — Гудилловский склон, С; VII — Айгурский синклиниорий, С — Т; X — Прикумский синклиниорий); 4 — Ставропольская складчатая система (IX — Бейсугский синклиниорий, D — С<sub>1</sub>; X — Янкульская зона, D — С<sub>1</sub>, в — Невинномысская зона, D — С<sub>1</sub> и гранитоиды Pz<sub>2+3</sub>); 5 — Крымско-Кавказская складчатая система (XI — Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий; а — Бечасынская зона, РСт + Pz<sub>2</sub> и интрузивы Pz<sub>2</sub>, б — Чайкинская зона, РСт и гранитонды Pz<sub>2+3</sub>); XII — грабен-синклиниорий Передового хребта, D — P<sub>1</sub> и интрузивы Pz<sub>2+3</sub>; XIII — горст-антиклинорий Главного хребта, РСт и интрузивы Pz<sub>3</sub>; XIV — Пшекиш-Бамбакский грабен-синклиниорий — «Промежуточная зона», D — P<sub>1</sub> и интрузивы Pz<sub>2+3</sub>; XV — Краснодарская зона, РСт?). Тип структуры: 6 — синклиниорий; 7 — антиклинорий; 8 — невыясненный. Границы между структурными элементами: 9 — нормальные, 10 — по локальным разрывам, 11 — по глубинным разломам

### УКРАИНСКИЙ МАССИВ И ЕГО ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ

Юго-западнее Донецкого синклинория, примерно до меридиана станции Егорлыкской, простирается юго-восточная суженная часть Украинского массива — Ростовский блок дорифейских кристаллических пород, известный достаточно хорошо по материалам бурения и геофизических исследований. Юго-восточнее, между меридианами станции Егорлыкской и г. Прикумска, по анализу материалов гравиметрической съемки и сейсморазведки КМПВ можно допускать дальнейшее продолжение выступа кристаллических пород, но полоса их делается намного уже, составляя 15—30 км, против 100 км на меридиане станции Куцевской и г. Новочеркаска. Между Кизлярским

заливом и меридианом Прикумск эта предполагаемая полоса кристаллических пород, о которой можно судить по анализу сейсмопрофиля КМПВ Джанай — Черный Рынок, видимо, снова расширяется до 40—70 км. При этом происходит понижение ее современной поверхности от 3000—3500 м ниже уровня моря в районе сел. Яшалта до 6000 м и более у Кизлярского залива (рис. 74). От Донецкой складчатой системы Ростовский блок отделен крупным разломом, отражение которого в мезо-кайнозойском чехле именуется Сало-Манычским сбросом.

### СТАВРОПОЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Южнее Украинского массива располагаются синклиории, объединенные в Ставропольскую складчатую систему. Синклиории этой системы занимают промежуточное положение между областями глубочайших среднепалеозойских погружений, развитых по южному краю Русской платформы (Донецкий бассейн и Днепровско-Донецкая впадина), и в целом значительно менее погруженными синхронными участками Крымско-Кавказской геосинклинали. С таким положением согласуются основные черты их строения — с одной стороны, наличие мощных осадочных толщ, соответствующих по амплитуде и отчасти по времени погружения Днепровско-Донецкому прогибу, а с другой — присутствие интрузивных тел кислого и среднего состава, черты блокового строения, а также резко проявленная складчатость и относительно более высокая метаморфизованность слагающих пород, что, как известно, характеризует Крымско-Кавказскую систему.

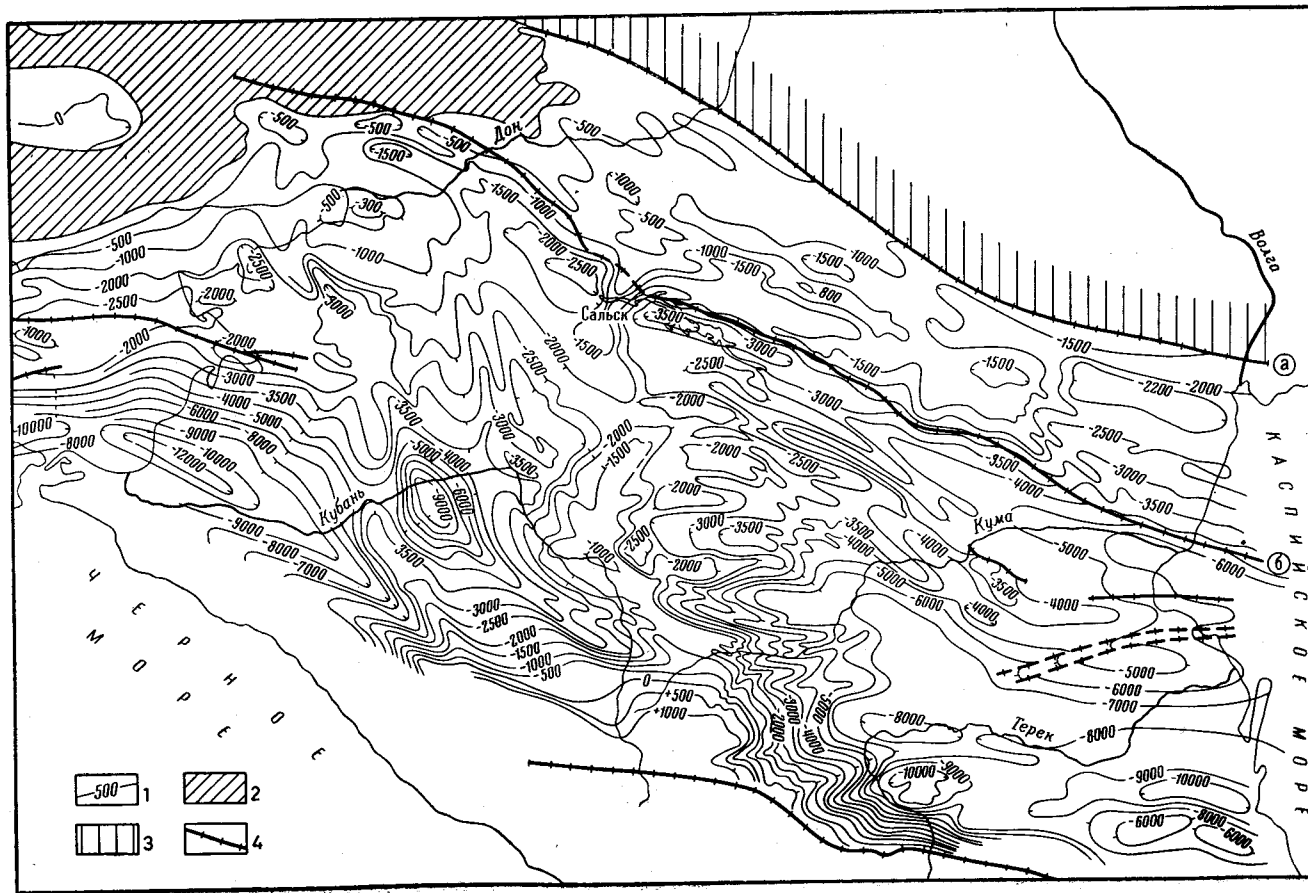
В строении Ставропольской складчатой системы, по ориентировочным данным, принимают участие расположенные кулисообразно с востока на запад Прикумский, Бейсугский и Северо-Крымский синклиории, разобщенные узкими блоками дорифейских кристаллических пород — соответственно Кушевский и Обиточный.

*Прикумский синклиорий.* Располагается к югу от Айгурского склона Манычского блока кристаллических пород. Склон этот сложен отложениями карбона, может быть и нижней перми, дислоцированными сильнее, по сравнению с породами карбона, развитыми на противоположном склоне Манычского блока. Айгурский склон отделен от рассматриваемого синклиория крупным разломом, вдоль которого скважины местами вскрывают интрузивные тела гранитоидного состава (скв. № 64 Тахта-Кугультинская). С запада Прикумский синклиорий ограничен Ростовским блоком, который в районе станицы Егорлыкской расчленяется, образуя два значительно более узких блока — Манычский и расположенный южнее Кушевский. Последний имеет ширину 20—40 км, протягиваясь в юго-восточном направлении. Между этими двумя блоками располагается северо-западная часть рассматриваемого синклиория. На востоке синклиорий замыкается в пределах Среднекаспийской акватории. В плане он имеет форму эллипса, короткая ось которого на меридиане г. Ставрополя достигает 120 км, а длинная — превышает 550 км. Материалы геофизических исследований и глубокого бурения позволяют допускать, что Прикумский синклиорий состоит из трех субпараллельных зон, расположенных с севера на юг: Расшеватско-Благодарненской, Янкульской и Невинномысской. На большей части своего протяжения перечисленные зоны имеют северо-западные простирания.

Расшеватско-Благодарненская зона имеет ширину от 60 км на западе до 30 км на востоке. На меридиане сел. Терекли-Мектеба она, вероятно, выклинивается. В строении зоны принимают участие породы девона и карбона. К девону условно отнесены бурые и шоколадные

Рис. 74. Схематический гипсометрический план подошвы осадочных образований Скифской плиты в пределах Предкавказья и соседних площадей. По А. Я. Дубинскому (1964 г.)

1 — изоглифы подошвы осадочного покрова, проведенные через 500 м до глубины 4000 м ниже уровня моря и через 1000 м до глубины 10 000 м; 2 — выход на поверхность дислоцированных пород Донецкого синклиория и Украинского массива; 3 — участки Русской платформы, примающиеся к Скифской плите; 4 — разломы: главный северный, главный южный (Сало-Маньчский) и др.



песчаники и сланцы, вскрытые в районе Северо-Ставропольского поднятия на абсолютных отметках 1500—1600 м ниже уровня моря. При большой плотности (до  $2,75 \text{ г/см}^3$ ) эти породы слабо дислоцированы. Последнее обстоятельство, а также анализ материалов гравиметрических и магнитных исследований позволяют предположить, что под ними на некоторой глубине залегает жесткая глыба докембрийских кристаллических пород, которая по разломам север-северо-восточного направления контактирует с другими частями рассматриваемой зоны, имеющими северо-западное и субширотное простирание. С этой жесткой глыбой, вероятно, связано и наличие современного субмеридионального Ставропольского поднятия, выраженного в рельефе поверхности фундамента, а также в олигоценовых и более молодых отложениях несколько севернее одноименного города. Слабая изученность основной части Расшеватско-Благодарненской зоны не позволяет характеризовать ее строение с необходимой полнотой. В западной части зоны были установлены палеонтологически охарактеризованные песчано-глинистые и карбонатные отложения нижнего карбона (Песчанокопская опорная скважина), а также мощная карбонатная толща Привольненской площади, скорее всего относящаяся также к нижнему карбону. Западнее Ставропольской жесткой глыбы, судя по простиранию отражающих сейсмических горизонтов и данным бурения, располагается субширотная Расшеватская антиклинальная складка, в ядре которой выходят дислоцированные породы девона. Восточнее глыбы в связи с общим погружением структуры появляются и более молодые отложения — средний и верхний карбон, установленные в скважинах Гороховской, Правокумской, Ачикулакской и Озек-Суатской площадей.

Современная поверхность складчатых пород фундамента Расшеватско-Благодарненской зоны залегает на глубинах от минус 1500 м в районе севернее г. Ставрополя до 3000—4000 м в его юго-восточной части, в районе Ачикулака и Махмуд-Мектеба. Восточнее меридиана г. Ставрополя современная поверхность фундамента в пределах рассматриваемой зоны представляет собой относительно поднятие, отделяющее Восточно-Манычский прогиб от Терско-Каспийского.

Южнее Расшеватско-Благодарненской зоны в пределах Прикумского синклинория располагаются две другие его зоны — Янкульская и Невинномысская. Судя по имеющемуся материалу буровых скважин, они сложены, вероятно, породами среднего—верхнего девона и нижнего карбона. Отложения этого возраста здесь сильно уплотнены ( $\sigma$   $2,70$ — $2,75 \text{ г/см}^3$ ) и интенсивно дислоцированы — углы падения, замеренные по плоскостям напластования, редко бывают менее  $60^\circ$ ; они отличаются одинаковым составом (глинистые и филлитовидные сланцы, реже песчаники) на больших площадях от района Кропоткина—Армавира до Минеральных Вод и станицы Журавской. Области распространения этих отложений отвечают хорошо выраженным гравитационным и в меньшей мере магнитным аномалиям.

В современном структурном плане полоса развития этих дислоцированных пород отличается относительно высоким гипсометрическим положением поверхности доюрского фундамента (абсолютные отметки от  $-1000$  до  $-3000$  м) и наличием на дневной поверхности самых древних образований разреза кайнозойских осадочных отложений (палеоцен—олигоцен). Ширина каждой из рассматриваемых зон  $15$ — $35$  км. Разделены они на том основании, что в Янкульской зоне среди пород фундамента пока не встречены интрузивные тела, тогда как в расположенной южнее, т. е. ближе к Кавказской складчатой системе, Невинномысской зоне наряду с дислоцированными осадочными отложениями скважинами (Первохерсонскими, Кочубеевскими, Надзорнен-



сками, опорной Нагутской) отмечены среднепалеозойские интрузивные тела кислого и среднего состава.

Невинномысская зона, как краевая южная часть Прикумского синклинория, отделена от расположенной южнее Кавказской складчатой системы крупным разломом, фиксированным по появлению в скважинах № 1 и 3 Ровненских и № 1 и 2 Чайкинских метаморфических сланцев. К востоку от меридиана Невинномысска положение этого разлома фиксируется по анализу геофизических материалов.

В целом Прикумский средне-позднепалеозойский синклинорий, по темпу погружения, вероятно, соизмерим с Донецким, а по интенсивности складчатости, чертам блокового строения и проявлениям интрузивного магматизма он сходен с соседними зонами Крымско-Кавказской складчатой системы.

*Бейсугский синклинорий* располагается в Северо-Западном Предкавказье и в северной части Азовской акватории между Кущевским блоком и гипотетической Краснодарской зоной. Кущевский блок отделен описываемый синклинорий от Прикумского. С севера Бейсугский синклинорий ограничен Ростовским блоком дорифейских кристаллических пород, который отделяет его от Донецкого синклинория. В соответствии с этим западная часть его в пределах Азовской акватории и примыкающей к ней с востока современной суши имеет субширотное простирание, сменяющееся на меридиане станицы Березанской устойчивым юг-юго-восточным простиранием, определяемым положением Кущевского блока и описываемой ниже Чайкинской зоны. В плане Бейсугский синклинорий имеет форму неправильного эллипса.

Тектоническое строение рассматриваемого синклинория очень сложно; слагающие его осадочные породы карбона и триаса, местами нижней юры, дислоцированы и разорваны; среди них встречаются небольшие тела секущих даек и силлов кварцевых порфиров и порфириров. Крупные интрузивные тела кислого и среднего состава в пределах рассматриваемого антиклинория пока не обнаружены. Наиболее вероятно наличие их на границе с Краснодарской и Чайкинской зонами и Кущевским блоком. Складки палеозойских\* и триасовых пород могут быть сгруппированы в кулисообразно расположенные антиклинальные и синклинальные зоны, хорошо выраженные в строении современного рельефа поверхности складчатых образований и в нижних горизонтах осадочного покрова. Осадочная толща, составляющая Бейсугский синклинорий, сложенная в складки к средней юре, образовалась в одноименном прогибе на сложном, может быть допозднекарбонном, складчатом субстрате и представляет собой самый молодой складчатый комплекс Предкавказской части Скифской плиты. В районе городов Майкопа и Усть-Лабинска породы верхнего и среднего триаса, нередко дислоцированные, непосредственно налегают на палеозойские граниты Карачаево-Черкесского горст-антиклинория и раннемезозойский Бейсугский прогиб в этом направлении, вероятно, выклинивается. Ширина Бейсугского синклинория на меридиане станицы Брюховецкой достигает 100 км, уменьшаясь в западном и юг-юго-восточном направлениях. Длина его достигает 350 км. Современная поверхность складчатого фундамента Бейсугского синклинория располагается на абсолютных отметках от минус 1500 м (Бейсугское локальное поднятие) до минус 2500—3000 м, местами глубже. В целом поверхность фундамента в пределах рассматриваемого синклинория представляется в виде цепи поднятий, окаймляющей с севера и северо-востока альпийский Западно-Кубанский краевой прогиб.

\* Необходимо отметить, что палеозой нигде в пределах данной зоны пока не вскрыт и все сделанные выводы являются гипотетическими.—Прим. ред.

## КРЫМСКО-КАВКАЗСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В составе Крымско-Кавказской складчатой системы с севера на юг выделяются следующие субпараллельные структурные элементы: Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий, грабен-синклинорий Передового хребта, горст-антиклинорий Главного хребта, Пшекиш-Бамбакский грабен-синклинорий («Промежуточная зона») и Краснодарская зона. Ширина выделенных структурных элементов изменяется в пределах от 15—20 до 70 км и более. Для некоторых из них характерно мощное развитие интрузий кислого и среднего состава.

Ниже подробнее рассматриваются структурные элементы Крымско-Кавказской системы, участвующие в строении фундамента Скифской плиты.

*Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий* располагается в северной части рассматриваемой складчатой системы между Невинномысской зоной Прикумского синклинория и грабен-синклинорием Передового хребта. На северо-западе Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий по предполагаемому разлому север-северо-восточного направления соприкасается с Кушевским блоком кристаллических пород, а его южная часть — с Краснодарской зоной. Юго-восточное продолжение горст-антиклинория, по материалам геофизических исследований, предполагается под осадочным покровом южной части Терско-Каспийского краевого прогиба. Ширина его достигает 70—90 км. В нем могут быть выделены две зоны — Бечасынская и Чайкинская. В структуре осадочного покрова Скифской плиты Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий составляет основание Беломечетской синклинали, юго-восточной центроклинали Восточно-Кубанского прогиба.

Бечасынская зона составляет южную часть горст-антиклинория шириной около 45 км. Юго-восточный (собственно Бечасынский) участок этой зоны в результате денудации альпийского осадочного покрова местами (долины рек Кубань, Малка и Баксан) выходит на дневную поверхность, хотя большая часть площади распространения пород зоны скрывается под осадочным покровом различной мощности. Судя по имеющимся данным, на Бечасынском плато (бурение) и в долинах упомянутых рек наибольшие площади в пределах зоны занимают герцинские гранитоиды, в меньшей мере — гипербазиты. Породы кровли, представленные метаморфическими и кристаллическими сланцами, а также нормальными осадочными породами силура и нижнего кембрия (верхнее течение Малки), имеют незначительное развитие, сохранившись местами от доюрской и более молодой денудации.

Бечасынская зона в области развития осадочного покрова Скифской плиты обычно выражена в виде поднятий погребенного рельефа, вытянутых с северо-запада на юго-восток, и характеризуется отметками до 2500 м и более ниже уровня моря. От расположенных южнее структур Крымско-Кавказской системы зона отделена крупным разломом. Продолжение ее в юго-восточном направлении восточнее долин рек Малка и Баксан вполне возможно, о чем свидетельствуют данные недавно пробуренных между Нальчиком и Алагиром Церик-Гальских скважин № 1 и 8.

На северо-западе Бечасынская зона, видимо, ограничена разломом север-северо-восточного направления, сопряжение ее с Краснодарской зоной остается неясным. Налегание триасовых пород юго-западной центроклинали Бейсугского синклинория на породы рассматриваемой зоны можно рассматривать как распространение триасового прогиба на Бечасынскую зону на поздних стадиях развития Бейсугского синклинория.

Чайкинская зона составляет северную часть Карачаево-Черкесского горст-антиклинория; расположена между Бечасынской зоной Крымско-Кавказской системы и Невинномысской зоной Ставропольской системы, от которых она, вероятно, отделена разломами. Ширина ее редко превышает 30 км. Сведения об этой зоне базируются только на данных геофизических исследований и буровых скважин. Эти данные позволяют предположить большое распространение в ее пределах метаморфических сланцев (скважины Чайкинские, Ровненская № 3) по сравнению с Бечасынской зоной и более молодой возраст гранитоидных интрузий (Зольские и Кавминводская скважины), известных в рассматриваемой зоне. Современная поверхность пород, слагающих Чайкинскую зону, выражена в виде депрессии глубиной свыше 3000 м, выполненной мощными толщами осадочных образований покрова Скифской плиты, причем мощность одних только юрских образований, видимо, не меньше 800—1000 м. Продолжение Чайкинской зоны в северо-западном направлении, по-видимому, ограничено упоминавшимся выше разломом север-северо-восточного направления. В юго-восточном направлении продолжение ее неясно, хотя и не исключено.

*Грабен-синклинории Передового хребта и Пшекиш-Бамбакский* на большей части площади своего развития выступают на дневную поверхность и описаны вместе со всей структурой домезозойского цоколя Большого Кавказа. Грабен-синклинорий Передового хребта восточнее Тырнауза чрезвычайно суживается (до 2—4 км) и уходит под юрские складчатые образования Дагестана. Судя по налеганию триаса непосредственно на докембрий в бассейнах рек Белой и Малая Лаба, можно допустить, что этот грабен-синклинорий в северо-западном направлении выклинивается. Продолжение Пшекиш-Бамбакского грабен-синклинория в северо-западном направлении, видимо, имеет место, хотя этот вопрос остается неясным.

Зона (антиклинорий) Главного хребта, породы которой обнажаются в ядре домезозойского цоколя Большого Кавказа, описана в главе «Стратиграфия».

*Краснодарская зона.* Наличие глыбы кристаллических пород, составляющей фундамент кайнозойского Западно-Кубанского передового прогиба, предполагалось по материалам гравиметрических исследований И. О. Бродом (1958). Им же допускалось наличие глыбы и под дном Терско-Каспийского передового прогиба. Краснодарская зона неясной природы принимается и здесь, причем о ее наличии, кроме гравиметрических исследований, говорят также материалы сейсмической разведки (МОВ и КМПВ) и аэромагнитной съемки. Конфигурация северной и северо-восточной кромки одноименной глыбы могла предопределить и простирание сопряженного с нею Бейсугского синклинория, который отделен от глыбы разломом. Сопряжение Краснодарской глыбы со структурами фундамента, расположенными южнее и юго-восточнее, остается пока неясным. Краснодарская зона отличается весьма глубоким погружением фундамента, поверхность которого, по анализу материалов гравиметрических и сейсмических исследований, залегает на глубинах от —4000 до —10 000 м, а в южной части Азовской акватории подошва фундамента опускается до глубины 12 000 м.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ФУНДАМЕНТА СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

Имеющиеся материалы по тектоническому строению фундамента Скифской плиты дают возможность лишь сугубо предположительно наметить основные этапы его развития. Геологические и геофизические

данные по Днепровско-Донецкой впадине и Донецкому синклинию свидетельствуют о существенном значении в их формировании тектонических движений, проявившихся в промежуток времени от среднего девона до конца каменноугольного периода. Движения эти привели к образованию глубокого и весьма протяженного Днепровско-Донецкого прогиба, возникшего в результате раздробления кристаллического фундамента южной части Русской платформы и обособления от нее Украинского массива. Синхронные движения, обязанные раздроблению кристаллического фундамента на территории современного Предкавказья и Кавказа, привели к возникновению здесь и других положительных (горст-антиклинорий) и отрицательных (грабен-синклинорий) структурных элементов. Тем самым было положено начало образованию Донецкой и Крымско-Кавказской геосинклиналей, а также цепи прогибов Ставропольской геосинклинали как северных периферических участков герцинского Средиземноморского геосинклинального пояса, из которых к концу герцинского цикла возникли одноименные складчатые системы. Различия между этими системами сказались еще на ранних стадиях их геосинклинального развития.

Донецкая система развивалась преимущественно в виде довольно широкого, протяженного, сравнительно однородного прогиба, идеально компенсировавшегося осадками от среднего девона до конца каменноугольного периода. Складчатая же система Кавказа развивалась на фоне резкой тектонической дифференциации кристаллического фундамента. Ставропольская система занимает промежуточное положение между указанными двумя.

Основное различие между этими двумя системами определяется их отношением к магматическим процессам. Донецкая система практически лишена магматических проявлений как на стадии своего геосинклинального развития, так и в начальный период складчатости. Кавказская же система, наоборот, отличается колоссальным развитием магматизма в его эффузивной и интрузивной формах. При этом первая отличается грабен-синклинории типа Передового хребта, вторая же характерна для горст-антиклинорий. Отличаются обе системы и по характеру региональных метаморфических процессов. Породы девона и карбона Донецкой системы, несмотря на внушительные размеры их погружения (12—20 км), остались на стадии глинистых сланцев, тогда как синхронные образования, развитые в грабен-синклинориях Кавказской системы и претерпевшие сравнительно меньшие погружения, оказались в ряде случаев метаморфизованы значительно сильнее (филлиты).

Во времени обе рассматриваемые системы развивались не синхронно. Наиболее активные движения Кавказской системы, приведшие к образованию ее основных структурных элементов, приходится на средний палеозой (девон — ранний карбон). Именно в это время сформировались зоны Главного хребта, Передового хребта, Карачаево-Черкесская, а также, видимо, южные зоны Прикумского синклинория (Невинномысская и Янкульская). К концу башкирского века здесь практически завершились грандиозные интрузивные процессы и метаморфические преобразования, резко проявилась складчатость. В последующие отрезки палеозойской эры и в раннем мезозое в пределах Кавказской складчатой системы протекали значительно более слабые процессы, завершившие ее формирование в том виде, в каком складчатые образования предстают перед нами в настоящее время.

В Донецкой системе формирование прогиба, начавшееся также в среднем девоне, наиболее интенсивно протекало, наоборот, в течение среднего и позднего карбона, т. е. вслед за окончанием герцинского геосинклинального этапа развития на Кавказе. Завершился геосинкли-

нальный этап развития Донецкой системы в начале пермского периода, когда всю территорию ее охватили складчатые процессы. В слабой степени на периферии системы отмечены и более поздние погружения и складчатость (поздняя пермь, триас).

Северная часть Прикумского синклинория завершила этап своего геосинклинального развития в то же время, что и Донецкая система. Складчатость и поднятие, протекавшие в этих структурах в начале пермского периода, сопровождались погружением разделявшего их Манычского блока кристаллических пород и его Гудиловского и Айгурского склонов. В результате образовался Восточно-Манычский прогиб, заполненный карбонатными отложениями пермского возраста.

Развитие Бейсугского и Прикумского синклинориев, особенно первого из них, а может быть, и Краснодарской зоны, вероятно, тесно связано с завершающими фазами герцинского тектонического цикла на Кавказе. В пределах Бейсугского синклинория отмечены наиболее юные складчатые образования (триас) \*.

Начиная с юрского периода складчатые породы, размытые в разной степени, скрываются под осадочные образования — происходит формирование Скифской плиты.

В связи с тем что строение Западного, Центрального и Восточного Предкавказья значительно различается по структуре осадочного чехла, описание их дано отдельно.

### ЗАПАДНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ

На территории Западного Предкавказья выделяются разнородные тектонические элементы. На севере прослеживается Ростовский выступ Украинского щита древней Русской платформы, южнее протягивается Скифская молодая плита, а затем краевые прогибы и окраинная часть альпийского складчатого сооружения Большого Кавказа. Эта субширотная тектоническая зональность осложняется поперечными структурами, секущими как платформу, так и складчатую область. Сложное переплетение продольной кавказской зональности и поперечной (антикавказской, субмеридиональной) обусловило такую особенность современной структуры, при которой продольные зоны по простиранию резко замещаются зонами с отличным тектоническим строением (рис. 75, 76).

В связи с тем что в Западном Предкавказье начиная с олигоцена дифференциальные движения заметно ослабевают, комплекс осадков олигоцена, неогена и антропогена в общем образует обширную Азово-Кубанскую впадину асимметричного строения с пологим северным бортом и более крутым южным, местами осложненными складчатостью. Впадина ограничена на севере южным склоном Украинского щита, на востоке Ставропольским сводом и Минераловодским выступом, а на юге Большим Кавказом. На запад она прослеживается через Азовское море до Центрально-Крымского поперечного поднятия. На самом севере впадины кровля майкопской серии имеет абсолютные отметки менее 100 м, на широте г. Тихорецка она погружается до 700—800 м ниже уровня моря, у г. Краснодара до 2500 м, а западнее, в сторону Темрюкского залива, опускается до 3000—3200 м.

В пределах Ростовского выступа Украинского щита на кристаллических породах докембрия полого залегают меловые отложения. На выступе установлен ряд антиклиналей, приуроченных в основном к разрывам фундамента. На Ейском полуострове складки имеют северо-

\* Триас и ляс, вероятно, правильнее рассматривать как самостоятельный этап тектонического развития региона.— *Прим. ред.*



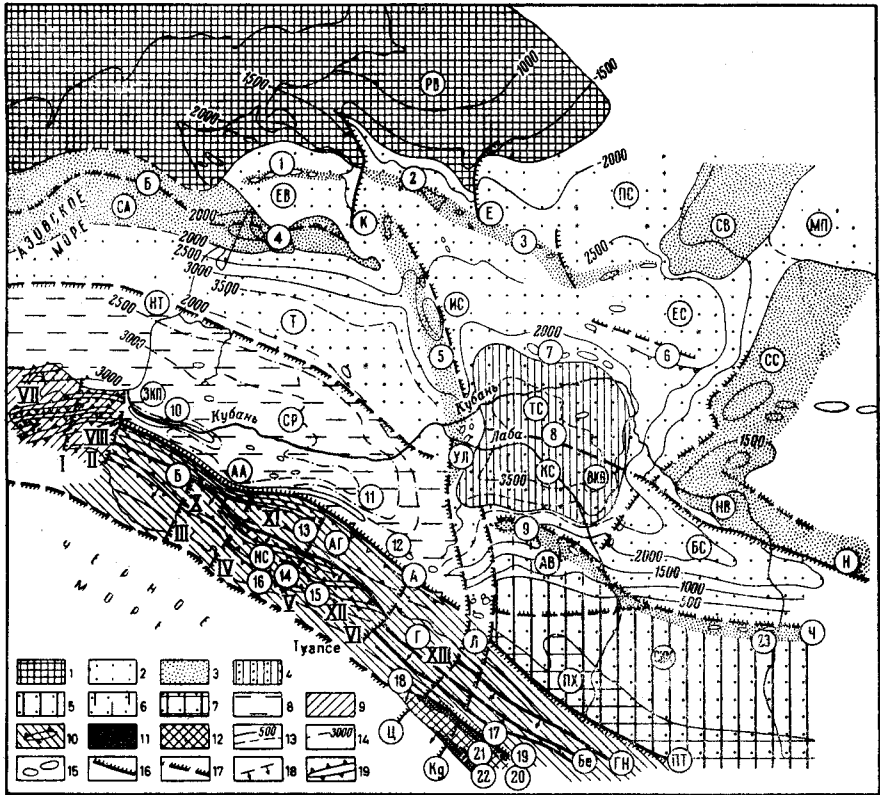


Рис. 75. Тектоническая схема Западного Предкавказья и Западного Кавказа. По А. Н. Шарданову (1962 г.)

**Докембрийская платформа.** 1 — Украинский щит докембрийской платформы. **Эпигерцинская платформа.** 2 — эпигерцинская (Скифская) плита; 3 — поднятые участки плиты; 4 — центральная, наиболее погруженная часть Восточно-Кубанской впадины; 5 — Северо-Кавказский краевой массив эпигерцинской платформы; 6 — Адыгейский выступ краевого массива, испытавший погружение в кайнозой; 7 — наиболее поднятая часть массива (зона Передового хребта), где фундамент обнажен на поверхности; 8 — Западно-Кубанский передовой прогиб; 9 — Керченско-Таманский поперечный прогиб, наложенный частично на геосинклинальную область Большого Кавказа. **Альпийская геосинклинальная область.** 10 — складчатая область геосинклинального трога Большого Кавказа; 11 — Абхазская пологоскладчатая область Грузинской глыбы; 12 — зона Воронцовского покрова; 13 — изгибсы по кровле альба; 14 — изгибсы по кровле майкопской серии; 15 — локальные складки на платформе и в передовом прогибе; 16 — зоны разломов фундамента, проявляющиеся в мезо-кайнозойских породах разрывами или флексурами; 17 — зоны наиболее крупных глубинных разломов и шовные зоны; 18 — надвиги в зоне складчатого Кавказа (стрелки — в сторону надвижения); 19 — антиклинальные зоны Западного Кавказа, Таманского полуострова и южной части Западно-Кубанского прогиба. **Платформенная область.** РВ — Ростовский выступ Украинского щита; ЕВ — Ейская впадина; ПС — Песчанокопская седловина; СВ — Сальский выступ; МП — Маньчский прогиб; ЕС — Егорлыкская синклиналь; СА — Средне-Азовское поднятие; Т — Тимашевская ступень; ИС — Ирклиевская синклиналь; ВКВ — Восточно-Кубанская впадина; ТС — Тбилисская синклиналь, КС — Курганнская синклиналь, ВС — Беломечетская синклиналь; СС — Ставропольский свод; НВ — Невинномысский вал; УЛ — Усть-Лабинский выступ; СКМ — Северо-Кавказский краевой массив; АВ — Адыгейский выступ, ПХ — зона Передового хребта. **Зоны разломов:** К — Канеловская, Б — Бейсуская, Е — Екатеринбургская, НТ — Новотитаровская, Н — Невинномысская, Ч — Черкесская. **Зоны локальных поднятий** (цифры на схеме): 1 — Шербиновская, 2 — Ленинградская, 3 — Новопокровская, 4 — Каневская, 5 — Березанская, 6 — Расшеватская, 7 — Кропоткинская, 8 — Темиргоевская, 9 — Майкопская и Ярославская, 23 — Фроловско-Черкесская. **Передовой прогиб.** ЗКП — Западно-Кубанский прогиб; СР — Славяно-Рязанская, АА — Адагумо-Афипская синклинальные зоны, 10 — Анастасиевско-Краснодарская, 11 — Калужская антиклинальные зоны. **Складчатая область Большого Кавказа.** А — Ахтырская зона; ПТ — Пешкиш-Тырныаузская шовная зона; АГ — Абино-Гунайский синклинорий; 12 — Азовская антиклинальная зона; 13 — Псебеский горст-антиклинорий; Г — Гойтхский антиклинорий; НС — Новоросийский синклинорий; 14 — Тхабская синклинальная зона, 15 — Семигорская антиклинальная зона; 16 — Анапско-Агойская синклинальная зона; Б — Безепский надвиг; ГН — Главный надвиг; БН — Бекшеийский надвиг; 17 — Амуско-Аутлинская подзона; 18 — Лазаревская подзона; 19 — Чвежипсинская зона; Абхазская область: 20 — зона Ахлу, 21 — Воронцовский покров, 22 — Адлерская депрессия. **Поперечные зоны Западного Кавказа и Таманского полуострова.** Поперечные флексуры: I — Вышестеблевская, II — Джигинская, III — Молдавская, IV — Геленджикская, V — Афипская, VI — Туапсинская, Ц — Цицинский разлом, Кд — курджипский разлом. Поперечные ступени: VII — Запорожская, VIII — Ахтанизовская, IX — Гладковская, X — Неберджаевская, XI — Северская, XII — Псекупская, XIII — Пишишская, Л — Лагонакская



западное простираие. Восточнее, по южному краю выступа, наблюдаются субмеридиональные разрывы с приподнятыми западными блоками, которые образуют антиклинальные зоны (Канеловская, Екатериновская).

Южнее и восточнее Ростовского выступа располагается эпигерцинская платформа, фундаментом которой является складчатый комплекс палеозоя. Выше местами (Ейско-Березанский район) выделяется триасовый структурный этаж, выполняющий раннемезозойские грабены и отличающийся большей дислоцированностью (вдоль разрывов и складок) по сравнению с вышележащими структурными этажами мезозойского платформенного чехла. В северо-западной части описываемой территории, в Ейской впадине, в синклинальных прогибах выше триаса залегают среднеюрские отложения, образующие следующий структурный этаж. Выше повсеместно в северной половине эпигерцинской платформы на породах палеозоя, триаса и юры залегают нижний мел, начинающийся с континентальных пород апта.

Вдоль южной границы Ростовского выступа, т. е. по северному борту Ейской впадины, прослеживаются зоны погребенных антиклиналей широтного простираия: Щербиновская, Староминская, Ленинградская и протягивающаяся восточнее вплоть до Сальского выступа Ново-Покровская зона пологих складок. Все эти структуры, а также складки, выделяющиеся южнее до широты г. Усть-Лабинска, фиксируются лишь в нижних структурных этажах платформенного чехла (триасовом, юрском, мел-эоценовом), а по верхнему структурному этажу чехла (олигоцен—неоген), за исключением нескольких поднятий (Расшеватское, Бейсугское), они почти не отражаются.

Вдоль южного борта Ейской впадины протягивается широтная Каневская зона, уходящая на запад в Азовское море, где ее продолжением является крупное Средне-Азовское поднятие. Складки Каневской зоны (Бейсугская, Каневская и Челбасская), являясь приразломными, вытянуты вдоль Бейсугского разлома, секущего породы фундамента, триаса, юры и, возможно, низы мела. Южнее Каневской зоны располагается так называемая Тимашевская ступень, на которой породы чехла полого погружаются к югу; в ее пределах установлены лишь единичные погребенные пологие антиклинали северо-западного простираия. Южным ограничением Тимашевской ступени является Новотитаровская зона разломов, на которой протягивается Западно-Кубанский передовой прогиб, выполненный мощной толщей мезо-кайнозойских отложений; фундамент здесь опущен на глубину 10—12 км.

Вдоль восточного края Тимашевской ступени в субмеридиональном направлении вытянут Березанский вал, начинающийся на севере Крыловской складкой, южнее которой выделяются небольшая Сердюковская, а за нею крупная Березанская антиклинали. За южное окончание Березанского вала принимается Усть-Лабинский выступ, на котором установлены небольшие по размерам пологие антиклинали: Усть-Лабинская, Двубратская, Ладожская и Некрасовская. Все складки погребены под моноклиально лежащей майкопской серией, по меловым отложениям углы наклона слоев на крыльях достигают 8—10°. Нижний мел в сводах структур залегают на триасовых отложениях и лишь на Сердюковской антиклинали установлены осадки средней юры. На самой южной оконечности Усть-Лабинского выступа выделяется глубоко погребенная антиклиналь Великая, где нижний мел залегают непосредственно на гранитах верхнего палеозоя.

Березанский вал является поперечной структурой и приурочен к системе глубинных поперечных разломов, хорошо обоснованных южнее, где они разделяют Западно-Кубанский прогиб и Адыгейский

выступ Северо-Кавказского краевого массива эпигерцинской платформы, а затем секут складчатую область Большого Кавказа и намечаются в области Черного моря.

К востоку от Березанского вала и северо-востоку от Адыгейского выступа располагается крупная глубокая внутриплатформенная Восточно-Кубанская впадина\*. На востоке ее ограничивает Ставропольский свод. Впадина в широком понимании имеет большие размеры и на юго-востоке протягивается до Минераловодского выступа, а на севере постепенно выполаживается и сливается с Ейской впадиной, через Песчанокопскую седловину соединяется с Тузлово-Маньчским прогибом, а через Егорлыкскую на северо-востоке сливается с Маньчским прогибом. На юго-западе через перемычку между Усть-Лабинским и Адыгейским выступами она соединяется с Западно-Кубанским прогибом.

Центральная зона Восточно-Кубанской впадины, где фундамент погружен на глубину около 8000 м, располагается между городами Армавиrom и Усть-Лабинском. С севера эта зона ограничена Кропоткинской антиклинальной зоной, с юга — Адыгейским выступом. Почти посредине она разделена Темиргоевским поднятием, являющимся глубоко погребенным западным продолжением Невинномысского вала. Севернее Темиргоевского поднятия выделяется Тбилисская синклиналь, южнее — Курганинская, на юго-восточном продолжении которой располагается Беломечетская синклиналь. Последняя ограничена на севере Невинномысским валом, на юге — Северо-Кавказским краевым массивом, на востоке — Минераловодским выступом, на западе — системой погребенных антиклиналей (Лабинская, Чамлыкская, Новоалексеевская и др.), вытянутых в северо-восточном направлении и приуроченных, по-видимому, к разлому, лежащему на продолжении разломов, ограничивающих Ставропольский свод на западе. Складки эти куполовидные, пологие по нижнему мелу, структура их по юре пока изучена недостаточно. В западной части Беломечетской синклинали также выделяется ряд складок (Южно-Советская, Бескорбненская, Чайкинская), где апт-альбский вулканогенно-осадочный комплекс залегает трансгрессивно на породах верхней и средней юры.

В Курганинской синклинали также выделяются локальные погребенные складки (Кошехабльская), еще недостаточно изученные. В Тбилисской синклинали установлена Соколовская погребенная антиклиналь, в своде которой на гранитоидах верхнего палеозоя залегают апт-альбские, а на южном крыле ниже-среднеюрские отложения; к северо-востоку и востоку от нее фиксируется еще несколько пологих складок. В западной части синклинали установлены Ловлинская и Ванновская структуры. По северному борту Тбилисской синклинали протягивается Кропоткинская антиклинальная зона, состоящая из узких погребенных складок; на западе выделяются Митрофановская структура, в которой альб залегает на метаморфических сланцах, условно ниже-среднепалеозойского возраста, восточнее выделяются Кавказская, Кропоткинская (альб здесь лежит на среднем палеозое и карбоне) и Темижбекская антиклинали.

К северу от Кропоткинской зоны протягивается Расшеватская антиклиналь. Альбские осадки здесь залегают на красноцветах перми и черных сланцах карбона. Еще севернее выделяется плоская Егорлыкская синклиналь, соединяющаяся на западе с Ейской впадиной, а на северо-востоке — с Маньчским прогибом.

\* Под Восточно-Кубанской впадиной в данном случае понимается Восточно-Кубанский прогиб и Тихорецко-Кропоткинская впадина. — *Прим. ред.*

Граница между Восточно-Кубанской впадиной и Северо-Кавказским краевым массивом проходит вдоль регионального черкесского разлома, к которому в осадочном чехле приурочен ряд погребенных антиклиналей. На западной оконечности его северной ветви располагается майкопская антиклиналь, осложненная по фундаменту и низам чехла продольными и поперечными разрывами. В своде складки фундамент представлен гранитами верхнего палеозоя, на крыльях — кристаллическими сланцами предположительно нижнего или среднего палеозоя. На гранитах залегает нижний мел (неоком?), а на крыльях — нижняя юра. К юго-западу от майкопской складки вдоль Черкесского разрыва выделяются Кужурская (фиксируется лишь по юрским отложениям) и Ярославская структуры. Дальше на юго-восток известны Урупская, Фроловская, Черкесская антиклинали, где в ядрах под моноклиальной верхней юрой залегают граниты, а на крыльях — нижне-среднеюрские осадки. Южнее этих краевых складок Северо-Кавказского массива располагается моноклиаль, где на фоне пологого северного падения пластов наблюдается слабая складчатость (Тульская антиклиналь).

Южный подвижный край Скифской плиты в Западном Предкавказье состоит из двух элементов. Западная часть, охватывающая предгорную равнину до р. Пшеха и прилегающую зону Азовского моря, составляет опущенную его часть и с олигоцена превратилась в Западно-Кубанский передовой прогиб, а восточная, включающая зону Передового хребта и моноклиаль северного склона Центрального Кавказа вместе с Адыгейским выступом, образует приподнятый край эпигерцинской платформы, причисленный к Большому Кавказу (Северо-Кавказский краевой массив).

Западно-Кубанский передовой прогиб представляет собой глубоко погруженную структуру, фундамент которой, по данным геофизических исследований, опущен на 10—12 км. На севере прогиб ограничен Новотитаровским разломом, на юге — Ахтырским, на востоке — Цицинским и Курджипским, на западе — Джигинским, за которым следует впадина Азовского моря.

В центре Западно-Кубанского прогиба протягивается продольная Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона, западные складки которой по олигоцен-неогену имеют диапировое или криптодиапировое строение. Севернее Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны простирается широкая Славянско-Рязанская депрессия с несколькими пологими антиклиналями по неогену. Южнее выделена сравнительно узкая Адагумо-Афипская синклиальная зона, в которой также установлены пологие антиклинали.

Вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба прослеживается частично погребенная Калужская антиклинальная зона; на западе зоны складки по олигоцен-неогену диапировые и криптодиапировые (Северо-Адагумская, Кеслеровская, Кудак-Киевская, Северо-Ахтырская), а на востоке нормального строения (Восточно-Северская, Ново-Дмитриевская, Калужская), причем на Ново-Дмитриевской площади верхний маастрихт залегает непосредственно на альбе. В юго-восточной части Западно-Кубанского прогиба по южному борту выделяется группа погребенных складок Безводненской зоны (Ширванская, Безводненская, Дагестанская). К северо-западу вдоль южного борта установлена погребенная Хадыженская антиклинальная зона, вероятно, продолжающая Калужскую. Палеоген здесь моноклиально с большим угловым несогласием залегает на нижнем мелу, смятом в складки.

Ахтырский глубинный разлом, разделяющий альпийские складчатые сооружения Западного Кавказа и Западно-Кубанский прогиб



Скифской плиты, в течение всего мезо-кайнозоя являлся границей областей движений разной направленности; в юре и раннем мелу опустился южный блок, а с олигоцена — северный. Вдоль разлома в начале олигоцена образовалась Азовская антиклинальная зона, в которой породы мезозоя и палеоцен-эоцена смяты в сложной складки. Зона эта в одинаковой мере принадлежит уже складчатой системе Западного Кавказа.

### ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ

Основную часть Центрального Предкавказья занимает Ставропольский свод, являющийся самым крупным в Предкавказье поперечным поднятием, одним из звеньев протяженной области поперечного воздымания, прослеживающегося через весь Кавказ, Скифскую плиту и Русскую платформу. В пределах Центрального Кавказа этой области поперечного воздымания соответствует горстообразное поднятие докембрийских и палеозойских пород, занимающих наиболее высокое гипсометрическое положение.

Собственно Ставропольский свод представляет собой крупный выступ палеозойского складчатого основания. Он отчетливо вырисовывается и в осадочном чехле в виде обширной платформенной структуры, несколько вытянутой в субмеридиональном направлении. Наиболее приподнятая часть фундамента отмечается в пределах южной части свода (Армави́ро-Невинномысский вал) в районе пос. Надзорного (—763 м). На севере уже в пределах Северо-Ставропольского поднятия поверхность фундамента фиксируется на отметках —1625 м в районе сел. Безопасного и —2007 м на Кугультинской площади (северная окраина свода).

Склон Ставропольского свода, обращенный в сторону Азово-Кубанской впадины, крутой, восточный склон относительно пологий. Он осложнен небольшим Спицевским прогибом широтного простирания, раскрывающимся в относительно глубокий и обширный Чернолесский прогиб. Последний отделяет Ставропольский свод от Прикумско-Тюленевской зоны поднятия Восточного Предкавказья.

В пределах Ставропольского свода, особенно в его северной части, развиты локальные структуры типично платформенного строения — больших размеров с пологими крыльями и изометричной формы, в то время как структуры южной части свода несут черты, переходные от геосинклинального к платформенному типу, они узкие, вытянутые и с относительно крутыми крыльями.

Ставропольский свод отделен от Большого Кавказа узким, высоко приподнятым и относительно пологим прогибом (Беломечетским) с отчетливо выраженной линейной складчатостью кавказского простирания. На востоке этот прогиб замыкается и переходит в западное крыло Минераловодского выступа.

### ВОСТОЧНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ

Основную часть Восточного Предкавказья занимает обширная Терско-Кумская впадина. В ее пределах на общем фоне регионального погружения палеозойского основания в южном и юго-восточном направлениях выделяется система тектонических ступеней, поднятий и прогибов. На юге впадина постепенно сливается с платформенным склоном палеоген-неогенового передового Терско-Каспийского прогиба.

Выделенные по фундаменту структурные элементы отчетливо отражаются в мезозойском комплексе осадков, несколько слабее фиксиру-

ются в палеогене и совершенно затухают в более молодых слоях неогенового комплекса.

Одним из наиболее крупных структурно-тектонических элементов Терско-Кумской впадины является Прикумско-Тюленевская зона поднятий (сложный вал), состоящая из двух крупных валов — Озек-Суатского и Сухокумского (М. С. Бурштар, 1964 г.).

С юга это поднятие ограничено Бажиганским прогибом, осложняющим платформенный борт Терско-Каспийского передового прогиба. На северо-западе Прикумско-Тюленевское поднятие через Арзгирскую перемычку сочленяется с северо-восточной оконечностью Ставропольского свода. Северный склон вала круто обрывается в Прикумский прогиб, являющийся одним из звеньев Манычской системы прогибов.

Прикумско-Тюленевская зона поднятий на севере, юге и западе ограничена разломами. Разломы установлены также и внутри этой зоны; они пересекают ее на ряд ступенчато расположенных блоков, погружающихся на юго-восток. Западная часть Прикумско-Тюленевской зоны несколько приподнята относительно восточной.

Сопоставление данных, характеризующих глубинное строение Озек-Суатской и Сухокумской частей поднятия, указывает на существенное погружение поверхности фундамента — от 3400—3500 м в Озек-Суатском районе до 4500—5000 м в районе Кизлярского залива. В связи с этим общие мощности юрских и меловых отложений увеличиваются с запада на восток и достигают 1200—1300 м. По данным сейсмических исследований, установлено, что южный склон Прикумско-Тюленевской зоны поднятий осложнен локальной складчатостью, продолжающейся и в акватории Каспийского моря в Кизлярском заливе.

Дизъюнктивные нарушения в этой зоне прослеживаются в основном в теле фундамента и в самых нижних горизонтах осадочного чехла до апта включительно. Выше по разрезу они затухают и выражены в виде флексур, выполаживающихся кверху.

В досреднеюрское время рассматриваемая зона характеризовалась активной тектонической деятельностью, обусловившей подвижки блоков фундамента, сопровождавшиеся проявлениями вулканизма.

Прикумско-Тюленевская зона поднятий характеризуется наличием многочисленных локальных структур, располагающихся по нескольким тектоническим линиям, направление которых совпадает с простираемием субширотных нарушений (Зимняя Ставка — Приозерная, Озек-Суат — Легокумская, Камыш-Бурун — Правокумская и Сухокумская — Русский Хутор Южный).

К югу от Прикумско-Тюленевской зоны поднятий выделяется Терско-Каспийский передовой прогиб, в пределах которого развит ряд протяженных складчатых зон. Наиболее крупная из них это полоса передовой складчатости Кавказа, отчетливо подразделяющаяся на три тектонические зоны: Терско-Сунженскую, Южно-Дагестанскую и Дагестанскую зону прибортовых третичных складок, или Дагестанский клин.

В Терско-Сунженской зоне выделяются две сложно построенные крупные структуры, связанные с Терским и Сунженским антиклинориями (антиклинальными зонами). Центральные части Терской и Сунженской антиклинальных зон представлены серией параллельно вытянутых антиклиналей, разделенных синклиналями, носящими характер синклинальных прогибов в сводах антиклинорий. Складки эти имеют по олигоцен-миоценовым слоям острую, нередко веерообразную форму и осложнены взбросо-надвигами; ниже майкопской серии строение их упрощается и своды становятся полого-выпуклыми. Периклинали антиклинорий выражены коробчатыми антиклинальными складками

с плоскими сводами по мезозойским отложениям, иногда осложненными разрывами в миоценовых слоях. Оба антиклинория разделены Петропавловской, Алханчуртской и Акбашской синклиналими.

В Дагестанской зоне прибортовых третичных складок выделяются Восточная и Западная антиклинальные зоны, представляющие собой цепочки брахиантиклинальных структур, характеризующиеся довольно сложным строением. В полосе побережья и шельфа не очень отчетливо выделяется третья антиклинальная зона — Приморская. Все указанные

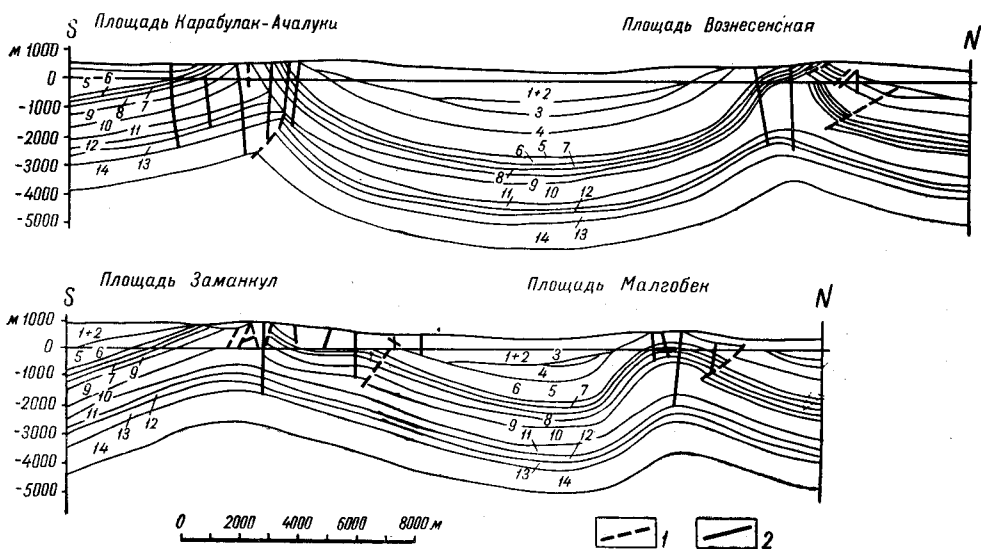


Рис. 77. Геологические разрезы Передовых хребтов Терско-Каспийского прогиба. По В. П. Крымову

1 — тектонические нарушения; 2 — буровые скважины. Цифры на карте: 1 — апшеронский ярус ( $N_2^a p$ ); 2 — ачкагыльский ярус ( $N_2^a k$ ); 3 — средний плиоцен ( $N_2^2$ ); 4 — мэотический ярус ( $N_2^3 m$ ); 5 — сарматский ярус, верхний подъярус ( $N_1^3 s_1$ ); 6 — сарматский ярус, средний подъярус ( $N_1^2 s_2$ ); 7 — сарматский ярус, нижний подъярус ( $N_1^1 s_3$ ); 8 — средний миоцен: караганский и конкский горизонты ( $N_1^2 k + kn$ ); 9 — средний миоцен: чокракский и тарханский горизонты ( $N_1^2 c + t$ ); 10 — средняя и верхняя подсерия майкопской серии ( $N_1^1 + P g_3^2 m k$ ); 11 — нижняя подсерия майкопской серии ( $P g_1^1 m k$ ); 12 — палеоцен и эоцен неразделенные ( $P g_{1+2}$ ); 13 — верхний отдел меловой системы ( $C g_2$ ); 14 — нижний отдел меловой системы ( $C g_1$ )

зоны сложены мезо-кайнозойскими отложениями, имеют коробчатое строение, плоский свод и крутые крылья, часто нарушены разрывами типа сбросов, взбросов и надвигов.

В состав Дагестанского клина входят Сулакский и Эльдамо-Кукуртайский выступы и разделяющий их поперечный Капчугайский прогиб. В пределах Дагестанского клина отмечается постепенное затухание линейной складчатости антиклинальных зон Южного Дагестана. В связи с этим поперечным подъемом вытянутые складки указанных зон в пределах клина принимают изометричные расплывчатые очертания.

Севернее полосы третичной складчатости выделяется глубоко погруженный Терско-Сулакский прогиб, занимающий обширное пространство равнинной части Дагестана. В геологическом отношении эта область рассматривается как часть Среднекаспийского срединного массива (по И. О. Броду), резко погруженного на последнем этапе геологического развития.

В современной структуре Терско-Каспийского прогиба этот элемент рассматривается как плоскодонная впадина, ориентированная в субширотном направлении и выполненная мощной толщей кайнозойских и,

возможно, верхнемезозойских отложений (рис. 77). От полосы третичной складчатости прогиб отделяется узким рвом. Сочленение Прикумско-Тюленевской зоны поднятий с Терско-Сулакским прогибом, видимо, осуществляется по разлому.

По результатам исследования неоген-четвертичного комплекса и геоморфологическим исследованиям в Терско-Сулакском прогибе выделяется пять антиклинальных зон широтного простирания: Кизлярская, Бабаюртовская, Акташская, Сулакская и Богатыревская.

Богатыревская антиклинальная зона расположена в южной части Терско-Сулакского прогиба и является, по-видимому, северо-западным продолжением третьей (Приморской) антиклинальной зоны Южного Дагестана.

Сулакская зона соответствует флекуре и состоит из ряда вытянутых в широтном направлении структур. К северу от нее выделяются еще три названные выше антиклинальные зоны, которые в настоящее время изучены геоморфологическими и частично геофизическими методами.

На западе Терско-Каспийский передовой прогиб ограничен Минераловодским выступом, который так же как и Адыгейский выступ в Западном Предкавказье, является поперечным поднятием и характеризуется повышенным залеганием древних пород. В его пределах известно несколько пологих брахиантиклинальных складок, сложенных мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Ставропольский свод и Терско-Кумская впадина отделяются от расположенного на севере так называемого кряжа Карпинского, являющегося погребенным юго-восточным продолжением Донбасса, системой Манычских (на северо-западе Тузово-Манычских) прогибов. Последняя прослеживается в виде полосы больших градиентов силы тяжести от западного побережья Каспийского моря до северной оконечности Ростовского выступа. Манычская система прогибов погружается в юго-восточном направлении; в этом же направлении происходит и нарастание глубин фундамента от 1000—1400 м на северо-западе до 4500 м и более на юго-востоке.

Система указанных прогибов генетически связана с зоной разломов, характеризующейся длительностью и унаследованностью развития, по-видимому, с палеозойского времени. Наличие этих разломов обусловило интенсивное прогибание Манычской зоны и накопление мощных толщ пермо-триаса и мезо-кайнозоя. Пермо-триасовые толщи выполняют прогибы в допермском фундаменте, нивелируя его рельеф и определяя завершающий этап герцинского тектогенеза.

Структурные элементы Восточного Предкавказья продолжают под водами Каспия. Фундамент здесь, так же как и на суше, сложен породами палеозойского (допермского) возраста в южной части и пермо-триасового в северной.

К югу в центральной части Каспия, по данным гравиметрии, выделяется Среднекаспийское сводовое поднятие, где поверхность палеозойского фундамента устанавливается на глубинах 3—4 км.

Прикумско-Тюленевская зона поднятия продолжается в пределах акватории Кизлярского залива. Это подтверждается геофизическими данными, указывающими на присутствие в Кизлярском заливе крупного поднятия. Терско-Каспийский краевой прогиб также прослеживается на юго-восток в пределах акватории Каспия.

Современный структурный план Предкавказья сформировался в результате сложных преобразований, в которых важнейшую роль сыграли глубинные разломы и региональные дизъюнктивные нарушения. Крупнейшая линия глубинных разломов выделяется на юге; она

отделяет краевые прогибы от альпийской складчатой области. Эти разломы устанавливаются по наличию гравитационной ступени и сопровождающей ее полосы интенсивных максимумов вдоль Большого Кавказа. К северу от этой системы разломов, параллельно ей, проходит другая система глубинных разломов, ограничивающая с севера Терско-Каспийский передовой прогиб и отделяющая его от платформенной области. Она прослеживается очень четко на всем протяжении прогибов гравитационными ступенями большой амплитуды и линейными гравитационными депрессиями к югу от этих ступеней.

Зона субширотных разломов, установленная в Восточном Предкавказье, продолжается и на западе — в Черкесском, Ахтырском и Тимашевском разломах, а также в серии региональных разрывов (Невинномысском, Нагутском и др.).

Разломы играют важную роль не только в формировании крупных структурных элементов и локальных структурных форм, но и в образовании месторождений полезных ископаемых.

## АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Как указывалось выше, в альпийскую складчатую систему выделены мегантиклинорий Большого Кавказа и сопровождающие его с севера Западно-Кубанский и Терско-Каспийский передовые прогибы, а также разделяющий их Северо-Кавказский краевой массив. Характеристика передовых прогибов приведена при описании Восточного и Западного Предкавказья, поэтому в данном разделе не приводится.

### ТАМАНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ И ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ

#### ТАМАНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Таманский полуостров составляет восточную половину Керченско-Таманского поперечного прогиба, который располагается на западном продолжении мезозойских структур Западного Кавказа и южного борта Западно-Кубанского передового прогиба. Наиболее характерной особенностью Тамани является полное соответствие современного, относительно расчлененного рельефа (абсолютные отметки от нуля до +150) структуре неогенового комплекса, что свидетельствует о молодых неотектонических движениях. Четвертичные террасы на крыльях складок местами наклонены под углом 10—15°. На полуострове с севера на юг выделяется восемь антиклинальных зон: мыса Каменного, Фонталовская, Цимбалы, Фанагорийская, Карabetовская, Кизилташская, Ереминская и Благовещенская; кроме того, в юго-западной части полуострова между пятой и шестой зонами намечается начало еще одной зоны — мыса Зеленского, которая развивается в пределах Черного моря. Антиклинальные зоны узкие (от 1 до 2 км), состоят из четковидно или кулисообразно расположенных складок. Синклинальные зоны несколько шире (2—3 км), выполнены плиоценовыми и четвертичными морскими отложениями. Антиклинальные зоны нередко имеют диапировый или криптодиапировый характер; в диапировых ядрах обнажаются перемятые глины майкопской серии, протыкающие пласты миоцена и плиоцена; последние на крыльях складок залегают под углом 15—20°. Диапировые структуры обычно скошены в сторону более глубоких синклиналей. На полуострове и в смежной акватории известно 27 грязевых вулканов, корни значительной части их опускаются до нижнего мела, т. е. на глубину 5—6 км.

По данным сейсмических исследований, установлено, что на глубине около 4000 м складчатость, связанная с майкопской серией, зату-



хает и слои в низах олигоцена, а также палеоцен-эоценовые образования залегают значительно более полого, чем неоген. В северной части полуострова и мезозойский комплекс лежит спокойнее, чем неоген, образуя коробчатые складки, своды которых несколько смещены относительно диапировых ядер. В южной и особенно в юго-восточной части полуострова мезозойские отложения дислоцированы так же сложно, как и в прилегающей области Северо-Западного Кавказа.

В отличие от Западного Кавказа простирание складчатых зон на Таманском полуострове широтное, а вдоль Черноморского побережья складки круто заворачивают к югу. Каково соотношение простирания неогеновых структур с мезозойскими, пока не совсем ясно, но, по-видимому, складки мезозойского комплекса если и заворачивают к югу, то не так резко, как неогеновые, и протягиваются на соединение с мезозойскими структурами Горного Крыма.

Помимо продольной структурной зональности, на Тамани удается подметить и поперечную, связанную с наличием ступеней такого же типа, как на Западном Кавказе. Кроме Джигинского разлома, ограничивающего Керченско-Таманский прогиб на востоке, через центр полуострова проходит поперечный Вышестеблиевский разлом (или флексура), а западнее вдоль Керченского пролива намечается еще один разлом. Ахтанизовская ступень, заключенная между Джигинским и Вышестеблиевским разломами, опущена относительно смежной на западе Запорожской. Ахтанизовская ступень в современной структуре является наиболее опущенной из всех ступеней Керченско-Таманского поперечного прогиба.

### ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ

Западный Кавказ составляет западную оконечность мегантиклинория Большого Кавказа, существенно отличающуюся по своей структуре и истории от Центрального Кавказа. Складчато-блоковое сооружение Западного Кавказа проявляется на поверхности в основном мезозойскими образованиями, и лишь периферические части его погребены под более молодыми отложениями.

Рассматриваемая область имеет естественные границы со смежными тектоническими зонами. Границей Западного Кавказа и Западного Предкавказья, расположенного севернее, служит крупный Ахтырский разлом. Южное крыло мегантиклинория в описываемом районе частично скрыто под водами Черного моря, а поэтому за южную границу Западного Кавказа принимается береговая линия. Последняя, возможно, примерно соответствует глубинному разлому, отделяющему в настоящее время складчатую область от Черноморской впадины (см. рис. 76).

В структуре Западного Кавказа господствует продольная зональность общекавказского направления. В этом направлении вытянуты основные структурные зоны, ограниченные крупными разломами глобального заложения и системами развившихся из них надвигов. Осевым элементом структуры является Гойтхский антиклинорий, ограниченный на севере Тугупсинским и Навагинским разломами, а на юге Бекишейским и Безепским надвигами. Севернее антиклинория и отграничиваясь от Западно-Кубанского передового прогиба Ахтырским разломом располагается Абино-Гунайская зона сложного строения. Вдоль южного крыла Гойтхского антиклинория протягивается Новороссийский синклинорий. Береговая линия Черного моря направлена к простиранию структурных форм под некоторым углом, в связи с чем южное ограничение Новороссийского синклинория наблюдается лишь в крайней юго-восточной части описываемой области.

Кроме серии продольных глубинных разломов и надвигов, Западный Кавказ разделен зонами поперечных нарушений, которые обуславливают поперечную ступенчатость области. Зоны поперечных нарушений, разделяющие ступени, представляют собой сравнительно узкие (сотни — первые тысячи метров) полосы разрывов, флексур и складок антикавказского или субмеридионального простирания. Иногда в пределах таких полос разрывы располагаются кулисообразно. В фундаменте этим зонам, по-видимому, соответствуют крупные крутопадающие разломы, в большинстве случаев имеющие характер сбросов; Туапсинский разлом выражен серией сдвигов.

Западным ограничением рассматриваемой части Кавказа служит Джигинский разлом, отделяющий эту область от Керченско-Таманской. Крайняя западная ступень Западного Кавказа, Гостагаевская, на востоке ограничена одноименным разломом, восточнее которого расположена Гладковская ступень. Последняя по Молдаванскому разрыву граничит с несколько более опущенной Неберджаевской ступенью. Далее после Геленджикского разлома расположены Северская и Псекупская ступени, разделенные Афипским разломом. Восточнее выделяется Туапсинский разлом, отделяющий от Псекупской ступени Пишишскую, а на востоке района обособляется Лагонанская ступень, ограниченная с запада Цицинским и с востока Курджипским разломами. Последний из них служит границей Центрального и Западного Кавказа. На южном склоне, где поперечная зональность выражена менее отчетливо, примерно ту же роль играет Кудепстинский разлом. Названные ступени последовательно опускаются к западу, за исключением Гладковской, которая приподнята относительно смежной с востока Неберджаевской, образуя поперечное поднятие.

Самой северной структурой Западного Кавказа является Азовская антиклинальная зона, образование которой связано с Ахтырским глубинным разломом. На востоке она начинается со складки Самурской, тянется к Мирной и Сепильской балкам, где обнажаются породы нижнего и верхнего мела. Эти узкие, относительно симметричные структуры осложнены разрывами. К западу вдоль зоны выделяются небольшие антиклинали — Шебшская, Ставропольская, Колинская, сложенные на поверхности палеогеном. Дальше складки Азовской зоны принимают субширотную ориентировку и оказываются погребенными под моноклинально залегающим комплексом олигоцен-неогена; строение их выявлено по данным бурения. Первая из структур такого типа — Азовская осложнена рядом продольных разрывов, по которым опущены северные блоки; крайний из них опрокинут в сторону Западно-Кубанского прогиба. Следующая на запад Глубокоярская антиклиналь имеет такое же сложное строение, как и предыдущая; форма ее коробчатая, северное крыло подвернуто; в своде на размытом палеоцене моноклинально залегают миоцен. Глубокоярская складка кулисообразно сменяется Ахтырской, которая опрокинута к северу до лежащего положения, свод и северное крыло ее размыты и на верхнем мелу залегают миоцен. В западном направлении располагается сундучная Украинская антиклиналь, скошенная к северу, а несколько севернее параллельно ей протягивается небольшая Северо-Украинская складка. На этих структурах олигоцен и неоген также залегают несогласно на подстилающих породах, образуя при этом пологие складки.

Западнее структура Азовской зоны изучена слабее. По данным бурения известны Крымская, Арнаутская, Медовская, Адагумская, Варениковские, Усть-Чекупская и Джигинская антиклинали. Нижний структурный этаж, сложенный, как и в вышеуказанных складках, мезозоем, палеоценом и эоценом, образует структуры, опрокинутые к северу,

осложненные продольными сбросами и надвигами. Верхний структурный этаж (олигоцен—неоген) залегает трансгрессивно на нижнем, но наследует складки нижнего этажа в сглаженном виде. Характерно, что по мере движения на запад несогласие между нижним и верхним структурными этажами постепенно исчезает и на Джигинской антиклинали майкопская серия залегает согласно с верхним эоценом. Параллельно с этим на западных площадях складчатость проявилась во все более молодых отложениях, вплоть до верхнего плиоцена на Джигинской структуре.

К западу от Джигинской антиклинали Азовская зона не прослеживается, обрезаясь Джигинским поперечным разломом, за которым начинается область Керченско-Таманского поперечного прогиба с резким увеличением мощностей олигоцена и миоцена и общим погружением структурных зон Западного Кавказа.

Самой восточной зоной северного крыла Западного Кавказа является Лагонакская, заключенная между двумя поперечными разломами Курджипским и Цицинским. Она сложена в основном мощной серией известняков верхней юры, лежащих полого на сложно дислоцированном комплексе аспидной формации лейаса—доггера. На севере зоны выше мальма появляется маломощная пачка нижнего мела.

Под известняки верхней юры Лагонакской зоны погружаются все структуры смежных с востока зон Северо-Кавказской моноклинали и Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны (Тхабский антиклинорий, Даховская антиклинальная зона, Дудугушская синклиналильная зона, Пшекишская антиклинальная зона) и северной части геосинклинали (Гузерицкий синклинорий, северное крыло Чугушского антиклинория).

К северо-западу от Лагонакской зоны между Азовской антиклинальной зоной, Гойтхским антиклинорием и его западным (Псебепским) продолжением протягивается Абино-Гунайский синклинорий. Западнее р. Шебш синклинорий разделяется на две ветви: северная проходит между Азовской антиклинальной зоной и Псебепским антиклинорием, а южная, более широкая, между последним и северо-западным продолжением Гойтхского антиклинория. Южная ветвь синклинория прослеживается лишь до р. Абин, так как западнее по Неберджаевскому поперечному прогибу северное крыло и сводовая часть Западного Кавказа перекрыты трансгрессивным комплексом палеогена и неогена.

На Северской, Псекупской и Пшишской ступенях Абино-Гунайский синклинорий сложен в основном породами нижнего мела и лишь в сводах антиклиналей выступает верхняя и средняя юра, а по северному краю протягиваются палеогеновые отложения. Синклинали здесь широкие, плоские, а антиклинали узкие, гребневидные, осложненные продольными разрывами, по которым опущены южные крылья. На Пшишской ступени в южной части синклинория располагается Гунайско-Режетская наложенная мульда, выполненная верхней юрой и нижним мелом, которые с угловым и азимутальным несогласием лежат на сложно дислоцированных аргиллитах аспидной формации нижней—средней юры. По северному борту мульды протягивается антиклинальная зона Гейман-Оплепен; в ее наиболее приподнятой части валанжин залегает непосредственно на средней юре. Несколько севернее прослеживается такая же узкая гребневидная антиклиналь Сосновая.

Западнее, на Псекупской ступени, в синклинории выделяются антиклиналь Орловой щели (с породами верхней юры в ядре) и Тхамахинская (с отложениями средней юры в своде).

На Северской ступени южная ветвь Абино-Гунайского синклинория состоит из двух синклиналильных участков, разделенных поперечными антиклиналями и разрывом. Восточный синклиналильный участок

состоит из двух мульд, в ядре южной Собербашской имеется верхний сенон, залегающий трансгрессивно и несогласно на апт-альбе; на сеноне сохранился маломощный нижний плиоцен. Северная — Крепостная синклинал выполнена верхним сеноном и палеоценом, причем последний залегает трансгрессивно не только на сеноне, но и на нижнем мелу.

Северная ветвь Абино-Гунайского синклинория в виде узкой неглубокой Псифской синклинальной зоны протягивается от р. Шебш до р. Чекупс на западе. Она в основном перекрыта трансгрессивным плиоценом, и только на Северной ступени по ее южному борту обнажаются мел и палеоген.

Псебепский антиклинорий в пределах Северной и Неберджаевской ступеней построен довольно просто. Начинается он двумя Убинскими антиклинальными складками, южная из которых, с неокомом в ядре, более приподнята и осложнена по южному крылу разрывом; в своде северной обнажен апт. Западнее располагается поднятие горы Медвежьей, состоящее из двух антиклиналей с центральной синклиналью; поднятие с севера и юга ограничено разрывами, по которым оно поднято относительно смежных синклиналей. В ядре этого сложного горста обнажаются известняки верхней юры. За описанным поднятием прослеживаются две Хабльские антиклинали с аптом в ядре.

На Неберджаевской ступени в зоне антиклинория среди поля третичных отложений располагается Южно-Абинская антиклиналь, сложенная в ядре альбом. Вдоль складки тянется разрыв, по которому южный блок надвинут на северный с амплитудой перемещения около 1500 м.

В пределах Gladковского поперечного поднятия Псебепский антиклинорий состоит из двух параллельных рядов антиклинальных складок: в северном ряду с востока на запад выделяются Молдаванская, Даманская, Gladковская, Верхне-Чекупская, а в южном — Красный Молот, Псебепская, Северо-Шумайская. Вдоль сводов перечисленных структур тянутся продольные разрывы, по которым весь антиклинорий взброшен относительно смежных зон. По северному ряду антиклиналей южные крылья их надвинуты на северные, амплитуда разрыва на Gladковской и Верхне-Чекупской антиклиналях достигает 1000 м; в своде первой обнажаются породы нижнего, а во второй — верхнего мела. Молдаванская и Даманская складки перекрыты пологолежащим плиоценом. Южный ряд антиклиналей имеет еще более сложное строение — северные крылья надвинуты на южные, а на Северо-Шумайской площади перед маастрихтом образовалась опрокинутая к югу лежащая складка. В сводах Северо-Шумайской и Псебепской антиклиналей обнажен нижний мел. Между краевыми складками антиклинория тянется наложенная синклинальная зона, где на перемятые породы нижнего мела несогласно ложится маастрихт, а выше третичный комплекс с частыми перерывами между ярусами.

К северу и к югу от антиклинория мощность верхнего мела резко возрастает за счет появления в разрезе почти всех ярусов отдела.

Западнее, на Гостагаевской ступени, продолжение антиклинория пока полностью не расшифровано, но можно предполагать, что ему соответствуют складки Юровская, Уташ, а возможно, и Суворово-Черкесская. По неогену эти складки имеют сравнительно простое строение, а палеоген и мел смяты в крутые антиклинали.

Южнее Псебепского антиклинория в западной части Gladковской ступени выделяется Сибирская антиклинальная зона, состоящая из трех складок — Сибирской, Николаевской и Гостагаевской. На сводах обнажается верхний мел, прослеживаются продольные разрывы, углы

падения на крыльях составляют 30—45°. На Гостагаевской ступени продолжением Сибзирской зоны служит, вероятно, Левицкая антиклиналь. Между Северо-Шумайской и Гостагаевской складками протягивается узкая антиклиналь, заключенная между разрывами.

Западнее Геленджикского поперечного разлома тектоническим ядром Северо-Западного Кавказа является Псебепский антиклинорий, а восточнее им служит Гойтхский антиклинорий. Последний начинается на востоке от Цицинского поперечного разлома и прослеживается до Геленджикского разлома, т. е. на расстояние 140 км. С юга он ограничен Бекишейским (на Пшишской ступени) и Безепским (западнее)

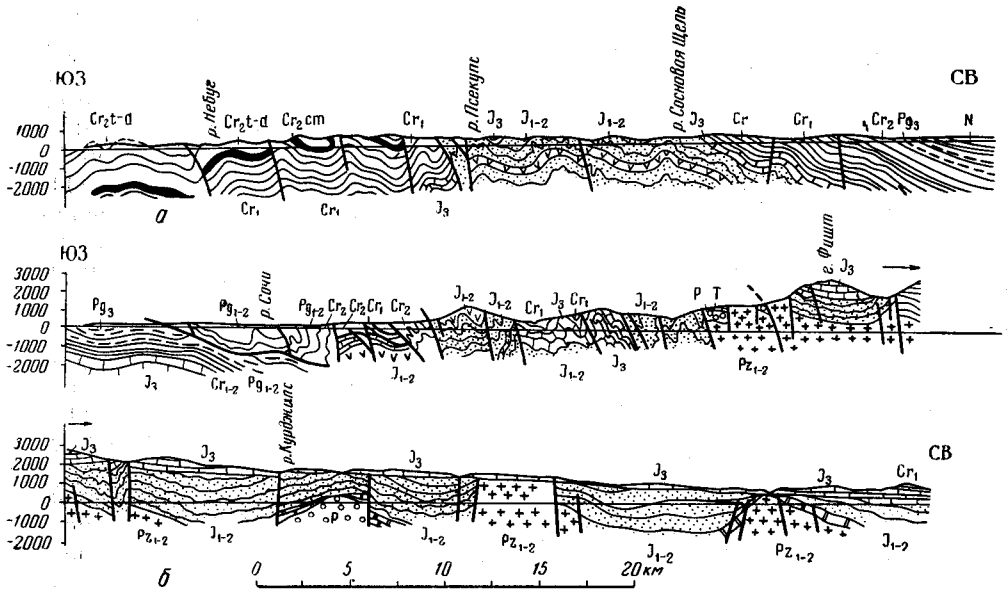


Рис. 78. Геологические профили через Северо-Западный Кавказ: а — по линии Небуг — Абхазская, б — Сочи — Каменноостровская. Составил М. Г. Ломизе

разломами, северная граница его проходит по несогласному контакту средней и верхней юры или вдоль разрывов.

На Пшишской ступени Гойтхский антиклинорий имеет наибольшую ширину (до 20 км), сложен породами нижней — средней юры, которые на северном крыле и в своде подверглись складчатости общего сжатия, а на южном усложнены мелкой изоклиальной складчатостью, вероятно гравитационного происхождения (рис. 78). Среди аргиллитовой толщи нижнего аалена выделяются пластовые тела эффузивов чаталтапинской свиты (диабазовые порфириты, спилиты, базальтовые мандельштейновые порфириты, андезитовые порфириты) и вышележащей свиты Индюк (кварцевые порфиры, кварцевые и плагиоклазовые порфириты, различные туфы, туффиты кислого и реже основного состава). Имеются дайки габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов, также ааленского возраста. Южное крыло антиклинория в бассейне р. Туапсе осложнено наложенными мульдами Невебской и Псеушхинской. Эти мульды наложены на складчатый комплекс лейаса — доггера, выполнены малм-валанжинскими грубофлишевыми образованиями и вместе со своим основанием образуют небольшой Псеушхинский покров.

Западнее Туапсинского разлома Гойтхский антиклинорий резко суживается (до 3—10 км) и ограничен с севера и юга разрывами. До



Афипского разлома в его ядре обнажаются аален-байосские слои, смятые в мелкие складки. В верховьях р. Чепси южная часть антиклинория занята наложенной мульдой горы Нависла, которая выполнена трансгрессивной верхней юрой, а на последней также несогласно и полого лежат конгломераты валанжина. Западнее на Северской ступени антиклинорий сложен породами нижнего мела; здесь протягиваются две зоны антиклинальных складок, осложненных продольными разрывами. В ядре Верхне-Убинской антиклинали обнажен валанжин, на других готерив — баррем.

Сложное сочленение Бекишейского и Безепского надвигов наблюдается в районе Туапсинского поперечного разлома. Надвиги эти, очевидно, развились из единого конседиментационного разлома, ограничивавшего в поздней юре — эоцене Новороссийский флишевый трог с севера. В современной структуре они сочленяются через сдвиг субмеридионального простирания (Ципкинская полоса сдвигов), амплитуда горизонтального смещения по которому оценивается в 8—10 км. В соответствии с направлением сдвига на этом участке ориентированы и складки. Ширина зоны дробления на р. Челепси достигает 500—600 м.

Западнее р. Туапсе к югу от Гойтхского антиклинория в Новороссийском синклинории выделяются с севера на юг: Тхабская синклинальная, Семигорская антиклинальная и Анапско-Агойская синклинальная зоны.

Тхабская синклинальная зона состоит из трех продольных структур. На севере вдоль Безепского надвига прослеживается просто построенная Папайская синклиналь, сложенная нижним мелом, среди которого в глубоких прогибах появляется верхний мел. Южнее выделяется Папайская антиклиналь, состоящая из одного ряда складок, сложенных нижним мелом; вдоль антиклинали тянется надвиг, по которому северное ее крыло надвинуто на южное. Третья продольная структура — Коцехурская синклиналь, граничащая с Семигорской антиклинальной зоной, имеет более сложное строение. В центре ее восточной части выступает крупная Дефановская антиклиналь, сложенная нижним мелом. Вдоль антиклинали тянется несколько крупных надвигов, амплитуда южного разрыва около 1000 м; углы падения пород на крыльях антиклинали 40—50°. Севернее Дефановской складки Коцехурская синклиналь сложена породами нижнего и верхнего мела, а расположенные южнее частные синклинали горы Свинцекс и Гебеусская выполнены мощной флишевой толщей верхнего мела. Западнее р. Пшады Коцехурская синклиналь представляет собой широкую мульду, сложенную верхним мелом. На Неберджаевской и Гладковской ступенях синклиналь осложнена несколькими пологими антиклиналями; здесь развит в основном верхний мел и лишь в северной части появляется палеоген, а в бассейне р. Неберджай и плиоцен.

На Гостагаевской ступени в Тхабской синклинали развиты палеоген и неоген, скрывающие складчатость мелового комплекса.

Семигорская антиклинальная зона — это узкое (до 4 км), сложно построенное поднятие, сложенное породами нижнего мела, смятыми в кулисообразно расположенные складки. На востоке, у Туапсинского разлома, и на западе, перед Гостагаевской ступенью, антиклиналь разветвляется и погружается. В восточной части Псекупской ступени антиклиналь имеет наиболее расплывчатые формы. Если на западе ступени она представляет собой единое Бжидское поднятие, ограниченное с севера и юга разрывами, то в бассейне р. Нечепсухо отдельные складки, составляющие эту антиклинальную зону, начинают расходиться в виде веера, отклоняясь от общекавказского простирания в широтном и северо-восточном направлениях.

На Северной и Псекупской ступенях антиклиналь опрокинута к югу, а на Неберджаевской — к северу, и надвиги перемещаются на северное крыло. Вдоль Геленджикского разлома Семигорская антиклиналь рассечена несколькими поперечными разрывами, такие же разрывы прослеживаются через антиклиналь и несколько восточнее Молдаванского разлома.

На Gladковском поперечном поднятии антиклиналь опрокинута к югу, на южное крыло переходят и надвиги. На западном погружении антиклинальной зоны выделяются две частные антиклинали: Верхне-Куматырская и Средне-Куматырская, которые в виде пологих выступов палеогена протягиваются и на Гостагаевскую ступень, вплоть до Витязевского лимана.

Анапско-Агойская синклиналиная зона — сложно построенная структура, состоящая из многочисленных, различно ориентированных складок, осложненных продольными и диагональными надвигами и взбросами. Сложена зона мощной флишевой серией верхнего мела и лишь в ядрах некоторых антиклиналей выступают отложения нижнего мела, а наиболее погруженные синклинали выполнены породами палеоцена; на Псекупской ступени появляется и эоцен. Почти все антиклинали узкие, осложненные надвигами, с перекрытием южных крыльев северными.

Разрез верхнего мела здесь наиболее полный, в отличие от других зон Западного Кавказа сохранился датский ярус, на котором согласно залегает палеоцен.

В зоне Туапсинского поперечного разлома складки ветвятся и приобретают субмеридиональное простирание, параллельное простиранию Агойской полосы сдвигов. Складчатость здесь довольно напряженная — чешуйчатая до изоклинальной; складки опрокинуты к югу, но местами сильно сжаты, пласты поставлены на голову, а в районе г. Туапсе наблюдается опрокидывание структур к северу, в сторону глубоких синклиналей. Западнее, на Северной, Неберджаевской и особенно Gladковской ступенях, складки становятся шире и протяженнее. К числу наиболее крупных антиклиналей относятся Геленджикская, Дообская, Семисамская, Мысхакская, Большого Туннеля.

Юго-восточный сегмент Новороссийского синклинория построен весьма сложно. Располагаясь близ сочленения Западного и Центрального Кавказа, эта часть синклинория ограничена на северо-западе Туапсинской, а на юго-востоке — Кудепстинской зонами поперечных нарушений. Только на этом участке наблюдается полный поперечный разрез через синклинорий — от центрального поднятия до кордильеры, ограничивавшей флишевый трог с юго-запада (рис. 79).

По характеру разреза и типу складчатости в рассматриваемом сегменте выделяются две структурно-фациальные зоны: Амурско-Лазаревская и Чвежипсинская. В пределах первой из них мальм-эоценовые образования составляют единую флишевую серию, крупных перерывов внутри которой не обнаруживается. В расположенной южнее Чвежипсинской зоне мальм-сеноманские отложения представлены маломощной терригенно-карбонатной толщей, турон-маастрихтские — карбонатным субфлишем, а датско-эоценовые — терригенным флишем. Несогласия наблюдаются в основании турона — сантона в северной и дания в южной части зоны. Границей структурно-фациальных зон является крупный разрыв, крайние ветви которого выделяются под названием Краснополянского и Чемитокваджинского надвигов.

Структурным и фациальным аналогом северо-западного сегмента синклинория является Амурско-Лазаревская зона. В районе, прилежащем к Туапсинскому разлому, она имеет в общем ступенчатое строе-

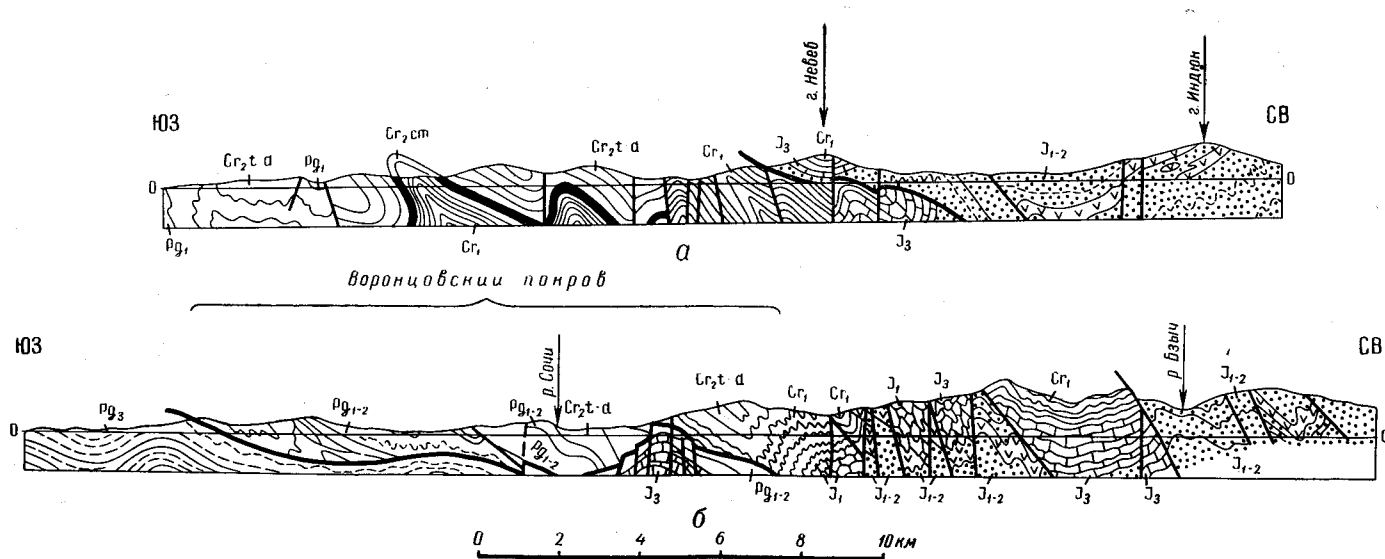


Рис. 79. Геологические профили через Южный склон Главного Кавказского хребта (а — в районе г. Туапсе, б — г. Сочи). Составил Ч. Б. Борукаев

ние. Северо-восточная ее периферия сложена мальм-валанжинскими породами, смятыми в узкие вытянутые складки, частично перекрытые Псеушхинским покровом. Эти складки отделяются крупным разрывом от области развития готерив-альбских отложений, расположенной южнее. В пределах последней выделяются опрокинутая к югу синклинали Широкой балки и редуцированная антиклиналь. Все эти структурные формы объединяются в Амуко-Аутлинскую структурную подзону, которой в более западных районах примерно соответствует северная часть Тхабской синклинали зоны.

Далее к югу после крупного флексуорообразного прогиба, осложненного сбросами небольшой амплитуды, располагается область гребневидных антиклиналей и корытообразных синклиналей. В ядрах антиклиналей обнажены нижнемеловые породы, а синклинали выполнены верхнемеловыми слоями. Антиклинали скошены и опрокинуты к юго-западу, причем степень вергентности увеличивается в южном направлении. Данная область выделяется под названием Лазаревской структурной подзоны. Основным элементом подзоны является Долменная антиклиналь, играющая в структуре примерно ту же роль, что Семигорская антиклиналь в более западных районах.

Таким образом, по разные стороны Туапсинского разлома наблюдаются аналогичные структурные формы, оси которых смещены относительно друг друга на расстояния 8—10 км по закону правоблокового сдвига.

Амуко-Аутлинская подзона по простиранию в юго-восточном направлении не испытывает значительных изменений. Складки северной ее части протягиваются, практически не меняя положения шарниров, постепенно срезаются с севера Бекишейским надвигом и выклиниваются к верховьям р. Чвежипсе. Синклинали Широкой балки в том же направлении расширяется, приобретает корытообразную форму. Ее шарнир скачкообразно воздымается в бассейне р. Псезуапсе, и далее ядро складки слагается валанжинскими породами. Расположенная южнее антиклиналь также испытывает воздымание шарнира и резко расширяется. В бассейне р. Бзыч из-под надвига появляется крупная антиклиналь Амуко, причленяющаяся к упомянутой и сложенная отложениями лейаса — доггера.

Лазаревская подзона в юго-восточном направлении резко сужается за счет срезания с юга Краснополянским надвигом субширотного простирания. Складки в ее пределах также сужаются, возрастает роль разрывов, разграничивающих складки. Юго-восточнее р. Псий структурного аналога Лазаревской подзоны не улавливается, но непосредственно южнее антиклинали Амуко появляется Бзычская структурная подзона чешуйчатого строения. Чешуи разделены пологими надвигами и имеют синклиналильную или моноклиналильную структуру при небольшой (0,5—1 км) ширине. На р. Шахе взаимоотношения чешуй устанавливаются наиболее четко. Южная тектоническая чешуя сложена верхнемеловыми, следующая к северу — нижнемеловыми и самая северная — средне- и верхнеюрскими отложениями. В юго-восточном направлении северные чешуи последовательно перекрывают более южные.

Структурное положение Бзычской подзоны позволяет считать ее генетическим аналогом Лазаревской, хотя строение их различно. В верховьях р. Чвежипсе Амуко-Лазаревская зона начинает резко сокращаться в ширине за счет срезания с юга Краснополянским надвигом и в бассейне Мзымты выклинивается. Краснополянский надвиг перекрывается Бекишейским.

*Чвежипсинская зона*, аналоги которой в западных районах скрыты под водами Черного моря, граничит на юге с шовной антиклиналью

Ахцу, отделяющей Новороссийский синклиниорий от Адлерской депрессии. Граница, весьма четкая в бассейне Мзымты, северо-западнее скрыта под крупным Воронцовским покровом. Чвежипсинская зона представляет собой южный борт синклинория, а с верхней юры в связи с проявлением предверхнеюрских поднятий она тяготела к периферической части Закавказского срединного массива.

В северной части Чвежипсинской зоны выделяется широкая, слегка опрокинутая к юго-западу Чвежипсинская синклиналь, сложенная верхним мелом. На северо-востоке она граничит с Бзычской структурной подзоной по Чемитокваджинско-Краснополянскому разрыву. В бассейне Мзымты, в месте выклинивания Амуко-Лазаревской зоны, северное крыло синклинали воздымается. Здесь оно сложено верхнеюрскими и нижнемеловыми породами и осложнено брахиморфными складками низшего порядка. Южное крыло Чвежипсинской синклинали по пологому Кепшинскому разрыву надвинуто на смежные структурные подзоны, образуя Кепшинский параллохтон. В целом для синклинали чрезвычайно характерна мелкая изоклиальная складчатость, осложняющая, а нередко маскирующая строение крупных форм. Особой интенсивности мелкая складчатость достигает в верхнемеловых карбонатно-субфлишевых отложениях.

В бассейне рек Шахе, Западного и Восточного Дагомыса южнее Кепшинского параллохтона, и частично перекрываясь им, располагается Дагомысская антиклинальная подзона. Она сложена преимущественно нижним мелом, но в ее осевой части вскрываются также верхняя и средняя юра. Подзона состоит из ряда складок и блоков, относительно просто построенных, но находящихся в сложных взаимоотношениях друг с другом. Основными структурными формами являются надразломная пологая брахиморфная Дагомысская антиклиналь и узкая, опрокинутая к юго-западу Псийская антиклиналь, оси которых расположены под углом друг к другу. Большое значение имеют окаймляющие подзону разрывы: надвиги, сбросы и взбросы.

В левобережье Мзымты к югу от Кепшинского параллохтона расположена антиклинальная подзона Псоу, состоящая из простых прямых и слегка скошенных антиклиналей, разделенных крутопадающими разрывами. Подзона сложена преимущественно средне- и верхнеюрскими породами. В долине Мзымты шарниры складок резко погружаются к северо-западу и подзона перекрывается Кепшинским параллохтоном.

В междуречье Мзымта—Западный Дагомыс названный параллохтон перекрывает тыльную часть *Воронцовского покрова*, который также следует относить к Чвежипсинской зоне в качестве одной из ее подзон. Покров представляет собой крупную (более 320 км<sup>2</sup>) пластину мощностью до 1—1,5 км, сложенную карбонатно-терригенными и флишевыми толщами мела—эоцена в чвежипсинских фациях. Пластина перекрывает часть шовной антиклинали Ахцу и Адлерской депрессии (в пределах Абхазской структурно-фациальной зоны).

Фронтом Воронцовского покрова является крупный надвиг Пластунских ворот, протягивающийся от устья р. Лоо до верховий Хосты. Повсеместно устанавливается пологий (менее 30°) наклон плоскости сместителя к северо-востоку; в основании пластины обычно отмечается зона развальцованных и милонитизированных аргиллитов мощностью от нескольких сантиметров до 10—20 м. В верховьях Хосты покров замыкается, окаймляясь с востока сдвиго-надвигом субмеридионального простирания, разделяющего автохтон и аллохтон. Покровное строение устанавливается отчетливо по налеганию по плоскости пологого надвига (с тектонической брекчией в основании аллохтона)



маастрихт-палеоценовых отложений в фациях Чвежипсинской зоны на малым-эоценовые — в фациях зоны Ахцу.

Важным свидетельством существования Воронцовского покрова является наличие в его тыльной части серии тектонических окон. Наиболее крупное из них расположено в среднем течении р. Сочи, близ слияния ее с р. Ац. В автохтоне обнажаются известняки мальма, перекрытые по периферии маломощной терригенно-карбонатной толщей альба — нижнего эоцена, а в осевой части — непосредственно терригенным флишем среднего и верхнего эоцена (фации зоны Ахцу). По южной периферии тектонического окна на автохтоне, отделяясь от него поверхностью пологого разрыва, залегает Воронцовский аллохтон, сложенный в этой части кампан-маастрихтским карбонатным субфлишем. По северной же периферии эоценовые породы автохтона перекрыты нижнепалеоценовыми (Самшитового покрова), а последние в свою очередь — нижнемеловыми образованиями Кепшинского параллохтона. Плоскости надвигов, разделяющих автохтон и аллохтоны, наклонены под малыми углами от оси окна в сторону крыльев, так что в целом тектоническое окно представляет собой пологую антиклиналь. Складка осложнена сбросами, пересекающими автохтон и аллохтоны совместно.

Небольшие тектонические окна расположены в правобережье р. Сочи. Строение их близко к описанному.

Нарушение нормальной последовательности структурно-фациальных зон на описанном участке и структурные особенности последнего свидетельствуют о его покровном строении.

В целом Воронцовский покров имеет форму мульды с пологими крыльями. Северное крыло складки в тыльной части покрова выкручивается и опрокидывается к юго-западу, что связано, очевидно, с последнедвиговым воздыманием автохтона Ахцу. Ядро мульды выполнено палеогеновыми флишевыми толщами, смятыми в мелкие дисгармоничные складки.

Южнее Воронцовского покрова (и частично перекрываясь им) расположены структурно-фациальные зоны, тяготеющие по структуре и типу развития к Закавказскому срединному массиву (зоны Ахцу, Абхазская и т. д.).

*Зона Ахцу*, представлявшая собой на этапе седиментации прикраевой вал срединного массива (кордильеру), в современной структуре выражена типичной шовной антиклиналью. Эта узкая, вытянутая в кавказском направлении складка сложена средне- и верхнеюрскими породами (верхняя юра рифогенная), скошена или слегка опрокинута к юго-западу и рассечена серией продольных крутопадающих разрывов. Западнее верховий Хосты антиклиналь перекрыта Воронцовским покровом, но ее непосредственным продолжением является описанная выше Ажекская группа тектонических окон. Ограничивающие антиклиналь Ахцу Агвайский и Монастырский разломы протягиваются под аллохтоном к поселкам Солоники и Головинка. В структуре покрова они выражены в виде крутых флексур, осложненных небольшими сбросами и надвигами.

В междуречье Сочи — Псоу, южнее зоны Ахцу, расположена Адлерская депрессия, которая с верхней юры входила составной частью в Абхазскую зону Закавказского срединного массива. Депрессия выполнена в основном молассовыми образованиями олигоцена — миоцена. Среди широких плоскостонных синклиналей кулисообразно расположены коробчатые брахиантиклинали: Кудепстинская, Ахштырская, Ахунская. В ядре первой из них, опрокинутой к юго-западу, обнажены верхнеюрские рифогенные известняки. Ахштырская и Ахунская анти-

клинали сложены в ядрах меловыми известняками, слегка скошены к северо-востоку и разбиты серией продольных крутопадающих разрывов.

Восточнее Адлерской депрессии находится Гагринское поднятие, которое следует отнести уже к области Центрального Кавказа.

В западных районах южный борт увлечен в погружение Черноморской впадины, которое больше всего сказалось на Неберджаевском поперечном прогибе. Наоборот, наименее погруженным, выступающим на юге, является Гладковское поперечное поднятие.

Западный Кавказ имеет в целом близкое к веерообразному, хотя и асимметричное строение, особенно западнее Афипского разлома. Наряду с доминирующей продольной складчатостью проявилась и поперечная, связанная с субмеридиональными разломами (сдвигами). Структура северного крыла проще, чем центрального поднятия и особенно южного склона. Антиклинали северного крыла, а также Псебепского антиклинория в основном гребневидные, частично сундучные, а синклинали плоские, овальные. На Гойтхском антиклинории развита напряженная дисгармоничная мелкая складчатость. На южном склоне антиклинали и синклинали в основном узкие, линейные с опрокидыванием и надвиганием антиклиналей на смежные синклинали.

По мере воздымания горной системы Кавказа к юго-востоку возрастает и напряженность складчатости, что подчеркивает связь процессов складкообразования с поднятиями. Морфология и интенсивность складчатости, кроме того, заметно зависят от литологического типа осадков и их мощностей. Мощные глинистые толщи при напряженной тектонике образуют мелкую сложную складчатость, а массивные толщи известняков или изверженных пород создают куполовидные или сундучные спокойные формы. Интересно, что если поверх таких непластичных толщ залегают мощные глинистые серии (майкопская серия Адлерской депрессии), то они при складкообразовании сминаются в мелкие дисгармоничные складки, совершенно не соответствующие структуре подстилающих толщ.

### **СЕВЕРО-КАВКАЗСКИЙ КРАЕВОЙ МАССИВ**

Северо-Кавказский краевой массив представляет собой краевую часть Скифской плиты, вовлеченную в кайнозой в поднятие Большого Кавказа, минуя этап альпийской складчатости. В его пределах мезокайнозойские тектонические движения имели глыбовый характер и только на Адыгейском и Минераловодском выступах отмечаются локальные пликативные дислокации платформенного типа. Для всего краевого массива не характерны и магматические проявления, представленные лейасовыми гипабиссальными интрузиями и покровными эффузиями андезито-дацитов Карачаево-Черкессии, а также гипабиссальными и субинтрузивными телами гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров Пятигорья и его окрестностей.

Фундамент Северо-Кавказского краевого массива сложен разновозрастными и в различной степени метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями эвгеосинклинального типа, накопление которых происходило в двух структурно-формационных зонах общекавказского простиранья. Наиболее южная из них, именуемая зоной Передового хребта, представляет собой герцинский грабен-синклинорий, в котором ниже- и среднепалеозойские отложения слагают нижний, а несогласно их перекрывающие верхнепалеозойские и триасовые отложения — верхний структурный ярус. В альпийский этап тектоноге-

неза герцинский грабен-синклиний был преобразован в горст-антиклинорий. К северу от зоны Передового хребта расположена Бечасынская зона Карачаево-Черкесского доальпийского горст-антиклинория, также имеющая двухъярусное строение. В ее пределах нижний структурный ярус сложен протерозойскими и нижнепалеозойскими метаморфическими толщами, прорванными верхнепалеозойскими гранитоидами. Верхний структурный ярус развит только вдоль южной окраины зоны и представлен теми же верхнепалеозойскими молассами, что и в зоне Передового хребта.

На складчатом фундаменте залегает мезозойский неметаморфизованный чехол, слои которого погружаются к северу под углом 5—15°. Нижний структурный ярус осадочного чехла сложен ниже- и среднеюрскими терригенными образованиями Лабино-Малкинской зоны, накопившимися в пологом Ахметовском прогибе, в который были вовлечены зона Передового хребта и значительная часть Бечасынской зоны Карачаево-Черкесского горст-антиклинория. Северная часть ниже- и среднеюрских пород, выполняющих Ахметовский прогиб, несогласно перекрыта полого наклоненными на север верхнеюрскими, меловыми и палеогеновыми терригенно-карбонатными отложениями Северо-Кавказской моноклинали.

Естественными границами фундамента Северо-Кавказского краевого массива на юге являются Пшекиш-Тырныаузская шовная зона, отделяющая Скифскую плиту от альпийской геосинклинали, на западе — Пшехинско-Адлерская зона поперечных разломов, на севере — Черкесский разлом, за пределы которого на флангах массива выступают Адыгейский и Минераловодский выступы. На востоке граница массива устанавливается менее четко по системе разломов меридионального направления на севере и северо-западного на юге. В структуре осадочного чехла Северо-Кавказский массив очерчивается менее четко. Его южная граница, так же как и для фундамента, проводится по Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне, на западе — по Лагонакской ступени, заключенной между Курджипским и Цицинским разломами. За северную границу краевого массива условно принимается подошва майкопской серии, с формирования которой и начинается интенсивное развитие Терско-Каспийского передового прогиба.

К востоку от Минераловодского выступа упомянутая выше Северо-Кавказская моноклираль принимает восток-юго-восточное направление, вследствие чего она последовательно перекрывает Лабино-Малкинскую зону, зону Передового хребта и северную окраину зоны Главного хребта. В этом же направлении происходит и увеличение угла наклона моноклинали до 20—30° и более. Таким образом, начиная с верхней юры северную часть восточного окончания зоны Главного хребта Центрального Кавказа следует рассматривать как южную, наиболее подвижную окраину Скифской плиты, включенную в складчатую структуру Большого Кавказа кайнозойскими тектоническими движениями. Положение границы между эпигерцинской плитой и альпийской геосинклиалью в этом районе не ясно. Не исключено, что она проходила вдоль Штулу-Харесской (на востоке) и Адылсуйской (на западе) депрессиями, сочленяясь с Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной в районе горы Эльбрус.

Характеристика тектонического строения Северо-Кавказского краевого массива начинается с описания его фундамента (зона Передового хребта и Бечасынская зона) и заканчивается описанием его мезокайнозойского осадочного чехла (Лабино-Малкинская зона и Северо-Кавказская моноклираль).

## СТРУКТУРА ФУНДАМЕНТА

*Зона Передового хребта*

Зона Передового хребта протягивается в общекавказском направлении от р. Баксан на востоке до р. Белой на западе параллельно зоне Главного хребта, располагаясь севернее последней. Она представляет собой сложно построенный герцинский грабен-синклиниорий, выполненный геосинклинальным комплексом среднепалеозойских отложений, а также молассаами верхнего палеозоя и перекрытый субплатформенными юрскими осадками. Наиболее четко границы зоны определяются для среднепалеозойского структурного яруса. В позднепалеозойском структурном ярусе они устанавливаются менее определенно. В юрское время территория Передового хребта входила в состав приподнятого южного края эпигерцинской платформы Северо-Кавказского краевого массива, составляя единое целое с расположенными севернее структурно-формационными зонами.

В альпийскую эпоху складчатости зона Передового хребта была поднята относительно расположенной севернее Лабино-Малкинской зоны. Одновременно вдоль южной границы зоны по разломам, отделявшим ее от интенсивно воздымавшейся зоны Главного хребта, произошло образование системы узких грабенов, выполненных нижнеюрскими и верхнепалеозойскими отложениями. В результате альпийская структура Передового хребта приобрела черты асимметричного горст-антиклинория (с пологим северным и крутым сильно тектонически нарушенным южным крылом), сохранившего по палеозою внутреннюю синклинальную структуру. Границы этого горст-антиклинория в общих чертах соответствуют современным геоморфологическим очертаниям Передового хребта.

Зона Передового хребта имеет в плане линзовидную форму. Наибольшая ширина ее устанавливается на меридиане р. Уруп и составляет около 50 км. Наиболее узкая часть зоны расположена между реками Малка и Баксан, где ширина ее почти нигде не превышает 5 км. Южная граница зоны Передового хребта проходит по глубоким разломам, входящим в систему Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны (Милановский, 1962). На западе Передовой хребет ограничен крупным поперечным разломом, выделенным В. Е. Хайным и др. (1961) в качестве Пшехинско-Адлерской зоны поперечных разломов. В восточном направлении зона Передового хребта тектонически выклинивается на правом борту долины р. Баксан. Северная граница зоны прослеживается между реками Баксан и Даут, где она совпадает с крупным Северным разломом. Западнее эта граница большей частью скрыта под покровом юрских отложений и может быть проведена условно по резкому погружению палеозойских пород. Косвенным указанием на наличие здесь крупного тектонического нарушения, вероятно, являющегося продолжением Северного разлома и северной границей зоны в палеозойском фундаменте, может служить цепь магнитных максимумов, свидетельствующая о наличии в фундаменте узкого пояса ультраосновных и основных изверженных пород.

Зона Передового хребта сформировалась на месте сравнительно узкого среднепалеозойского геосинклинального трога. В позднем палеозое в области Передового хребта образовался межгорный прогиб, границы которого выходили за пределы современных очертаний зоны.

В лейасе и доггере южная часть зоны Передового хребта (Пшекиш-Тырныаузская шовная зона) была вовлечена в прогибание и здесь возобновилось геосинклинальное погружение. Северная часть зоны

испытала относительное поднятие, что отразилось в сокращении мощности ниже- и среднеюрских отложений. В мальме и мелу вплоть до палеоцена зона Передового хребта представляла собой область накопления карбонатно-терригенных осадков платформенного типа. В более позднее время в связи с общим поднятием она превращается в один из горных хребтов складчатой системы Большого Кавказа.

Соседние с юга и севера структурно-формационные зоны (зона Главного хребта и Бечасынская зона) в среднем и позднем палеозое почти всегда занимали относительно приподнятое положение и часто являлись источником сноса терригенного материала в зону Передового хребта. В отличие от них зона Передового хребта на протяжении большей части истории своего развития характеризовалась тенденцией к прогибанию. Магматизм зоны проявился главным образом в образовании мощных вулканогенных толщ преимущественно основного состава и формировании ультраосновных и основных интрузий. Лишь на отдельных участках проявлялся гранитоидный магматизм, более характерный для соседних структурно-формационных зон. В альпийскую тектоническую эпоху магматическая деятельность резко ослабевает. Метаморфизм среднепалеозойских отложений обычно не выходит за пределы зеленокаменных изменений. Несогласно залегающие верхнепалеозойские осадки и юрские отложения практически не метаморфизованы (рис. 80).

Важной особенностью внутреннего строения зоны Передового хребта является наличие среднепалеозойских структурно-формационных зон второго порядка или подзон, ориентированных в северо-западном направлении под косым углом к простирацию Передового хребта. С запада на восток могут быть выделены следующие подзоны: Бамбаская, Уруштено-Ацгаринская, Бескесско-Марухская и Картджуртская, представленные в современной структуре кулисообразно подставляющими друг друга тектоническими блоками, отделенными в большинстве случаев крупными разрывными нарушениями. Самая западная подзона, Бамбаская, отделена от Уруштено-Ацгаринской зоны Хамышкинским крупным долгоживущим разломом, описанным С. Л. Бызовой в 1962 г. под названием Северного. Уруштено-Ацгаринская подзона контактирует с Бескесско-Марухской также по глубинному разлому (Архызскому) северо-западного простираения, вдоль которого в раннекаменноугольное время сформировался Архызский вулcano-плутонический комплекс, сложенный производными габброидной магмы (рис. 81). Бескесско-Марухская подзона на большей части границы контактирует с Картджуртской подзоной по региональному тектоническому нарушению (Картджуртскому разлому), которое, вероятно, затухает в районе истоков р. Чемарт-кол. Далее на восток граница между этими подзонами теряет свое значение, и можно считать, что между реками Малкой и Баксаном Передовой хребет целиком совпадает с Картджуртской подзоной. Поскольку в пределах этого участка местами отмечаются фашии, характерные для Бескесско-Марухской подзоны, Л. И. Яковлев и другие исследователи (1963 г.) предлагают выделить этот участок Передового хребта в качестве самостоятельной Баксано-Малкинской подзоны. Более западную часть Картджуртской подзоны эти исследователи называют Тебердино-Худесской подзоной.

Эшелонированное кулисообразное расположение среднепалеозойских структурно-формационных зон второго порядка было установлено С. М. Кропачевым (1962). На основании данных этого исследователя, Г. Д. Ажгирей (1962) пришел к выводу о том, что Пшекиш-Тырныаузская шовная зона длительное время развивалась в виде левого сдвига.

Бамбаская и Уруштено-Ацгаринская подзоны сложены в основном



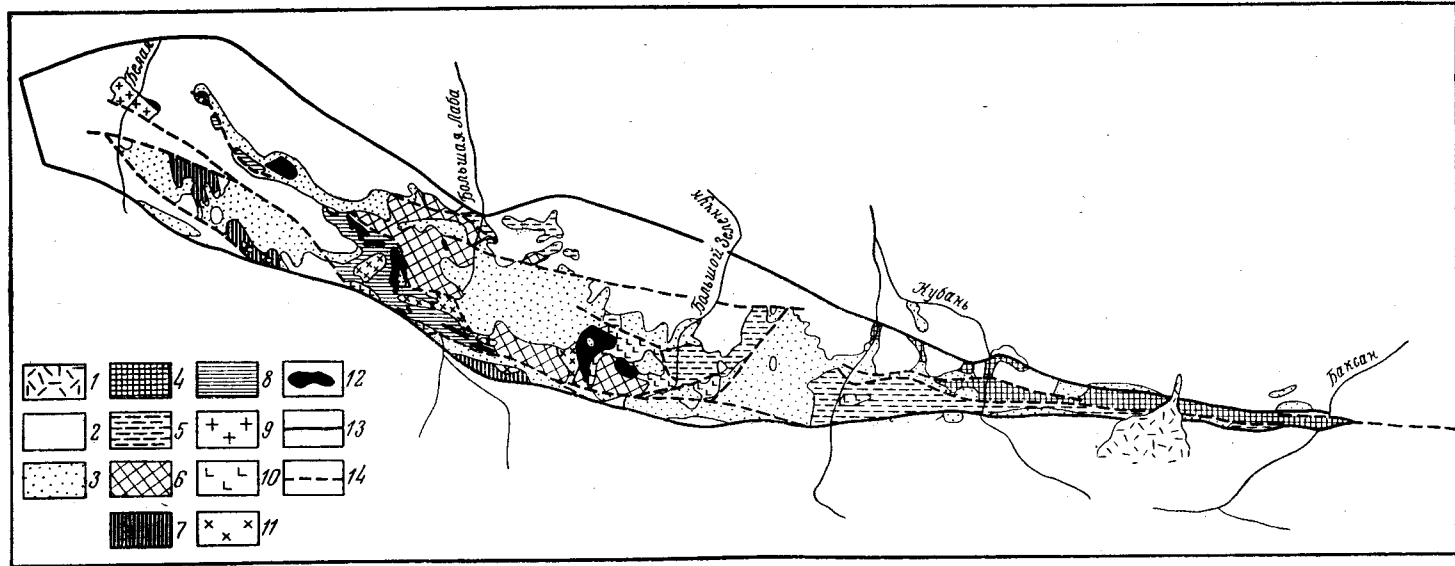


Рис. 80. Схематическая тектоническая карта Передового хребта. По Г. И. Баранову (1964 г.)

1 — неоген-четвертичные лавы; 2 — породы мезозойского структурного яруса; 3 — породы верхнепалеозойского структурного яруса; породы среднепалеозойского структурного яруса; 4 — осадочные и вулканогенные образования Картджуртской подзоны, 5 — осадочные и вулканогенные отложения Бескесско-Марухской подзоны, 6 — зеленокаменные осадочные и вулканогенные породы Уруштено-Ацгаринской подзоны, 7 — зеленокаменные осадочные и вулканогенные породы Вамбакской подзоны, 8 — глубоко метаморфизованные отложения Уруштено-Ацгаринской подзоны (кристаллическое ядро Блыбской антиклинальной зоны); 9 — гранитонды; 10 — габброиды и сиенито-диориты; 11 — плагиограниты и тоналиты; 12 — гипербазиты; 13 — границы зоны Передового хребта в среднепалеозойском структурном ярусе; 14 — тектонические нарушения

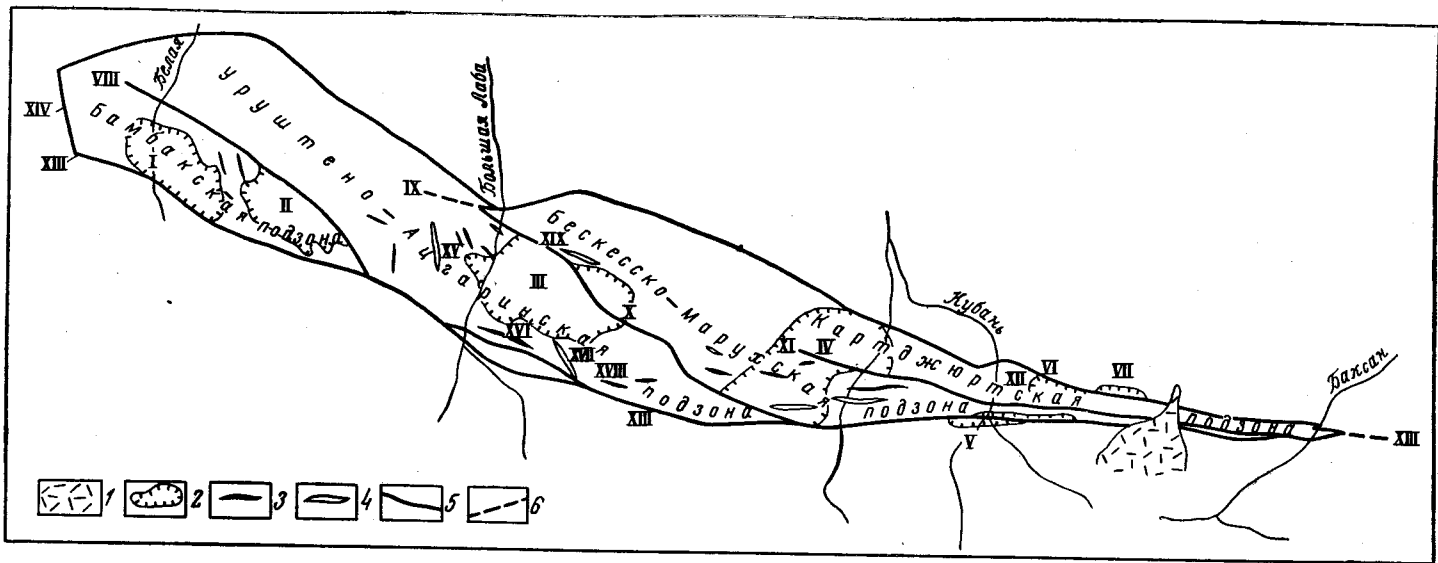


Рис. 81. Схема структурного районирования зоны Передового хребта. По Г. И. Баранову (1964 г.)

1 — неоген-четвертичные лавы; 2 — контуры верхнепалеозойских впадин, положенных на среднепалеозойскую структуру зоны Передового хребта; 3 — оси палеозойских антиклиналей; 4 — оси палеозойских синклиналей; 5 — разломы, разграничивающие среднепалеозойские структурно-формационные зоны; 6 — прочие разрывные нарушения. Впадины: I — Белореченская, II — Бамбакская, III — Кяфаро-Зеленчукская, IV — Аксаутская, V — Эпчинская, VI — Чуммурлинская, VII — Исламчатская, VIII — Хамышкинский разлом; IX — Бескесский сдвиг; X — Архызский разлом; XI — Картджинский разлом; XII — Джазлыкский взброс; XIII — Пшекиш-Тырныаузский разлом; XIV — Курджинский разлом; XV — Джентинская синклиналь; XVI — Ацгаринская антиклиналь; XVII — Речептинская синклиналь; XVIII — Абишира-Ахубская антиклиналь; XIX — Урупская синклиналь

нижне- и среднепалеозойскими (метаморфическими) сланцами, прорванными разнообразными интрузиями, относящимися большей частью к среднепалеозойскому уруштенскому магматическому комплексу (Афанасьев, 1950). Из более молодых отложений характерно широкое развитие верхнепалеозойских осадков, а также триасовых и местами нижнеюрских.

Бескесско-Марухская и Картджуртская подзоны сложены девонскими и нижнекаменноугольными зеленокаменными толщами, во многих местах несогласно перекрытыми верхнепалеозойскими отложениями. Интрузивный магматизм в этих двух подзонах развит в гораздо мень-

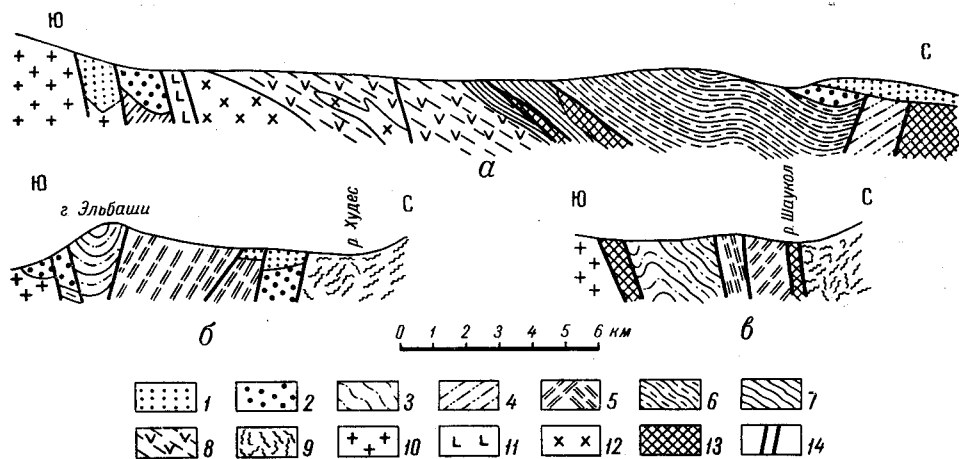


Рис. 82. Геологические профили через зону Передового хребта: *a* — по долине р. Малая Лаба, *б* — через гору Эльбаша, *в* — по долине р. Ислам-чат. По Г. И. Баранову (1964 г.)

1 — нижнеюрские отложения; 2 — верхнепалеозойские отложения; 3 — девонские осадочно-вулканогенные отложения Бескесско-Марухской подзоны; 4 — среднедевонские филлиты Бахмуткинской свиты в Бескесско-Марухской подзоне; 5 — девонские осадочно-вулканогенные отложения Картджуртской подзоны; 6 — зеленокаменные толщи среднепалеозойского (?) возраста Уруштено-Ацгаринской и Бамбакской подзон; 7 — протерозойские кристаллические сланцы Уруштено-Ацгаринской подзоны (ядро Блыбской антиклинальной зоны); 8 — протерозойские амфиболиты; 9 — протерозойские метаморфические сланцы Лабано-Малкинской зоны; 10 — гранитоиды зоны Главного хребта; 11 — гранодиориты; 12 — тоналиты; 13 — серпентиниты; 14 — тектонические нарушения

шей степени и представлен в основном небольшими по размерам гипабиссальными интрузиями основного и среднего состава. Кроме того, изредка встречаются гранитоидные дайки и мелкие тела гипербазитов (главным образом пироксенитов).

Современная структура палеозойского основания зоны Передового хребта состоит из среднепалеозойского грабен-синклинория и как бы вложенного в него верхнепалеозойского синклинория. Западная часть зоны Передового хребта, включающая Бамбакскую и Уруштено-Ацгаринскую зоны второго порядка, приподнята и составляет южное крыло среднепалеозойского синклинория, сложенное более древними породами. Структура этого приподнятого блока состоит из Бамбакской синклинальной зоны на юге и Блыбской антиклинальной зоны на севере. Северное крыло Блыбской антиклинали погружается в сторону оси среднепалеозойского синклинория, объединяющего в своих пределах Бескесско-Марухскую и Картджуртскую структурно-формационные зоны второго порядка (рис. 82).

Бамбакская синклинальная зона протягивается от устья р. Киши, постепенно сужаясь к востоку, и тектонически выклинивается на правом склоне долины Большой Лабы. На западе она погружается под юрские отложения. Простираение всей структуры  $305^\circ$ . Ядро синкли-

нальной зоны намечается в нижнем течении р. Киши, где выступают отложения ацгаринской свиты (верхней метаморфической свиты по Робинсону, 1946). Для Бамбакской синклинали характерна блоковая структура.

Блыбская антиклинальная зона протягивается от станции Даховской на северо-западе до верховьев р. Большой Зеленчук на юго-востоке. Шарнир ее полого погружается в западном направлении от хребта Большие Балканы и более заметно в восточном, перекрываясь на правом берегу р. Большой Зеленчук отложениями верхнего палеозоя. По мнению Д. С. Кизевальтера (1961 г.), продолжение этой структуры намечается в бассейнах Марухи и Теберды.

В ядре Блыбской антиклинали обнажаются верхнепротерозойские или нижнепалеозойские метаморфические сланцы амфиболитовой фации метаморфизма, что резко отличает их от более молодых зеленокаменных толщ. Контакт глубокометаморфизованных пород ядра с менее метаморфизованными отложениями, развитыми на крыльях, большинство геологов считает стратиграфическим, осложненным в ряде мест тектоническими нарушениями. Вместе с тем плоскость контакта погружается в северном направлении, в общем круче, чем падающие на северо-восток пласты пород зеленокаменной толщи; кроме того, описанные Г. Д. Афанасьевым (1950) метасоматические изменения в зеленокаменных породах отмечаются только вдоль их подошвы, слагаая сравнительно неширокую полосу так называемых «пятнистых» сланцев. Все это не исключает возможности существования здесь пологого (не более  $40^\circ$ ), падающего на северо-восток древнего разрывного нарушения.

В кристаллическом ядре Блыбской антиклинальной зоны широкое развитие получили интрузии гипербазитов, габброидов и плагиогранитов, относимые Г. Д. Афанасьевым, Г. М. Ефремовым и другими исследователями к древнейшим интрузиям Северного Кавказа. По данным А. А. Самохина (1962), кристаллические сланцы имеют здесь северо-западное простирание и северо-восточное падение. На северо-западе в бассейне р. Трю отмечается пологая брахисинклинали. В отдельных местах, в частности, на погружении кристаллического основания, под чехлом триасовых отложений намечается крупное куполовидное поднятие. Аналогичная структура располагается в массиве хребта Большие Балканы. Она имеет овальную форму, ориентированную в северо-восточном направлении, и содержит в ядре плагиогранитную (тоналитовую) интрузию (Самохин, 1962). Южное крыло центральной части Блыбской антиклинали срезано крупным разломом, ограничивающим ее с юга.

Метаморфическая толща северного крыла описываемой структуры слагает ряд крупных складок северо-западного простирания. Восточнее р. Большая Лаба вдоль оси Блыбской антиклинальной зоны прослеживаются Ацгаринская и далее на восток Абишира-Ахубская антиклинали (рис. 83). Между ними расположена имеющая простирание  $330-340^\circ$  и занимающая по отношению к этим структурам секущее положение узкая Речепстинская синклинали, опрокинутая на северо-восток (Баранов, 1959). Северные крылья Ацгаринской и Абишира-Ахубской антиклиналей, совпадающие с северным крылом Блыбской антиклинальной зоны, а также шарнир Речепстинской синклинали погружаются в северном направлении под верхнепалеозойские отложения. В бассейне рек Большой и Малой Лабы на северном крыле антиклинальной зоны намечается Джентинская, а северо-западнее — Никитино-Бугунжская синклинали. Северная граница Блыбской антиклинальной зоны в бассейне р. Большая Лаба может быть проведена лишь предположительно по

одному из многочисленных разломов северо-западного простирания, отмечающихся в палеозое между левыми притоками р. Уруп и Бескесским медноколчеданным месторождением.

Среднепалеозойские отложения северного крыла Блыбской антиклинальной зоны и ее восточного погружения имеют характерную особенность, выражающуюся почти в исключительной приуроченности палеозойских интрузий, имеющих пластообразную форму и залегающих согласно с вмещающими породами, к ацгаринской свите. Метаморфизм пород этой свиты значительно более высокий, чем в подстилающих толщах. Если в более древней картджуртской свите, сложенной в основном вулканогенными породами, осадочные прослои представлены филлитами и хлорит-серицитовыми сланцами, то аналогичные по составу



Рис. 83. Продольный геологический профиль восточной части Блыбской антиклинальной зоны. По Г. И. Баранову (1964 г.)

Уруштено-Ацгаринская подзона: 1 — слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения среднепалеозойского (?) возраста; 2 — более интенсивно метаморфизованные осадочные отложения среднепалеозойского (?) возраста; 3 — осадочно-вулканогенные отложения девона в Бескесско-Марухской подзоне; 4 — интрузивные породы; 5 — тектонические нарушения

породы ацгаринской свиты почти везде содержат биотит, мусковит, нередко гранат. Такая особенность залегания интрузий и распределения фаций метаморфизма (учитывая, что нижележащие отложения не содержат интрузивных образований, могущих рассматриваться как корни пластовых тел) позволяет предполагать возможность латерального движения магмы при образовании пластовых интрузий в данном районе. Вероятно, движение магмы происходило с юга на север — от оси антиклинальной зоны к периферии. И только вдоль северного ограничения антиклинальной зоны пластовые интрузии нижнекаменноугольных габброидов архызского комплекса внедряются в ацгаринскую свиту со стороны глубинного магмаподводящего разлома, т. е. с севера на юг.

Следующей к востоку структурой является Бескесско-Марухская синклиналильная зона, образовавшаяся на месте среднепалеозойской структурно-формационной подзоны того же наименования. Эта зона кулисообразно подставляет в структуре Передового хребта Блыбскую антиклинальную зону и протягивается от р. Большая Лаба на западе до р. Малка на востоке. С юго-запада она ограничена полосой выходов интрузивных пород архызского вулканоплутонического комплекса, образовавшегося вдоль древнего разлома северо-западного простирания. На севере Бескесско-Марухская синклиналильная зона контактирует по разлому с Картджуртским блоком. Южная ее граница совпадает с глубинным Пшекиш-Тырныаузским разломом.

В отличие от более западных структур Бескесско-Марухская синклиналильная зона почти целиком сложена вулканогенными и осадочными отложениями девона и нижнего карбона.

Более древние отложения, возможно, сохранились в южном крыле синклиналильной структуры в виде тектонически изолированных мелких блоков, входящих в систему Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны.



В западной части Бескесско-Марухской синклиналильной зоны вблизи ее южной границы, в бассейнах рек Большой Зеленчук и Маруха Д. С. Кизевальтером (1961 г.) выделяется сильно приподнятый по разрывам Карабекский блок, сложенный наиболее древними слоями девона. Севернее девонские отложения собраны в ряд продольных складок, из которых наиболее значительными являются Мало-Карабекская синклиналь, Пастуховская антиклиналь и Марухская синклиналь. В ядрах синклиналильных структур местами залегают нижнекаменноугольные отложения (Кропачев, 1962). В сложно построенном северном крыле Марухской синклинали обнажаются наиболее глубокие горизонты девонской вулканогенной толщи. Восточнее р. Маруха среднепалеозойские структуры погружаются под верхнепалеозойские отложения Аксауской поперечной впадины, изредка выступая там в антиклинальных поднятиях. В бассейне Теберды Бескесско-Марухская синклиналильная зона вновь хорошо обнажена в связи с наличием здесь поперечного выступа и имеет отчетливое синклиналильное строение, которое в общем сохраняется до р. Кубань. Важную роль в строении этого района играют субширотные длительно развивающиеся разломы, обусловившие возникновение серии грабен-синклиналильных и горст-антиклинальных структур.

Метаморфизм отложений, наиболее интенсивный на юге, в северном направлении заметно ослабевает. Аналогично изменяется дислоцированность среднепалеозойского комплекса. Для Бескесско-Марухской синклиналильной зоны характерно широкое развитие складчатости линейного типа с крутыми крыльями, лишь местами переходящей в брахморфную.

Картджуртский блок, соответствующий Картджуртской структурно-формационной подзоне, большинство геологов описывали в качестве наиболее глубоко опущенной части палеозойского основания Передового хребта, сложенной отложениями карачаевской серии, нижнекаменноугольный возраст которых до последнего времени не вызывал сомнений. В соответствии с этим структура Картджуртского блока расчленялась как крупная синклиналь со срезанным Картджуртским разломом и потому отсутствующим южным крылом (Кизевальтер, 1960). Максимальная амплитуда Картджуртского разлома определялась при этом в 6—7 км. В связи с последними данными по стратиграфии карачаевской серии, свидетельствующими о ее средне-верхнедевонском возрасте, более обоснованными выглядят выводы И. В. Круть, Л. И. Яковлева и др. (1963б) о том, что Картджуртский блок следует рассматривать как моноклинальную структуру, наклоненную на юг и контактирующую с Бескесско-Марухской подзоной по разлому значительно меньшей амплитуды, а иногда (верховья р. Чемарткол) и без разлома.

Северная часть Картджуртского блока западнее верховьев р. Чучкур опущена по Джазлыкскому разлому и большей частью скрыта под отложениями верхнего палеозоя и юры. Восточнее р. Малка в Картджуртском блоке местами наблюдается синклиналильное строение.

Наличие среди слабо метаморфизованных девонских отложений тектонических блоков, сложенных кристаллическими сланцами чегемской свиты, позволяет предполагать, что среднепалеозойская Картджуртская структурно-формационная зона развивалась на сравнительно консолидированном основании, причленявшемся к древней Бечасынской геоантиклинали. Это отчасти может объяснить слабый метаморфизм залегающих здесь девонских отложений и сравнительно простую складчатость, что резко отличает их от интенсивно рассланцованных и

смятых в линейные складки девонских пород Бескесско-Марухской синклинальной зоны.

Позднепалеозойский грабен-синклинорий зоны Передового хребта, так же как и среднепалеозойский, имеет сложное строение. А. А. Белов и Д. С. Кизевальтер (1962) в его пределах выделяют три основные субширотные структуры второго порядка: Лабино-Тебердинский синклинорий, Срединный антиклинорий и Бамбакско-Киньырчадский синклинорий. Эти структуры выражены не очень отчетливо, хотя прослеживаются почти на всем протяжении зоны Передового хребта. В отличие от среднепалеозойских верхнепалеозойские структуры носят заметные следы влияния поперечных дислокаций, что привело к разделению синклинориев на ряд частных прогибов. С запада на восток выделяются

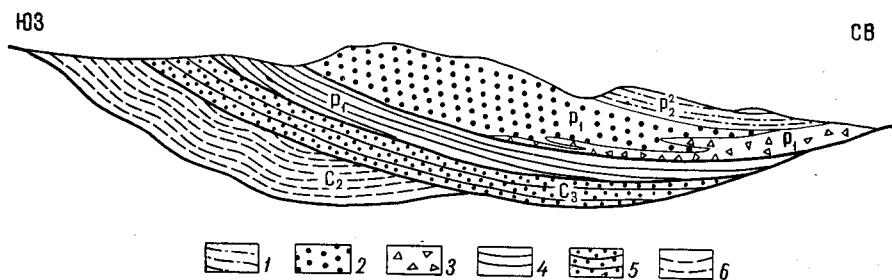


Рис. 84. Геологический разрез через Кыфаро-Зеленчукскую впадину. По Г. И. Баранову (1964 г.)

1 — песчаники и алевролиты; 2 — конгломераты и песчаники; 3 — брекчи и конгломераты; 4 — песчаники и алевролиты; 5 — верхнекаменноугольные отложения; 6 — среднекаменноугольные отложения

наиболее крупные Белореченская, Бамбакская, Кыфаро-Зеленчукская, Аксаутская, Эпчикская, Чуммурлинская и Исламчатская впадины, разделенные поперечными выступами. Складчатость внутри впадин имеет более или менее отчетливое северо-западное простирание и, являясь более пологой, нередко наследует крупные складки среднепалеозойского структурного яруса. Для позднепалеозойской складчатости в ряде мест отмечается конседиментационный характер развития (Кыфаро-Зеленчукская впадина, Киньырчадский синклинорий). Наиболее распространены пологие брахискладки с сильно ундулирующими шарнирами. Иногда вдоль крупных среднепалеозойских разломов в нижних слоях верхнего палеозоя развивается интенсивная мелкая складчатость, осложненная разрывами (район Толстобугорского, Малолабинского и других месторождений каменного угля).

Местами, в области Срединного антиклинория и на выступах в синклинориях внутри верхнепалеозойского осадочного комплекса, наблюдаются довольно резкие несогласия. Для большинства впадин характерно отмеченное В. Н. Робинсоном (1946) расширение границ по мере накопления осадков, благодаря чему по их периферии нередко наблюдается несогласное залегание наиболее молодых слоев верхнепалеозойских отложений на древнем метаморфическом основании (рис. 84).

Лабино-Тебердинский синклинорий наследует Бескесско-Марухский синклинорий, охватывая на востоке и Картджуртский блок. В бассейне рек Кыфар и Большой Зеленчук Лабино-Тебердинский синклинорий ограничен Касаевским и Пастуховским сбросами, восточнее р. Маруха — Картджуртским разломом. К востоку от Чуммурлинской впадины он причленяется к Северному разлому и далее уходит за пределы среднепалеозойской структуры Передового хребта.

Бамбакско-Киньырчадский синклинорий на всем протяжении тяго-

теет к Пшекиш-Тырныаузскому глубинному разлому, занимая южную часть грабен-синклинория Передового хребта, и является наиболее глубоко опущенной верхнепалеозойской структурой. Местами синклинорий накладывается на краевую часть зоны Главного хребта. Западнее Гидамского выступа развит полный разрез верхнего палеозоя. Восточная часть синклинория заложилась позднее — в конце перми, в связи с чем верхнепалеозойский структурный ярус представлен здесь только отложениями эпчикской свиты, имеющими нижнетриасовый возраст (А. А. Белов, Д. С. Кизевальтер, 1962).

Срединный антиклинорий в целом представляет собой сложно построенный многоступенчатый выступ, сложенный среднепалеозойскими и местами сохранившимися верхнепалеозойскими отложениями. Породы верхнепалеозойского структурного яруса сохранились лишь в синклинальных участках и опущенных тектонических блоках и чаще всего представлены отложениями среднего и верхнего карбона.

Большая часть позднепалеозойских интрузий приурочена к Срединному антиклинорию (гранитоиды Даховского массива, интрузии горы Ятыргварта, дайки гранит-порфиров). Среднекаменноугольные жильные породы, по данным Д. С. Кизевальтера (1962), развиты также в Лабино-Тебердинском синклинории.

Структура мезозойского платформенного чехла резко отличается от структуры палеозойского фундамента. К востоку от р. Малка зона Передового хребта представляет собой сильноподнятый горст, почти лишенный послепалеозойских отложений и прорванный в осевой части молодыми эльджуртинскими гранитами и плиоценовыми липаритами. Западнее р. Малка юрские отложения сохранились на значительной площади преимущественно в северном крыле альпийского антиклинория Передового хребта и в опущенных тектонических блоках вдоль Пшекиш-Тырныаузского глубинного разлома. В северной части антиклинория отложения юры (платформенные фации) залегают спокойно с пологим падением к северо-востоку, местами образуя слабо выраженные поперечные поднятия и прогибы. Вдоль южной границы мощность ниже-среднеюрских отложений увеличивается. Одновременно породы смяты в складки и сильно рассланцованы. Примером являются отложения мукуланской свиты по р. Баксан, нижеюрские толщи в верховьях р. Большой Зеленчук (северный край Загедано-Архызской тектонической депрессии, относящейся в остальной части к зоне Главного хребта) и р. Белой (Гузерицкая синклиналь).

Альпийские тектонические нарушения, широко развитые вдоль южной границы Передового хребта, представлены главным образом субширотными и северо-западными ступенчатыми взбросами с поднятыми северными крыльями и падением плоскости тектонических контактов в северных направлениях.

На севере зоны Передового хребта также известны нарушения надвигового и взбросового типов, но имеющие южное падение плоскости сместителя. Одним из крупнейших является Джеблыкский разлом, по которому девонские отложения южной части Картджуртского блока в бассейне р. Кубань надвинуты на нижеюрские отложения северной части этого блока. Кроме того, Северный разлом, являющийся северной тектонической границей зоны Передового хребта, местами также имеет характер крупного, наклоненного на юг взброса с поднятым южным крылом. Таким образом, в ориентировке плоскостей сместителя молодых (или омоложенных) тектонических нарушений, расположенных вблизи южной и северной границ альпийского антиклинория, наблюдается определенная симметрия относительно осевой плоскости последнего.

### Бечасынская зона

Бечасынская структурно-формационная зона (А. Я. Дубинский, 1963 г.) представляет собой южную часть Карачаево-Черкесского до-альпийского горст-антиклинория, сложенную метаморфическими породами протерозоя и нижнего палеозоя, вмещающими интрузии позднегерцинских гранитов и ультрабазитов (рис. 85). По масштабам проявления интрузий кислого состава эта зона сходна с зоной Главного Кавказского хребта. Северо-западное продолжение Бечасынской зоны прослеживается за пределы Северо-Кавказской моноклинали в область Западного Предкавказья.

Структура Бечасынской зоны восстановлена только для междуречья Кубани и Чегема по материалам бурения Черкесских, Фроловских, Зольских и Малкинских скважин и по выходам кристаллических пород. Этот район, входящий в состав Эльбрус-Ставропольского поперечного поднятия, в альпийском этапе тектогенеза испытал наибольшее воздымание, в результате чего по долинам крупных рек были вскрыты породы кристаллического фундамента. Здесь может быть выделено два блока: Бечасынский на юге и Кисловодский на севере, разделенные гипотетическим Срединным (по Г. Д. Ажгирею, 1962) разломом. С севера Кисловодский блок ограничен Черкесским разломом.

Западнее р. Кубань древний кристаллический комплекс испытывает погружение (Кубано-Зеленчукский прогиб, по Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину, 1963), а восточнее р. Чегема он погребен под мощными мезозойскими и кайнозойскими отложениями наложенного Терско-Каспийского передового прогиба.

Бечасынский блок имеет максимальную ширину 25 км по меридиану Эльбруса. Южная его часть сложена сланцами чегемской, а северная — хасаутской свит верхнего докембрия, вмещающими интрузии позднепалеозойских гранитоидов. В бассейне Малки по северной периферии блока, примыкающей к срединному разлому, располагается узкая полоса отложений нижнего (кембрий?) и среднего (верхний силур) палеозоя, прослеживаемых на запад до р. Эшкакон. Господствующее простирание пород северо-западное (рис. 86).

Наиболее полное пересечение Бечасынского блока наблюдается по р. Малка. Из достоверно устанавливаемых здесь пликтивных структур наиболее северной является Мушта-Малкинская антиклиналь (Кизевальтер, 1960) в породах хасаутской свиты. Возможное продолжение ее наблюдается в районе р. Тызыл. Ось антиклинали погружается на восток. На северном крыле сланцы хасаутской свиты имеют запад-северо-западное простирание спадением на север-северо-восток под углом 20—30°. К северу углы падения постепенно возрастают до 70—80° в породах вышележащей урлешской свиты. Северное крыло антиклинали осложнено пологими перегибами северо-восточного простирания. Наиболее крупный прослеживается в породах протерозоя, кембрия и силура по правому склону долины Малки. Он был принят А. П. Герасимовым (1940а) за основную складчатую структуру северо-восточного простирания в породах фундамента. Южное крыло Мушта-Малкинской антиклинали прорвано Малкинской интрузией позднепалеозойских гранитов. К югу от интрузии по р. Малка породы хасаутской свиты имеют более крутое (40—50°) падение на юг и могут рассматриваться как южное крыло Мушта-Малкинской антиклинали.

Южнее располагается полоса выходов чегемской свиты общей протяженностью около 100 км при ширине до 9 км. Д. С. Кизевальтер (1960) полагает, что эта свита обнажается в ядре крупного антиклинория, в северном опрокинутом крыле которого находятся породы хасаут-

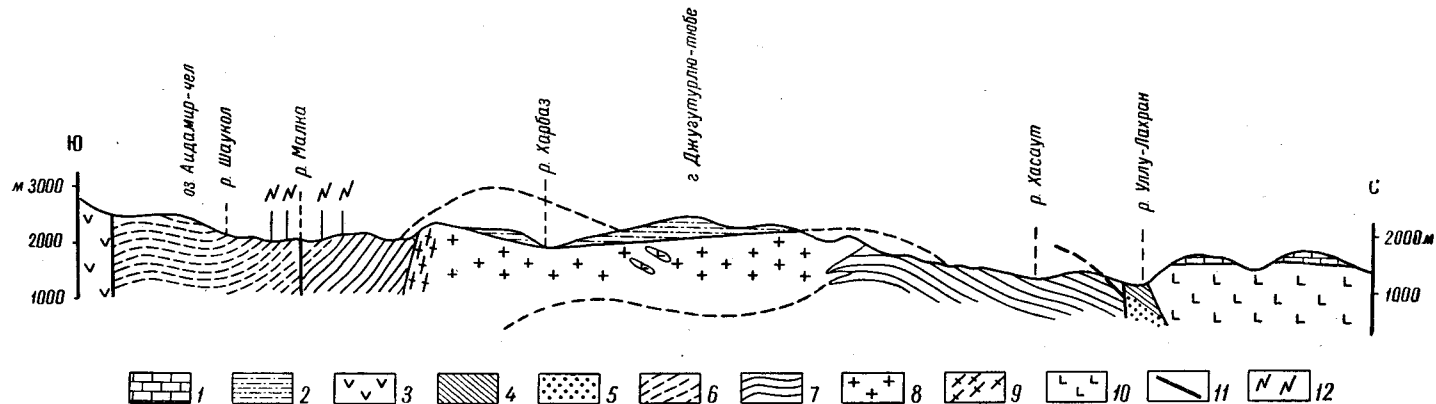


Рис. 85. Разрез по долине р. Малка через Бечасынский блок. По Ю. Я. Потопенко (1965 г.)

1 — верхняя юра; 2 — плинсбахский ярус; 3 — вулканогенно-осадочный комплекс среднего палеозоя Передового хребта; 4 — верхний силур; 5 — нижний палеозой; 6 — чегемская свита (протерозой); 7 — хасаутская свита (протерозой); 8 — граниты малкинского типа; 9 — краевые гнейсы; 10 — серпентиниты; 11 — разломы; 12 — асимметричные складки



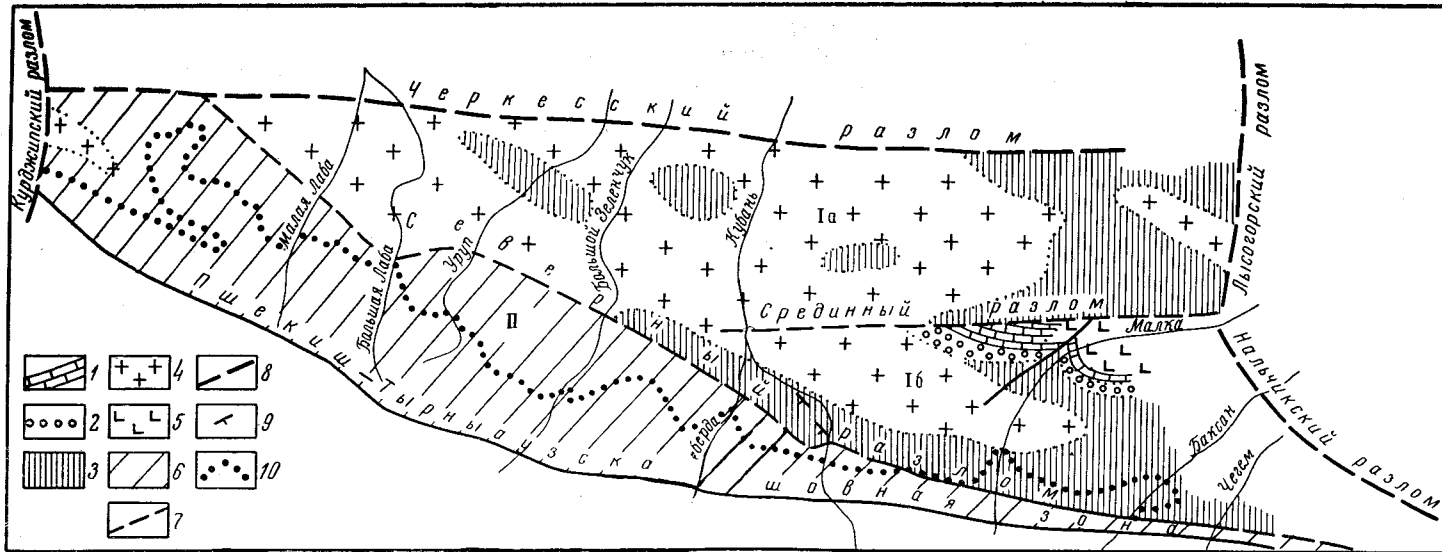


Рис. 86. Схема геологического строения фундамента Северо-Кавказского краевого массива с элементами тектоники. По Ю. Я. Потапенко (1965 г.)

1 — Бечасынская зона; 1а — Кисловодский блок, 1б — Бечасынский блок; II — зона Передового хребта. 1 — верхний силур; 2 — нижний палеозой; 3 — протерозой; 4 — граниты малкинского типа; 5 — серпентиниты; 6 — средний и верхний палеозой зоны Передового хребта; 7 — разломы древнего заложения; 8 — альпийские разломы, ограничивающие зону моноклиналя; 9 — наклонное залегание пород; 10 — южная граница выходов нижнеюрских отложений

ской свиты. Согласно новым данным (Потапенко, 1963) в верховьях Малки сланцы чегемской свиты наращивают разрез хасаутской свиты. В соответствии с этим следует считать стратиграфические взаимоотношения чегемской и хасаутской свит нормальными, а не опрокинутыми.

К востоку от Малки в сланцах чегемской свиты по элементам залегания выделяются субширотная Бильбичанская синклиналь и расположенная южнее Шаукольская антиклиналь (Е. Е. Милановский, Д. С. Кизевальтер, 1962 г.). Падение пород в крыльях складок от 20—30 до 70°.

По долине р. Баксан тектоника метаморфических толщ протерозоя достоверно не расшифрована.

По р. Кубань северная часть Бечасынского блока сложена гранитами малкинского типа. К югу сланцы, сопоставляемые с хасаутской свитой, собраны в складки с широкими пологими сводами и довольно крутыми крыльями. Эта сложноскладчатая зона с юго-запада окаймляется полосой сланцев чегемской свиты, моноклинально падающих на юго-запад.

К наиболее крупным разрывным нарушениям фундамента относится Срединный разлом, контролировавший поступление магмы в мезозое (диоритовые порфириды, андезиты и дациты Эшкакона и Подкумка) и, по-видимому, в среднем — позднем палеозое (граниты и серпентиниты Малки). Остальные разрывные нарушения представлены двумя главными системами: северо-восточной и северо-западной. Они осложняют складчатые структуры фундамента, не менее, однако, общего структурного плана Бечасынского блока. В долине Мушты по системе разломов северо-восточного простирания ступенчато опущено северо-западное крыло. Эти разломы обновлялись и в послераннеюрское время (Каратюбинский сброс). В долине Малки по крупному пологому надвигу крутопадающие песчаники урлешской свиты надвинуты на более полого залегающие породы хасаутской свиты. Поверхность надвига имеет падение к северо-востоку под углом 15—45°.

Кисловодский блок (см. рис. 86) расположен севернее Бечасынского. С севера он ограничен крупным Черкесским разрывом. Внутренняя структура блока из-за недостатка данных не ясна. Преимущественным развитием здесь пользуются граниты, выступающие по Эшкакону и Аликоновке, а также вскрытые многочисленными скважинами (города Кисловодск, Черкесек, сел. Винсады). Метаморфические сланцы, по-видимому хасаутской свиты, установлены бурением к югу от Кисловодска.

## СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

### *Лабно-Малкинская зона*

По сравнению с фундаментом структура верхнего осадочного комплекса относительно проста. Степень дислоцированности и характер осадков позволяют выделить в нем два структурных яруса: нижний, сложенный ниже- и среднеюрскими отложениями, осложненными пологими брахискладками и разрывными нарушениями, и верхний, включающий осадки верхней юры, мела и палеогена и залегающий на нижнем с угловым и азимутальным несогласием. Слои верхнего структурного яруса полого наклонены на север или северо-восток (рис. 87).

Формирование отложений нижнего структурного яруса происходило в широтном Ахметовском прогибе, возникшем вдоль южного края Скифской плиты. В его структуре установлены Малкинское (восточное) и Лабинское (западное) поднятия в фундаменте, разделенные Кубано-

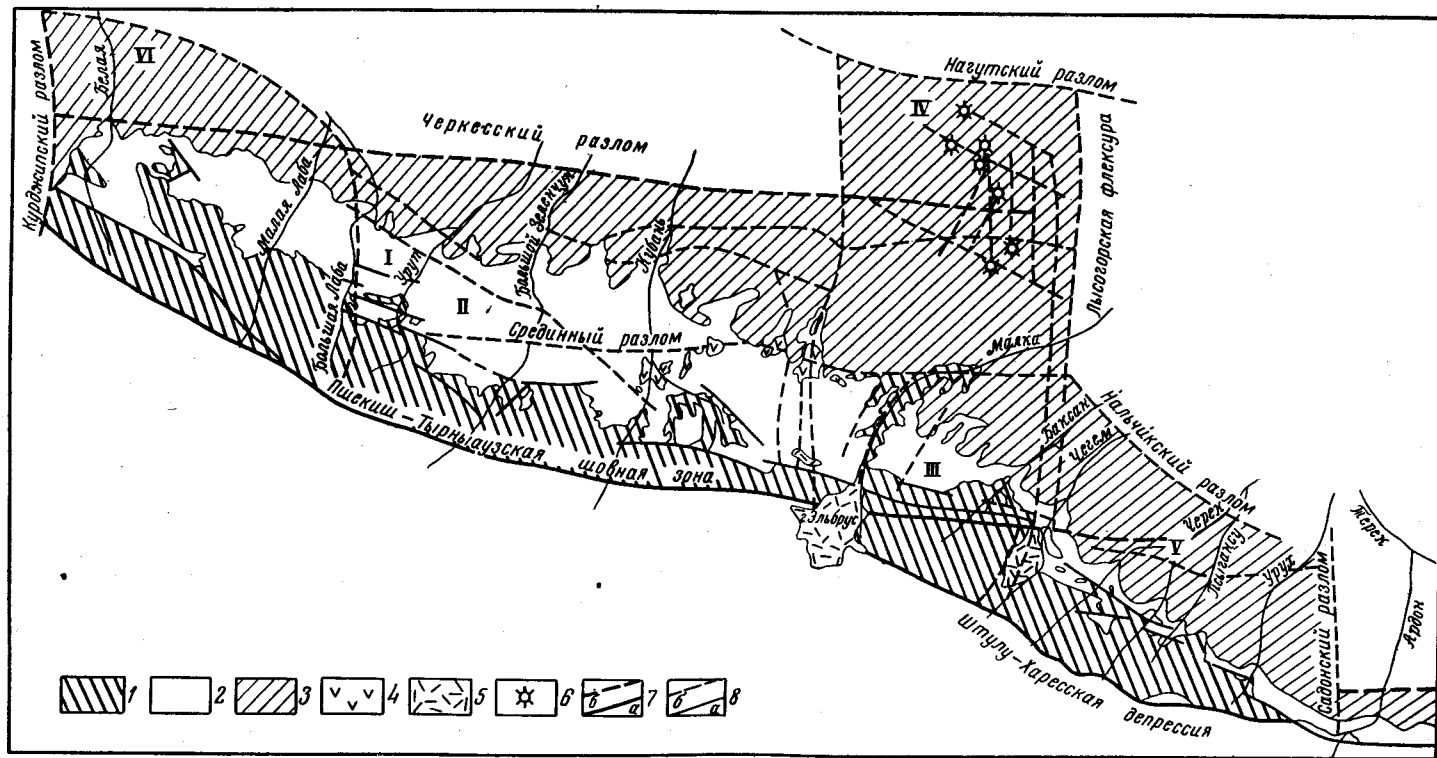


Рис. 87. Схема тектонического строения Северокавказской моноклинали. По А. Л. Лу неву (1965 г.)

1 — герцинский кристаллический фундамент; 2 — нижний структурный ярус мезо-кайнозойского осадочного чехла (Ахметовский прогиб); 3 — верхний структурный ярус мезо-кайнозойского осадочного чехла; 4 — Минераловодский выступ, 5 — Аргунданийский выступ, 6 — Адыгейский выступ; 7 — нижнеюрские интрузии; 8 — кайнозойские эффузии; 9 — миоценовые гранит-порфиры Минераловодского района; 10 — разломы древнего заложения: а — прослеженные, б — предполагаемые; 11 — разломы альпийские: а — прослеженные, б — предполагаемые

Зеленчукским прогибом. Эти же поперечные структуры (с некоторым смещением их границ) отмечаются и в структуре Лабино-Малкинской зоны.

Малкинское поднятие, вместе с расположенными севернее Кисловодским и Минераловодским выступами, входит в систему Ставропольско-Дзиркульского поднятия антикавказского направления. Оно представляет собой наиболее приподнятый (до 3 км) блок фундамента с абсолютными отметками 1600—2200 м, характеризующийся резко сокращенными мощностями ниже-среднеюрских отложений. С запада Малкинское поднятие ограничено Эльбрусским разломом, с востока — системой Чегемских глубинных разломов, прослеживающихся севернее в породах чехла в виде Лысогорской флексуры. На севере это поднятие переходит в Кисловодский выступ, отделяясь от него Срединным разломом.

На северо-западе Малкинского поднятия выделяется Подкумский структурный выступ с абсолютными отметками фундамента от +1400 до +1800 м и Худесская впадина, расположенная от него к западу и имеющая запад-северо-западное простирание. Последняя осложнена более мелкими Маринской и Индышской впадинами, разделенными Арнаутским валом (Д. И. Панов, 1958 г.). К югу Арнаутский вал прослеживается в отложениях лейаса до Кубано-Тебердинского водораздела, где он был описан Ю. Я. Потапенко в 1959 г. как Джалпакское поднятие, на север — до Срединного разлома, где он вскрыт буровыми скважинами (Арбакольское поднятие).

Само Малкинское поднятие расчленено на тектонические блоки системой разломов субширотного, субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. Первые две системы имеют древнее заложение и многократно обновлялись вплоть до четвертичного периода. К ним иногда приурочены дайки изверженных пород, а в местах их пересечения располагаются относительно крупные интрузивные тела раннеюрского возраста. На опущенных тектонических блоках отмечается максимальная мощность осадочных пород и тонкозернистый характер осадков. Для приподнятых блоков характерны сокращение мощности ниже-среднеюрских осадков, преобладание в разрезе грубозернистых пород и проявления вулканизма. Разрывы северо-западного и северо-восточного направления являются молодыми (альпийскими) и образуют систему разломов, осложняющих строение основных тектонических элементов Малкинского поднятия.

Наиболее полный разрез нижней и средней юры наблюдается в пределах Кубано-Зеленчукского прогиба, где установлены отложения лотаринга (бассейн рек Большой и Малой Лабы), плинсбах и тоара. К востоку и западу наблюдается выклинивание сначала лотарингских, а на Лабинском и Малкинском поднятиях также и плинсбахских отложений. Мощность тоарских отложений здесь значительно сокращается. В пределах Кубано-Зеленчукского прогиба ааленские отложения залегают на нижеюрских без следов перерыва и только в районе Хумаринского месторождения каменного угля (р. Кубань) из разреза выпадает нижний аален, а верхний залегают с разрывом на нижней юре. Однако верхнебайосские отложения перекрывают различные зоны аалена, а в бассейне р. Кубань — и угленосную толщу. Нижние слои этого яруса не установлены.

Тектонические движения, проявившиеся в ранней и средней юре в пределах западной части Лабино-Малкинской зоны, сопровождалось образованием мелких складок. Так, например, в отложениях домерского подъяруса плинсбах в междуречье Урупа и Кяфара отмечается пологая синклиналиная складка антикавказского простирания. На лево-

бережье р. Кубань (балки Кумыш — Большая Шоана) в угленосных отложениях плинсбаха описаны антиклинальные складки северо-западного простираия, разделенные синклиналью и перекрытые почти горизонтально залегающими лавами и пирокластами дацитно-андезитов домера. Интенсивность складкообразования возрастает с приближением к южной окраине Лабино-Малкинской зоны. Брахисинклинальная складка северо-западного простираия в отложениях карикского подъяруса плинсбаха по ручью Кара-сырх (р. Кубань) имеет асимметричное строение с падением крыльев под углом 25—35 и 18—20°. Как и Шоанские складки, она перекрывается почти горизонтально залегающей толщей вулканогенных пород домерского подъяруса плинсбаха. Флексуорообразные изгибы угленосных толщ лейаса описаны Е. А. Снежко в бассейне Малки, Тызыла и Урупа, причем их образование он объясняет глыбовыми движениями доюрского фундамента.

Восточнее Малкинского поперечного поднятия Пшекиш-Тырныузская шовная зона перекрывается осадками нижней и средней юры, которые в ее пределах характеризуются резкой изменчивостью фаций и большим изменением мощностей всех горизонтов разреза. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963) считают, что восточнее р. Чегем на продолжении Пшекиш-Тырныузской шовной зоны располагается асимметричная антиклиналь, которая, погружаясь к востоку, переходит в Аргунданийский структурный выступ, разделяющий Кабардинскую и Осетинскую краевые впадины и сменяющийся восточнее Сунженской антиклинальной зоной, развитой в пределах Терско-Каспийского передового прогиба. Здесь к северу от Пшекиш-Тырныузской шовной зоны отложения нижней и средней юры залегают на сложно дислоцированном кристаллическом фундаменте, состоящем из пород докембрия — нижнего палеозоя. Мощность нижне-среднеюрских отложений не превышает 1200—1300 м, залегают же они в виде полого наклоненной на север моноклинали. С приближением к шовной зоне тектоническая структура нижне-среднеюрских слоев усложняется. В районе р. Чегем в непосредственной близости от шовной зоны породы нижнемезозойского структурного яруса смяты в относительно крупные складки запад-северо-западного простираия и осложненные продольными разрывами. В ядрах антиклинальных складок иногда обнажаются кристаллические сланцы фундамента. В отложениях лейаса и аалена крылья складок наклонены под углом до 40 и даже 60°, тогда как угол наклона их в трансгрессивно залегающих осадках байоса составляет всего 10—20°. Перестройка складок в начале байосского века нередко сопровождалась смещением их осей к югу (Панов, 1962).

В бассейне р. Кестанты отложения нижнемезозойского структурного комплекса слагают крупную синклиналь, по оси которой проходит разрыв, ограничивающий с севера Пшекиш-Тырныузскую шовную зону. В северном крыле синклинали слои нижней и средней юры дополнительно смяты в систему коробчатых складок, северные крылья которых наклонены на север под углом 10—15°, тогда как южные крылья представляют собой флексуорообразные перегибы с углом наклона до 60°. В ядрах антиклинальных складок залегают породы фундамента. Формирование коробчатых складок происходило под влиянием блоковых перемещений последних.

В пределах Пшекиш-Тырныузской шовной зоны тектоническая структура нижне-среднеюрских отложений еще более усложняется. Системой разломов она расчленена на несколько ступенчато погружающихся к югу блоков, в которых осадочные породы смяты в крупные складки, осложненные почти симметричными линейными складками более высокого порядка с углами падения на крыльях до 30—40, реже



60—80°. Для них характерно восток-северо-восточное или широтное простирание. Структура осадочного чехла усложняется поперечными разломами, иногда шарнирного характера, по которым отмечаются значительные вертикальные перемещения (до 400 м).

К югу от Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны отложения нижней и средней юры имеют большую мощность и тонкозернистый состав. Эта область характеризуется наличием субмеридиональных складчато-блоковых структур с преобладанием коробчатых складок. Сводовые части антиклиналей нередко размыты и на поверхность выступают кристаллические породы герцинского фундамента, перекрытые останцами среднеюрских отложений. В крыльях же складок находятся ниже-среднеюрские отложения, залегающие под углом 40—50° к горизонту. В байосском веке здесь формировались дайки и межпластовые тела диабазов и мелкие тела ортофиоров. По данным Д. И. Панова (1962), верхнемезозойский структурный ярус в отличие от более северных областей отделен здесь от нижнемезозойского структурного яруса лишь географическим несогласием.

В заключение описания нижнего структурного яруса, обнажающегося к востоку от Малкинского поднятия, следует отметить, что к северу от Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны его формирование происходило в условиях, близких к субплатформенным, о чем свидетельствуют относительно небольшая мощность и фации осадков, а также характер тектонических движений. К югу же от шовной зоны отложения нижней и средней юры имеют относительно большую мощность, сложены более тонкозернистым материалом, включают продукты магматической деятельности и претерпели достаточно интенсивные складчато-блоковые движения, что указывает на их формирование уже в условиях, переходных к геосинклинальным. По своим структурно-формационным особенностям они близки к ниже-среднеюрским отложениям зоны Агвалинской наклонной ступени Дагестана.

В предкелловейское время область Лабино-Малкинской зоны испытала относительно небольшое поднятие, приведшее к частичному размыву ниже-среднеюрских отложений.

### *Северо-Кавказская моноклираль*

К началу верхнеюрской трансгрессии заканчивается развитие Ахметовского прогиба, и отложения верхнего мезо-кайнозойского структурного яруса, слагающие Северо-Кавказскую моноклираль, трансгрессивно перекрывают терригенные образования Лабино-Малкинской зоны, а местами (Минераловодский выступ и восточная часть зоны Главного хребта) и породы доальпийского фундамента. Перемещение южной границы Северо-Кавказской моноклинали к югу от Пшекиш-Тырныаузской зоны в Кабардино-Балкарии и Северной Осетии свидетельствует о перемещении в этом же направлении зоны сочленения молодой эпигерцинской плиты и альпийской геосинклинали.

Западная и северная границы моноклинали совпадают с границей Лабино-Малкинской зоны, современная ее южная граница проводится по выходу на дневную поверхность основания келловейских отложений, за восточную условно принимается Садонский разлом, к востоку от которой находится Северо-Осетинская сложнопостроенная моноклираль, по-видимому, являющаяся западным продолжением зоны Известнякового Дагестана. Близширотное простирание, характерное для западной части Северо-Кавказской моноклинали и Северо-Осетинской сложнопостроенной моноклинали, сменяется на восток-юго-восточное в районе, расположенном между Минераловодским выступом и р. Ардон.

Тектоническое строение Северо-Кавказской моноклинали исключительно простое. Слагающие его верхнеюрские, меловые и нижнепалеогенные отложения имеют региональное северное и северо-восточное падение под углом от 4—5 до 7—10°, осложненное Урупским, Черкесским и Фроловским поднятиями, Минераловодским, Адыгейским, Коринским и Аргуданским выступами.

Черкесское и Фроловское поднятия располагаются в междуречье Кубани — Большого Зеленчука. Они вытянуты в почти широтном направлении и выражены в подъеме кровли верхнего мела, имеют размеры около 10×3 км и амплитуду 60—70 м (Сократов, 1960). Северное крыло Черкесского поднятия наклонено под углом 4—5°, южное до 7°. Фроловская структура гипсометрически расположена на 110 м выше Черкесской и имеет более пологие углы падения (до 3—4°). Бурением скважин на этих структурах установлено блоковое строение фундамента. На южном склоне Фроловского поднятия под верхнемеловыми отложениями вскрыты среднеюрские породы мощностью 200 м, залегающие на гранитах герцинского фундамента. В их разрезе отсутствуют отложения батского яруса. На северном склоне этой структуры мощность среднеюрских осадков увеличивается до 300—340 м, причем они несогласно перекрывают нижнеюрские осадки, вскрытая мощность которых более 850 м. Для лейасовых образований характерно блоковое строение, благодаря чему по конседиментационным разломам они соприкасаются с породами фундамента. В структуре среднеюрских отложений на месте лейасовых горстов развиты пологие поднятия, которые в отложениях мальма уже не проявляются. На южном крыле Черкесской структуры палеозойский фундамент перекрывается келловейскими осадками, тогда как на северном ее склоне появляются отложения лейаса, несогласно перекрытые осадками доггера.

Минераловодский выступ на севере ограничен Нагутским прогибом, отделяясь от него флексурой, осложненной серией разломов, на востоке — Терско-Каспийским передовым прогибом, на западе — Восточно-Кубанским прогибом, на юге — восточным продолжением Черкесского разлома. По данным бурения устанавливается погружение доальпийского фундамента на север под углом 2—3°. На фундаменте с резким угловым несогласием залегают верхний структурный ярус осадочного чехла, представленный верхней юрой (в основном титонский ярус), мелом и палеогеном. В отдельных местах Минераловодского выступа сохранились нижнемайкопские отложения. По особенностям залегания меловых и палеоценовых слоев Минераловодский выступ делится на три участка. На южном участке верхнемеловые и палеоценовые отложения слагают моноклираль широтного на западе и юг-юго-восточного простирания на востоке. Угол наклона пород не превышает 4—6°. Северо-западная часть выступа характеризуется почти горизонтальным залеганием слоев. С востока к ним примыкает третий участок, представляющий собой моноклираль с наклоном слоев до 6°, переходящую в западный борт Терско-Каспийского передового прогиба. В пределах Минераловодского выступа располагается 18 многофазных лакколлитов и криптолакколлитов гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров, приуроченных к разломам на восточном склоне выступа.

Северная часть Минераловодского выступа осложнена Суркульско-Кумским, Ленгорским и Кумагорским поднятиями (Сократов, 1960). Первое поднятие имеет широтное простирание на западе и юго-восточное — на востоке. Его протяженность составляет около 20 км, ширина до 5 км. Северный склон Суркульско-Кумского поднятия переходит во флексуру с наклоном слоев до 60—70°, осложненную разры-

вами, посредством которой это поднятие сочленяется с Нагутским прогибом. Южное крыло поднятия наклонено под углом 1—2°. Суркульско-Кумское поднятие осложнено сетью мелких разрывных нарушений, к которым приурочены естественные выходы горючих газов и минеральных вод.

Ленгорское поднятие расположено южнее Суркульско-Кумского. Оно выявлено в процессе геологической съемки по выходу пород кумской свиты в сводовой части поднятия и детальному изучению не подвергалось. Кумагорское поднятие имеет размеры около 300 км<sup>2</sup> и тоже не изучено.

В районе г. Майкопа, севернее Черкесского разлома, находится Адыгейский выступ доальпийского фундамента, формирование которого происходило вдоль цепи кулисообразно расположенных субмеридиональных разломов, пересекающих Большой Кавказ, Западно-Кубанский передовой прогиб и Скифскую плиту. Он наиболее четко фиксируется в отложениях мела и палеогена и менее четко — в вышележащих образованиях. Фундамент Адыгейского выступа погружается на север с —1000 до —4000 м. На фундаменте несогласно залегают мезозойские отложения, имеющие северо-западное простирание, которые в свою очередь перекрываются с несогласием палеоген-неогеновым комплексом пород близширотного простирания. Структура осадочного чехла осложнена небольшими складками платформенного типа.

Коринский выступ расположен в районе рек Мастадон и Скумидон и представляет собой резко погружающуюся на северо-восток антиклинальную складку, затрагивающую отложения верхней юры, мела и палеогена. В отложениях верхнего мела углы падения крыльев этой складки составляют 7—8°, в майкопской серии они увеличиваются до 15°, в чокраке до 18—23°, в карагане до 45°. Особенностью Коринского выступа является резкое изменение субширотного простирания структуры у сел. Кора-Урсдон на меридиональное по р. Савердон. Таким образом, Коринский выступ следует относить к числу поперечных структур антикавказского простирания; его формирование началось в датском веке и продолжалось до конца плиоцена.

Аргуданский структурный выступ, располагающийся в районе сел. Лескен, представляет собой антиклинальную складку, погружающуюся на восток. Формирование складки началось в сарматском веке и закончилось в конце плиоцена. Структура складки осложнена поперечными, а в сводовой части — продольными разрывами. В районе р. Урух Аргуданская антиклиналь затухает, примыкая к Змейской антиклинали Сунженского хребта под тупым углом.

Разрывные нарушения в зоне Северо-Кавказской моноклинали проявились сравнительно в небольшом объеме. Как правило, они наследуют субширотные и субмеридиональные палеозойские и древнеюрские разломы и проявляются в виде широких зон небольших по амплитуде сбросов, наиболее четко устанавливаемых в карбонатных отложениях верхней юры и мела.

## ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ

### Зона Главного хребта

Зона Главного хребта в пределах Центрального Кавказа протягивается в северо-западном направлении от р. Терек до р. Белой и представляет собой сложнопостроенный альпийский антиклинорий (горст-антиклинорий), расположенный в осевой части мегантиклинория Большого Кавказа. На севере между реками Чегем и Белой эта зона огра-

ничена глубинным Пшекиш-Тырныаузским разломом, отделяющим ее от зоны Передового хребта. Восточнее между реками Чегем и Терек зона Главного хребта перекрыта карбонатными отложениями Северо-Кавказской моноклинали верхнеюрского и мелового возраста. Граница между зонами проводится по подошве верхнеюрских отложений, слагающих южный эскарп Скалистого хребта. С юга зона Главного хребта по крупному надвигу граничит с зоной Южного склона Большого Кавказа. Западная и восточная границы рассматриваемой зоны совпадают с тектоническими границами Центрального Кавказа. На западе зона Главного хребта обрывается системой субмеридиональных разломов Пшехинско-Адлерской ступени (Хаин и др., 1962). Восточнее р. Терек ее граница с зоной Главного хребта Восточного Кавказа проводится по резкому погружению в восточном направлении кристаллических пород Дарьяльского и Гвелетского массивов.

В тектоническом отношении зона Главного хребта по классификации, предложенной В. Е. Хаиным, соответствует древним ядрам. Она характеризуется глубокоэродированным древним кристаллическим основанием и трансгрессивно залегающими неметаморфизованными ниже-среднеюрскими и местами верхнепалеозойскими осадками, сохранившимися по периферии зоны и в тектонических депрессиях.

Складчатая структура кристаллического ядра зоны Главного хребта создана в основном герцинскими и более древними орогеническими движениями. В альпийском тектоническом этапе главную роль играли глыбовые движения.

В плане зона Главного хребта представляет собой сравнительно узкую полосу, заметно изменяющую свое простираие в районе верховьев Большого Зеленчука, Чегема и Ардона. Эти изменения обусловлены существованием системы глубоких разломов, для которой характерны два направления: субширотное и северо-западное. Вдоль некоторых разломов возникли тектонические депрессии типа узких грабенов, сложенных нижеюрскими и местами верхнепалеозойскими породами. Наиболее четко выражены Штулу-Харесская, Архызско-Клычская и Псеашхинская тектонические депрессии, разделяющие зону Главного хребта на ряд кулисообразно расположенных блоков. С запада на восток выделяются Чугушский, Софийский, Тебердинский, Балкаро-Дигорский и Адайхохский блоки. Чугушский и Софийский блоки разделены Псеашхинской депрессией, имеющей в общем синклинальное строение и, кроме нижеюрских осадков, сложенной верхнепалеозойскими и, возможно, триасовыми отложениями (Славин, 1958), Софийский и Тебердинский блоки — Архызско-Клычской депрессией, Тебердинский и Балкаро-Дигорский блоки — Штулу-Харесской депрессией, западное продолжение которой в бассейне р. Баксан известно под названием Адылсуйской депрессии (Милановский и Хаин, 1963). Адайхохский блок находится на продолжении Тебердинского блока и отделен от него в бассейне р. Цей интрузией мезозойских диоритов, вытянутой в северо-восточном направлении и, вероятно, внедрившейся по разлому того же простираия (рис. 88).

Рассматриваемая блоковая структура возникла в альпийскую эпоху складчатости, однако многие особенности внутреннего строения блоков намечались в доюрское время. Анализируя размещение гранитоидных интрузий в структуре кристаллического субстрата, а также распределение различных по генезису кристаллических сланцев и типов складчатости по площади, можно наметить следующие основные черты строения древнего ядра зоны Главного хребта.

В северной части зоны структура кристаллического субстрата характеризуется сравнительно пологими складчатыми формами. Здесь

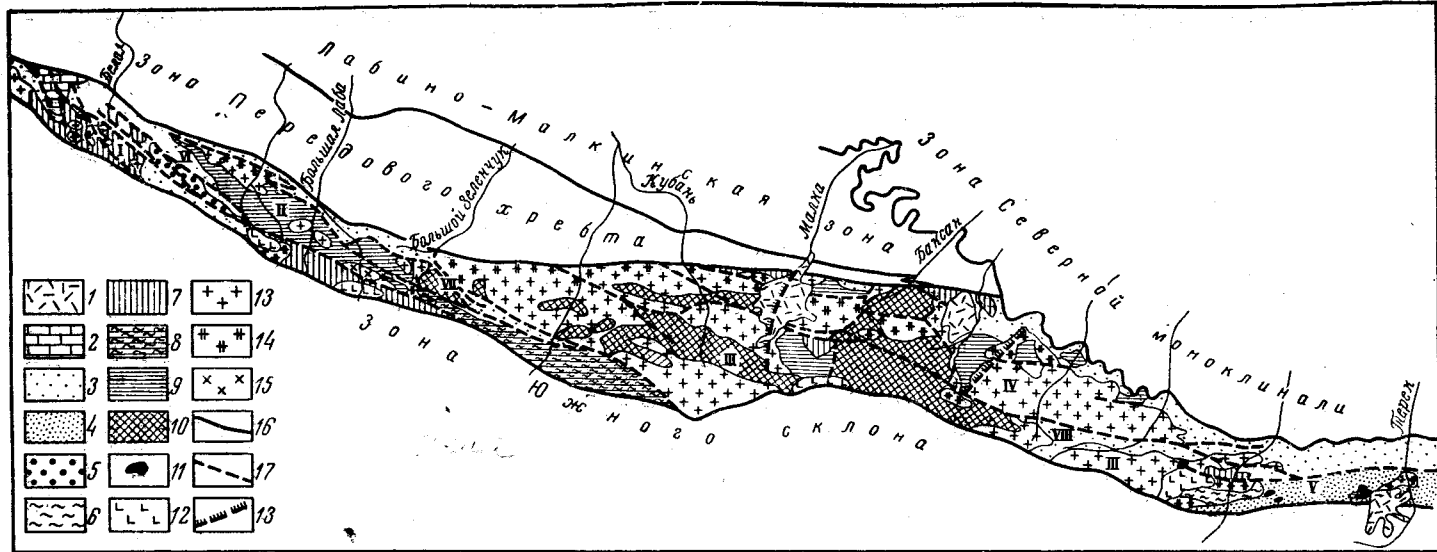


Рис. 88. Тектоническая схема зоны Главного хребта Центрального Кавказа. По Г. И. Баранову (1964 г.)

1 — неоген-четвертичные лавы; 2 — карбонатные отложения верхнеюрского возраста; 3 — отложения аспидной формации (нижняя и средняя юра) на консолидированном герцинском субстрате; 4 — отложения аспидной формации на слабо консолидированном герцинском субстрате; 5 — верхнепалеозойские, местами нижнетриасовые (?) отложения; 6 — складчатый комплекс метаморфизованных осадочно-вулканогенных отложений нижнепалеозойского и протерозойского возраста; 7 — складчатый комплекс метаморфизованных осадочно-вулканогенных отложений нижнепалеозойского и протерозойского возраста; 8 — складчатый комплекс метаморфизованных терригенных, частично вулканогенных отложений нижнепалеозойского и протерозойского возраста; 9 — пологоскладчатый комплекс метаморфизованных терригенных отложений нижнепалеозойского и протерозойского возраста; 10 — мигматиты и гнейсы; 11 — неогеновые интрузии; 12 — мезозойские интрузии; 13 — герцинские гранитоиды; 14 — среднедевонские (позднекаледонские?) плагиограниты, частично переработанные калий-метасоматическими процессами; 15 — позднекаледонские (?) гнейсированные диориты; 16 — границы тектонических зон; 17 — линии разломов; 18 — линии новейших разломов. I — Чугушский блок; II — Софийский блок; III — Тебердинский блок; IV — Балкаро-Дигорский блок; V — Адайхохский блок; VI — Псеашхинская депрессия; VII — Архызско-Клячская депрессия; VIII — Штулу-Харесская депрессия



встречаются куполовидные складки, брахискладки, а также значительные по площади участки пологого, почти горизонтального залегания кристаллических сланцев (реки Булунгу-су, Чегем, Баксан, Маруха, хребет Аркасара и др.). К северной же части Главного хребта приурочена большая часть верхнепалеозойских и более древних гранитных массивов. Эта полоса сравнительно слабо дислоцированных кристаллических сланцев и крупных интрузивных тел гранитоидов охватывает всю площадь Балкаро-Дигорского и Тебердинского блоков, а также северную часть Софийского блока и может быть выделена в качестве Северной подзоны Главного хребта. Кристаллические сланцы Северной подзоны, представленные слюдянными сланцами и гнейсами, образовались в результате метаморфизма главным образом терригенных, скорее всего песчано-глинистых отложений протерозойского и нижнепалеозойского (?) возраста. Первичновулканогенные породы известны лишь в составе кристаллических сланцев, обнажающихся вдоль северной границы Главного хребта по рекам Чегем, Кестанты, Баксан и Уллу-Хурзук (правый приток р. Уллу-кам), а также среди кристаллических сланцев в верховьях р. Баксан и в районе пос. Бурон (р. Ардон).

Между реками Чегем на востоке и Большой Зеленчук на западе в Северной подзоне широко развиты мигматиты и гнейсы, слагающие крупные поля, как правило, окаймленные разрывными нарушениями и трещинными интрузиями герцинских гранитов. Эти блоки, наиболее приподнятые и имеющие антиклинальное строение, чередуются с опущенными участками, соответствующими структурам типа грабен-синклиналей. Простираение этих структур, вероятно, возникших в результате дифференцированных движений, вызванных «всплыванием» мигматитовых масс, нечеткое, а контуры блоков более или менее изометричные. Наиболее крупными, преимущественно мигматитовыми блоками, в свою очередь имеющими сложное строение, вызванное наличием в их пределах мелких, выполненных гнейсами и метаморфическими сланцами синклинальных и грабен-синклинальных структур, являются Шхельдинский и Кубанский выступы, разделенные Юсеньгийской впадиной. К востоку от Шхельдинского выступа расположена Чегемская впадина. Западнее Кубанского выступа, расположенного в основном в пределах Тебердинского блока, в верховьях рек Пшиш и София также имеется значительное поле развития мигматитов, которое, вероятно, является продолжением Кубанского мигматитового выступа в Софийском блоке. Нередко западные или восточные ограничения мигматитовых и сланцевых блоков на значительном расстоянии имеют субмеридиональное простираение, благодаря чему эти структуры могут быть ошибочно отнесены к структурам антикавказского простираения.

К западу от Пшишского поля мигматитов и к востоку от Шхельдинского выступа в Северной подзоне Главного хребта крупные участки мигматитов неизвестны. Северная подзона с юга обычно ограничена крупными разломами типа взбросов, местами переходящих в надвиги, или интрузивными телами. На востоке ее границей является западное продолжение Бурон-Ларсского разлома и массив цейских диоритов. В центральной части между горой Штавлер и р. Карауг Северная подзона распространяется до надвига Главного хребта. На западе Главного хребта границей Северной подзоны является Архызско-Клычская депрессия, интрузивные тела сильно гнейсированных плагиогранитов («тектонитов», по И. И. Бессонову, 1938а, б), а также серия крупных разломов, соединяющихся на западе Софийского блока с Псеашхинской депрессией. Южнее Северной подзоны строение кристаллического ядра зоны Главного хребта резко меняется. Характерным признаком для этой части зоны является резкое уменьшение площади выходов

гранитоидных пород и почти полное отсутствие проявлений процессов гранитизации. В пределах Чугушского блока, а также в юго-западной части Софийского блока в разрезе кристаллической толщи значительным развитием пользуются первичновулканогенные породы, а для толщи характерно развитие линейных складок, имеющих четкую севе-

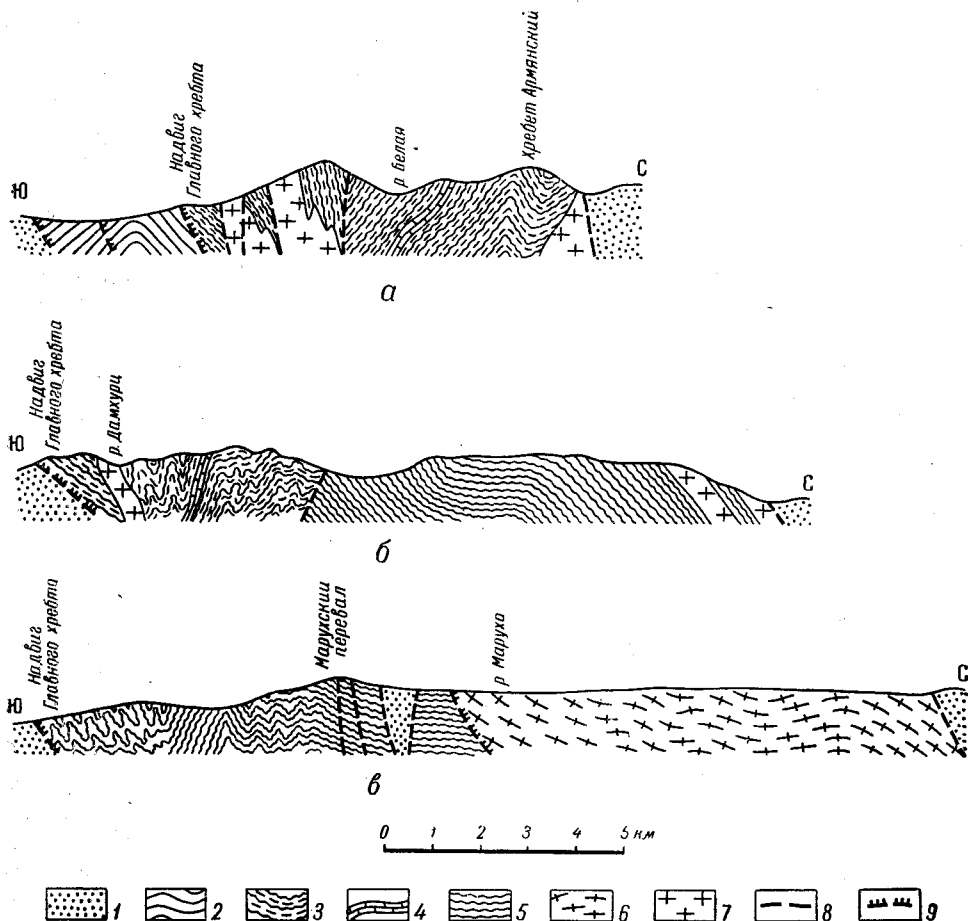


Рис. 89. Геологические разрезы через зону Главного хребта: *а* — по линии хребет Армянский — ручей Бузий (по Г. И. Баранову и С. В. Савину, 1964 г.), *б* — по линии водораздела Дамхурц — Мамхурц; *в* — по р. Маруха (по А. А. Самохину, 1962 г.)

1 — нижнеюрские и верхнепалеозойские отложения; 2 — зеленые сланцы нижне-среднепалеозойского возраста в зоне Южного склона; 3 — метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы нижнепалеозойского возраста в Шахе-Лабинском блоке; 4 — горизонты мраморов; 5 — метаморфизованные терригенные, частично вулканогенные (?) отложения протерозойско-нижнепалеозойского возраста Буульгенского блока и Северной подзоны Главного хребта; 6 — мигматиты, гнейсы и граниты Северной подзоны Главного хребта; 7 — гранитные интрузии; 8 — сбросы; 9 — взбросы и надвиги

ро-западную ориентировку. Восточнее р. Большой Зеленчук к югу от Архызско-Клычской депрессии и Пшишского мигматитового блока кристаллические сланцы имеют крутое и местами опрокинутое залегание и сматы в узкие линейные, иногда изоклинные складки (рис. 89). Аналогичное сложноскладчатое строение имеет полоса биотитовых сланцев и параамфиболитов, обнажающихся в пределах Адайхохского блока к югу от интрузии кассарских гранитов.

Расположенная к югу от Северной подзоны полоса линейноскладчатых кристаллических сланцев, различных по первичному составу и,

возможно, по возрасту, может быть разделена на три блока: 1) Шахе-Лабинский, сложенный метаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями, скорее всего нижнепалеозойскими; 2) Буульгенский, сложенный первичнотерригенными (возможно, частью вулканогенными) породами нижнепалеозойского и протерозойского возраста; 3) Кассарский блок, где развиты сравнительно слабо метаморфизованные первичноосадочные отложения ниже- или среднепалеозойского(?) возраста.

В общих чертах древнее ядро антиклинория Главного хребта имеет антиклинальное строение. Породы Северной подзоны, несмотря на осложняющую их складчатость, падают на север. Сложноскладчатые породы Буульгенского и Кассарского блоков, вероятно, представляют собой южное сильно нарушенное и более крутое крыло древней антиклинальной структуры, ось которой проходит вдоль южного края Северной подзоны. Некоторые особенности отличают строение Шахе-Лабинского блока. Слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы (зеленые сланцы), образующие в его пределах изолированные выходы в долинах р. Белой и Чессу севернее главного поля развития кристаллических пород, имеют северное падение. Для остальной части выходов метаморфизованных осадочно-вулканогенных отложений Шахе-Лабинского блока характерно в общем синклинальное строение, нарушенное в районе горы Чугуш и хребта Черкесского пологой антиклинальной структурой (антиклиналь р. Чессу), обрезанной с запада крупным северо-западным разломом, а с востока — Псеашхинской депрессией. Складчатость в нижнеюрских и верхнепалеозойских отложениях, носящая (насколько можно судить по уцелевшим от размытия участка) сравнительно спокойный характер, почти на всей территории зоны Главного хребта резко усложняется в пределах Адайхохского блока, что может быть объяснено различной степенью консолидации герцинского субстрата к началу альпийского тектонического цикла. По степени консолидации герцинского основания Адайхохский блок близок зоне Южного склона (Сванетский горст), для которой также характерна интенсивная складчатость как палеозойских, так и мезозойских отложений.

В строении зоны Главного хребта большую роль играют гранитоидные породы, приуроченные в основном к ее Северной подзоне. Распределение их внутри этой подзоны в значительной степени контролируется ее структурными особенностями и в свою очередь подчеркивает некоторые существенные черты строения кристаллического субстрата. Так, среднедевонские плагиогранитные интрузии, имеющие, как правило, пластообразную форму и залегающие согласно с напластованием вмещающих пород, большей частью приурочены к синклинальным структурам, залегая среди сравнительно слабо гранитизированных или совершенно не затронутых гранитизацией сланцев. Даже в пределах мигматитовых выступов плагиограниты располагаются там, где сохранились участки слабо гранитизированных сланцев, слагающих более высокие горизонты разреза по сравнению с мигматитами.

Для позднепалеозойских гранитов типа Главного хребта такая закономерность менее характерна, так как среди мигматизированных пород отмечается большое количество мелких согласных гранитных массивов. Что касается крупных интрузий, то они чаще располагаются на границе мигматизированных пород (обычно залегающих в подошве интрузивных тел) и слабо гранитизированных сланцев. Нередко сравнительно крупные гранитные массивы локализируются в еще более высоких частях разреза кристаллических сланцев, где мигматиты отсутствуют (например, гранитоидные интрузии Чугушского и Софийского блоков). А. М. Деминым (1962) в бассейнах Теберды и Малой Лабы и

Г. И. Барановым и С. В. Савиным в верховьях рек Шахе и Белой отмечена мелкая продольная зональность в распределении разных типов гранитоидов, тесно связанная с особенностями проявления складчатых и разрывных деформаций в доинтрузивный этап формирования структуры этих участков.

Распределение мезозойских и кайнозойских интрузивных пород в зоне Главного хребта отчетливо контролируется разрывными нарушениями. Так, вдоль надвига Главного хребта на всем его протяжении от верховьев Баксана и Долры до истоков Малой Лабы прослеживается цепь мезозойских интрузий пестрого состава, описанных Д. С. Белянкиным (1939) в составе бакско-эцзерского комплекса. Вдоль южного ограничения зоны Главного хребта к востоку от Чегема внедрились многочисленные мелкие интрузии, имеющие неогеновый возраст (Тепли, Кароби, Цурунгал и др.). Во многих местах зоны Главного хребта, особенно в его наиболее тектонически нарушенной южной части, развиты многочисленные дайки мезозойских диабазов, порфиринов и реже гранит-порфиоров (район горы Фишт на западе зоны). В альпийский орогенный этап зона Главного хребта испытала интенсивное воздымание, которое сопровождалось возникновением серии разрывных нарушений и возобновлением движений по некоторым древним разломам. Вдоль южной границы зоны на месте глубинного Южного разлома (Ажгирей, 1962) в это время формируется сложная система разрывных нарушений, обычно объединяемая в зону надвига Главного хребта. В районе горы Штавлер (Верхняя Сванетия) главная плоскость надвига имеет очень пологий наклон к северу и образует так называемый Штавлёрский покров, тектонически перекрывающий мезозойские и палеозойские отложения в зоне Южного склона. Молодые взбросы, местами переходящие в надвиги, развиваются также вдоль северных бортов Архызско-Клычской и Штулу-Харесской тектонических депрессий или шовных зон. Так, в долинах Марухи, Аксаута и Теберды отмечается надвигание мигматит-гнейсового метаморфического комплекса на слабо гранитизированные кристаллические сланцы, обычно залегающие в верхних частях разреза протерозойских отложений. Пологое субширотное тектоническое нарушение с падением плоскости сместителя на север установлено в долине р. Баксан. Здесь тектонический шов, вдоль которого в долине р. Адыл-су сохранились мелкие клинья раннеюрских отложений (западное продолжение Штулу-Харесской тектонической депрессии), отделяет сложенный гранитами водораздел Баксана и его левого притока Ирика, от слюдяных сланцев, обнажающихся гипсометрически ниже по левому борту и в долине р. Баксан.

Взбросы и надвиги, характерные для наиболее насыщенной палеозойскими гранитоидами центральной части зоны Главного хребта, расположенной между реками Большой Зеленчук и Урух, возможно, начали свое развитие еще в палеозойскую эру. Ориентировка сланцеватости в кристаллических сланцах нередко совпадает с плоскостью нарушения, а местами (реки Кти-Теберда, Адыл-су) вдоль надвигов проявились процессы мусковитизации, микроклинизации и др., не характерные для юрских отложений, но широко распространенные в домезозойском комплексе пород.

Вероятно, с развитием надвиговых структур сопряжено возникновение молодых поперечных разломов: Эльбрусского, Чегемского, Безенгиевского и др., возможно являющихся сдвигами. Вдоль древних продольных разломов и на их пересечении с молодыми поперечными сдвигами в неоген-четвертичное время возникли центры молодого наземного вулканизма, крупнейшими из которых явились Эльбрусский, Верхне-Чегемский и Казбекский.

### ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ

Юго-восточнее р. Терек в осевой части Кавказского мегантиклинория палеозойский фундамент обнаруживает ступенчатое погружение под осадочные мезозойские отложения. Эта часть Большого Кавказа до следующего резкого юго-восточного погружения на меридиане р. Самур названа Е. Е. Милановским и В. Е. Хаиным (1963) восточным сегментом Большого Кавказа, или структурой Восточного Кавказа.

Границей области на западе является р. Терек, на востоке — р. Самур, на северо-востоке — кровля мезозойских отложений, на юго-западе — северо-восточная граница распространения флишевых отложений. Однако границей северного склона структуры Восточного Кавказа является Главный Кавказский хребет, поэтому в настоящем томе рассматривается область только к северу от него.

Большинство геологов на Восточном Кавказе выделяет пять тектонических зон (с севера на юг): Известняковый Дагестан, наклонная складчатая ступень (Агвалинская), осложненная флексурами, горст-антиклинорий Бокового хребта, Бежитинский грабен-синклинорий, горст-антиклинорий Главного хребта. Кроме того, в юго-восточном Дагестане выделяются Джуфидагский антиклинорий и Бейбулагский синклинорий. Известняковый Дагестан, Бейбулагский синклинорий, Агвалинская наклонная складчатая ступень и Джуфидигский антиклинорий обладают многими общими чертами: во-первых, все антиклинальные и синклинальные складки из Известнякового Дагестана продолжают в Джуфидагский антиклинорий и Бейбулагский синклинорий; во-вторых, они имеют сходную историю развития. Поэтому эти структурные единицы могут быть названы подзонами и объединены в одну зону под названием «Внешняя зона Горного Дагестана». Горст-антиклинории Бокового и Главного хребтов и Бежитинский грабен-синклинорий выделены только на основании того, что они разделены между собой региональными разрывами. История развития их очень сходна, структура одинаковая, они сложены одновозрастными породами. Эти зоны можно назвать подзонами и объединить в одну крупную зону — Внутреннюю зону Горного Дагестана.

Таким образом, на Восточном Кавказе выделяются всего две крупные зоны (рис. 90): Внешняя и Внутренняя зоны Горного Дагестана\*.

*Внешняя зона Горного Дагестана* представляет собой северо-восточное крыло мегантиклинория Большого Кавказа и является непосредственным продолжением Северо-Кавказской моноклинали. Она довольно четко делится на три подзоны: Известняковый Дагестан, Джуфидагский антиклинорий и Бейбулагский синклинорий.

Известняковый Дагестан, как показывает название, сложен карбонатными породами верхней юры и мела. Границей подзоны на северо-востоке является кровля мезозойских пород, южная граница между реками Терек и Кара-Койсу проводится условно по современному выходу подошвы отложений верхней юры.

На меридиане р. Гамри-Озень карбонатные породы  $J_3$ —Сг ограничены Гамри-Озеньским поперечным глубинным разломом; из-под них далее к юго-востоку выступает Джуфидагский антиклинорий, а площадь распространения карбонатных пород резко сокращается и они протягиваются лишь узкой полосой до р. Чирах-чай. Юго-восточнее р. Чирах-чай карбонатные породы  $J_3$ —Сг резко погружаются под

\* В пределы этих зон автор включает также районы, административно относящиеся к Чечено-Ингушской и Северо-Осетинской АССР.— *Прим. ред.*



четвертичные отложения. Между реками Терек и Шаро-Аргун зона также представляет собой узкую полоску наклоненных к северу пород. Восточнее р. Шаро-Аргун площадь распространения карбонатных пород резко увеличивается, образуя область Дагестанского клина — крупнейшего поперечного поднятия на Восточном Кавказе.

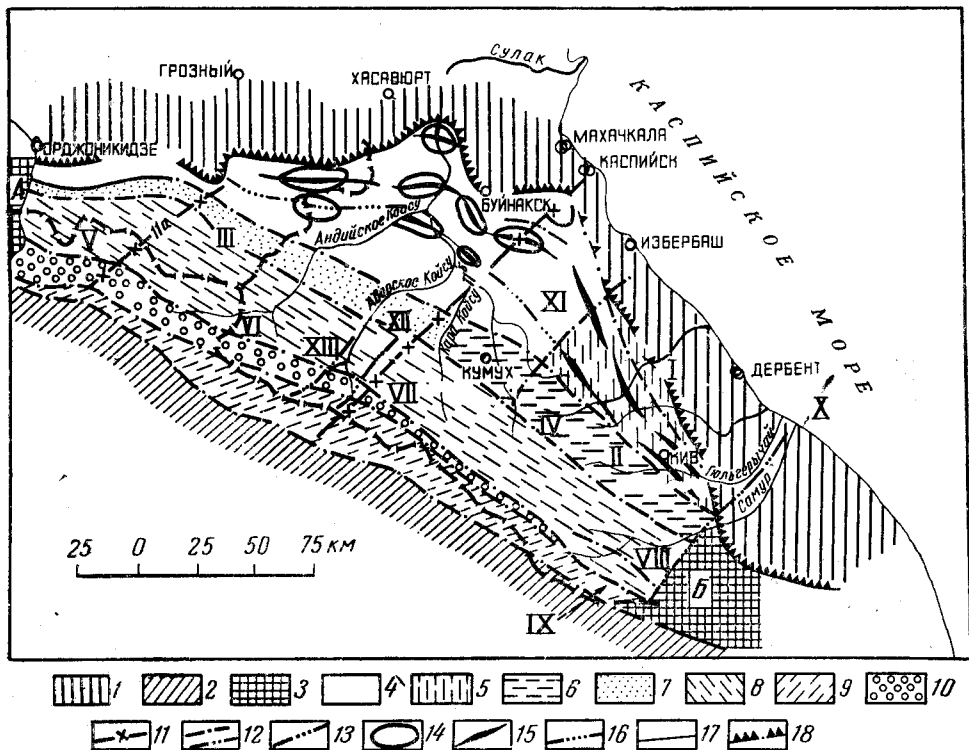


Рис. 90. Тектоническая схема Восточного Кавказа. По Н. Т. Романову

1 — Терско-Каспийский передовой прогиб; 2 — флишевая зона Восточного Кавказа; 3 — примыкающие сегменты: А — Центрального Кавказа, Б — Юго-Восточного Кавказа; внешняя зона Горного Дагестана с подзонами: 4 — Известняковый Дагестан, 5 — Джуфидагский антиклинорий, 6 — Бейбулагский синклиниорий, 7 — Авгалинская наклонная складчатая ступень; внутренняя зона Горного Дагестана с подзонами: 8 — горст-антиклинорий Бокового хребта, 9 — горст-антиклинорий Главного хребта, 10 — Бежитинский грабен-синклиниорий; 11 — оси крупных поперечных поднятий: а — Аргунского клина, б — Дагестанского; 12 — крупные региональные разрывы (а — установленные, б — предполагаемые); 1 — Хучни-Сулакский, 2 — Ашагы-Макинский, 3 — Пуйский, 4 — Тиндино-Кейдынский, 5 — Адайком-Казбегский, 6 — Шапихский, 7 — Тляратинский, 8 — Фалфанский, 9 — Ахтычайский, 10 — Самурский, 11 — Гамри-Озенский; 13 — поперечные расколы фундамента; XIII — Кутлабский, XIV — Хаан-Орский; складчатые структуры: 14 — брахиантиклинали, 15 — оси антиклиналей, 16 — оси синклиналей; 17 — границы между тектоническими зонами; 18 — северная граница мегантиклинория Большого Кавказа

Дагестанский клин является складчатым сооружением, расположенным, очевидно, на жестком основании. Л. А. Варданыц (1954 г.) рассматривает Известняковый Дагестан как антиклинорий, А. А. Сорский считает его синклиниорием. В. Е. Хаин показал, что эта область не может быть названа ни синклиниорием, ни антиклинорием, а представляет собой огромную структуру террасы — «мегатеррасу». Подзона Известнякового Дагестана обладает своеобразным складчатым строением. В пределах ее развития довольно крупные коробчатые антиклинальные складки с крутыми, иногда опрокинутыми крыльями при почти горизонтальном или пологонаклонном своде. В строении складок часто наблюдается асимметрия; одно из крыльев более крутое. Складки имеют протяженность от 15—20 до 60 км и ширину от 2—5

до 15 км. Западнее р. Шаро-Аргун складки имеют северо-восточное, восточное — широтное, а к юго-востоку от р. Сулак они приобретают юго-восточное простирание. По простиранию шарниры складок испытывают ундуляцию, что придает им коробчатое строение. Периклинальные части складок, по данным А. А. Сорского и В. Н. Шолпо, оказываются очень часто перемятыми, раздробленными и кулисообразно расположенными одна относительно другой. Синклинальные складки, разделяющие антиклиналы, представляют собой крупные плоскодонные мульды, заполненные верхнемеловыми известняками и местами также палеогеновыми и миоценовыми отложениями.

В пределах подзоны Известнякового Дагестана породы имеют трехъярусное строение. Наиболее значительно дислоцированные осадки нижней и средней юры составляют первый структурный ярус, карбонатные породы юры и мела — второй структурный ярус, а третичные отложения — третий. В развитии Известнякового Дагестана намечаются три этапа. В первый этап (южная и средняя юра) подзона испытала интенсивное погружение, когда накопились мощные (до 5000 м) толщи осадков. По данным Г. П. Леонова и Г. А. Логиновой (1956), на рубеже между средне- и верхнеюрской эпохами наступает резкое изменение в характере осадконакопления, на западе (между Терекком и Аргуном) образуется угловое несогласие. В середине келловей почти вся подзона снова испытывает воздымание.

В конце позднеюрской эпохи в области современного развития карбонатных пород Чечни и Дагестана обособливается лагунный бассейн, в пределах которого, как замечают А. А. Сорский и В. Н. Шолпо, начинается дифференциация на отдельные прогибы и поднятия, примерно соответствующие современным антиклиналям и синклиналям. В раннем мелу эта дифференциация еще более усиливается, а в поздне-меловое время отчетливо проявляются зоны больших и малых прогибов, соответствующие современным антиклиналям и синклиналям. В кайнозойское время подзона испытывает поднятие и ранее созданные пологие валоподобные поднятия и прогибы превратились в наблюдаемые сейчас складки.

Джуфидагский антиклинорий (Уллучайский антиклинорий, по В. Е. Хайну) в отличие от Известнякового Дагестана в осевой части сложен терригенными породами нижнего аалена и ограничен со всех сторон крупными, вероятно, глубокого заложения разломами: на северо-западе Гамри-Озенским, на юго-востоке Самурским, на юго-западе Ашагымакинским надвигом. На северо-востоке антиклинорий отделен от Терско-Каспийского передового прогиба серией разрывов, прослеживающихся по резкому погружению сланцевой юры под карбонатные породы верхней юры и мела; эти разрывы, вероятно, служат поверхностным отражением глубинного разлома. Строение Джуфидагского антиклинория довольно простое (см. рис. 90). В пределах его прослеживаются две антиклинальные складки коробчатого строения, разделенные слабо выраженной синклиналью.

Породы, участвующие в строении антиклинория, имеют ярко выраженное двухэтажное строение. Отложения нижней и средней юры составляют первый структурный ярус. Выше с большим угловым несогласием залегают отложения верхней юры и мела, образующие второй структурный ярус. Эти соотношения свидетельствуют, что формирование антиклинория относится к началу поздней юры (А. Е. Кривоуцкий). Послекелловейские движения также проявились весьма интенсивно. Они выразились в общем поднятии региона, вероятно по глубинным разломам, и сопровождалась складкообразовательными

процессами. Окончательное оформление складок в антиклинорий произошло уже в послесарматское время.

Бейбулагский синклинорий на северо-востоке отделен от Джугиджагского антиклинория Ашагымакинским надвигом, на юго-западе его границей является Тиндино-Кейдынский разрыв, на юго-востоке — Самурский разлом, на северо-западе (на меридиане р. Кара-Койсу) он сменяется Агвалинской наклонной складчатой ступенью. Синклинорий выполнен отложениями средней юры, кое-где сохранились эрозионные останцы верхней юры и мела. Он имеет сложное строение и состоит из трех крупных антиклинальных складок, разделенных синклиналями. Места сопряжения антиклиналей с синклиналями часто нарушены разрывами общекавказского направления. По мере приближения к р. Самур синклинорий резко погружается под плиоценовые отложения. К резкому погружению синклинория приурочены рудопроизведения ртути (Казардикамское и др.).

Агвалинская наклонная складчатая ступень лучше всего выражена по р. Андийское Койсу около сел. Агвали, от которого она и получила свое название. Она является переходной подзоной между крупными зонами, поэтому ее можно было бы рассматривать в составе как Внешней, так и Внутренней зон Горного Дагестана. По возрасту слагающих пород ее следовало бы присоединить к Внутренней зоне.

Поскольку границей подзоны на юге является Пуйский, предположительно глубокий разлом, логичнее всего границу между зонами провести по этому глубинному разлому, тем более, что юго-восточнее р. Кара-Койсу границей между зонами является аналог Пуйского разлома — Тиндино-Кейдынский. Следовательно, Агвалинская наклонная складчатая ступень должна рассматриваться в составе Внешней зоны Горного Дагестана.

Эта подзона выделяется при детальных геологосъемочных работах всеми исследователями. В. П. Ренгартен, В. А. Мельников называют ее между Тереком и Ассой Боковым хребтом, В. В. Шелховский и др. в Чечне — подзоной северного крыла горст-антиклинория Бокового хребта, В. Н. Крестников — областью нормальных сланцев лейаса и доггера, А. А. Сорский описывает ее как наклонную складчатую ступень.

Границей Агвалинской ступени на северо-востоке является кровля средней юры. На юге она отделена от горст-антиклинория Бокового хребта региональным разломом, который получил в Северной Осетии и Чечне название Пуйского, а в Дагестане — Тиндино-Кейдынского разлома. Неширокой постепенно расширяющейся к юго-востоку полосой, сложенной нижне- и среднеюрскими породами, она опоясывает горст-антиклинорий Бокового хребта с северо-востока.

Строение подзоны на всем протяжении однообразное. Породы, слагающие ее, собраны в две-три коробчатые антиклинальные складки, постепенно понижающиеся к северо-востоку и переходящие близ границы с Известняковым Дагестаном в моноклираль, осложненную флексурами или (значительно реже) разрывами общекавказского направления.

В. В. Шелховским, А. П. Панченко и другими исследователями между реками Ассой и Шаро-Аргуном выделяется шесть поперечных поднятий (Кайчуйское, Какадойское, Данкойское, Гулойское, Арминское и Ассинское), сопровождающихся в сводовой части разрывами. В обе стороны от поднятий мощность отложений начиная с верхнего тоара постепенно увеличивается. Это свидетельствует о том, что зарождение поднятий относится к позднему тоару. Образование же разрывов произошло, видимо, уже в меловой период. В поперечных разры-

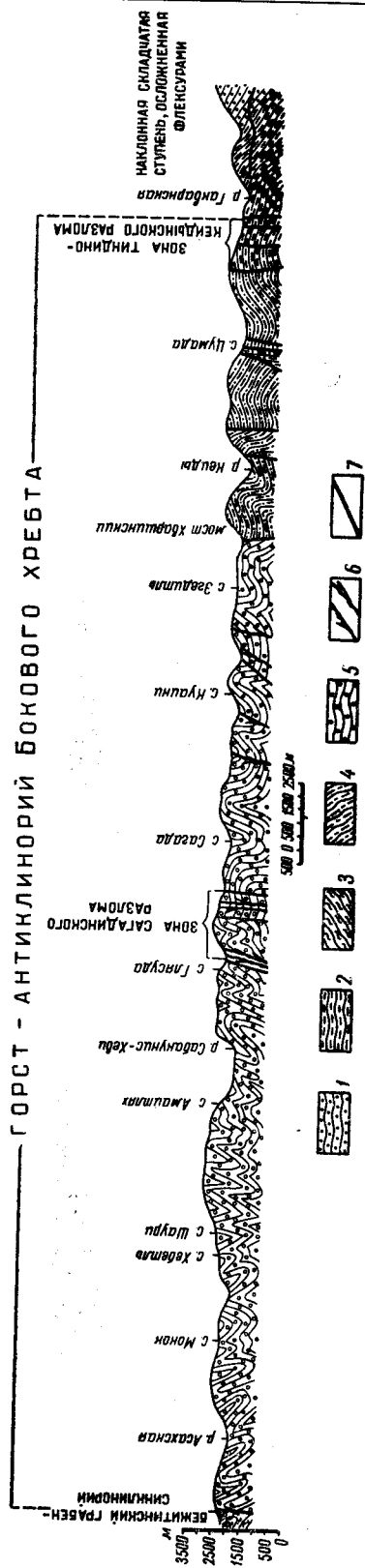


Рис. 91. Геологический разрез через горст-антиклинорий Бокового хребта. По Н. Т. Романову (1964 г.)  
 1 — нижний аален; 2 — верхний тоар; 3 — верхний аален (бежигинская свита); 4 — средний и нижний тоар; 5 — средний тоар; 6 — дайки изверженных пород; 7 — разрывы

вах располагается большинство рудопроявлений свинца и цинка, которые объединяются по р. Армхи и Ассе в рудные узлы.

Внутренняя зона Горного Дагестана занимает осевую часть мегантиклинория Восточного Кавказа. В пределах ее, как было указано выше, выделяются три подзоны: горст-антиклинорий Бокового и Главного хребтов и Бежитинский грабен-синклинорий.

Горст-антиклинорий Бокового хребта (Дарьяло-Богосский, по В. Е. Хаину) является непосредственным продолжением антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа. На северо-востоке он отделен от Агвалинской складчатой ступени Пуйским (Тиндино-Кейдынским), предположительно глубинным разломом, а на юго-западе от Бежитинского грабен-синклинория — Адайком-Казбегским (Тляротинским) разломом. По возрасту слагающих пород и строению складок зона делится на две части: западную и восточную.

Западная часть, расположенная между реками Терек и Аварское Койсу, сложена аспидными сланцами и кварцитовидными песчаниками нижнего и среднего лейаса. Вследствие того что доюрский фундамент здесь залегают, видимо, на небольшой глубине, зона представляет собой глыбово-складчатое сооружение, где большая роль принадлежит разрывам. Это горстовое поднятие сложено веерообразно расположенными сильно сжатыми, зачастую изоклинальными складками (рис. 91). Складки очень часто оказываются опрокинутыми на южном крыле к югу, а на северном — к северу, что придает зоне веерообразное строение. Крылья антиклиналей осложнены многочисленными взбросами, в общем параллельными по простиранию, вследствие чего центральная часть оказалась приподнятой, и антиклинорий имеет ступенчатое строение. Особенно крупные разрывы, имеющие региональный характер располагаются в ядре антиклинория; они ока-

зались благоприятными для внедрения даек изверженных пород и рудных жил.

Восточнее Аварского Койсу антиклинорий испытывает довольно резкое погружение под более молодые и менее дислоцированные отложения тоара и аалена. Складки становятся более широкими и спокойными, роль разрывов отступает на второй план. Только в ядре антиклинория по-прежнему прослеживается несколько крупных региональных разрывов, к одному из них — Фалфанскому приурочена цепочка даек долеритов и полиметаллических жил.

На меридиане р. Самур горст-антиклинорий погружается под трансгрессивно залегающие отложения верхней юры и мела зоны Шахдага в Азербайджане, являющейся юго-восточным продолжением антиклинория Бокового хребта. Складки и разрывы на всем протяжении имеют восточное и юго-восточное простирание, только близ р. Самур они меняют простирание на северо-восточное, а затем резко погружаются под более молодые породы.

В формировании антиклинория намечается два основных этапа. В первый этап, охватывающий раннюю и среднюю юру, зона испытала интенсивное погружение. К концу средней юры она была выведена на дневную поверхность, что достоверно устанавливается по большому угловому несогласию в районах Шалбуздага и Шахдага между средне- и верхнеюрскими отложениями. К этому времени следует относить зарождение горст-антиклинория Бокового хребта, образование Пуйского разлома, внедрение диабазов и полиметаллических жил.

Бежитинский грабен-синклинорий заполнен неметаморфизованными верхнетоарскими и нижнеааленскими отложениями. На северо-востоке он отделен от антиклинория Бокового хребта Пуйским разломом, а границей на юге является Ахтычайский разлом. Грабен-синклинорий протягивается широкой, постепенно суживающейся к юго-востоку полосой. По данным В. Д. Голубятникова (1940 г.), он выклинивается восточнее сел. Тлярота. Последними работами А. А. Сорского, Н. Т. Романова, Н. В. Венцковского и Т. А. Горшенина установлено, что Бежитинский грабен-синклинорий прослеживается юго-восточнее в верховьях рек Самур и Ахты-чай. В долине р. Ахты-чай разрывы, ограничивающие грабен-синклинорий, сходятся очень близко (не более 0,5 км) и депрессионная зона может рассматриваться как зона смятия Главного Кавказского разлома.

Породы, участвующие в строении зоны, собраны в многочисленные крутые, местами изоклиналильные складки общекавказского простирания (рис. 92). Иногда места сопряжения антиклинальных и синклинальных складок нарушены продольными разрывами. В бассейне р. Аварское Койсу наблюдается несколько разрывов северо-восточного простирания, располагающихся на юго-восточном продолжении осевой части Дагестанского клина.

По мнению Л. А. Варданынца (1954 г.), Бежитинский грабен-синклинорий мог возникнуть не раньше, чем в бате, т. е. одновременно с образованием структур северного крыла горст-антиклинория Бокового хребта.

Горст-антиклинорий Главного хребта. Полоса метаморфизованных терригенных пород нижней и средней юры, примыкающая с юго-запада к Бежитинскому грабен-синклинорию и ограниченная на юго-западе флишевыми отложениями верхней юры и мела, составляет горст-антиклинорий Главного хребта.

В пределах северного склона Восточного Кавказа в ядре горст-антиклинория Главного хребта выступают аспидные сланцы нижней юры, постепенно погружающиеся в верховьях р. Джурмут под средне-



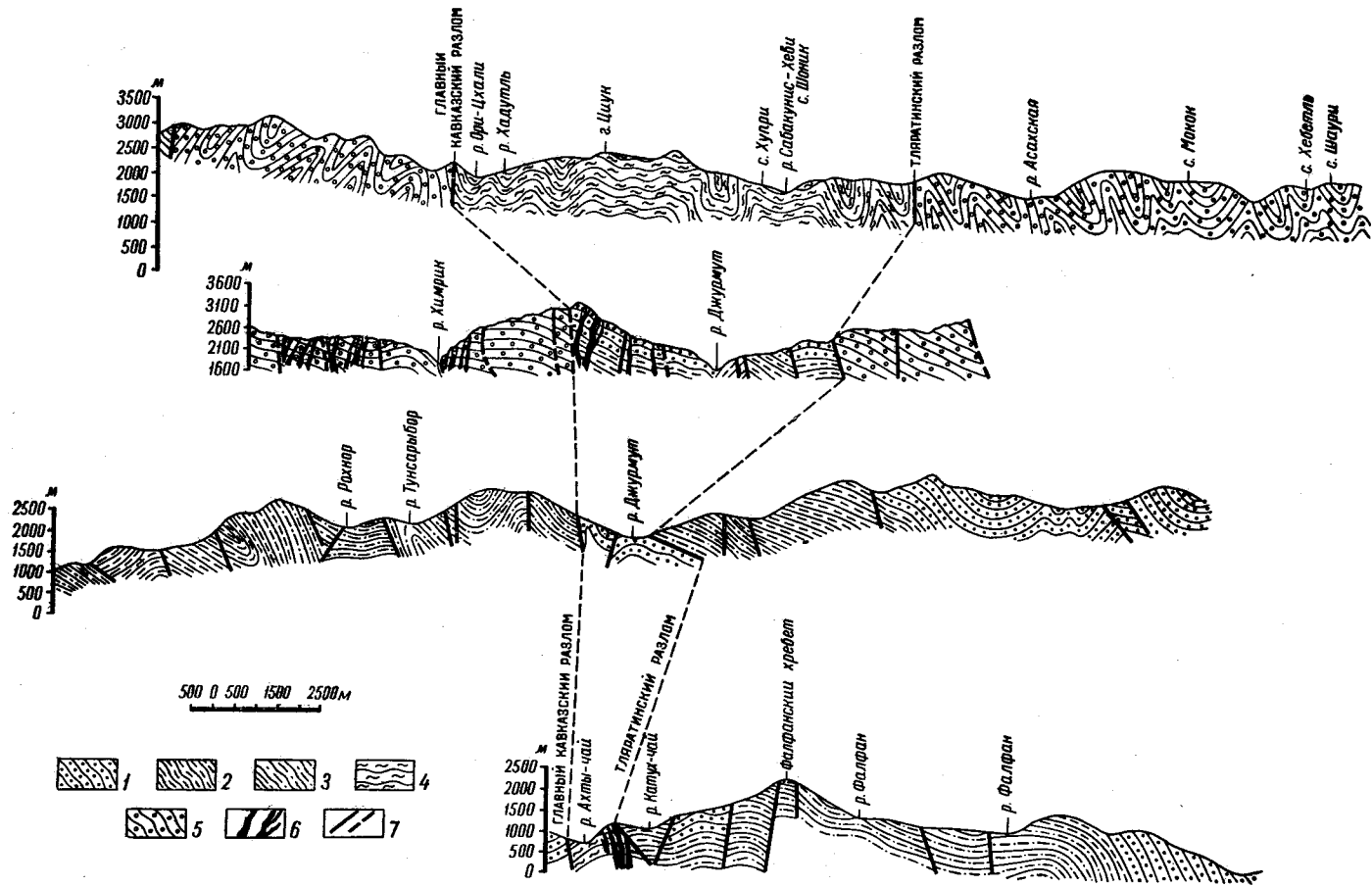


Рис. 92. Геологические профили через Бежитинский грабен-синклинорий. По Н. В. Венцковскому, Н. Т. Романову, И. Д. Филимову (1964 г.)

1 — нижний аален; 2 — верхний тоар; 3 — средний и нижний тоар; 4 — верхний тоар + нижний аален (бежитинская свита); 5 — средний лияс; 6 — дайки изверженных пород; 7 — разрывы

юрские отложения. С юга антиклинорий опоясан неширокой полосой среднеюрских отложений. В западной его части (южный склон Главного хребта) в ущельях рек Стори, Лопота и Дидхеви в ядре антиклинория выступают глыбовые поднятия палеозойских пород (мраморы, милонитизированные граниты, кварцево-серицитовые сланцы). Здесь антиклинорий представляет собой складчато-глыбовое сооружение, в общем сходное по строению с горст-антиклинорием Бокового хребта. Юго-восточнее р. Андийское Койеу палеозойский фундамент погружается глубоко под осадочный чехол, строение антиклинория существенно меняется. В целом он здесь представляет северное крыло гигантской веерообразной антиклинальной структуры, срезанной в ядре Главным Кавказским разломом. В пределах антиклинория широко развиты изоклинальные складки, сильно сжатые, испытывающие тенденцию опрокидывания к югу. Крупные складки осложнены дополнительной мелкой складчатостью и вертикальными разрывами. Большинство разрывов заполнено небольшими телами интрузий и дайками основного состава, рудными и хрусталеносными жилами.

Зарождение антиклинория Главного хребта, если судить по наличию линзовидных прослоев конгломератов, произошло в позднем тоаре. В батское время область, ныне занятая Главным Кавказским хребтом, была выведена на дневную поверхность и больше уже не подвергалась трансгрессии. Сильное складкообразование антиклинорий претерпел в конце бата. В кайнозойское время он испытал интенсивное вертикальное поднятие.

Используя материалы детальных геологических съемок последних лет, на Восточном Кавказе можно выделить три поперечных поднятия. Самое западное, которое можно назвать Аргунским, расположено между Ассой и Аргуном. Складки и разрывы в пределах этого поднятия довольно резко меняют простираение с восточного на северо-восточное и юго-восточное, очерчивая в плане пологую дугу, выпуклую к северо-востоку. Именно в этой полосе в наклонной складчатой ступени В. В. Шелховским выделяется шесть поперечных поднятий, сопровождающихся в сводовой части разрывами. К разрывам приурочены рудопроявления свинца и цинка.

Второе, самое крупное, поперечное поднятие Восточного Кавказа, охватывающее полосу шириной около 50 км, получило название Дагестанского клина. Осевая часть поднятия прослеживается от г. Каспийска к г. Лагодехи. Складки и разрывы в пределах Дагестанского клина во всех тектонических зонах испытывают резкий изгиб к северо-востоку. Здесь прослеживается целая серия брахискладок и разрывов антикавказского простираения. Особенно отчетливо разрывы выражены в осевой части мегантиклинория Восточного Кавказа — в горст-антиклинориях Бокового и Главного хребтов и Бежитинском грабен-синклинории. В бассейне р. Аварское Койсу Н. Т. Романовым выделено три разрыва северо-восточного простираения, прослеживающихся по рекам Бакадухор, Кутлаб и Хзан-ор. Разрыв по р. Хзан-ор прекрасно прослеживается по зоне повышенной трещиноватости пород, но имеет небольшую амплитуду. В пределах Дагестанского клина в горст-антиклинориях Бокового и Главного хребтов и Бежитинском грабен-синклинории вдоль разрывов отмечена сильная насыщенность изверженными породами и рудопроявлениями меди, свинца и цинка. На продолжении осевой части поднятия, на Южном склоне Главного Кавказского хребта, располагается перспективное Филисчайское медноколчеданное месторождение.

Третье поднятие прослеживается несколько северо-западнее р. Самур и фиксируется по брахиантиклинальным складкам, лежащим на

одной линии. К брахискладкам в области Джуфидагского антиклинория приурочены месторождения и рудопроявления ртути, а в горст-антиклинории Бокового хребта — полиметаллические рудопроявления Хальское и Тукиркильское.

Поперечные поднятия Восточного Кавказа возникли, видимо, в относительно недалеком прошлом. По данным В. В. Шелховского, поперечные поднятия в бассейне р. Аргун были заложены в позднем тоаре. Но окончательное оформление их и образование разрывов произошло в конце миоцена одновременно с образованием Дагестанского клина.

На Восточном Кавказе известно большое количество крупных разрывных нарушений. Их можно разделить на две группы: разрывные нарушения общекавказского направления и поперечные.

*Разрывы общекавказского направления* чаще всего четко выражены и прослеживаются на большие расстояния. Они, как правило, отделяют тектонические зоны и подзоны одну от другой. Среди этой группы разрывов наиболее крупными являются Ахтычайский, Адайком-Казбегский, Фалфанский и Пуйский разломы.

Ахтычайский разлом прослеживается по Северному склону Главного хребта непрерывно от р. Терек до восточной границы структуры. Он отделяет горст-антиклинорий Главного хребта от Бежитинского грабен-синклинория. В долине р. Ахтычай, где наблюдается выклинивание Бежитинского грабен-синклинория, разлом разделяет горст-антиклинорий Главного и Бокового хребтов.

Н. Н. Ростовцевым и Э. Ш. Шихалибеги этот разлом описывался под названием Главного Кавказского надвига. Однако название «надвиг» к нему подходит мало, так как плоскость его во всех случаях круто наклонена к северо-востоку или юго-западу. Плоскость разлома между реками Терек и Симберис-Хеви круто ( $80-90^\circ$ ) наклонена к северо-востоку, а восточнее р. Симберис-Хеви до р. Самур — к северо-востоку под углом  $50-89^\circ$ . Амплитуда разлома не везде одинакова и постепенно уменьшается с северо-запада на юго-восток. Наибольшее смещение отмечено по Военно-Грузинской дороге. По р. Джурмут амплитуда уменьшается и по данным Н. Т. Романова не превышает  $2500-3000$  м, а в районе сел. Куруш смещение по нему измеряется лишь несколькими десятками метров.

Разлом на всем протяжении сопровождается зоной смятия. Мощность ее колеблется от нескольких десятков метров до  $1,5$  км. На поверхности зона смятия интенсивно ожелезнена, приобретая буроватый цвет, резко выделяясь на общем сером фоне. В зоне смятия располагаются дайки изверженных пород и кварцево-рудные жилы. Наибольшая насыщенность ими отмечается в местах пересечения зоны смятия поперечными поднятиями и разрывами.

Заложение Ахтычайского разлома, очевидно, следует относить к концу батского века, когда горст-антиклинорий Главного хребта был выведен на дневную поверхность. Заложение разлома сопровождалось, видимо, магматической и гидротермальной деятельностью.

Адайком-Казбегский разлом прослеживается от р. Терек до среднего течения р. Ахтычай. В долине р. Ахтычай он срезается Ахтычайским разломом. В бассейне р. Андийское Койсу этот разлом именуется Шапикским, в бассейне р. Аварское Койсу — Тляратинским. На всем протяжении разлом отделяет Бежитинский грабен-синклинорий от горст-антиклинория Бокового хребта. Плоскость разлома под углом  $50-70^\circ$  наклонена к северо-востоку. Наибольшая амплитуда отмечается в бассейнах рек Андийское Койсу и Джурмут. К северо-западу и юго-востоку она постепенно снижается до  $100-200$  м.

Разлом на всем протяжении четко выделяется в рельефе уступом в 200—350 м, благодаря чему он прекрасно прослеживается на местности и по аэрофотоснимкам. Местами разлом сопровождается зоной смятия шириной от 100—200 м. В бассейнах рек Самур и Ахты-чай в зоне смятия располагаются дайки изверженных пород и кварцеворудные жилы. Зарождение Адайком-Казбегского разлома, так же как и Ахтычайского, нужно относить к батскому времени, а подвижки по нему происходят и в настоящее время.

Пуйский разлом очень четко прослеживается от р. Терек по р. Шаро-Аргун. Восточнее р. Шаро-Аргун до р. Самур его существование можно предполагать по целой системе разрывов общекавказского направления, сконцентрированных в полосе шириной 2—3 км и именуемых Тиндино-Кейдинской зоной разломов. Плоскость разлома между реками Терек и Шаро-Аргун круто наклонена к юго-западу и его амплитуда колеблется от 1000 до 4000 м. Восточнее р. Шаро-Аргун смещение заметно уменьшается.

Пуйский разлом между реками Терек и Шаро-Аргун сопровождается мощной зоной (150—200 м) перемятых, местами дробленых и сцементированных кварцем пород.

Пуйский разлом был заложен, видимо, в батское время, когда зона Известнякового Дагестана испытывала опускание, а горст-антиклинорий Бокового хребта поднимался. На границе зон поднятия и опускания и образовался разлом.

Фалфанский разлом прослеживается непрерывно от р. Фалфан до верховьев речки Джиг-Джиг-кам. Плоскость разлома круто наклонена то к северо-востоку, то к юго-западу. Амплитуда смещения достигает нескольких сот метров. Разлом сопровождается зоной смятия мощностью 100—200 м, в пределах которой (на пересечении с поперечными разрывами) располагаются дайки диабазов, Тукиркильское и Хальское полиметаллические месторождения.

*Поперечные разломы.* Кроме продольных разломов общекавказского направления, на Восточном Кавказе известны разломы антикавказского направления: Самурский, Гамри-Озенский, Хзан-Орский, Кутлабский и целая серия в бассейне р. Аргун. Среди них несомненно есть разломы различных порядков. Наиболее крупным из них является Самурский, играющий заметную роль в структуре Восточного Кавказа.

Самурский разлом отделяет восточный сегмент Большого Кавказа от юго-восточного. Из-за слабой изученности мезозойских пород в районе Самурского разлома его нельзя доказать прямыми геологическими признаками (изменениями мощности и литологии отдельных горизонтов), но по целому ряду косвенных признаков он устанавливается довольно отчетливо. Даже при беглом взгляде на геологическую карту заметно резкое изменение простирания всех складок и разрывов на линии, проходящей вдоль р. Самур. До предполагаемого Самурского разлома разрывы и оси антиклинальных и синклинальных складок имеют северо-западное простирание, а затем меняют его на северо-восточное и только восточнее р. Самур снова приобретают северо-западное направление. Таким образом, складчатость описывает резкую, выпуклую к северо-востоку дугу. Кроме складчатости, вся гидросеть также меняет направление с юго-восточного на северо-восточное. До разлома реки текут по простиранию складчатости, а затем резко меняют направление и секут породы вкрест простирания. Такое изменение направления складок и разрывов может быть объяснено сдавливанием горных пород с юго-востока при наличии твердого выступа на северо-востоке. Отсюда можно заключить, что Самурский разлом может рассматриваться в качестве сбросо-сдвига, по которому северо-

западное крыло приподнято, а юго-восточное опущено и сдвинуто к северо-востоку.

Гамри-Озеньский разлом выделяется здесь впервые. До этого о его наличии высказывались лишь очень осторожные предположения. В частности, Д. В. Несмеянов предположил, что Гамри-Озеньская флексура, возможно, отражает на поверхности глубокий разлом. Разлом проведен нами в месте резкого погружения песчано-сланцевых пород нижней и средней юры под карбонатные отложения верхней юры и мела. Здесь прослеживаются несколько разрывов северо-восточного простирания. По р. Гамри-Озень, в области развития палеогеновых и неогеновых отложений, этот разлом фиксируется 700-метровым уступом в структуре. Юго-восточнее разлома отмечается выклинивание большей части песчаных пластов чокрака и майкопа, а также резкое уменьшение мощности этих отложений.

Заложение Самурского и Гамри-Озеньского разломов относится к предкелловейскому времени, когда Джужидагский антиклинорий стал проявлять себя как самостоятельная структура. В послесарматское время по Самурскому и Гамри-Озеньскому разломам Джужидагский антиклинорий был высоко приподнят и испытал интенсивное складкообразование.

Металлогеническая роль двух разломов окончательно еще не выяснена, но можно полагать, что она должна быть значительной. Несколько северо-западнее Самурского разлома прослеживается серия сбросо-сдвигов северо-восточного простирания, к которым приурочены Хлекское месторождение и все рудопроявления ртути в Южном Дагестане, а также Хальское и Тукиркильское полиметаллические рудопроявления. К Гамри-Озеньскому разлому по речке Гамри-Озень приурочены два небольших шлиховых ореола киновари.

## НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

В настоящее время неотектонические движения обычно рассматриваются в интервале, охватывающем последний отрезок геологической истории начиная с неогена, который выделяется под названием «неотектонического этапа» (Николаев, 1952). Для Кавказа нижняя граница новейшего этапа должна быть повышена до позднего миоцена (поздний сармат — мэотис). Именно в это время здесь начались наиболее интенсивные восходящие движения, сопровождавшиеся резким усилением погружений краевых и межгорных впадин (Хаин и Леонтьев, 1950) и мощной субэаральной вулканической деятельностью (Милановский, 1959). Принимаемый возрастной интервал для неотектонических движений хорошо согласуется и с геоморфологическими данными. В миоцен-четвертичное время было ликвидировано островное, а затем полуостровное положение Большого Кавказа и происходило последовательное формирование господствующих в современном рельефе прямых унаследованных и наложенных морфоструктур (И. Н. Сафронов).

Территория Северного Кавказа по проявлению неотектонических движений весьма разнородна. По общей направленности новейших движений, их устойчивости и интенсивности здесь резко различаются альпийская орогенная область Большого Кавказа и область Скифской плиты в пределах Предкавказья. На прилагаемой схеме неотектонического районирования (рис. 93) Большой Кавказ выделяется как область крупного новейшего сводового поднятия, осложненного глубокими движениями в осевой части и складчатостью в полосе предгорий. Характерной особенностью новейшей структуры Большого Кавказа являются поперечные поднятия — Эльбрусское, Дагестанское и Ады-



гейское. На северном продолжении наиболее крупного Эльбрусского поперечного поднятия в Предкавказье расположено Ставропольское поднятие.

Резкое усиление поднятий Большого Кавказа наметилось в самом начале новейшего этапа, на что указывает грубообломочный характер

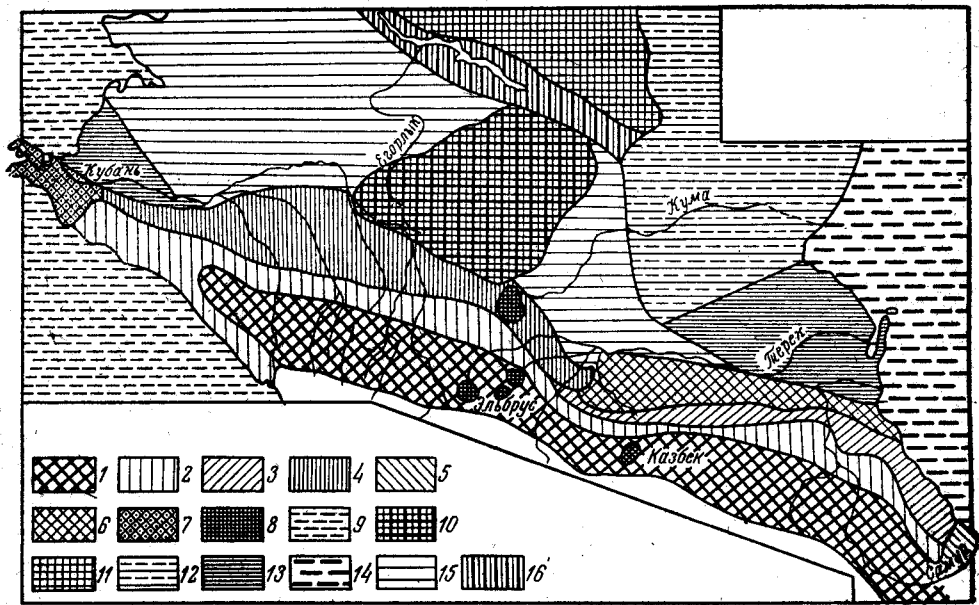


Рис. 93. Схема неотектонического районирования Северного Кавказа. По И. Н. Сафронову (1965 г.)

*Сводовые миоцен-четвертичные поднятия в области палеозойской и альпийской складчатости:*  
 1 — сводово-глыбовые миоцен-четвертичные унаследованные интенсивные поднятия в области палеозойской и раннеальпийской (докелловейской) складчатости (высокогорная зона Большого Кавказа), 2 — сводовые, частью сводово-глыбовые, миоценово-четвертичные поднятия умеренной интенсивности в области позднеальпийской (домиоценовой), на востоке миоценовой складчатости (северные среднегорные склоны Центрального Кавказа, северо-западное погружение Большого Кавказа, Известняковый Дагестан); *дифференцированные миоцен-четвертичные поднятия в области новейшей (миоцен-четвертичной) складчатости:* 3 — позднелиоценово-четвертичные поднятия миоценово-плиоценовых (доакчагыльских) складчатых структур (Северный и Восточный Дагестан), 4 — плиоценово-четвертичные моноклинальные поднятия (предгорные наклонные аллювиальные равнины Центрального Кавказа), 5 — четвертичные моноклинальные поднятия на месте прогиба (наклонная аллювиальная равнина в низовьях р. Самур), 6 — плиоцен-четвертичная гребневидная складчатость с резко выраженными дифференцированными движениями (передовые хребты Восточного Предкавказья), 7 — плиоцен-четвертичная брахискладчатость (Таманский полуостров), 8 — районы проявления миоцен-четвертичного вулканизма (Эльбрусский, Чегемский, Казбекский и Пятигорский вулканические районы), 9 — миоценово-четвертичные унаследованные интенсивные опускания геосинклинальных морских впадин (Черное море, средняя и южная части Каспийского моря); *области устойчивых миоценово-четвертичных умеренных поднятий:* 10 — сводовые миоценово-четвертичные поднятия с развитием локальных пологоскладчатых структур (Ставрополье) 11 — плиоценово-четвертичные поднятия с развитием локальных пологоскладчатых структур (Южные Ергени); *области устойчивых миоценово-четвертичных погружений:* 12 — плиоцен-четвертичные умеренные погружения (Прикаспийская равнина), 13 — прогибы с устойчивым миоцен-четвертичным интенсивным погружением (низовья Кубани и Терека), 14 — миоцен-четвертичные унаследованные опускания платформенных морских впадин (северная часть Каспийского моря, Азовское море); *области неустойчивых новейших движений:* 15 — средне- и позднечетвертичные слабые поднятия на месте плиоценовых умеренных погружений (северная часть Кубанской и западная часть Терско-Кумской равнин), 16 — четвертичные слабые поднятия плиоценового синклиналиного прогиба (долина Западного и Восточного Маньчег)

верхнемиоценовых прибрежно-морских моласс Терского и Кубанского передовых прогибов. Судя по величине обломочного материала более поздних континентальных отложений и характеру деформации поверхностей выравнивания, интенсивные поднятия здесь возобновлялись в среднем плиоцене, в айшероне, и продолжались в четвертичное время. В результате устойчивых новейших поднятий Большого Кавказа в цен-

тральной его части (западный склон Эльбруса) предположительно миоценовая кора выветривания оказалась на абсолютной высоте около 3,8 км (Милановский и Короновский, 1961б). В восточной части Большого Кавказа, на массиве Шахдаг, прибрежные фации сармата подняты на высоту до 3—3,5 км (Будагов, 1964). Исходя из этих данных и учитывая современную высоту эрозионных хребтов Большого Кавказа, общую величину поднятия этой области с позднего миоцена можно оценить в 4,5—5 км.

О величине поднятия осевой зоны Большого Кавказа с позднего плиоцена можно судить по высоте поверхностей выравнивания и береговых линий каспийских трансгрессий. В Центральном Кавказе акчагильская поверхность выравнивания, прежде считавшаяся апшеронской (Варданянц, 1948; Николаев, 1948), располагается на высоте около 2,4 км в Северной юрской депрессии и 3—3,5 км в зоне Главного хребта (Штулинская депрессия). Формирование этой поверхности, судя по анализу связанных с ней континентальных отложений предгорий, происходило в условиях горного рельефа на высотах около 1 км. Следовательно, поднятие Кавказского хребта с конца позднего плиоцена (апшерона) составило 2,5 км и, по-видимому, не превышало 3 км. Примерно на такую же высоту (2—2,5 км) поднята береговая линия акчагильского моря в Восточном Кавказе, у подножия горы Шахдаг (Лиленберг, 1961). Амплитуда четвертичного поднятия в осевой части Центрального Кавказа прежде определялась в 2—3 км (Варданянц, 1948) и 3—4 км (Николаев, 1948). Возможно, эти величины сильно завышены. Эрозионный врез в горных ущельях Северного склона Большого Кавказа за четвертичное время не превышает 700—900 м, а береговая линия апшеронского моря в Восточном Кавказе в предгорьях горы Шахдаг поднята на высоту 600—800 м (Лиленберг, 1961), которая прямо указывает на величину четвертичного поднятия. Однако из этих данных нельзя делать вывод о затухании интенсивности (скорости) четвертичных тектонических движений в области Большого Кавказа. Скорость четвертичных движений, учитывая равные отрезки времени, несколько не меньше скорости движений предшествовавших фаз неотектонического этапа.

В течение всего новейшего этапа, особенно в его более ранние (до четвертичные) стадии, судя по наличию в осевой части Большого Кавказа резко выраженных контрастных форм рельефа, ограниченных древними продольными разломами, на фоне сводового поднятия этой области происходили дифференцированные (глыбовые) движения. Наиболее крупные подвижки проявлялись в зоне продольных глубинных разломов Южного склона Большого Кавказа и Передового хребта Северо-Западного Кавказа (Кириллова и др., 1960а, б, в; Аджирей, 1962).

В высокогорной части Большого Кавказа отмечены морфологические признаки и более молодых (четвертичных) дифференцированных движений (деформация речных террас, переуглубление троговых долин, прямое отражение в рельефе вертикальных смещений, разрыв речной сети) по древним продольным разломам (Тляринский, Пуйский, Тырнаузский, Кяфарский, Белореченский и многие другие разломы) и зонам поперечных нарушений (Эльбрус, Чегем и др.) (Варданянц, 1948; Милановский, 1959; Хаин и Ломизе, 1959). Амплитуда вертикальных смещений по разломам колеблется от 100—250 до 200—300 м, а местами (Тырнаузская зона разломов) достигает 400—500 м (Милановский, 1959). Эти величины соразмерны или близки амплитуде общего поднятия осевой части Большого Кавказа в четвертичное время.

В зоне сопряжения новейшего сводового поднятия Большого Кавказа с областями интенсивных погружений — Предкавказскими пере-

довыми прогибами — проявлялись складчатые движения. Наиболее интенсивные фазы новейшей складчатости совпадают с периодами наибольших поднятий Большого Кавказа. В конце миоцена (предмэотическая фаза) и в среднем плиоцене (предакчагыльская фаза) полностью завершилось формирование предгорного складчатого пояса Северного Кавказа (Белоусов, 1939; Брод, 1958; Кривоуцкий, 1960; Шарданов и Пекло, 1959). В позднем плиоцене (предапшеронская фаза) и четвертичное время (предбакинская и предхазарская фазы) продолжалось формирование следующего к северу складчатого пояса — антиклинальных складок передовых хребтов Восточного Предкавказья (Белоусов, 1939; Варданянц, 1948, 1954 г.) и брахиантиклинальных структур Таманского полуострова (Мирчинк, 1935; Эберзин, 1939; Варданянц, 1948).

Новейшие тектонические движения Предкавказья устанавливаются на основании анализа распределения мощностей миоцен-четвертичных отложений, гипсометрического положения древних береговых линий и поверхностей выравнивания как выраженных в современном рельефе, так и погребенных (Покрасс, 1951; Рычагов, 1958; Масляев, 1960; Якушева, 1960). Согласно этим данным, новейшие движения в пределах основных структурных элементов Скифской плиты в Предкавказье проявились дифференцированно. На фоне преобладающих погружений платформенных впадин Ставрополье выделяется как область устойчивого умеренного новейшего поднятия. Генетически и исторически оно было связано с Эльбрусским поперечным поднятием Большого Кавказа. Общая величина Ставропольского поднятия с конца миоцена по геоморфологическим данным определяется в 600 м. Амплитуда поднятия здесь, по-видимому, также убывала к четвертичному времени, как и на Большом Кавказе.

Новейшие погружения платформенных впадин проявлялись неравномерно. В домиоценовое время наиболее интенсивно прогибалась южная часть Терско-Каспийского прогиба (более 1 км). В раннем и особенно в среднем плиоцене наибольшее погружение испытал Западно-Кубанский прогиб (до 1,5 км). В позднем плиоцене произошло существенное изменение тектонического режима в Предкавказье. Западно-Кубанский прогиб из области регионального опускания превратился в область относительного поднятия; незначительные погружения (—200 м) локализовались здесь в его западной части. Терско-Каспийский прогиб, наоборот, в это время испытал региональное опускание (до —1,3 км). Аналогичные соотношения величин прогибания сохраняются здесь и в четвертичное время (Западно-Кубанский прогиб 100 м, Терский 500 м). Общий размах новейших движений Скифской плиты в пределах Предкавказья определяется величиной порядка 4 км.

На фоне новейших умеренных поднятий и сопряженных с ними областей погружений происходило формирование и локальных структур осадочного покрова Скифской плиты. Локальные пологоскладчатые структуры поднятий в различной степени выражены в современном рельефе (Горелов, 1959; Масляев, 1959). Во впадинах рост локальных структур фиксируется изменением мощностей новейших отложений и направления речной сети (Якушева, 1960).

Анализ схемы неотектонического районирования Северного Кавказа позволяет наметить некоторые общие закономерности проявления новейших движений. Одной из главных особенностей этих движений является их унаследованное развитие. На Северном Кавказе оно выразилось в длительном и устойчивом региональном проявлении поднятий, с одной стороны, с другой — опусканий, начальные фазы формирования которых уходят в глубь мезозоя. Направленность характерна и

для проявления новейших региональных и локальных разрывных движений в области поднятия Большого Кавказа. Эта же закономерность проявляется и в локальных структурах осадочного покрова Скифской плиты, которые испытали непрерывный процесс формирования в неоген-четвертичное время.

Вместе с тем в развитии новейших движений на Северном Кавказе намечаются и качественно новые черты. В неоген-четвертичное время происходило последовательное расширение области восходящих движений на периферии горного сооружения Большого Кавказа и Ставропольского поднятия за счет прилегающих частей платформенных впадин и прогибов. Новейшие вертикальные движения по сравнению с аналогичными движениями предшествующего этапа развития имели больший размах.

В неотектонический этап на Северном Кавказе в зоне сопряжения сводового поднятия древних структур и предкавказских прогибов формируется новый широкий складчатый пояс. Именно к этой зоне, а также к периферии платформенных поднятий, где тенденции к погружению преодолевались восходящими движениями, приурочена коренная перестройка структурного плана в неоген-четвертичное время.

В этот этап усиливается и роль поперечных (субмеридиональных) поднятий в структуре Северного Кавказа. Кроме Эльбруско-Ставропольского поперечного воздымания, оживились восходящие движения в области Адыгейского поперечного структурного выступа. В восточной части Северного Кавказа впервые формируется так называемый Дагестанский клин, сильно расширивший в меридиональном направлении зону плиоценовой складчатости.

Большой Кавказ, за исключением Черноморского побережья, испытывает интенсивное поднятие и в современную эпоху. Согласно данным повторного нивелирования, скорость поднятия к югу от Махачкалы и на восточном погружении Кавказского хребта составляет в среднем  $14 \text{ мм/год}$  (А. А. Изотов, 1949 г.). В осевой части Центрального Кавказа скорость современного поднятия, очевидно, должна быть еще большей. Предкавказье, в том числе и Ставрополье, судя по данным повторного нивелирования по линии Ростов—Моздок (Левинсон и Мещеряков, 1951), в настоящее время испытывает погружения со скоростью до  $2-4 \text{ мм/год}$ .

Современные поднятия Большого Кавказа, по-видимому, сопровождаются дифференцированными движениями по древним разломам. В Предкавказье на фоне преобладающего современного погружения продолжается унаследованное развитие локальных структур. Для Ставрополья современные локальные движения подтверждаются данными повторных нивелировок.

На Северном Кавказе, в пределах Северного склона Большого Кавказа, современные тектонические движения нередко сопровождаются сейсмическими явлениями. Согласно обширным литературным данным и новейшей сводке по сейсмичности Кавказа (Кириллова и др., 1960), слабые землетрясения (до 5—6 баллов) происходят здесь почти повсеместно.

На общем сейсмическом фоне Северного Кавказа, более повышенном в восточной его части и более слабом в западной (рис. 94), выделяются сравнительно узкие зоны повышенной сейсмической активности. Как можно видеть на схеме плотностей эпицентров землетрясений (рис. 95), такие зоны располагаются согласно с продольным (кавказским) и поперечным простираением крупных тектонических структур.

Почти непрерывная продольная сейсмическая зона протягивается вдоль всего южного ограничения мегантиклинория Большого Кавказа.



На Северо-Западном Кавказе к этой зоне приурочена повышенная сейсмичность района Сочи—Туапсе (до 7 баллов)\*. На Северном склоне продольные зоны сгущения эпицентров землетрясений намечаются в Терско-Сунженской области, в Северном Дагестане (район низовьев р. Сулак) и на побережье Каспийского моря в районе Дербента.

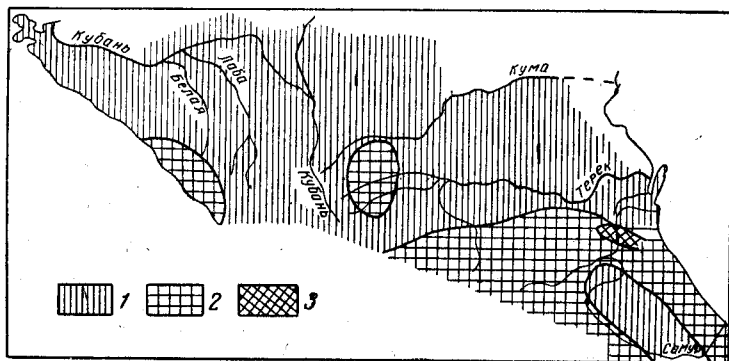


Рис. 94. Схема сейсмического районирования Северного Кавказа  
 Зоны сейсмической балльности: 1 — шесть баллов, 2 — семь баллов, 3 — восемь баллов

Одна из поперечных зон повышенной сейсмической активности проходит вдоль восточной границы Эльбрусско-Ставропольского поперечного поднятия. К ней относится Минераловодский сейсмический район

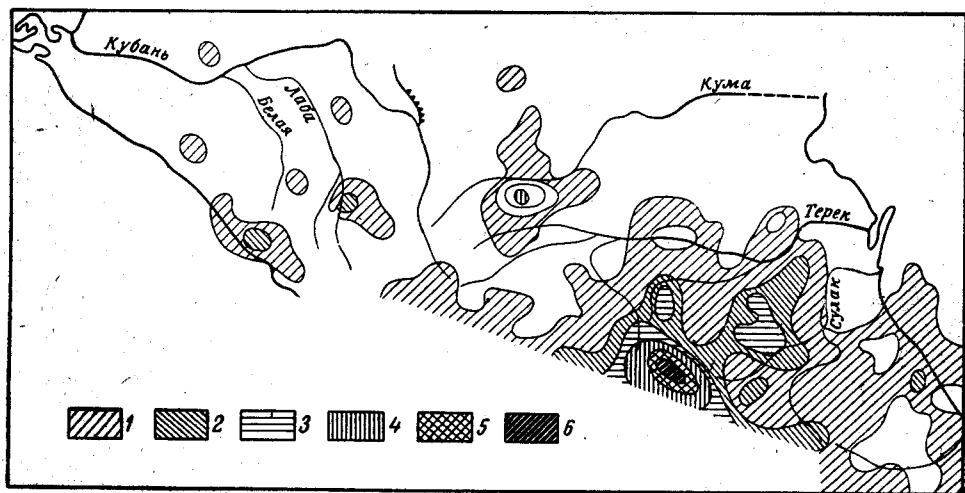


Рис. 95. Схема плотности эпицентров землетрясений Северного Кавказа. По И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому  
 Количество эпицентров (на 9000 км<sup>2</sup>): 1 — один — пять, 2 — шесть — десять, 3 — одиннадцать — двадцать, 4 — двадцать один — тридцать, 5 — тридцать один — сорок, 6 — более сорока

с силой землетрясений до 7 баллов. К востоку от нее отчетливо намечаются еще две поперечные полосы сгущения эпицентров землетрясений: одна из них проходит в районе Казбека, Терека и Сунжи, другая — по западной окраине «Дагестанского клина». На крайнем западе попе-

\* По более поздним данным, эта цифра сильно преувеличена.—Прим. ред.



речная зона сгущения эпицентров намечается вдоль меридиана горы Фишт.

Намеченные узкие продольные и поперечные зоны повышенной сейсмичности характеризуются наибольшей контрастностью новейших движений. Проявления сейсмической активности здесь связаны с глубинными долгоживущими разломами, по которым дифференцированные движения происходят и в настоящее время. Продольные сейсмические зоны, как предполагают И. В. Кириллова и А. А. Сорский (1960), связаны со структурами менее глубокого заложения, а поперечные зоны сейсмической активности приурочены к глубоким тектоническим швам.

Наибольшая сейсмическая активность характерна для зон, где наблюдается пересечение глубинных разломов разного простирания и равной глубины заложения. Именно в таких структурных узлах создаются наиболее благоприятные условия для разрядки тектонических напряжений, вызывающих их повышенную сейсмическую активность. По-видимому, лучшим примером этого является Приказбекский сейсмический район, для которого характерна наибольшая частота землетрясений различной интенсивности.

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Глубинное строение Северного Кавказа до настоящего времени освещено весьма слабо. Большинство известных работ касается либо общих закономерностей строения земной коры, либо ее строения в сопредельных районах Большого Кавказа (Балавадзе, 1957; Балавадзе и Шенгелая, 1961 и др.) и юга Русской платформы (Фотиади, 1958 и др.). Лишь в работах В. М. Авдулова (1963), Б. А. Брюсова (1963), Р. Ф. Володарского и др. (1964), В. Б. Соллогуба (1960) и немногих других содержатся сведения, непосредственно относящиеся к территории Северного Кавказа. Из них наиболее интересны сейсмические исследования, но и они или находятся в стадии проведения (НИЛНефтегаз, Спецгеофизика), или в силу методико-технического несовершенства дают лишь ориентировочное представление. Работы, содержащие интерпретацию гравиметрических и магнитных данных, можно рассматривать в основном как качественные оценки.

Наиболее объективными сведениями мы располагаем по характеристике поверхности складчатого фундамента Северного Кавказа благодаря наличию ряда профилей КМПВ и относительно большому количеству глубоких скважин, достигших поверхности фундамента (рис. 96). Ниже приводятся данные о строении поверхности складчатого фундамента в пределах Большекавказского мегантиклинория, а также сведения о структуре и мощности консолидированного и базальтового слоев и о положении поверхности Мохоровичича для Кавказа и Предкавказья.

Мегантиклинорий Большого Кавказа отделяется от системы передовых прогибов крупнейшими разрывами, составляющими продолжения Пшекиш-Тырныаузского разлома, Черкесского и Терского глубинных разломов. Рассмотрение отдельных структурных элементов мегантиклинория Большого Кавказа и Закавказской межгорной зоны, подробно описанных в книгах Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), И. В. Кирилловой и др. (1960а, б, в), а также в других главах настоящего тома, выходит за рамки данного обзора. Отметим лишь, что в свете геофизических данных (Балавадзе и Шенгелая, 1961; Брюсов, 1963) мегантиклинорий Большого Кавказа разделяется на три зоны

наибольшего поднятия кристаллических пород: Западно-Кавказское поднятие (глубина залегания кристаллических пород около 4—5 км), Центральное поднятие (кристаллические породы выходят на дневную

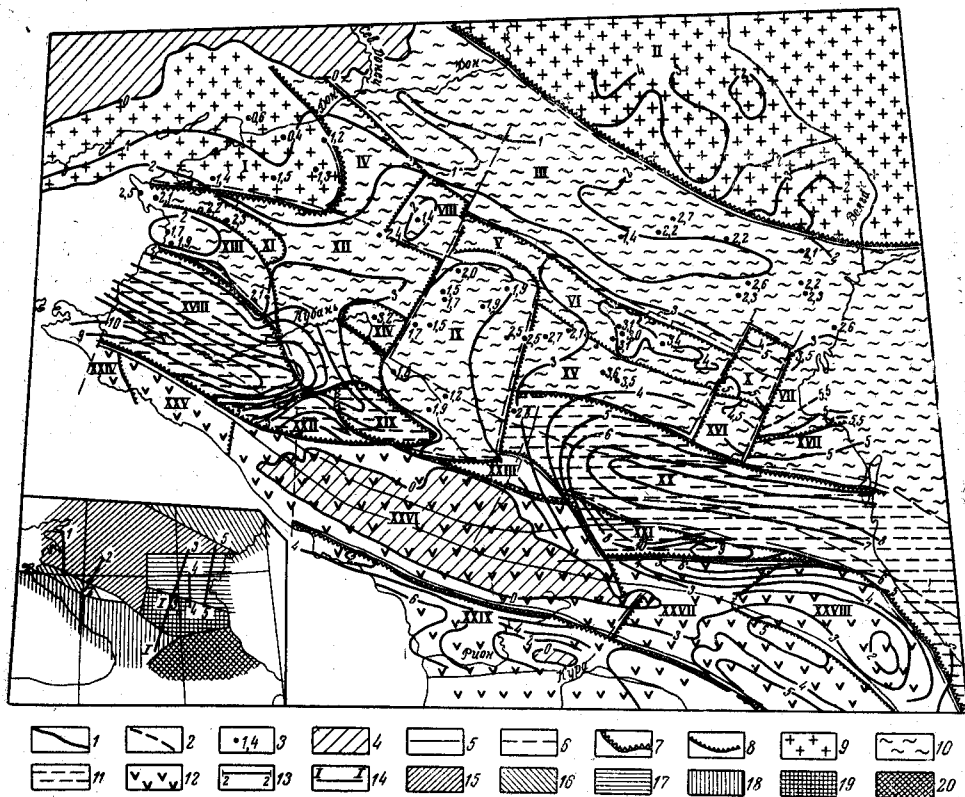


Рис. 96. Схема рельефа поверхности фундамента Северного Кавказа. По Б. А. Брюсову (1965 г.)

1 — изогипсы поверхности фундамента; 2 — дополнительные изогипсы; 3 — скважины с отметками глубин; 4 — области выхода кристаллических пород на дневную поверхность; 5 — основные разломы; 6 — то же, предполагаемые; 7 — контуры структурных элементов первого порядка; 8 — то же, второго порядка. Структурные элементы: 9 — области Русской платформы с кристаллическим докембрическим основанием, 10 — область Скифской эпигерцинской плиты со складчатым доюрским основанием, 11 — область Предкавказских передовых прогибов со складчатым доюрским основанием, 12 — области мегантиклинория Большого Кавказа и Закавказской межгорной зоны; 13 — основные профили КМПВ; 14 — профили ГСЗ; территория, на которой в качестве основы для составления схемы приняты данные бурения и КМПВ; 15 — по материалам М. Ф. Мирчинка и др. (1963) и А. Я. Дубинского, 16 — по данным Р. Ф. Володарского и др. (1964), 17 — по данным Б. А. Брюсова (1964), 18 — по данным Е. Е. Милановского и В. Е. Хайна (1963), 19 — по данным ГСЗ профиля 1 и ориентировочным расчетам гравитационного поля, 20 — по данным И. В. Кирилловой и др. (1961). I — Ростовский выступ Украинского щита; II — Прикаспийская синеклиза; III — кряж Карпинского; Маньчжурская зона прогибов; IV — Тузловско-Пролетарский прогиб; V — Гудилковский прогиб; VI — Восточно-Маньчжурский прогиб; VI — Артезианский прогиб; VIII — Сальский выступ; IX — Ставропольский свод; X — Терско-Кумская поперечная зона дислокаций; XI — Ейский прогиб; XII — Тихорецко-Кропоткинская впадина; XIII — Каневско-Березанская зона поднятий; XIV — Расшеватское поднятие; Прикумский сложный вал; XV — Ачикулак-Озек-Суатская зона поднятий; XVI — Бажиганская зона поднятий; XVII — Кочубеевская зона поднятий; предгорные впадины и разделяющие их структурные выступы; XVIII — Западно-Кубанский прогиб; XIX — Восточно-Кубанский прогиб; XX — Терско-Каспийский прогиб; XXI — Чечено-Осетинская впадина; XXII — Адыгейский (Майкопский) структурный выступ; XXIII — Минераловодский структурный выступ; мегантиклинорий Большого Кавказа; XXIV — Западно-Кавказское поднятие; XXV — западная промежуточная зона; XXVI — Центрально-Кавказское поднятие; XXVII — Восточная промежуточная зона; XXVIII — Восточно-Кавказское поднятие; XXIX — Закавказская межгорная область

поверхность) и Восточно-Кавказское поднятие (глубина залегания кристаллических пород менее 2 км). Зоны между этими сегментами, названные нами западной и восточной промежуточной зонами, в подавляющем большинстве ограничены разрывными нарушениями субмеридионального направления.

Следует заметить, что зоны поперечных дислокаций и соответствующие им субмеридиональные волны подъемов и прогибов играют, как видно по карте поверхности фундамента, важнейшую роль в формировании современного структурного плана Северного Кавказа, обуславливая и контролируя кулисообразное расположение одноименных элементов (Маньчские прогибы, система Предкавказских прогибов, сегменты мегантиклинория Большого Кавказа и т. д.). Можно предполагать, что субмеридиональная («антикавказская») зональность, поскольку она проявляется в структурных элементах различного возраста (от позднепалеозойских до современных включительно), характеризует

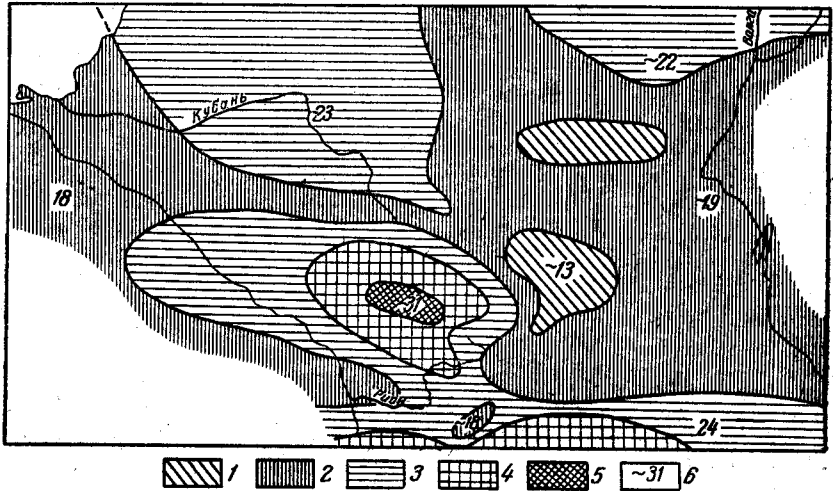


Рис. 97. Схема изопахит «базальтового» слоя. По Б. А. Брюсову, (1964 г.)  
 1—10 <  $\Delta H$  15 км; 2—15 <  $\Delta H$  20 км; 3—20 <  $\Delta H$  25 км; 4—25 <  $\Delta H$  30 км;  
 5— $\Delta H > 30$  км; 6—экстремальные значения мощности

наиболее древний (добайкальский) структурный план, который подвергся перестройке в течение последующих эпох складчатости.

С меньшей определенностью по геофизическим данным можно судить о характере строения более глубоких горизонтов земной коры. Однако именно они позволяют с определенной степенью объективности количественно оценивать особенности глубинного строения. Составленные по ограниченным данным схемы строения поверхностей Конрада и Мохоровичича даже при избранном 5-километровом сечении изолиний могут содержать значительные случайные и систематические погрешности; первые возникают в случае существенной сглаженности получаемой картины при интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии, вторые — при недостаточной объективности выбора исходных параметров (скорости и плотности) и возможных «перекосах» схем в зонах сопряжения различных участков. Тем не менее схемы представляют интерес и с количественной точки зрения, являясь первой попыткой обобщения разнородных материалов по глубинному строению Кавказа и Предкавказья.

Схема строения поверхности «базальтового» слоя (рис. 97) составлена по крайне немногочисленным данным и является весьма условной, так как единственным исходным материалом для абсолютной привязки служат предварительные данные ГСЗ по профилю II, а на профиле I ГСЗ (Ю. Г. Юров, 1963 г.) консолидированная кора не расчленена на

отдельные толщи. Та же условность присуща и приводимым ниже схемам изопакит «гранитного» и «базальтового» слоев.

«Нормальная» глубина залегания поверхности Конрада (18—22 км) характеризует области Ростовского выступа, Скифской плиты и передовых прогибов в целом (рис. 98). Западный сектор Большого Кавказа отличается большим сокращением глубин (до 5 км; Брюсов, 1963), а центральный и восточный секторы — значительным увеличением (до 34 и 32 км соответственно; Авдулов, 1963; Балавадзе и Шенгелая, 1961).

Поверхность Мохоровичича (рис. 99) в общих чертах качественно повторяет рельеф поверхности «базальтового» слоя, но некоторые

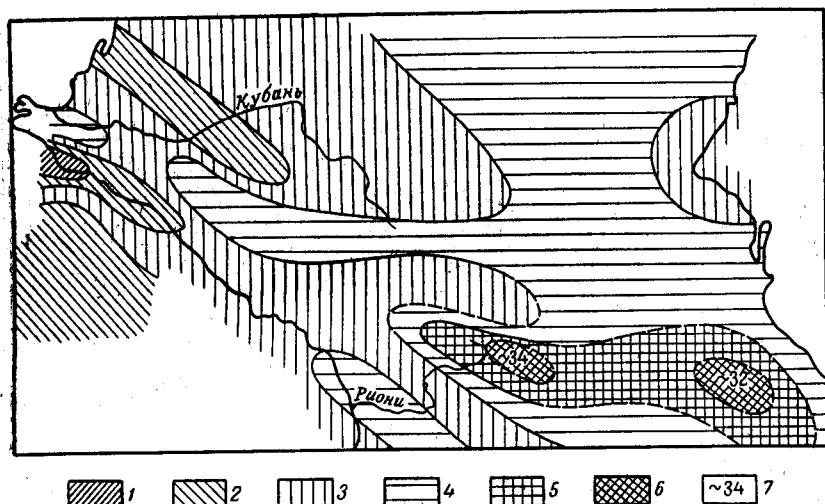


Рис. 98. Схема рельефа поверхности Конрада. По Б. А. Брюсову (1964 г.)  
 1 —  $H < 10$  км; 2 —  $10 < H < 15$  км; 3 —  $15 < H < 20$  км; 4 —  $20 < H < 25$  км;  
 5 —  $25 < H < 30$  км; 6 —  $H > 30$  км; 7 — экстремальные значения глубины

детали строения подошвы земной коры проявляются более отчетливо. Следует отметить, что для согласования расчетов поверхности Мохоровичича по гравиметрическим данным с материалами ГСЗ пришлось оцифровку изолиний, данную Б. К. Балавадзе и Г. Ш. Шенгелая, понизить на 7 км.

Узкая граница между древней Русской платформой и Скифской плитой (северный борт края Карпинского) характеризуется прогибанием поверхности Мохоровичича до глубин свыше 45 км. Любопытно, что восточная часть этой зоны отклоняется к северо-востоку, а его местоположение совпадает с продолжением восточной волны деформаций субмеридионального направления. Полоса края Карпинского и северная часть Ставропольского свода обладают несколько повышенными мощностями земной коры (40—45 км). Остальная часть Скифской плиты и Предкавказские прогибы в целом характеризуются «нормальной» мощностью (35—40 км). Исключение представляет район пересечения восточной волны деформаций с южным бортом края Карпинского и осевая часть Чечено-Осетинской впадины, где мощность коры сокращается (до 32 км). Система мегантиклинория Большого Кавказа отмечается значительным прогибанием коры. Максимум прогибания достигается в центральном и восточном секторах Большого Кавказа и превышает 50 км (Авдулов, 1963; Балавадзе и Шенгелая, 1961). Западный сектор Большого Кавказа, наоборот, характеризуется резким



сокращением мощности коры (до 30 км; Брюсов, 1963). Можно считать, что система мегантиклинория Большого Кавказа в центральной и восточной частях хорошо очерчивается изолинией 40 км.

На основании приводимых выше схем графически построены схемы мощностей консолидированной коры (рис. 100) и изопакит «гранитного» (рис. 101) и «базальтового» слоев. Анализ этих схем дает возможность более наглядно судить о характере строения и развития земной коры в пределах отдельных структурных элементов.

Ростовский выступ представляет собой единственный на рассматриваемой территории реликт «первичной» коры байкальской консоли-

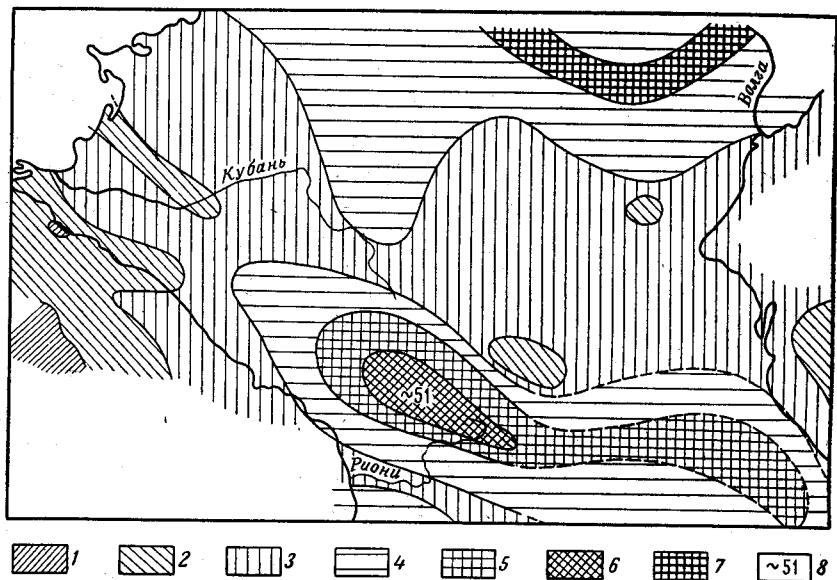


Рис. 99. Схема рельефа поверхности Мохоровичича. По Б. А. Брюсову (1964 г.)

1 —  $H < 30$  км; 2 —  $30 < H < 35$  км; 3 —  $35 < H < 40$  км; 4 —  $40 < H < 45$  км; 5 —  $45 < H < 50$  км; 6 —  $50 < H < 55$  км; 7 —  $H > 55$  км; 8 — экстремальные значения глубины

даци, обладающей «нормальной» мощностью (39 км) и изостатической уравновешенностью. Плотность субстрата в пределах этого стабильного с древнейших времен выступа заметно выше «нормальной», что можно связать с отсутствием в настоящее время активных процессов дифференциации глубинного вещества, проявляющейся с наибольшей интенсивностью в эпохи геосинклинального развития.

Скифская плита в целом характеризуется близким к «нормальному» строением земной коры, относительной изостатической уравновешенностью и незначительным разуплотнением субстрата. Последнее обстоятельство можно объяснить преимущественным прогибанием коры в пределах всей Скифской плиты в период послегерцинского развития. Небольшая перегрузка кряжа Карпинского при слабом разуплотнении субстрата объясняется, вероятно, опусканием этой области после длительного периода пермо-триасовой денудации. Зона Маньчских прогибов характеризуется недогрузкой, что сближает ее с участками Предкавказских прогибов, о которых будет сказано ниже. Для области Ставропольского свода характерно заметное разуплотнение субстрата при нормальной изостатической уравновешенности — факт, трудно объяснимый в настоящее время. Аналогичную характеристику имеет За-



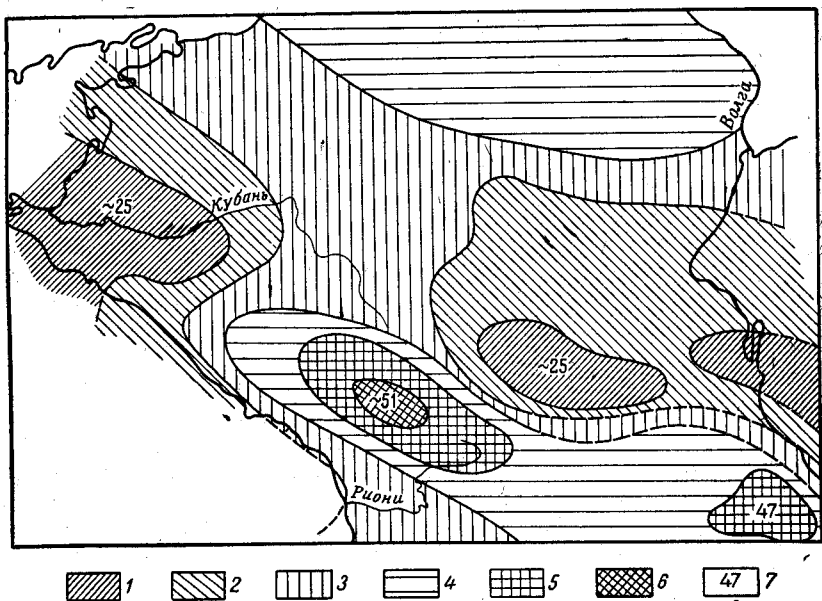


Рис. 100. Схема распределения мощностей консолидированной коры. По Б. А. Брюсову (1964 г.)

1 —  $\Delta H < 25$  км; 2 —  $25 < \Delta H < 30$  км; 3 —  $30 < \Delta H < 35$  км; 4 —  $35 < \Delta H < 40$  км; 5 —  $40 < \Delta H < 45$  км; 6 —  $45 < \Delta H < 50$  км; 7 — экстремальные значения мощности

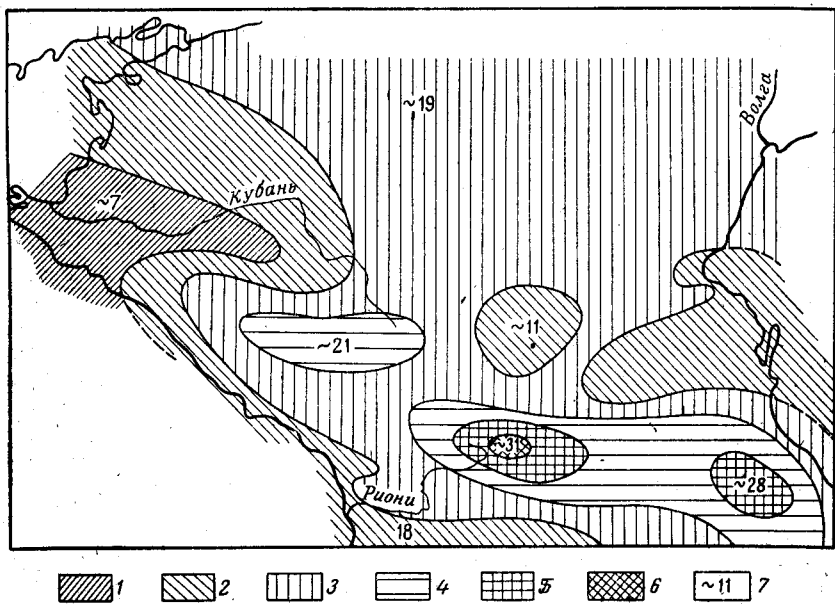


Рис. 101. Схема изопачит «гранитного» слоя. По Б. А. Брюсову (1964 г.)

1 —  $\Delta H < 10$  км; 2 —  $10 < \Delta H < 15$  км; 3 —  $15 < \Delta H < 20$  км; 4 —  $20 < \Delta H < 25$  км; 5 —  $25 < \Delta H < 30$  км; 6 —  $\Delta H > 30$  км; 7 — экстремальные значения мощности

падное Предкавказье, обладающее, однако, несколько сокращенной мощностью коры, с чем и можно связать пониженную плотность субстрата (расширение и разуплотнение подкорового вещества). То же явление, но без заметного разуплотнения субстрата имеет место в Восточном Предкавказье.

Полное однообразие характеристик отличает систему Предкавказских прогибов: слабая недогрузка при некотором разуплотнении субстрата. Такие качественные характеристики и должны иметь зоны, подвергшиеся длительному прогибанию после полного завершения геосинклинального цикла (герцинского), горообразования и последовавшей затем денудации. Значительное сокращение мощности «гранитного» слоя и воздымание поверхности «базальта» в области Западно-Кубанского и южной части Терско-Каспийского прогибов, помимо изостатических причин, связано, по-видимому, с тем, что они расположены в узлах пересечения деформаций ортогональных направлений: древней — субмеридиональной и альпийской — субширотной (Брюсов, 1963). Западная субмеридиональная волна проходит через п-ов Абрау в направлении Ростовского выступа, восточная — через восточное ограничение центрального сектора Большого Кавказа и поперечную зону дислокаций фундамента Скифской платформы.

Вычисление средних характеристик для Большого Кавказа и захватываемой части Закавказской межгорной области вряд ли имеет объективный смысл ввиду чрезвычайной разнородности отдельных участков этой территории. Однако полученный вывод о некоторой изостатической перегрузке Кавказа в целом вполне согласуется с предшествующими указаниями (Е. А. Мудрецовой).

Наиболее специфичен западный сектор Большого Кавказа, который характеризуется значительно повышенными аномалиями силы тяжести и резкой изостатической недокомпенсированностью. Такое состояние можно объяснить принадлежностью Западного Кавказа к консолидированному ядру древнейшей субмеридиональной системы складчатости, которое смогло быть вовлечено в стадию геосинклинального развития лишь в период максимальной интенсивности последней и сохранило в глубинных частях современной структуры черты древнего центрального поднятия. С этой точки зрения возобновление геосинклинальных условий альпийского цикла на Западном Кавказе и ближайшей прилегающей части западной промежуточной зоны (примерно до меридиана г. Туапсе) должно быть датировано не поздней пермью — триасом, как это принято считать для более восточных секторов Большого Кавказа (Милановский и Хаин, 1963), а ранней или даже средней юрой.

В отличие от западной периферии остальная часть Большого Кавказа (центральный сектор, восточная промежуточная зона и восточный сектор) прошла «нормальную» стадию геосинклинального развития в альпийском цикле и характеризуется интенсивными отрицательными аномалиями силы тяжести, весьма заметными изостатическими перегрузками и понижением плотности субстрата, что должно быть свойственно областям, вовлеченным в стадию регенерации геосинклинального режима непосредственно после окончания или после непродолжительного перерыва вслед за предшествующим орогеническим циклом.

В послевоенные годы в результате специальных геоморфологических исследований, а также геоморфологических наблюдений, проводившихся в комплексе с геологическим картированием, был накоплен обширный фактический материал по геоморфологии Северного Кавказа. Анализ этого материала позволяет произвести более детальное геоморфологическое расчленение описываемой территории, чем это можно было сделать в прежних обзорах геоморфологического строения Кавказа (Рейнград, 1917; Шукин, 1926). По мере накопления новых геоморфологических и геологических данных в последние годы выяснено, что наиболее перспективно проводить изучение рельефа в тесной связи с геологической структурой и палеогеографическими условиями его развития (Герасимов, 1948; Хаин, 1953; Сафронов, 1959, 1964а). В соответствии с этим на территории Северного Кавказа выделены геоморфологические провинции, отвечающие альпийской складчатой области Большого Кавказа и Скифской эпигерцинской плите Предкавказья. Подразделение этих провинций на геоморфологические области произведено с учетом возраста складчатых деформаций (Большой Кавказ) и общей направленности тектонических движений (Предкавказье). Геоморфологические районы (типы рельефа) выделены по сходству форм рельефа, его отношению к геологической структуре и преобладающему экзогенному фактору рельефообразования.

### ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Данная геоморфологическая провинция объединяет сложнопостроенные и разновозрастные структурные области Северного склона Большого Кавказа. В общем структурном плане этой провинции они образуют структурные комплексы, разделенные четко выраженным несогласным залеганием и перерывом в осадконакоплении. Каждый из структурных комплексов сложен породами определенного литологического состава, занимает определенное гипсометрическое положение и характеризуется определенными типами горного рельефа. По возрасту они относятся к трем эпохам складчатости: доюрской (герцинской), раннеальпийской (мезозойско-палеогеновой) и новейшей (неоген-четвертичной).

#### **ВЫСОКОГОРНЫЙ АЛЬПИЙСКИЙ РЕЛЬЕФ ОБЛАСТИ ДОЮРСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ**

Данная область соответствует наиболее приподнятой части Большого Кавказа и объединяет системы Главного и Передового высокогорных хребтов. Слагающие их породы докембрия и палеозоя собраны в складки и разбиты продольными и поперечными разломами. Складчато-глыбовая структура сохраняет четкие следы нарушений герцинского орогенеза и отражает сложные тектонические преобразования альпийского цикла движений. В зависимости от сочетания экзогенных

факторов, преобразующих первичный тектонический рельеф, выделяют несколько типов рельефа.

*Высокие эрозионно-тектонические горы с широким развитием форм древнеледникового рельефа* получили развитие в пределах центральной и западной частей системы Главного Кавказского хребта, в которой объединяются собственно Главный или Водораздельный хребет, Боковой (Суганский) хребет и их многочисленные отроги с максимальными абсолютными высотами до 4500—5000 м (рис. 102). В строении этих хребтов принимают участие толщи докембрийских кристаллических

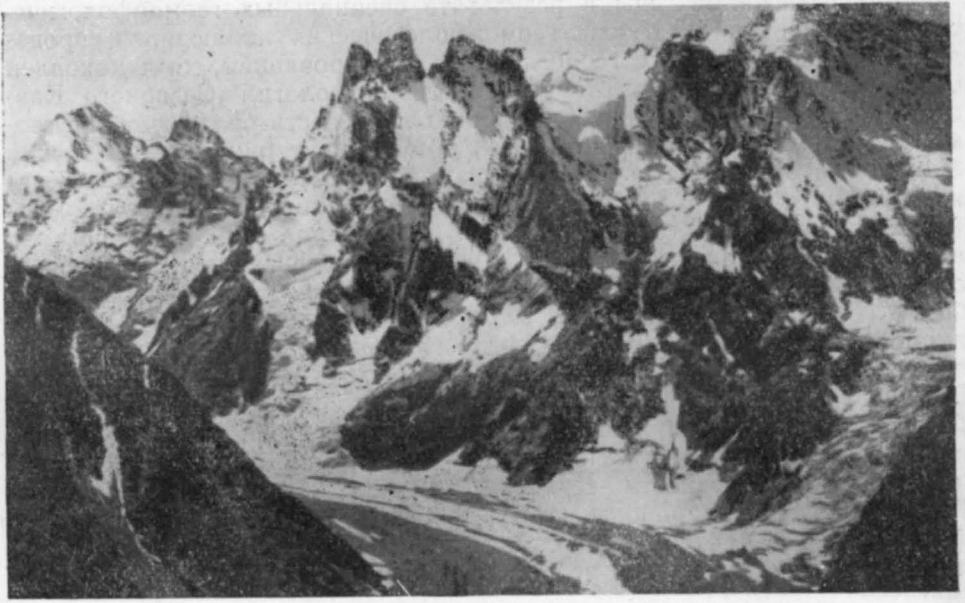


Рис. 102. Граниты Главного хребта. Горный массив Шхельды (внизу — одноименный ледник). Фото Р. П. Тузикова

сланцев и крупные интрузии палеозойских гранитоидов. Общие морфологические черты системы Главного хребта отражают сложную складчато-глыбовую структуру, сформировавшуюся последовательно в различные фазы герцинской и альпийской складчатости и новейших поднятий Большого Кавказа. Соотношения между рельефом и структурой здесь весьма сложны и многообразны. Герцинские складчатые структуры проявляются в рельефе главным образом через литологию слагающих их пород. Альпийские разломы определяют общее продольное направление отдельных хребтов и структуру последних. С новейшими сводово-глыбовыми поднятиями связано формирование высокогорного рельефа в пределах Главного хребта.

В преобразовании первичного тектонического рельефа системы Главного хребта главная роль принадлежит эрозии, экзарационной и аккумулятивной деятельности древних (четвертичных) ледников и активно протекающим в условиях нивального климата процессам механического (морозного) выветривания и гравитационным перемещениям горных масс. Следы четвертичного оледенения наложены на древние эрозионные формы и выражены в рельефе в виде троговых долин, каров, отполированных скал, стадияльных и боковых морен. С нивально-гравитационными процессами связано образование лавинных борозд,



поверхностей нивации, безруслых ложбин (горных деллей) на склонах и накопления мощных шлейфов осыпей у их подножия. Существенное влияние на рельеф Главного хребта оказывает современное оледенение (рис. 103). Современные ледники, выполняющие огромные цирки и верхние части троговых долин, находятся в подавляющем большинстве в стадии отступления. С таянием концов ледников связано образование селевых потоков, в центральной части хребта нередко катастрофических.



Рис. 103. Главный хребет. Левый берег р. Адыл-су (верховье р. Баксан). Фото Э. В. Стативкина

Высокие эрозионно-тектонические горы с реликтами древнеледниковых форм характерны для Передового хребта, который не представляет собой единого горного сооружения, а имеет вид отдельных массивов, разобщенных глубокими поперечными ущельями. Современный рельеф Передового хребта в общих чертах отражает его складчатоглыбовую структуру. Расположение хребта в основном совпадает с направлением его продольных структур, а отдельные орографические звенья нередко представляют собой тектонические блоки, перемещенные относительно друг друга по системе разрывов продольного и поперечного направлений. Здесь выявляются в общем такие же соотношения между элементами структур разного возраста и основными формами рельефа, какие отмечены выше для Главного хребта.

Формы древнеледниковых рельефа в Передовом хребте выражены не столь отчетливо, как в Главном хребте. Кары северного склона хребта, за исключением наиболее высоких вершин (Магишо, Загедан, Чилик и др.), находятся в различной стадии деградации. Древние, обычно короткие трюги, выполненные моренными отложениями, выражены только на северном склоне хребта Абишира-Ахуба. Здесь же наблюдаются формы рельефа, связанные с нивальными и гравитацион-



ными процессами. На остальной, большей части хребта, особенно на его южном склоне, элементы гляциального рельефа сильно переработаны эрозионными и денудационными процессами. С эрозионной деятельностью рек здесь связано образование узких и глубоких, нередко труднопроходимых горных ущелий — поперечные долины Большой и Малой Лабы, Большого Зеленчука, Марухи, Аксаута и других малых рек (рис. 104).



Рис. 104. Обнажения верхней красноцветной толщи нижней перми. Верховье р. Уруп

### **ВЫСОКОГОРНЫЙ И СРЕДНЕГОРНЫЙ РЕЛЬЕФ ОБЛАСТИ РАННЕАЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ**

В данной области объединяются раннеальпийские (докелловейские) складчатые структуры, сложенные ниже- и среднеюрскими сланцевыми толщами. В их пределах получают развитие межгорные депрессии и система глубоко расчлененных горных хребтов.

*Межгорные эрозионно-тектонические депрессии* представляют собой характерные элементы рельефа высокогорной части Большого Кавказа. Здесь наиболее отчетливо выражены три продольные депрессии: Загедано-Архызская, Штулинская и Бежетинская. Нижнеюрские отложе-

ния, выполняющие эти депрессии, собраны в синклиналильные складки и опущены по линиям древних (докелловейских) продольных разломов, по которым движения проходили и позднее. Депрессии наследуются широко разработанными террасированными продольными участками главных рек (Большая Лаба, Большой Зеленчук, Урух, Аварское и Андийское Койсу) и долинами их продольных притоков. В формировании их рельефа наряду с эрозионно-аккумулятивными процессами принимали участие и четвертичные ледники. Наиболее приподнятые участки Штулинской и Загедано-Архызской депрессии находятся в области современного оледенения.

Другим типом депрессии является *межгорная структурно-эрозионная депрессия*, расположенная между Боковым и Передовым высокогорными хребтами на юге и Скалистым хребтом на севере. Она протягивается широкой (до 20—30 км) полосой от р. Белой на северо-западе до р. Аргун на юго-востоке, где постепенно теряет свою морфологическую самостоятельность. В центральной части она наиболее приподнята и имеет вид глубоко расчлененного плато (Бечасынское плато). Депрессия отвечает полоте распространения моноклинально залегающих ниже- и среднеюрских песчано-сланцевых толщ и выделена в рельефе в результате их глубокой речной эрозии. Ее между-речья срезают моноклинальные структуры и гипсометрически увязываются с наиболее высокой верхнеплиоценовой террасой предгорий, что дает основание рассматривать их как поверхность выравнивания. Вне врезаны долины главных (поперечных) рек Северного склона. В западной и восточной частях они обычно широко разработаны и террасированы (Большая Лаба, Уруп, Зеленчуки, Кубань, Баксан, Чегем, Урух, Ардон, Терек и др.) (рис. 105), а в центральной, более приподнятой части (Приэльбрусье) представляют собой глубокие дикие ущелья (Малка). В формировании рельефа центральной и восточной частей депрессии существенную роль играли процессы, связанные с ниже- и среднечетвертичным оледенением.

*Высокие эрозионно-тектонические горы с реликтами древнеледниковых форм* развиты в области северо-западного и юго-восточного погружений Главного хребта, сложенных нижнеюрскими сланцевыми толщами. Общее морфологическое строение и направление отдельных хребтов определяется главным образом их складчатыми структурами и ограничивающими их альпийскими продольными разломами. В зависимости от глубины продольного и поперечного эрозионного их расчленения малые формы рельефа имеют как прямые, так и обратные соотношения с элементами складчатой структуры.

Образование вторичных форм рельефа, наложенных на тектонические формы, связано с древним, преимущественно позднечетвертичным оледенением и эрозионно-денудационными процессами.

Формы древнегляциального рельефа (троги, кары), выработанные в малоустойчивых глинистых сланцах, подверглись интенсивному разрушению, но все же на юго-восточном продолжении Главного хребта они выражены достаточно отчетливо и позволяют наметить несколько стадий отступления позднечетвертичного оледенения. Современное оледенение проявляется локально, оно приурочено к отдельным наиболее высоким горным массивам. В связи с большой континентальностью климата важную роль в формировании современного рельефа здесь играют процессы механического выветривания горных пород и плоскостная денудация. Смыв продуктов выветривания со склонов во время ливней приводит к возникновению разрушительных грязекаменных потоков в речных долинах.

*Средневысотные эрозионно-денудационные горы* характерны для юго-восточного продолжения Бокового хребта. К северо-востоку от продольного отрезка долины р. Самур в пределах довольно обширной области в толще песчано-глинистых отложений нижней и средней юры получают развитие симметричные складки. Они имеют характер сильно-вытянутых брахискладок и обычно сильно размыты, с чем связаны



Рис. 105. Западный склон горы Малый Бермамыт. Фото Р. П. Тузикова

здесь преобладающие инверсионные формы рельефа. По общему характеру рельефа, а также по преобладающим геоморфологическим процессам (эрозия, денудация, механическое выветривание) данная область напоминает смежную высокогорную область Главного и Бокового хребтов. Однако благодаря меньшим высотам здесь не выражены формы горно-гляциального рельефа.

#### **СРЕДНЕГОРНЫЙ РЕЛЬЕФ ОБЛАСТИ ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ**

Данная область охватывает зону развития позднеальпийских (в основном доолигоценых) моноклиналиных и сложноскладчатых структур, сложенных карбонатными и флишевыми породами верхней



юры и мела. В зависимости от типов складчатости и степени геоморфологической выраженности структурных элементов здесь могут быть выделены описываемые ниже типы рельефа.

*Средневысотные структурно-денудационные горы (куэсты)* протягиваются от горных массивов Фишт и Оштен на северо-западе до р. Урух на юго-востоке. Рельеф куэстовой зоны определяется литологией пород и геологической структурой. Моноклинально залегающие карбонатные породы образуют две куэсты — верхнеюрскую (Скалистый хребет) и верхнемеловую (Джинальский, Боргустанский и другие хребты). Куэсты выделены эрозией продольных рек, по простиранию податливых процессам размыва пород, и сохраняются в рельефе благодаря бронированию их поверхности известняками. Разделяющая их продольная депрессия соответствует полосе распространения песчано-глинистых отложений нижнего мела.

Куэстовые хребты расчленяются многочисленными долинами главных поперечных рек на отдельные массивы, имеющие характер наклонных плато на западе и коротких с острым гребнем хребтов — на востоке. Поперечные долины морфологически выражены в виде глубоких иногда труднопроходимых ущелий (Чегем, Черек Балкарский и др.), часто лишенных аккумулятивных образований. Реки, берущие начало на северном склоне Скалистого хребта, образуют глубокие каньоны. В межкуэстовой депрессии те же долины широко разработаны, склоны их пологи и террасированы. На формировании рельефа вершинной части Скалистого хребта сказалось верхнечетвертичное оледенение и процессы нивации. Следы этого оледенения в виде каров и морен сохранились в массивах Фишт и Оштен и на некоторых вершинах в восточной части хребта. На северном склоне Скалистого хребта в гипсоносной толще титона и в валанжинских известняках широко развиты карстовые явления (карстовые озера, провальные воронки, слепые балки и др.). Элементы рельефа южного склона куэст (структурные террасы, обвальные и осыпные накопления) связаны с избирательным выветриванием и активно протекающими гравитационными процессами.

*Высокие и средние эрозионно-тектонические горы* протягиваются от р. Урух до западной границы Внутреннего Дагестана (р. Аргун). Здесь моноклинальное залегание верхнеюрских и меловых пород осложняется складчатостью и разрывными нарушениями. В связи с этим типичные куэстовые формы в данном районе не наблюдаются. В районе Терека и Ассы хребты и разделяющие их продольные депрессии, сложенные соответственно породами верхнего и нижнего мела и ограниченные разрывами, повторяются дважды. Скалистый хребет здесь достигает наибольшей высоты (более 3000 м), поэтому северные его склоны несут типичные кары, иногда даже короткие троговые долины со следами морен и остаточных озер. Поперечные долины рек, пересекающие эту полосу, представляют собой чередование ущелий в прорывах хребтов и расширенных котловин в депрессиях, выполненных аллювиальными отложениями. Среди других элементов рельефа существенную роль играют карстовые формы, связанные с карбонатными отложениями мела.

*Средневысотные структурно-денудационные горы и плато* развиты в пределах Внутреннего Дагестана, где тектоническое строение полосы развития мезозойских пород еще более усложняется. Складчатость этих пород приобретает сундучно-коробчатую форму. Складки характеризуются широким, слабо выпуклым сводом и крутыми, иногда опрокинутыми крыльями, осложненными крупными разрывами. Строение рельефа Внутреннего Дагестана определяется сложным проявлением

складчатости, пестротой литологического состава пород, слагающих отдельные структуры, и различной глубиной их эрозионного расчленения. Сочетание этих факторов обуславливает многообразные формы генетических соотношений рельефа и складчатых структур: прямые, обратные, переходные и вновь образованные прямые внутри обращенных. Преобладают прямые и обратные соотношения структурных форм, выраженные в рельефе в виде антиклинальных и синклинальных хребтов и депрессий или забронированных устойчивыми породами плато. На северной периферии Внутреннего Дагестана морфологически выражены хребты моноклиналичного строения.

Внутренний Дагестан отличается очень сложным эрозионным расчленением. Коленчатые речные долины состоят из продольных и поперечных участков. Поперечные участки имеют характер глубоких каньонов. Наиболее грандиозным каньоном является долина нижнего течения р. Сулак. Среди элементов рельефа широко представлены формы, связанные с процессами избирательного выветривания (структурные террасы, фигуры выветривания устойчивых пород) и гравитационными процессами. Наблюдаются также явления закарстовывания карбонатных пород.

*Средневысотные структурно-денудационные горы* характерны для области развития верхнеюрских и меловых флишевых отложений Северо-Западного Кавказа, подвергшихся довольно сложной складчатой деформации. В центральной части области, примерно до меридиана Геленджика, где складчатые структуры наиболее приподняты, преобладают обращенные формы рельефа и поперечное эрозионное расчленение рельефа, выработанные в отложениях нижнего мела. Продольные долины смещены к южному крылу антиклиналей и контролируются направлением разрывов. Синклиналичное строение имеют хребты, сложенные верхнемеловыми породами. Они во многих местах прорезаны реками и главный водораздел Кавказа многократно переходит с хребта на хребет, то далеко отходя от берега моря, то приближаясь к нему. Северо-западное окончание флишевой области характеризуется преобладанием форм рельефа, согласованных со структурой и продольным расчленением. Отдельные хребты большей частью представляют собой антиклинальные своды или их крылья, между которыми располагаются продольные синклиналичные долины.

На Черноморском побережье складчатые структуры флишевых пород срезаются древними (четвертичными) морскими террасами. Среди них выделяются чаудинская (до 100 м), древнеэвксинская (40—60 м), узунларская (до 40 м), карангатская (24—26 и 12—14 м), абразионно-аккумулятивные террасы и аккумулятивные террасы, связанные с новейшей черноморской трансгрессией — древнечерноморская (3—5 м) и нимфейская (1,5—2 м). Современный берег Черного моря от Сочи до Анапы абразионный ровный, на участке Геленджик—Новороссийск абразионно-бухтовый. Берег разрушается с большой скоростью, что связано с современным относительным погружением. На участке Сочи—Туапсе абразия стимулирует мощные, нередко катастрофические оползни.

### **НИЗКОГОРНЫЙ РЕЛЬЕФ ОБЛАСТИ НОВЕЙШЕЙ (НЕОГЕНОВОЙ) СКЛАДЧАТОСТИ**

Эта область охватывает зону развития моноклиналильных и складчатых структур палеогеновых и неогеновых отложений предгорий. В рельефе ей соответствуют низкие горные гряды и возвышенности, которые местами приобретают характер плато.



*Низкие горные гряды* выражены в центральной части предгорий между Белой и Кубанью. Эта площадь сильно переработана эрозивно-аккумулятивными процессами и на большей ее части сформировались наклонные террасированные равнины, поэтому данный рельеф можно назвать остаточным. Его фрагментами являются останцы неогеновой куэсты на междуречье Белой и Кубани (высоты к востоку от станицы Абадзехской, Желтмесские высоты и др.) и на правом берегу Кубани севернее Черкесска (Сычевы горы). Южный склон куэсты обрывается уступом к полосе пониженного, расчлененного балочной сетью рельефа, выработанного в глинистых породах палеогена.

*Низкие структурно-денудационные горы и плато* развиты в восточной части предгорий, где палеогеновые и неогеновые отложения подверглись более сложной дислокации. В западной части этих предгорий (Северная Осетия) выделяются моноклиальные гребни, связанные с неогеновыми известняками; восточнее — в Чечено-Ингушетии — отдельные передовые хребты обнаруживают связь с антиклинальными структурами. В предгорьях Дагестана наблюдаются более сложные соотношения рельефа и структур. Здесь наряду со структурными (моноклиальные хребты на крыльях антиклиналей) и прямыми тектоническими формами (антиклинальные хребты, синклиальные котловины) отчетливо выражены формы обращенного рельефа (синклиальное плато в районе Буйнакска и др.). В некоторых антиклиналях, где эрозия достигла стойких пород мела, возрождаются прямые формы рельефа (гора Кукурт-баш). Полоса восточных предгорий расчленена многочисленными поперечными долинами главных рек и их продолжными притоками. Поперечные долины в местах прорыва стойких пород имеют характер ущелий, продолжные — обычно широко разработаны и по своему строению относятся к долинам антиклинального, моноклиального и синклиального типа.

Складчатые предгорья Дагестана переходят в прибрежную морскую равнину, осложненную серией четвертичных абразионно-аккумулятивных террас. Здесь хорошо прослеживаются бакинская (до 250 м), нижнехазарские (200, 150 и 110 м), нижнехвалынские (75 и 45—50 м), верхнехвалынские (26, 16 и 12 м) и новокаспийская (5,5—6 м) террасы. Современный берег Каспийского моря абразионно-аккумулятивный. В связи с продолжающейся регрессией моря (резкий спад за последние 30 лет) вдоль берега усиливается аккумуляция пляжевых отложений.

*Низкие горы и возвышенности* характерны для западных предгорий. Параллельно вытянутые низкие хребты и гряды здесь связаны с выходами устойчивых пород палеогена и неогена, выделенными в результате размыва складчатых структур. На меридиане Краснодара прослеживается четыре гряды возвышенностей. Первая, южная гряда сложена песчаниками палеоцена, вторая — доломитизированными мергелями чокрака, третья — детритусовыми известняками мэотиса и частью понта и четвертая приурочена к выходам ожелезненных песков надрудных слоев. Возвышенности расчленяются многочисленными поперечными террасированными долинами левобережных притоков р. Кубань и густой балочной сетью. Продолжные долины притоков главных рек разработаны в полосе развития податливых процессам размыва отложений, подчеркивая депрессивный характер их рельефа.

### **НИЗКОГОРНЫЙ И ХОЛМИСТЫЙ РЕЛЬЕФ НА РАСТУЩИХ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ СТРУКТУРАХ**

Низкогорный и холмистый рельеф получает развитие в следующем к северу складчатом поясе предгорий в области Передовых хребтов

Восточного Предкавказья и на Таманском полуострове. В связи с молодостью складчатых структур и их активным ростом в позднем плиоцене и в четвертичное время здесь наиболее отчетливо выражена прямая связь тектоники и рельефа.

В Восточном Предкавказье отчетливо выражены две цепи антиклинальных хребтов и возвышенностей, сложенных неогеновыми и частью четвертичными отложениями. Северная цепь состоит из Терского хребта, Гудермесской, Грозненской и Алдынской возвышенностей, в южной объединяются Кабардинский и Сунженский хребты. Последние разделены широкой синклинальной долиной р. Алханчурт. Своды антиклиналей еще слабо эродированы и наиболее дислоцированные их части являются одновременно и наиболее высокими, а прорезающие их сквозные речные долины (Терека, Сунжи, Курпа, Ачалука) носят антецедентный характер.

Рельеф Таманского полуострова связан с его своеобразной тектонической структурой. Здесь отчетливо выражена система брахиантиклинальных складок, разделенных обширными мульдами. Брахиантиклинали сложены главным образом породами миоцена и плиоцена, а на их крыльях залегают дислоцированные четвертичные отложения. Мутьды выполнены четвертичными осадками. В рельефе брахиантиклинали и мульды выражены соответственно в виде возвышенностей и плоских низменных равнин. Гребни возвышенностей несут на себе многочисленные конусы грязевых сопок. Пониженные участки мульд часто заняты лиманами, полностью изолированными от моря пересыпями (аккумулятивный берег) или соединенными с ними узкими и мелкими протоками. Брахиантиклинали образуют выступы в море с абразионным берегом.

### **ПРЕДГОРНЫЕ НАКЛОННЫЕ АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ТЕРРАСИРОВАННЫЕ РАВНИНЫ**

Наклонные равнины занимают широкую полосу предгорий от р. Белой на западе до р. Сунжа на востоке. Южной границей их является зона современных выходов верхнемеловых пород в центральной части предгорий и палеогеновых и неогеновых отложений — в западной и восточной частях. На севере они ограничены широтным отрезком р. Кубань, долиной р. Суркуль и передовыми антиклинальными хребтами Восточного Предкавказья. К собственно наклонным равнинам относятся Кубанская, Минераловодская и Кабардинская равнины. Осетинская и Сунженская равнины наследуют глубокие предгорные синклинальные прогибы, выполненные на большую глубину плиоценовыми и четвертичными отложениями. Такие же равнины получают развитие и в предгорьях Дагестана — Сулакская и Самурская равнины.

Реки, выходя из горных ущелий, прорезают предгорные равнины в субмеридиональном направлении. Их долины широко разработаны и несут на своих склонах морфологически хорошо выраженные эрозионно-аккумулятивные террасы. Кроме внутриваллиных террас, здесь прослеживаются на больших пространствах междуречные террасовые поверхности. Террасы предгорных равнин подразделяются на две серии. В нижней серии объединяются от трех до семи террас с высотами до 35 м, стратиграфически увязывающихся с морскими хвалыньскими отложениями. Верхняя серия состоит из четырех террас с высотами от 40 до 350 м. Две нижние из них являются ниже- и среднечетвертичными, для двух других, более высоких, обычно принимается верхнеплиоценовый возраст.

### ВУЛКАНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ

На северном склоне Центрального Кавказа отчетливо выражены формы проявления новейшего (миоцен-четвертичного) магматизма. Они приурочены к трем районам и представлены как эффузивными, так и интрузивными образованиями. Формы эффузивного вулканизма характерны для Казбекского и Эльбрусско-Чегемского районов, где они выражены в виде мощных вулканических конусов (потухшие вулканы Эльбрус и Казбек) и обширных лавовых и туфовых покровов (Нижне- и Верхнечегемский районы и плато Кели в Казбекском районе). Последние в высокогорной части Кавказа (Верхнечегемское нагорье, плато Кели) образуют сложно расчлененные горные массивы, несущие на себе яркие следы древнего оледенения в виде висячих троговых долин, каров и моренных накоплений.

В интрузивной форме новейший магматизм наиболее ярко морфологически выражен в районе Пятигорья. Здесь на севере Минераловодской террасированной равнины поднимается восемнадцать одиноко стоящих, нередко скалистых гор во главе с Бештау (1400 м), известных в литературе под названием «лакколитов Пятигорья». Кроме лакколитов, здесь выделяются и другие структурные формы — экструзии и дайки. Все они находятся в разной стадии денудации, чем в значительной мере определяются особенности морфологии отдельных выходов магматических образований.

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Данная геоморфологическая провинция охватывает низменные и возвышенные равнины Предкавказья. По условиям тектонического развития и структуре она относится к Скифской эпигерцинской плите. Складчатый герцинский фундамент перекрыт здесь мощной толщей слабо дислоцированных отложений мезозоя и кайнозоя. В результате неравномерных движений, связанных с раннеальпийским развитием Кавказа, на платформе образовались обширные впадины и прогибы, а также поднятия. В новейший этап тектонического развития Предкавказья на месте областей устойчивых прогибаний формировались низменные аккумулятивные равнины, а на поднятиях — структурно-денудационные плато и эрозионно-аккумулятивные равнины.

### АККУМУЛЯТИВНЫЕ РАВНИНЫ ТЕРСКО-КУМСКОЙ ВПАДИНЫ

В пределах Терско-Кумской впадины формирование равнин происходило в четвертичное время в условиях преобладающих погружений и было связано как с континентальной (аллювиальной, лёссовой, озерной), так и с морской аккумуляцией.

*Аллювиальные равнины с покровом лёссов* тянутся широкой полосой в западной части Терско-Кумского междуречья и по левобережью Кумы от Георгиевска до Восточного Маныча. Их формирование происходило в течение всего четвертичного времени в процессе аккумуляции аллювиальных и субаэральных осадков на западном борту Терско-Кумского прогиба. Аллювиальные равнины расчленены речной и овражно-балочной сетью, принадлежащей системе р. Кума, и многочисленными мелкими ложбинами, которые или заканчиваются на поверхности хвалынской дельтовой равнины, или теряются в песках. На междуречьях в верхней толще лёссовидных суглинков довольно широко развиты суффозионные формы рельефа, представленные пологими западинами разной формы и величины.

*Аллювиально-морские равнины* занимают обширные пространства в центральной части Терско-Кумского междуречья к востоку от меридиана сел. Левокумского. Они представляют собой древние слившиеся дельты Кумы, Горькой Балки и Куры. Среди них выделяются два уровня, связанные с соответствующими террасами этих рек. Нижний уровень наиболее далеко выдвинут в направлении современного течения рек к востоку. Равнины характеризуются слабо и неглубоко расчлененной поверхностью. Однообразие их рельефа местами нарушается озеровидными понижениями, занятыми солончаками, дефляционными котловинами, действующими и отмершими речными руслами и песчаными массивами.

*Морские равнины* развиты в восточной части Терско-Кумского междуречья вплоть до берегов Каспийского моря. Среди них наибольшую площадь занимают равнины, сложенные морскими осадками раннехвалынской и позднехвалынской трансгрессией Каспия. Эти молодые равнины впоследствии были переработаны эоловыми и частично эрозионными процессами, что придало их слабонаклонной поверхности волнистый, местами взбугренный характер. К востоку они переходят в еще более молодые слабонаклонные равнины, вышедшие из-под воды после регрессии максимальной стадии новокаспийского моря. Их поверхность осложнена солончаками и озерами, отмершими или действующими, слабо врезанными руслами рек, эоловыми формами, а также остаточными прибрежными образованиями типа лагун и береговых валов. Вдоль побережья Каспийского моря тянется неширокая полоса сильно заболоченных равнин, вышедших из-под уровня моря после 1929 г. и почти не затронутых процессами денудации. Их граница хорошо прослеживается на местности и выражена цепочкой хорошо сохранившихся береговых валов. Расширение прибрежной полосы и отелей продолжается и в настоящее время.

*Дельтовые аллювиально-морские равнины* занимают обширные пространства в низовьях рек Терек и Сулак. Их формирование происходило на месте широкого плоскодонного прогиба в течение позднехвалынского и новокаспийского времени. Дельты расчленены многочисленными руслами действующих и отмерших рукавов и проток главных рек, ограниченных грядами из аллювиальных наносов. Значительные площади заняты плоскими заболоченными равнинами (плавнями), заросшими тростником и кустарником. В приморской полосе дельты, которая прогрессивно выдвигается в сторону моря, распространены дюны из морских песков.

Среди морских равнин Прикаспийской низменности выделяются *озерно-аллювиальные равнины*. Они представляют собой днища широких плоскодонных, отчетливо выраженных в рельефе ложбин, выполненных озерно-аллювиальными отложениями. Значительные площади ими заняты в низовьях р. Восточной Маныч. Формирование ложбин происходило после хвалынской регрессии под влиянием местного стока весенних и ливневых потоков. В современную эпоху в них преобладает аккумуляция глинистых осадков, а озера постепенно заиливают свое днище.

Характерной особенностью геоморфологии аллювиально-морских и морских равнин Терско-Кумского междуречья является широкое развитие *эолового дефляционно-аккумулятивного рельефа*. Слабо закрепленные пески занимают обширные площади в пределах Терского песчаного массива, в Бажиганских песках и в низовьях Кумы. В ряде мест среди слабо закрепленных песков встречаются небольшие массивы развееваемых песков, появление которых обычно связано с деятельностью человека. Закрепленные пески приурочены к древним разливам рек.

Это наиболее освоенный в хозяйственном отношении тип песчаного рельефа.

К типам эрозионно-аккумулятивного рельефа, развитым в пределах Терско-Кумской равнины, относятся *террасированные долины* Кумы, Терека и Куры.

### **АККУМУЛЯТИВНЫЕ РАВНИНЫ АЗОВО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА**

В пределах прогиба формирование равнин происходило в позднем плиocene и в четвертичное время в условиях неравномерных движений и было связано с аккумуляцией континентальных (лессовых, аллювиальных) отложений.

*Лессовые аккумулятивно-эрозионные равнины* занимают большую северную часть Азово-Кубанского прогиба. Эти равнины формировались в условиях его медленного прогибания, сменившегося в четвертичное время слабым поднятием. В их основании залегает мощная толща средне- и верхнеплиоценовых пресноводных отложений, представленных чередованием пестроцветных глин и песков с прослоями гравия. Выше по разрезу выделяется устойчивый горизонт верхнеплиоценовых «скифских» красных глин, которые в свою очередь перекрываются четвертичными лессовидными суглинками.

Лессовые равнины расчленяются долинами Бейсуга, Челбаса, Еи и Сосыки и многочисленными балками. Они обычно очень широкие, с уплощенными склонами, заложены в толще покровных суглинков, но на отдельных участках углубляются до уровня залегания «скифских» красных глин. В долинах отчетливо выражена пойма, которая местами, особенно в низовьях рек, сильно заболочена. На их склонах прослеживаются верхне- и среднетеррасные террасы, сложенные, так же как и современная пойма, суглинками и песками. На выдающихся в Азовское море выступах лессовых равнин образуются отвесные берега, которые разрушаются с большой скоростью (Ейский полуостров, район Приморско-Ахтарска).

*Аккумулятивные аллювиальные равнины с лессовым покровом* занимают пространства в южной части Азово-Кубанского прогиба между р. Бейсуг и широтным отрезком р. Кубань. Их формирование связано с четко определившимся в раннетеррасное время северо-западным направлением р. Кубань. Под лессовидными суглинками здесь залегает горизонт разнозернистых песков нижнетеррасной террасы Кубани, которая переходит на правый берег в районе г. Кропоткина и прослеживается широкой полосой до Ахтарского лимана Азовского моря. К западу, в направлении дельты Кубани, поверхность этой террасы через слабо выраженный в рельефе уступ переходит в средне- и верхнетеррасные террасы низовий Кубани. Последние выходят из пределов ее долины в районе Краснодара и прослеживаются по междуречьям несколько севернее устья р. Кирпиль.

*Дельтовые аллювиальные равнины* занимают обширные пространства в низовьях Кубани к западу от меридиана станицы Марьинской. Их формирование происходило в условиях преобладающих новейших погружений района в результате аккумуляции аллювиальных наносов. В настоящее время Кубанская дельта продолжает выдвигаться в море. Современная дельта расчленяется руслами Кубани и Протоки, многочисленными руслами временно действующих рукавов и мелких протоков (ерики). На ее поверхности выделяются прирусловые гряды, межгрядовые плоские понижения и связанные с ними озера (дельтовые «лиманы») и заболоченные пространства (плавни). Аналогичные черты рельефа сохраняются и в переходной полосе к древней более повышен-



ной (до 12—16 м) дельтовой равнине, но в пределах последней характерные элементы дельтового рельефа подверглись значительным изменениям и поэтому морфологически выражены не так ясно.

### **АККУМУЛЯТИВНО-ЭРОЗИОННЫЕ РАВНИНЫ МАНЫЧСКОГО ПРОГИБА**

Современная долина рек Западного и Восточного Маныча заложена в пологом синклинальном прогибе. В его пределах происходила связь Черного и Каспийского морей в верхнем апшероне и в четвертичное время (бакинское, хазарское время и начало хвалынского века), которая периодически нарушалась в связи с изменением их режима и поднятиями в центральной части прогиба. После изоляции этих морей во второй половине хвалынского века, в Манычском прогибе образовался двухсторонний сток — Западный и Восточный Манычи.

С новейшими периодическими поднятиями в Манычском прогибе связано формирование эрозионно-аккумулятивных равнин. Они представляют собой морские террасы древнего пролива. Здесь выделяются бакинская (50 м), хазарская (30—40 м), нижнехвалынская (10—15 м), верхнехвалынская (3—5 м) и новокаспийская (до 2 м) террасы. Последние две образованы аллювиальными и озерными отложениями. В восточной части прогиба в области преобладающих четвертичных погружений получили развитие морские и озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины.

### **СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ ПЛАТО И ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ РАВНИНЫ СТАВРОПОЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ**

Формирование современного рельефа Ставрополя началось в плиоцене и продолжалось в четвертичное время под влиянием общих поднятий и дифференцированных движений локальных структур. Это обусловило широкое развитие в южной, наиболее приподнятой части возвышенности глубоко расчлененных высоких равнин и депрессий с обращенными формами рельефа. В центральной и северной частях на крыльях антиклинальных поднятий отчетливо выражены структурно-денудационные и пластовые структурно-эрозионные равнины. На периферии Ставрополя формировались эрозионно-аккумулятивные равнины.

*Эрозионно-денудационные глубоко расчлененные высокие равнины и депрессии* развиты в южной части Ставропольского поднятия, в зоне Невинномысского вала, объединяющего серию локальных антиклинальных структур, Янкульского купола и Сенгилеевской антиклинали, сложенных глинами майкопской серии. Зона Невинномысского вала морфологически выражена в виде обширного понижения рельефа, в пределах которого разработаны широтные долины Кубани, Барсуков, Суркуля. На месте Янкульского купола и Сенгилеевского поднятия, пересекаемого долиной Егорлыка, образовались более или менее изолированные котловины, глубоко расчлененные балочной сетью. На склонах, сложенных майкопскими глинами, широко развиты оползни, оплывины и грязевые потоки (типа селей).

*Останцовые структурно-денудационные плато абразионных возвышенностей* характерны для южной и центральной частей Ставрополя, где они связаны с выходом на поверхность пластов стойких пород среднего и верхнего сармата и чокракского горизонта. Наиболее обширные возвышенности сохранились от размыва в центральной части Ставрополя (Ставропольские и Бешпагирские высоты) и на право-

бережье Калауса. Они образуют наиболее древний уровень рельефа — поверхность выравнивания с реликтами плиоценовой речной сети (пески Косякинского карьера). Возвышенности расчленены широкими плоскодонными безрусловыми ложбинами, которые от обрыва останцов переходят в глубокие балки их склонов. На пологих склонах возвышенностей, где вскрыты породы различной устойчивости, развит ступенчатый структурный рельеф. Среди современных процессов, формирующих рельеф возвышенностей, основное значение имеют оползни и явления оседания склонов — микрокарст и суффозия.

*Пластовые структурно-эрозионные высокие равнины* широко распространены в центральной части Ставрополя и связаны с выходом на поверхность криптоактрового горизонта среднего сармата. Эти равнины расположены гипсометрически ниже останцовых возвышенностей и образуют второй ярус рельефа, увязывающийся с наиболее древней (верхнеплиоценовой) террасой рек Егорлык и Калаус. Равнины расчленены пологими долинами притоков р. Калаус и балочной сетью. В местах перехода равнин в останцовые возвышенности отчетливо выражен оползневой мелкобугристый рельеф, связанный с криптоактровыми глинами среднего сармата.

*Эрозионно-аккумулятивные равнины* окаймляют Ставропольское поднятие с запада, востока и севера. Они сложены в основании красноцветными глинами армавирской свиты. На размытой поверхности красных глин залегают четвертичные суглинки, верхний горизонт которых имеет лёссовидный облик. Равнины расчленены террасированными долинами главных рек и балочной сетью. Их формирование протекало параллельно с накоплением покровных суглинков, так как разделяющие их погребенные почвенные горизонты повторяют неровности рельефа. На водоразделах, сложенных лёссовидными суглинками, широко распространены просадочные блюдца. Для склонов, покрытых теми же суглинками, характерно интенсивное овражное расчленение.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Накопленные к настоящему времени геологические данные позволяют считать, что основные морфоструктурные элементы Северного Кавказа были заложены еще в позднем палеозое. Остов современного Большого Кавказа возник на месте герцинских горных сооружений. Более чем вероятно, что к этому времени относится заложение платформенных впадин и поднятий Предкавказья. Тогда же наметилось резкое различие между Северным и Южным склонами Большого Кавказа, по крайней мере в его центральной части. Рельеф Северного склона в позднем палеозое развивался в условиях платформенного режима, тогда как на Южном продолжали существовать геосинклинальные условия. Поэтому изучение позднепалеозойского этапа развития рельефа Северного Кавказа очень важно для понимания современного морфоструктурного строения различных частей этой территории.

Следует отметить, что в позднем палеозое (поздний карбон — ранняя пермь) дифференцированные тектонические движения и связанные с ними складчато-глыбовые структуры целиком определяли крупные формы рельефа Северного склона Кавказа. Это было время преобладающего восходящего развития рельефа, когда денудационные процессы, особенно в центральной части Кавказа, резко отставали от темпа вертикальных движений. Области поднятий имели прямое отражение в рельефе в виде некомпенсированных сносом горных сооружений. Их примером может служить зона Главного хребта, в процессе размыва которой в межгорном прогибе смежной зоны Передового

хребта накапливались мощные толщи угленосных отложений (средний и поздний карбон), а затем красноцветных грубообломочных (местами золотоносных) пород молассового типа (ранняя пермь). В области Ставропольского поднятия, соединявшегося с горным поднятием Центрального Кавказа, и на севере Западного Предкавказья существовали, по-видимому, плоские, слабо расчлененные возвышенности. Они представляли тонкий обломочный материал во впадины Восточного и южной части Западного Предкавказья, находившиеся в сфере морского осадконакопления.

В дальнейшем, в конце позднего палеозоя (поздняя пермь) и в начале мезозоя (триас), происходило региональное выравнивание тектонически обусловленного рельефа, созданного в различные фазы позднегерцинских орогенических движений. В области Большого Кавказа, в особенности западной его части, выравнивание рельефа происходило в условиях преобладавших нисходящих движений и морских трансгрессий. На большей части Предкавказья преобладали неравномерные поднятия и наземная денудация, сопровождавшиеся накоплением красноцветных, преимущественно континентальных отложений в областях относительных погружений в Восточном Предкавказье и Манычском прогибе.

Важнейший рубеж в длительной истории развития рельефа Северного Кавказа приходится на конец герцинского и начало альпийского циклов движений (поздний триас — ранний лейас), когда происходило формирование ныне погребенной поверхности континентального выравнивания. На Северном склоне Центрального Кавказа она повсеместно срезает герцинские структуры и обладает морфологическими признаками, характерными для типичных пенепленов (чередование гряд расчлененного останцового рельефа, денудационные равнины, кора выветривания). К этому времени относится формирование железных руд осадочного генезиса во впадинах доюрского рельефа Малкинского серпентинитового массива и накопление углей в условиях прибрежной суши (плинсбахский век) в районе рек Малка — Большой Зеленчук.

В ранние стадии альпийского цикла доюрский пенеплен претерпел сложные геоморфологические преобразования под влиянием дифференцированных тектонических движений и морских трансгрессий. Отдельные его части на Северном склоне были вовлечены в геосинклинальное погружение и заливались морем, тогда как в Предкавказье его преобразование продолжалось в континентальных условиях до апт-альбской трансгрессии. Доюрский пенеплен Предкавказья дважды (ранняя и средняя юра, неомком) испытал интенсивное поднятие и эрозионное расчленение и дважды (поздняя юра, апт — альб) — региональное выравнивание. Фациальный анализ отложений позднего лейаса и средней юры, а также раннего мела, свидетельствует о том, что поднятия в пределах Центрального и Западного Предкавказья, унаследованные с позднего палеозоя, были в значительной степени компенсированы энергичным сносом обломочного материала, поступавшего в альпийскую геосинклиналь Кавказа, и местность имела характер приподнятых, резко расчлененных равнин типа современной Ставропольской возвышенности. На большей части Восточного Предкавказья получали развитие низменные равнины, которые были полностью залиты морем уже в средней юре во время наиболее крупной байосской трансгрессии.

Таким образом, доюрский пенеплен можно рассматривать как ближайшую по времени регионально выраженную исходную поверхность для формирования рельефа Северного Кавказа, так как с его последующей сложной тектонической деформацией, в значительной мере унаследованной от предшествовавшего позднегерцинского ороген-

ного этапа, было связано дальнейшее развитие крупных морфоструктурных элементов региона — горных сооружений в альпийской геосинклинальной области Большого Кавказа, прогибов и поднятий на Скифской эпигерцинской плите Предкавказья.

Наиболее существенные изменения палеогеоморфологических условий развития Северного Кавказа произошли уже в начальные стадии орогенических движений альпийского цикла. В палеогене, главным образом в олигоцене, в осевой части альпийской геосинклинали Большого Кавказа в результате устойчивых поднятий произошла консолидация существовавших здесь в течение всего мезозоя участков суши в единый Кавказский остров. С этого времени началось прогрессивное расширение суши в пределах Большого Кавказа и формирование горного рельефа в его осевой части. В результате последующих продольных поднятий и поперечных воздыманий олигоценый Кавказский остров превратился в крупный полуостров Малой Азии с резким выступом суши к северу в Ставрополье, который в позднем миоцене разделял морской бассейн Предкавказья на западную и восточную части, соединявшиеся проливом на месте Манычского прогиба. Олигоценая эпоха в истории развития рельефа Северного Кавказа интересна и тем, что в это время или еще раньше была заложена устойчивая меридионально направленная речная сеть на северном склоне Кавказского острова, унаследованная современной речной сетью. В западной части Северного склона Кавказа (район рек Пшеха, Пишиц, Афиц) олигоценые реки на прибрежных равнинах имели обширные песчаные дельты, с которыми связаны крупные залежи нефти. Вдоль восточного побережья Ставропольского полуострова в позднем миоцене (средний сармат) в благоприятных палеогеоморфологических и гидродинамических условиях происходило формирование титано-цирконовых россыпей.

Новейшие геократические тенденции, резко усилившиеся на Кавказе в позднем миоцене, достигли максимума в среднем плиоцене. В это время на фоне продолжающихся дифференцированных поднятий произошло почти полное осушение Кавказа и он превратился в крупный континентальный перешеек между Каспийским и Черноморским бассейнами, смыкавшийся на севере с сушей Русской платформы. Среднеплиоценовый Кавказ характеризовался широким развитием разнообразных по генезису континентальных отложений и сложной дифференциацией палеогеоморфологических условий.

Данные о фациальных типах и вещественном составе континентальных отложений этого возраста свидетельствуют о развитии горного, сильно расчлененного поперечными долинами рельефа в пределах Большого Кавказа и широкой полосы аллювиальных и элювиально-пролювиальных равнин вдоль его северных предгорий. Последние в южной части Терско-Кумской и Кубанской впадин сменялись низменными дельтовыми равнинами. В центральной части равнинных предгорий (район г. Пятигорска) возвышались и были уже в значительной степени денудированы одиночные горы — лакколиты. На востоке среди низменных аллювиальных равнин обозначались складки Терского и Сунженского хребтов. На Тамани на месте растущих брахискладок возникли небольшие острова и в условиях мелководных мульд происходило накопление железа. В области Ставропольского поднятия получали развитие пластовые равнины, слабо расчлененные местной речной сетью. От холмистых гряд Южных Ергеней они отделялись полосой низменной равнины с остаточными озерами на месте Манычского прогиба. Все эти черты рельефа довольно близки к современным и дают основание считать средний плиоцен одной из интереснейших эпох в истории геоморфологического развития Северного Кавказа.

Анализ разрезов отложений неогеновых прогибов Предкавказья показывает, что на завершающих стадиях орогенических движений альпийского цикла рост гор Большого Кавказа прерывался эпохами их планации, которые падают на время среднего — начало верхнего миоцена, раннеплиоценовой (понтической) и особенно акчагыльской трансгрессий, когда темп поднятий замедлился или они сменились нисходящими движениями. Однако в современном рельефе Северного Кавказа (Северный склон, Ставропольская возвышенность) хорошо сохранились и широко распространены только фрагменты акчагыльской поверхности выравнивания. Реликты более древней планации рельефа (миоценовой и понтической) в Центральном Кавказе были, по-видимому, полностью размывы вследствие его мощного неотектонического воздымания, но их наличие предполагается на восточном окончании Большого Кавказа в пределах Азербайджана. К миоплиоцену, очевидно, можно отнести уровень останцовых возвышенностей Ставрополя.

Окончательное формирование современного рельефа Северного Кавказа происходило в течение последнего плиоцена и четвертичного времени. Многие его черты, особенно в пределах Большого Кавказа, полностью определились в конце позднего плиоцена (в апшероне) и были связаны с проявлением наиболее интенсивных дифференцированных поднятий, сопровождавшихся мощной вулканической деятельностью в Эльбрусской и Казбекской областях. Сходство гранулометрического состава апшеронских и современных аллювиальных галечников прямо указывает на образование в апшероне в осевой части Большого Кавказа высокогорных хребтов, которые по своей высоте не уступали современным и были покрыты ледниками и снежниками. В это время были отчетливо выражены все известные современные продольные депрессии, разделявшие высокогорные хребты, куэстовые гряды и расположенные на их северо-западном и юго-восточном продолжении среднегорные хребты, полоса холмистого рельефа, связанного с молодой складчатостью, наклонные аллювиальные равнины предгорий и другие элементы рельефа, в том числе наиболее крупные современные поперечные и продольные долины Северного склона. Позднеплиоценовыми движениями были намечены контуры возвышенных и низменных равнин Предкавказья, близкие к современным их очертаниям. В четвертичное время на фоне более умеренных дифференцированных поднятий происходило периодическое обновление горного рельефа, созданного верхнеплиоценовой тектоникой. Формирование низменных аккумулятивных равнин Предкавказья целиком падает на четвертичное время.

Большой Кавказ не испытал значительного выравнивания ни в апшероне, ни в четвертичное время, о чем ясно свидетельствует в общем близкий гранулометрический состав апшеронских и четвертичных галечных отложений аллювиальных равнин предгорий. Рост гор прерывался лишь кратковременными эпохами их частичной планации, нашедшими отражение в формировании нескольких уровней денудации и серии речных террас, которые во времени обычно связываются с апшеронской, бакинской, хазарской и хвалынской трансгрессиями Каспия. Четвертичные поднятия Большого Кавказа сопровождалось проявлением горно-долинного оледенения, развитие которого стимулировалось также общим похолоданием климата. В дальнейшем в связи с сокращением границ оледенения происходила переработка эрозионными процессами гляциального рельефа и формирование долинных ландшафтов с широким поясом наклонных аллювиальных террасированных равнин в предгорьях. Отрезки долин с хорошо выраженными четвертичными эрозионно-аккумулятивными террасами по выходе рек на пред-



горные равнины, а также межгорные депрессии с локальной аккумуляцией аллювиальных отложений являются наиболее благоприятными участками для поисков россыпных полезных ископаемых.

Из всего изложенного можно сделать вывод о том, что эпохи позднего палеозоя, рэт-лейас, олигоцен — поздний миоцен, средний плиоцен и поздний плиоцен (апшерон) являются важнейшими рубежами развития рельефа Северного Кавказа. С палеогеоморфологическими условиями этих переходных эпох неразрывно связано формирование многих известных месторождений полезных ископаемых: каменного угля (средний и верхний карбон, плинсбах), древних россыпей (нижняя пермь, верхний миоцен), осадочных железных руд (лейас, средний плиоцен), коллекторов нефти (палеоген, средний плиоцен) и др. Поэтому накопление новых данных о верхнепалеозойском рельефе, выяснение условий возникновения и преобразования доюрского пенеплена, особенностей развития рельефа олигоценового Кавказского острова, реконструкция среднеплиоценового и апшеронского рельефа Северного Кавказа — представляют собой актуальные палеогеоморфологические проблемы, требующие дальнейшего изучения.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Территория Северного Кавказа принадлежит к северной окраине одного из крупнейших подвижных поясов Земли — Средиземноморско-Гималайского пояса. В соответствии с этим она характеризуется очень сложной тектонической историей и весьма длительным сохранением высокой подвижности до современной эпохи для южных районов, относящихся к молодой горно-складчатой системе Большого Кавказа. Что же касается северных районов, то они довольно рано закончили геосинклинальное развитие и перешли в платформенное состояние. Таким образом, тектоническая история Северного Кавказа характеризуется общей тенденцией более ранней стабилизации северных районов и более длительным сохранением подвижности южными районами. Однако это положение справедливо лишь в грубой схеме и в действительности история региона слагалась из чередования этапов стабилизации и установления платформенного режима и этапов восстановления подвижности с регенерацией геосинклинального режима. Регенерация всегда или почти всегда носила лишь частичный характер и оставляла незатронутыми или почти незатронутыми отдельные ранее консолидированные глыбы, сохраняющиеся в более молодой структуре. Состав и строение этих глыб в основном и дают возможность восстановить наиболее ранние этапы развития региона. Эти этапы могут быть условно выделены под названием допозднепротерозойских.

## ДОБАЙКАЛЬСКИЕ ЭТАПЫ

Свидетелем ранних этапов геологической эволюции Северного Кавказа является упоминавшийся выше Ростовский выступ — юго-восточное погребенное продолжение и окончание Украинского кристаллического щита. Среди слагающих его глубоко метаморфизованных осадочных и магматических пород намечается по крайней мере две генерации. Первую из них — архейскую составляют образования, подвергшиеся наиболее интенсивному метаморфизму и в значительной степени замещенные гранитами. Ориентировка складчатых структур этого возраста не может быть установлена со сколько-нибудь достаточной уверенностью. Вторая генерация пород Ростовского выступа относится к нижнему протерозою и включает аналоги саксаганид — главным образом метаосадочные породы на средних ступенях метаморфизма. Эти образования встречаются среди поля развития архея в виде полос север-северо-западного — юг-юго-восточного направления; они, очевидно, выполняют относительно узкие грабен-синклинии, возникшие в процессе раздробления ранее консолидированного архейского фундамента. Новая консолидация, объединившая остаточные архейские глыбы и разделявшие их нижнепротерозойские геосинклинальные рвы, наступила в конце раннего протерозоя, в карельскую эпоху складчатости, метаморфизма и гранитизации.

Имеются основания полагать, что возникшая в результате этих явлений эпикарельская Русская платформа первоначально распро-

странялась на все Предкавказье, а возможно, и далее к югу. Об этом говорят субмеридиональные простирания, фиксируемые в кристаллическом фундаменте аэромагнитной съемкой, а также факт резкого обрыва карельских структур более молодыми по южному краю Ростовского выступа. Кроме того, представляется вероятным, что в составе фундамента Предкавказской плиты сохранились наряду с Ростовской и другие глыбы архейско-нижнепротерозойских пород. В частности, такие глыбы намечаются на юго-восточном продолжении Ростовского выступа к югу от центрального участка Манычского прогиба, а также в районе нижнего течения Кубани (Нижекубанский или Краснодарский массив) и низовьев Терека и Сулака (Терско-Сулакский или Грозненский массив). Оба последних массива входят в одну полосу со Среднекаспийским, Карабогазским и Каракумским массивами, располагающимися далее к юго-востоку и установленными и геофизическими исследованиями, и бурением (Карабогазский и Каракумский массивы). В отличие от Ростовского выступа они были довольно сильно затронуты более поздней, вплоть до герцинской, регенерацией.

### БАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП (МЕГАЦИКЛ)

В настоящее время трудно оценить продолжительность сохранения платформенного режима на территории Северного Кавказа в позднекарельское время. Довольно ясно, однако, что в позднем протерозое и начале кембрия в зоне Большого Кавказа и в южной части Предкавказья вновь господствовали геосинклинальные условия. Породы этого возраста в виде метаморфических сланцев и мраморов, местами в амфиболитовой фации метаморфизма обнажаются в северо-восточной части Северо-Кавказского краевого массива и играют основную роль в сложении антиклинория Главного хребта. Их присутствие возможно также в центральных районах Предкавказья, между Ростовско-Манычской и Кубано-Сулакской полосами срединных массивов.

Состав метаморфических толщ Большого Кавказа, подробно рассматриваемый в разделе «Стратиграфия», показывает, что они образовались в результате преобразования песчано-глинистых, отчасти карбонатных и в значительной степени вулканогенных, главным образом основных, пород. Наряду со значительной мощностью (более 8,5 км при необнаженной подошве) это свидетельствует о существовании в течение времени накопления этих пород не просто геосинклинального, а эвгеосинклинального режима. Двукратная смена вулканогенных пород преимущественно нормальноосадочными может рассматриваться как проявление определенной цикличности и служить известным основанием для выделения в пределах байкальского этапа (мегацикла) развития Северного Кавказа по крайней мере двух подэтапов (циклов). Свидетельством оживления тектонических движений и интрузивной деятельности на границе этих двух подэтапов может служить более высокий метаморфизм серии кристаллических сланцев по сравнению с вышележащей серией метаморфических (зеленых) сланцев и приуроченность только к первой из них пластовых тел гранито-гнейсов.

Совершенно условно эта внутрипозднепротерозойская эпоха диастрофизма может быть сопоставлена с делийской планетарной эпохой. В целом же позднепротерозойско-раннекембрийский, байкальский этап геосинклинального развития закончился в раннем или начале среднего кембрия эпохой складчатости и регионального метаморфизма, примерно соответствующей салаирской эпохе Сибири. Этим событиям, вероятно, предшествовало внедрение интрузий гипербазитов, известных ныне в пределах Главного и Передового хребтов и Северо-Кавказского

краевого массива (Мало-Лабинской зоны). Что же касается гранитообразования, которого также естественно было бы ожидать, то возможно, что некоторая часть гранитоидов, рассматриваемых обычно как каледонские или герцинские, возникла еще в связи с этой заключительной эпохой байкальского диастрофизма, а получаемые для них более низкие значения абсолютного возраста связаны с последующей переработкой.

Позднебайкальские движения проявились не только складчатостью, но и поднятиями. Свидетельством последних служит отложение предположительно кембрийской урлешской свиты аркозовых песчаников мощностью до 1,5 км. Состав свиты служит одновременно доказательством умеренной интенсивности восходящих движений конца байкальского этапа.

Накопление моласс, происходившее, вероятно, в обстановке морского побережья, сменилось морской трансгрессией среднего кембрия, единственным свидетелем которой пока остается глыба известняков со среднекембрийской фауной, найденная в свое время А. П. Герасимовым в бассейне Малки. Эта трансгрессия имела место уже в условиях общего тектонического выравнивания (бассейн эпиконтинентального типа), временной стабилизации, последовавшей за заключительными байкальскими движениями.

Отсутствие на Северном Кавказе отложений верхнего кембрия и ордовика указывает, очевидно, на общее воздымание этого региона, представлявшего собой в течение данного геохронологического интервала скорее всего равнинную сушу. Недавнее установление К/Аг методом в Лабино-Малкинской зоне пород с возрастом 450 млн. лет может быть интерпретировано как свидетельство того, что к концу ордовика в результате продолжавшихся поднятий породы байкальского комплекса оказались поднятыми до уровня, обеспечивающего дальнейшую сохранность радиогенного аргона. Менее вероятно предположение об эпохе интрузивной деятельности и (или) регионального метаморфизма, предшествовавшей регенерации геосинклинального режима.

Отсутствие собственно геосинклинальных фаций нижнего палеозоя (кроме, может быть, нижнего кембрия, связанного в этом смысле с протерозоем) говорит о том, что для Северного Кавказа нет оснований выделять самостоятельный каледонский этап развития. Время, отвечающее этому этапу, было занято здесь частично завершающимися поднятиями байкальского мегацикла, а затем фазой квазиplatformенной стабилизации, наступившей вслед за этими поднятиями.

## ГЕРЦИНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП

Начало нового этапа геосинклинального погружения документировано появлением в южной части Северо-Кавказского краевого массива глинисто-сланцевой (филлитовой), с прослоями песчаников и известняков формации верхнесилурийского возраста (лахранская свита). Ограниченность известного к настоящему времени распространения этой формации позволяет констатировать лишь заложение интрагеосинклинального прогиба в этой части региона. Присутствие в верхах лахранской свиты форм нижнедевонского возраста говорит в пользу согласного перехода от силура к девону, но, с другой стороны, достоверные отложения нижнего девона, подобно верхнекембрийским и ордовикским, также нигде на Северном Кавказе не установлены. Поэтому примерно равновероятным является предположение о проявлении в эту эпоху поднятий, хронологически соответствующих новокаледонской эпохе диастрофизма, но здесь составляющих наиболее

раннюю фазу герцинских движений. Возможно, что с этими поднятиями следует связывать внедрение части гранитоидных интрузий, входящих в состав так называемого уруштенского комплекса.

Начиная со среднего (или раннего) девона, в структурном плане Северного Кавказа отчетливо обособляется узкий и глубокий прогиб, соответствующий зоне Передового хребта (рис. 106). В этом прогибе

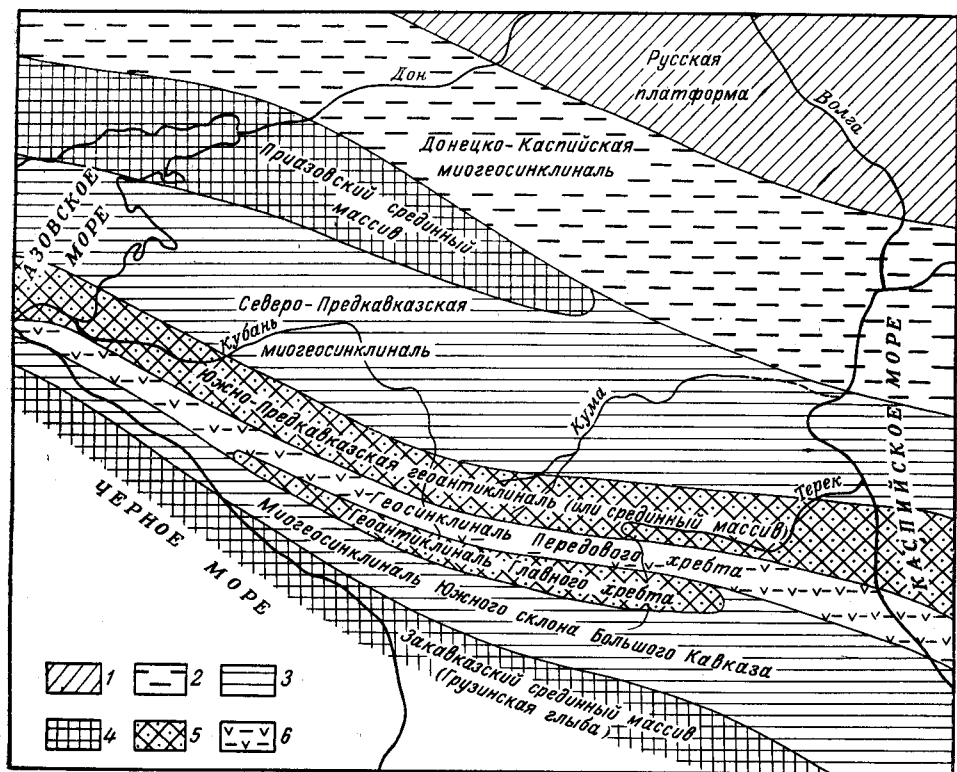


Рис. 106. Палеотектоническая схема раннегерцинского этапа (средний палеозой)

1 — древняя Русская платформа (без подразделения); 2 — Донецко-Каспийская побочная миогеосинклиналь, возникшая во второй половине этапа в результате раздробления и переработки южной окраины Русской платформы; 3 — миогеосинклинали Северо-Предкавказская и Южного склона Большого Кавказа с накоплением терригенной (аспидной) формации; 4 — срединные массивы Приазовский (продолжение Украинского щита Русской платформы) и Закавказский; 5 — геоантиклинали Южно-Предкавказская и Главного хребта с накоплением аспидной и спилито-кератофировой формации

в течение эйфеля — турне последовательно накапливаются аспидная ( $D_2^1$ ), спилито-кератофировая ( $D_2^2$ — $D_3^1$ ), карбонатная ( $D_3^2$ ) и терригенная ( $C_1$ ) формации общей мощностью многие километры. С юга интрагеосинклиналь Передового хребта ограничивалась геоантиклиналью Главного хребта, в пределах которой среднепалеозойские образования развиты, по-видимому, лишь по периферии, в частности в южном крыле (кассарская свита и ее аналоги), и обладают пониженной мощностью и неполным разрезом. Геоантиклиналь Главного хребта отделяла интрагеосинклиналь Передового хребта от Сванетской интрагеосинклинали, находившейся уже в пределах Закавказья, а Черкесско-Минераловодская геоантиклиналь (термин Д. С. Кизевальтера) — от Южно-Ставропольской интрагеосинклинали, устанавливаемой лишь предположительно по данным буровых скважин, вскрывших породы,



литологически напоминающие девонские и в отдельных случаях содержащие девонские споры. В отличие от Сванетского и Южно-Ставропольского прогибов, явно миогеосинклинального типа (из вулканических пород в среднем палеозое Сванетии известны лишь туфогенные образования), интрагеосинклиналь Передового хребта являлась типичной эвгеосинклиналью и представляла собой наиболее активный осевой герцинский прогиб всей Кавказской геосинклинальной системы, развитие которого тесно связано с Пшекиш-Тырныаузской зоной глубинного разлома.

Подобный характер зоны Передового хребта в среднем палеозое подчеркивается также приуроченностью к ней многочисленных проявлений интрузивного магматизма этого времени. Сюда относится прежде всего уруштенский, в основном плагиогранитный, интрузивный комплекс с дифференциатами от гипербазитов и габброидов до аляскитовых гранитов. Начало формирования пород этого комплекса, вероятно, синхронно эпохе интенсивной вулканической деятельности конца среднего — начала позднего девона\*, а завершение приходится, по данным радиогеохронометрии, примерно на границу девона и карбона. Магма, создавшая интрузии уруштенского комплекса, отличалась очень высокой химической активностью, проявившейся в интенсивном натровом метасоматозе вмещающих пород. Породы данного комплекса распространены не только в зоне Передового хребта, но и по бортам этой герцинской интрагеосинклинали — по северной периферии зоны Главного хребта и южной периферии Лабино-Малкинской зоны.

Более молодым является карабекский (архызский) комплекс малых и средних интрузий, вмещенный в породы верхов девона и низов карбона южной, прибортовой части интрагеосинклинали Передового хребта. Преобладают в этом комплексе интрузии диоритового и сиенит-диоритового состава, но имеются и более основные разности до гипербазитов включительно\*\*, а также более кислые. Внедрение интрузий карабекского комплекса относится, вероятно, к визе—намюру, т. е. к эпохе замыкания интрагеосинклинали Передового хребта и вовлечения ее в складчатость.

Сложная эволюция герцинской интрагеосинклинали Передового хребта только теперь, по мере расшифровки стратиграфии выполняющих ее отложений, начинает вырисовываться в своих деталях. До начала интенсивной вулканической деятельности, т. е. до живетского века, прогиб этот был сравнительно монолитным. Одновременно с вулканизмом началась дифференциация, на что указывает несколько отличный состав продуктов вулканизма в разных подзонах. Дифференциация еще более усилилась в позднем девоне, особенно в фаменское время, о чем свидетельствует разнообразие фаций и, в частности, появление довольно крупных рифовых построек.

Зоны поднятий, ограничивавшие интрагеосинклиналь Передового хребта с севера и юга, носили довольно своеобразный характер. По существу это были глыбы, сохранившие приподнятое положение после раздробления эпибайкальской квазиплатформы. Лишь с наступлением орогенного этапа герцинского цикла они превратились в настоящие геоантиклинали. Что же касается Южно-Ставропольской миогеосинклинали, то она, возможно, наложена непосредственно на более древний, добайкальский фундамент, подобно возникшей примерно одновременно

\* Как отмечалось выше, некоторые члены данного комплекса могут быть еще древнее.

\*\* Некоторые исследователи считают гипербазиты более древними и не включают их в состав карабекского комплекса.

с ней в середине девона Донецкой интракратонной миогеосинклинали. По-видимому, средний девон был временем общего раздробления южной периферии Русской платформы.

### ГЕРЦИНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ЭТАП

Начиная с раннего карбона область Северного Кавказа вовлекается в интенсивное складко- и горообразование (рис. 107). Этот процесс

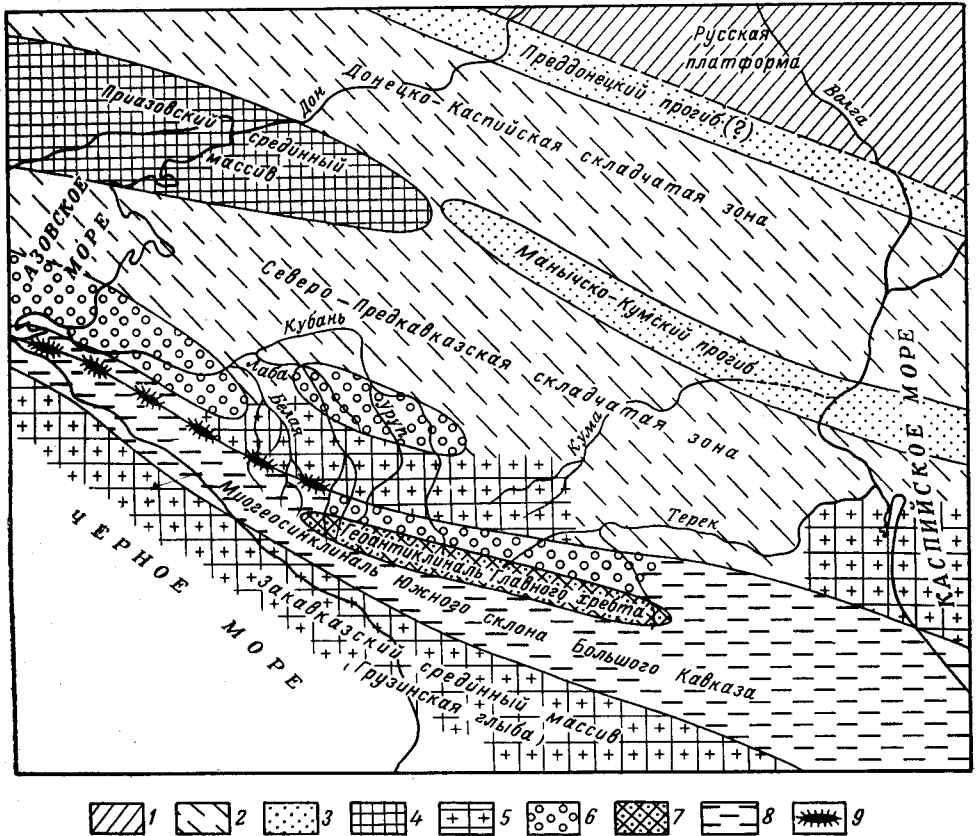


Рис. 107. Палеотектоническая схема позднегерцинского этапа (поздний палеозой, в основном пермь)

1 — древняя Русская платформа (без подразделения); 2 — герцинские складчатые зоны: Донецко-Каспийская (с начала перми) и Северо-Предкавказская (с позднего карбона?); 3 — пермско-раннетриасовые рудиментарные передовой Преддонецкий и межгорный Маньчско-Кумский прогибы; срединные массивы; 4 — Предазовский, 5 — Закавказский и (или) геантиклинали с интенсивной гранитизацией; 6 — межгорные прогибы; 7 — геантиклинали (складчатые горные сооружения) с интенсивной гранитизацией и калиевым метасоматозом; 8 — миогеосинклиналь Южного склона со сквозным герцино-альпийским развитием и накоплением преимущественно сланцевой формации; 9 — барьерные рифы вдоль краевого шва Кавказской геосинклинали

в первую очередь охватывает, вероятно, зону Главного хребта; здесь его начало, по косвенным данным, относится уже к границе девонского и каменноугольного периодов. В зоне Передового хребта основная складчатость приходится на вторую половину раннего карбона, так как турне представлен морскими осадками, а на отдельных участках могут присутствовать и отложения визе (нижнего?). В Предкавказье в складчатость вовлечены отложения всего карбона и, возможно, местами низов перми. В Маньчском прогибе пестроцветные осадки верхней перми —

нижнего триаса залегают весьма полого, указывая на завершение складчатости к середине перми. В районе Астрахани нижнепермские слои обнаруживают еще достаточно интенсивную складчатость. В зоне Донецкого кряжа первые восходящие движения отмечаются на границе карбона и перми, но основная складчатость относится к середине пермского периода, а заключительная — к середине триаса. Таким образом, довольно определенно намечается миграция главной герцинской складчатости от зоны Главного хребта в северном направлении с последовательным омоложением от начала карбона до середины перми.

Складчатая структура герцинского комплекса на Большом Кавказе по сравнению с Предкавказьем заметно сложнее, степень метаморфизма значительно более высокая. Своего максимума поднятия, гранитизация и метаморфизм герцинского цикла достигли в зоне Главного хребта, которая с этого времени приобрела антиклинорную структуру. Сопряженная с этой зоной зона Передового хребта превратилась в грабен-синклинорий, в остаточных впадинах которого накапливались угленосные ( $C_{2+3}$ ), а затем красноцветные ( $P+T_1$ ) молассовые образования\*. Среди последних присутствуют продукты излияния лав кислого и среднего состава, в том числе субщелочных (порфировая формация). Лежащая севернее Лабино-Малкинская зона (Черкесско-Минераловодская геoaнтиклиналь) испытала поднятие и подверглась внедрению крупных плутонов гранитов (так называемые граниты северного типа, или красные граниты).

Позднепермская эпоха и триасовый период явились на Северном Кавказе переходным временем от герцинского этапа развития к альпийскому (рис. 108). В зоне Южного склона Большого Кавказа герцинский диастрофизм практически не проявился или проявился в слабой степени, и здесь, в частности в Сванетии, мезозойские отложения залегают в общем согласно с палеозойскими. Верхний палеозой представлен морскими осадками; местами можно предполагать перерыв в середине триаса или на границе триаса и лэйаса. Зона Главного хребта в течение рассматриваемого времени оставалась приподнятой и постепенно нивелировалась денудацией. Ее западное окончание перекрывалось морем в кульминационные моменты позднепермской и поздне триасовой трансгрессий. Напротив, центральный участок вплоть до середины триаса выступал в виде возвышенной суши; сносившийся с нее грубообломочный материал аккумуляровался в том же межгорном прогибе к северу от зоны Главного хребта, как и аналогичные молассовые толщи нижней перми. Весьма вероятно, что на рубеже карбона и перми, ранней и поздней перми, перми и триаса, в середине и конце триаса геoaнтиклиналь Главного хребта испытывала повторные импульсы интенсивных восходящих движений, сопровождаемые внедрением гранитоидных интрузий (комплекс гранитов Главного хребта); на это указывают определения абсолютного возраста последних.

Присутствие пермских отложений, притом, возможно, морских, а частью континентальных, довольно вероятно в пределах современных Кубанского и Терского прогибов, а в Восточном Предкавказье они могли пользоваться повсеместным распространением (морская нижняя пермь здесь установлена в Прикумской зоне поднятий).

В триасе в области западного окончания зоны Передового хребта на продолжении позднепалеозойского межгорного прогиба образовался залив с накоплением довольно мощной и полной серии осадков (отсут-

\* Приуроченность молассовых впадин в основном к периферическим полосам зоны Передового хребта показывает, что среднепалеозойский прогиб претерпел некоторую инверсию.

ствуется лишь рэтский ярус) в основном карбонатного состава, переходного от платформенного к геосинклинальному типу. Смена карбонатных отложений терригенными, вплоть до грубообломочных, в ладинском и карнийском ярусах и несогласия на границе среднего и верхнего триаса и перед норийским веком отражают почти повсеместно наблюдаемые поднятия этого времени.

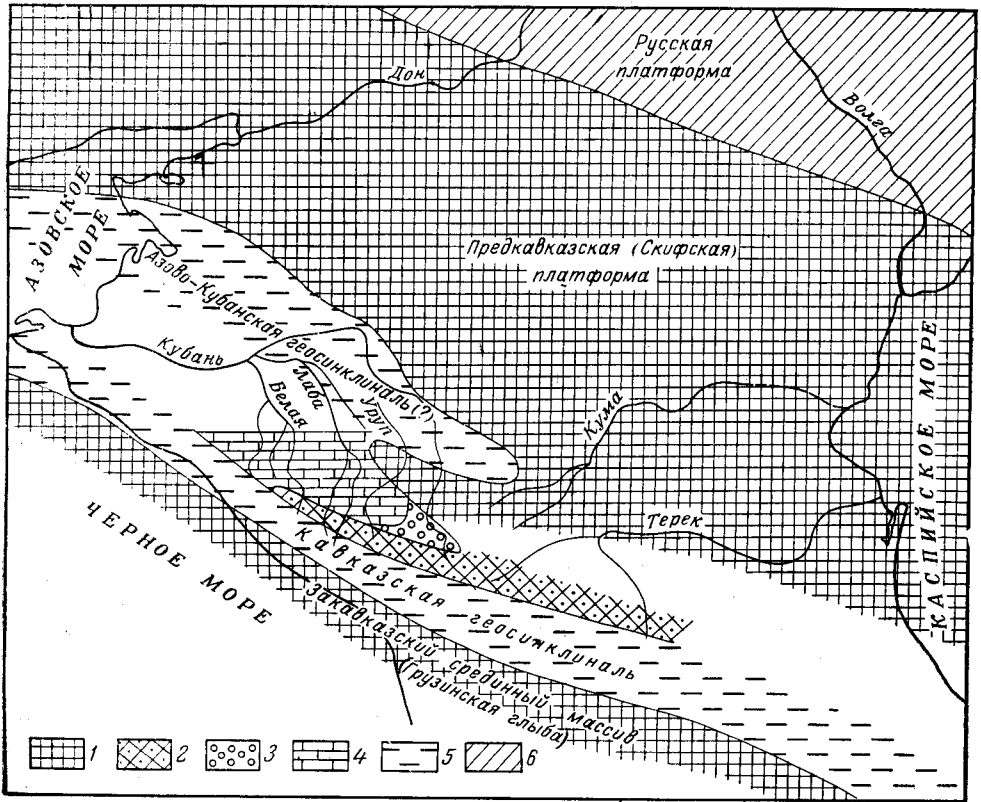


Рис. 108. Палеотектоническая схема времени, переходного от герцинского к альпийскому этапу (средний и поздний триас)

1 — область платформенной консолидации — Предкавказская (Скифская) молодая платформа и Закавказский срединный массив; 2 — геантиклиналь (складчатое горное сооружение) Большого Кавказа; 3 — остаточный межгорный прогиб (только в нижнем триасе?); 4 — Лабинский субплатформенный прогиб с накоплением преимущественно известняковой формации; 5 — Азово-Кубанская и Кавказская геосинклинальные системы с накоплением аспидной формации; 6 — область Русской платформы

В северном направлении, в полосе Черкесско-Минераловодской геантиклинали, разрез триаса сокращается за счет выпадения среднего и верхнего отделов и уменьшения мощности нижнего отдела. Что происходит с триасом в Кубанском прогибе, пока еще неясно, но еще севернее, в Каневско-Березанской полосе, бурением вскрыты аркозовые песчаники среднего и темноцветные аргиллитовые отложения верхнего триаса с морской фауной. На востоке они распространяются по крайней мере в пределы Тихорецко-Кропоткинской впадины; продолжают ли эти отложения в Ставрополье и Восточном Предкавказье, пока неизвестно.

Тектоническая природа триасовых образований Западного Предкавказья представляет предмет дискуссий. Участками они довольно ин-

тенсивно дислоцированы и динамометаморфизованы, что приводило в прошлом к их смещению с палеозойскими образованиями фундамента. Однако на других участках степень дислоцированности и метаморфизма триасовых отложений резко падает и здесь они уже стоят ближе к образованиям чехла. Несомненно, что триасовые отложения Западного Предкавказья образуют самостоятельный структурный этаж, промежуточный между герцинским структурным комплексом (складчатый фундамент Предкавказской плиты) и альпийским структурным комплексом (осадочный чехол плиты). Как показывает накопленный к настоящему времени фактический материал, он занимает промежуточное положение, но стоит все же ближе к фундаменту; в связи с этим триасовые отложения указанной части Предкавказья долгое время ошибочно принимались за каменноугольные.

По своему формационному характеру темные аргиллиты и глинистые сланцы с прослоями песчаников и известняков составляют формацию типа аспидной с прослоями эффузивов — спилитов и кератофинов, т. е. с элементами спилито-кератофировой формации. Верхнетриасовые отложения Западного Предкавказья являются образованиями геосинклинального типа. Их интенсивная, хотя и неравномерная дислоцированность подтверждает это заключение. Судя по геофизическим данным, полоса развития в фундаменте Скифской платформы отложений морского триаса должна продолжаться через Азовское море в Степной Крым, возможно, соединяясь далее со сходным триасом Северной Добруджи, как на это указывал уже В. Л. Егоян (Егоян и др., 1961б). В конце триаса — начале юры, т. е. примерно одновременно с таврической серией Горного Крыма, в так называемую донецкую эпоху складчатости, триасовые слои Каневско-Березанской зоны были смяты в складки и испытали инверсионное поднятие. В дальнейшем, в течение остального мезозоя и палеогена, возникшее таким образом поднятие унаследованно развивалось уже в платформенных условиях, образовав наблюдаемый ныне в осадочном чехле погребенный сложный вал.

Прогиб, в котором отложились триасовые осадки Западного Предкавказья, несомненно напоминает расположенные к северо-востоку от Северного Кавказа грабены Скифско-Туранской плиты — Челябинский и др., заполненные «переходным комплексом» того же возраста; поэтому ряд исследователей относил его или относит и сейчас к данному типу структур. Однако в грабенах «челябинского» типа осадки триаса — лейаса являются континентальными, а вулканические излияния принадлежат трапповой, а не спилито-кератофировой формации; степень деформации и метаморфизма ниже, чем наблюдаемая в Предкавказье. Именно исходя из этого логичнее считать Северо-Добруджинско-Краснодарскую систему раннемезозойских прогибов окраинной интрагеосинклинально-Крымско-Кавказской альпийской геосинклинальной системы, отличавшейся коротким периодом развития и к началу догера вошедшей в состав Скифской платформы, закончившей тем самым свое становление.

## АЛЬПИЙСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП

С лейаса начинается собственно альпийский этап развития Северного Кавказа. Юрские образования почти повсеместно залегают трансгрессивно и несогласно на более древних породах, вплоть до докембрийских, а распределение их формаций и мощностей отвечает структурному плану, заметно отличающемуся от более раннего, хотя он и наследует некоторые важнейшие черты последнего.



Значительная часть Предкавказья — Ставрополье и район к северу от Каневско-Березанской зоны поднятий — в течение всего юрского периода оставалась умеренно поднятой сушей (рис. 109). На юге Западного Предкавказья и в Восточном Предкавказье континентальный режим сохранялся лишь в раннем и среднем лейасе, причем в последнее время на востоке и северо-востоке Предкавказья обнаружены осадки

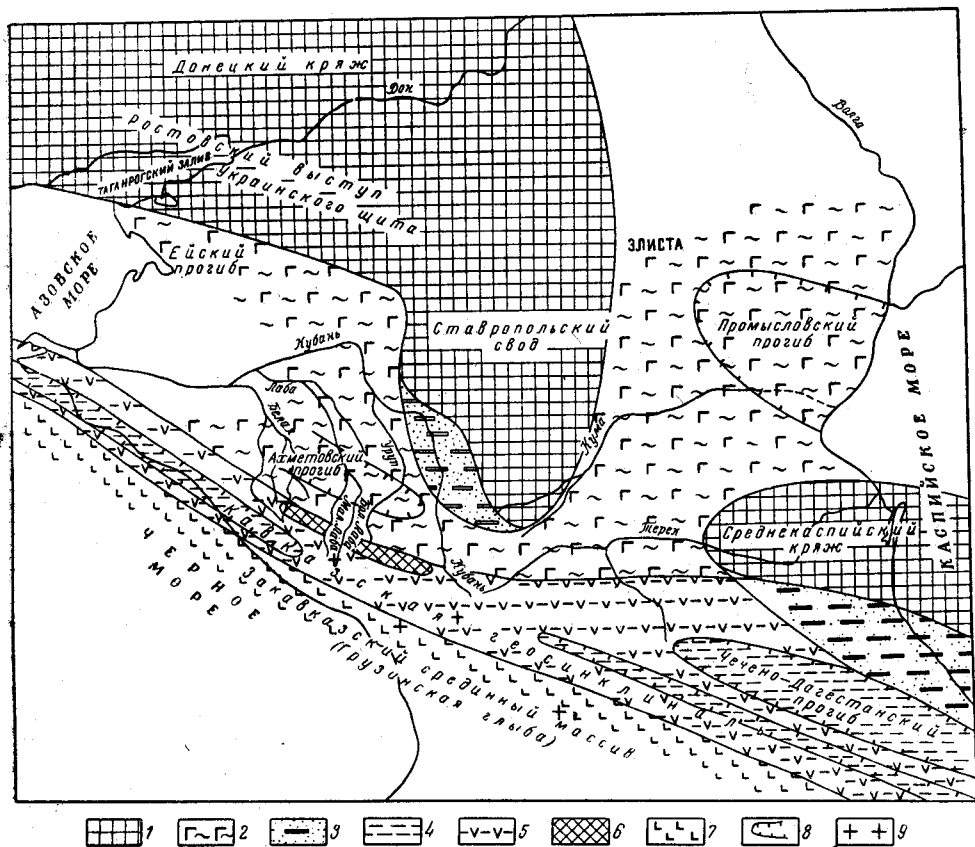


Рис. 109. Палеотектоническая схема раннеальпийского этапа (ранняя и средняя юра)

1 — области поднятия и размыва в пределах платформы; 2 — области погружения в пределах платформы с накоплением морской терригенной формации и местами с проявлениями вулканизма; 3 — зоны накопления параличской угленосной формации на северной периферии Кавказской геосинклинали; 4 — зона накопления аспидной формации; 5 — то же, в сочетании с диабазово-кератофировой формацией (эвгеосинклиналь); 6 — геосинклиналь Главного хребта; 7 — Закавказский средний массив — область накопления «порфиритовой серии» в байосе и поднятие в бате; 8 — контуры главнейших прогибов; 9 — батские интрузии гранитоидов

лагунно-континентального происхождения, которые могут относиться к указанному интервалу времени. В позднем лейасе и доггере эти районы были вовлечены в погружение с накоплением сероцветной морской терригенной формации, в байосе отмечены проявления вулканизма. Мощность осадков лейаса и доггера нарастает к югу, достигая максимума в зоне будущего Восточно-Кубанского и, вероятно, Терского передовых прогибов. Эта окраинная часть Предкавказской платформы может рассматриваться как область перикратонных опусканий. В южной ее части, уже в пределах современного северного склона Центрального Кавказа, намечается прогиб, отделенный от более северного Черкесским поднятием. На одном из участков этого прогиба (в междуречье Кубань—Малка) известны более ранние, среднелейасовые прояв-

ления вулканизма, контролировавшиеся скорее всего системой поперечных разломов. Эффузивные и субвулканические образования характеризуются здесь андезитовым и андезито-дацитовым составом.

Границей области перикратонных опусканий и геосинклинальной системы служил в ранней и средней юре Пшекиц-Тырныаузский гдубинный разлом, продолжавшийся на запад вдоль современного южного борта Западно-Кубанского прогиба, а на восток вдоль современной антиклинальной зоны Сунженского хребта. К югу от этого разлома резко возрастает мощность осадков, среди них господствуют темные глинистые разности (аргиллиты, глинистые сланцы), исчезают признаки мелководно-прибрежных условий (угли, оолитовые железняки и пр.), наблюдаемые севернее. Дальнейшее возрастание мощностей и переход к настоящей аспидной формации осуществляются в осевой части системы и вдоль ее южного борта, где появляется диабазово-альбитофирная формация лейаса—аалена (вулканогенные образования циклаурской свиты, серии Гойтх и др.). На северном борту вулканизм проявился лишь на Дигоро-Осетинском участке (в лейасе) и в Восточной Балкарии (в байосе). На востоке в Дагестане по северной периферии геосинклинали в аалене сформировалась мощная параличская угленосная формация, в составе которой преобладают песчаные осадки. Источником обломочного материала этих осадков являлась, очевидно, суша, располагавшаяся в области современных низовьев Терека и Сулака и Среднекаспийской котловины. Эта так называемая Среднекаспийская суша наследует палеозойский срединный массив.

В целом северная часть геосинклинальной системы Большого Кавказа со спорадическими проявлениями начального вулканизма, меньшими мощностями и сравнительно грубыми терригенными литофациями представляла собой в лейасе и доггере миогеосинклиналь, южная же часть носила скорее характер эвгеосинклинали. Обломочный материал поступал в нее со стороны Закавказского срединного массива. В байосе на южном борту геосинклинали и в области срединного массива, окраиной которого являлся Сочинский район, в процессе интенсивного подводного вулканизма образуются породы порфиритовой формации.

В Центральном Кавказе миогеосинклиналь отделялась от эвгеосинклинали зоной относительных поднятий, унаследованной от герцинской геоантиклинали Главного хребта. В северо-западном и юго-восточном направлениях эта геоантиклиналь погружалась, и здесь геосинклинальная система представляла собой до мальма единый прогиб, не расчлененный на интрагеосинклинали. Существование в Центральном Кавказе внутренней зоны поднятий наряду с тем, что севернее в этой же меридиональной полосе Предкавказья суша наиболее далеко распространялась к югу, образуя выступ в Минераловодском районе, указывает на проявление уже в эту начальную стадию альпийского цикла зоны поперечных поднятий, ощущавшейся, впрочем, в перми и триасе, а вероятно, и значительно раньше. Мощности лейаса и доггера заметно увеличиваются в обе стороны от этой зоны поднятий.

Господствовавший в течение ранней и средней юры режим преобладания погружений временами — перед тоаром, в середине аалена и особенно в начале байоса — прерывался кратковременными поднятиями, вызывавшими местные размывы и сопутствуемыми образованием сбросов и пологих складок. Значительно более резкий перелом в ходе тектонического развития наступил на рубеже доггера и мальма. Геоантиклиналь Главного хребта была вновь, и на этот раз окончательно, приподнята над уровнем моря; на ее продолжении возникли поднятия (геоантиклинали) в центральных частях прогибов Восточного и Западного Кавказа — будущие антиклинории Главного и Бокового хребтов

на востоке и Гойтхский антиклинорий — на западе, что привело к полному расчленению геосинклинальной системы на интрагеосинклинали Северного и Южного склонов. Формирование геоантиклиналей сопровождалось складчатостью, в основном типа складок нагнетания. В тесной связи с этими поднятиями, скорее всего в байосском и батском веках, могли также сформироваться отдельные гибридные комплексы гранитоидов, диоритов и габброидов (в том числе Санчаро-Кардывачский), а также внедриться дайки выдержанного почти на всем протяжении Большого Кавказа «диабазового пояса».

Весьма интересным является то обстоятельство, что центральное поднятие, по крайней мере на Восточном Кавказе, впервые возникло в той полосе, к которой были приурочены, по данным Н. Н. Ростовцева, подтвержденным В. Т. Фроловым, максимальные глубины и вместе с тем наименьшие мощности осадков лейасового бассейна. Иначе говоря, первоначальным импульсом для образования поднятия могло быть пониженное по сравнению с периферическими частями бассейна давление. В дальнейшем процесс поднятия мог распространиться и на большие глубины, вызвав подъем магматических расплавов.

События конца средней — начала поздней юры означали окончание стадий начальных погружений альпийского цикла на Северном Кавказе и вступление этой области в предорогненную стадию (стадию зрелости, по М. В. Муратову). В отличие от герцинского цикла альпийская предорогненная стадия оказалась весьма растянутой; она охватывает мел, мел и значительную часть палеогена (палеоцен и эоцен). Смена трансгрессий и регрессий, оживление и затухание тектонических движений и магматической деятельности позволяют выделить в этой стадии несколько подстадий, отвечающих соответственно мальму, раннему мелу, позднему мелу и палеоцен-эоцену.

Очень отчетливо на этой второй, предорогненной стадии альпийского цикла, особенно вначале, в поздней юре, проявляется поперечная зональность. Центральный участок Северного склона представляет собой область развития осадков близкого к платформенному типу; мощности отложений здесь невелики, из разреза выпадает местами (Минераловодский район) почти весь мальм.

К западу от Минераловодского поднятия, играющего роль седла между Ставропольским сводом и выступившим к концу доггера центральным поднятием Большого Кавказа, в области Северного склона последнего и южной части Западного Предкавказья в мальме располагался мелководный бассейн перикратонного типа (рис. 110). Терригенные осадки нижнего—среднего келловоя сменяются в этом бассейне карбонатными отложениями верхнего келловоя—оксфорда, а кимеридж—титон представлен мощной лагунной пестроцветной гипсо-соленосной толщей, указывающей на поднятие и регрессию. В западной части Северного склона Большого Кавказа начиная с бассейна Пшехи эта эпиконтинентальная карбонатно-соленосная формация вдоль полосы разломов и флексур, имеющей между реками Белой и Пшехой север-северо-западную, юг-юго-восточную ориентировку, а далее к западу субширотное простирание, примерно совпадающее с положением современного южного края Западно-Кубанского передового прогиба, сменяется формацией пестроцветного карбонатно-терригенного флиша, появление которой свидетельствует, очевидно, о большей подвижности этой Абино-Гунайской зоны. На границе формаций протягивается гряда барьерных рифов, развивавшихся с кимериджа по титон включительно; некоторые из рифовых массивов достигают мощности многих сотен метров. Значительно более мелкие биогермы, мощностью в первые

десятки метров, возникли в оксфорде по южному борту Кубанского перикратонного прогиба.

Основная зона флишенакопления протягивалась в мальме вдоль современного Южного склона Большого Кавказа, отделяясь от Абино-Гунайского прогиба Гойтхской геоантиклиналью. Здесь накопление флишевой формации началось по существу уже в бате, причем в отли-

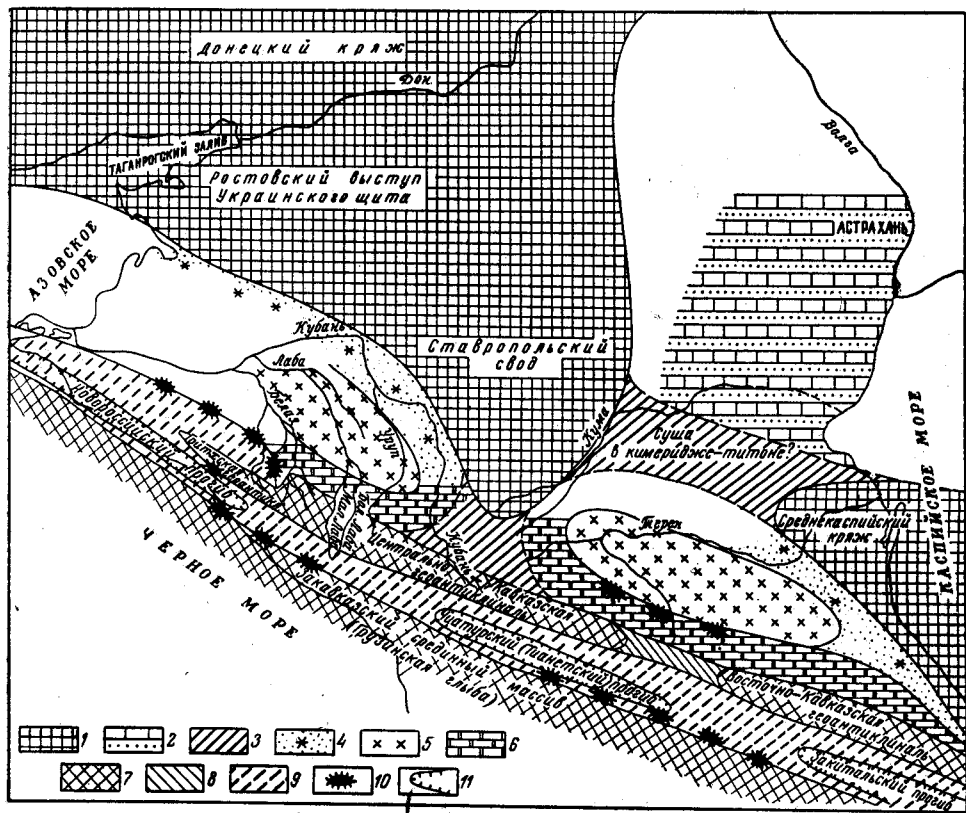


Рис. 110. Палеотектоническая схема начала среднеальпийского этапа (поздняя юра)

1 — области поднятия и размытия в пределах платформы; 2 — области погружения в пределах платформы и накопления терригенно-карбонатных морских осадков; 3 — участки, испытавшие погружение в келловее — оксфорде и поднятие в кимеридже — титоне; 4 — зоны накопления пестроцветной гипсоносной лагунной формации кимериджа — титона на краю платформы; 5 — зоны накопления соленосной формации кимериджа — титона (перикратонные прогибы); 6 — зоны накопления карбонатной формации (миогеосинклинали); 7 — внутригеосинклинальные поднятия — Центрально-Кавказская, Восточно-Кавказская и Гойтхская геоантиклинали и Закавказский срединный массив — области проявления предкелловейской складчатости и поднятия; 8 — седло между Центрально-Кавказской и Восточно-Кавказской геоантиклиналями, испытавшее погружение и затопленное морем в оксфорде — титоне; 9 — геосинклинальные прогибы с накоплением флишевой формации; 10 — барьерные рифы; 11 — контуры главнейших прогибов

чие от зон Главного хребта и Северного склона никакого перерыва и несогласия между доггером и мальмом в этой Новороссийской геосинклинали не наблюдается. Столь же постепенным является и переход от юры к мелу; в валанжине продолжается накопление карбонатного флиша того же типа, что и в титоне. Вдоль южного ограничения флишевого прогиба, на границе с Закавказским срединным массивом, в оксфорде — титоне развивался барьерный риф Ахцу—Кацурха; к югу от него в мальме распространена карбонатная формация, сходная с северокавказской.



В восточной части северного склона Большого Кавказа и в области будущего Терского передового прогиба в мальме простирается мелководный бассейн близкого к Кубанскому типа, но с заметно более устойчивым и интенсивным погружением в южной части, позволяющим отнести эту его часть уже к разряду миогеосинклинальных прогибов. В Терско-Дагестанском бассейне в первой половине мальма господствует известняково-доломитовая формация. В кимеридже—титоне, как и на западе, наступает частичная изоляция и осолонение бассейна, достигающее также до отложения солей в его центральной части, где они недавно вскрыты к северу от г. Прохладного. В южном направлении соли замещаются гипсами, давно известными в полосе выходов мальма в Балкарии и Северном Дагестане. Еще южнее протягивалась полоса барьерных рифов, которой отвечают мощные толщи массивных известняков и доломитов Скалистого хребта в Осетии и Балкарии; местами в полосу естественных обнажений попадают и склоновые брекчии рифов. Надо полагать, что далее к югу происходил, подобно Западному Кавказу, переход во флишевые фации типа сохранившихся на Южном склоне, но позднейший размыв в осевой зоне Главного хребта уничтожил зону сопряжения флишевых фаций с рифовыми.

В отличие от западного — Кубанского бассейна, ограниченного на севере сплошной полосой суши, Терско-Дагестанский бассейн распространялся в келловее—оксфорде через низовья Кумы далеко на север, находясь в прямой связи с Прикаспийской синеклизой; это соединение прекратилось однако, в кимеридже — титоне, что и привело к резкому осолонению бассейна, сохранившему связь с открытым морем лишь на юге.

В начале мела северные районы Предкавказья представляли собой область поднятия и размыва с выступом к югу в районе Ставропольского свода. В обоих бассейнах — Кубанском и Терско-Дагестанском — с началом мела происходит некоторое углубление бассейна; Минераловодское седло погружается ниже уровня моря и здесь вновь образуется пролив, соединяющий эти бассейны (рис. 111). В барреме продвигающаяся к северу трансгрессия вновь охватывает северо-восточные районы Предкавказья и связь с Восточно-Русским морем возобновляется, лишь в районе низовьев Терека и Сулака, вероятно, сохраняется унаследованный от юрского периода выступ Среднекаспийской суши. В позднем апте море распространяется и на северную часть Западного Предкавказья, а в течение альба покрывает и почти весь Ставропольский свод.

Почти повсеместно на Северном Кавказе осадки нижнего мела являются неритовыми; неомом составляет терригенно-карбонатную формацию, а апт-альб чисто терригенную, глауконитовую. Лишь в самой западной части Северного склона Большого Кавказа, в Абино-Гунайской зоне, подобно мальму происходит резкое углубление бассейна. Как в этом, так и в Новороссийском прогибах в течение раннего мела отлагалась формация, близкая к флишу. В ней только отдельные горизонты, причем главным образом на Южном склоне к востоку от Туапсе, представляют собой настоящий флиш. Значительно большим развитием в неоме пользуются мощные темные глинистые толщи с конкрециями сидеритов, разделенными песчаными и песчано-конгломератовыми пачками (песчаный и грубый флиш). В апте и альбе «сидеритовые» фации замещаются глауконитовыми. Общая мощность нижнего мела достигает здесь 3,4—4 км. Снос обломочного материала происходит в раннем мелу как с северной и Среднекаспийской суши, так и с островных поднятий в зоне Главного хребта, подновленных восходящими движениями конца юры и начала мела.



Следует отметить, что периодическое затопление и осушение северных районов Предкавказья и соответственно установление свободной связи с морями востока Русской платформы или ее прекращение непосредственно отражались на составе фауны, населявшей моря, покрывавшие территорию Кавказа. В общем эта фауна принадлежала на протяжении почти всей истории Кавказа к Средиземноморской зоогеографи-

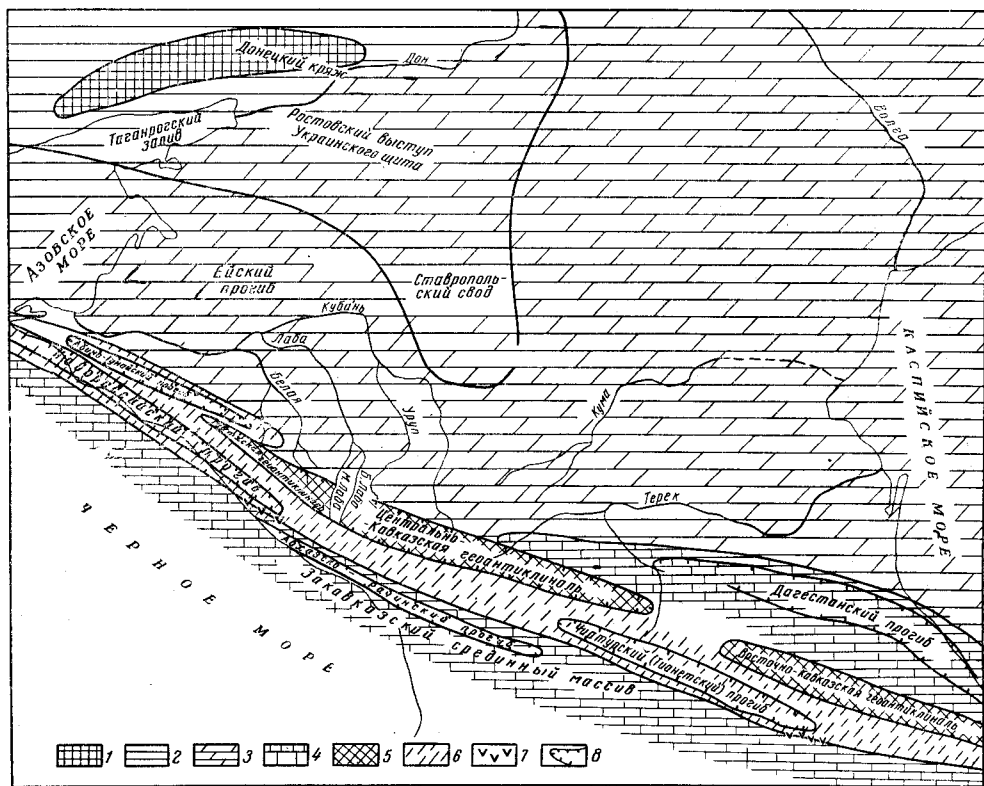


Рис. 111. Палеотектоническая схема середины и конца среднеальпийского этапа (мел и палеоцен — эоцен)

1 — области поднятия и размыва в пределах платформы; 2 — то же, но затопленные морем в позднем мелу и палеогене; 3 — область погружения в пределах платформы и накопления карбонатной формации, сменяющейся на западе в палеогене терригенной; 4 — многоэпиклиналильные прогибы с накоплением формации слоистых известняков; 5 — геантиклиналильные зоны; 6 — геосинклиналильные прогибы с накоплением флишевой формации; 7 — зоны проявления основного магматизма на рубеже раннего и позднего мела; 8 — контуры главнейших прогибов

ческой провинции. Чисто средиземноморский облик был свойствен фауне Закавказья, а в пределах рассматриваемой в данном томе территории — Южного склона Большого Кавказа. Так, пермская и триасовая фауна Большого Кавказа и даже Предкавказья (триас) имеют много общего с фауной Сицилии, Гималаев, Тимора и других районов Тетиса. Но на северном склоне Кавказа и особенно в Предкавказье временами появляются представители средневропейской и даже бореальной фауны; такие иммигранты известны уже в нижней перми, но особенно они обильны в меловых раннепалеогеновых отложениях, когда Северо-Кавказский бассейн свободно сообщался с бассейнами Украины, Польши, Германии, а также (келловей—оксфорд, валанжин, сантон) с морями востока Русской платформы и через них с бореальной областью.

На рубеже ранне- и позднемеловой эпох имело место некоторое оживление восходящих движений в области Большого Кавказа и в Каневско-Березанской зоне Предкавказья, в связи с чем в нижних горизонтах верхнего мела (сеноман, отчасти низы турона) еще преобладает обломочный, песчаный с глауконитом материал. В Новороссийском прогибе наблюдается примесь туфогенного материала и повышенная кремнистость осадков (последняя в нижнем туроне). В полосе южного ограничения Новороссийского прогиба на востоке (междуречье Шахе—Мзымта) отмечены непосредственные проявления магматической деятельности как в эффузивной (лавы базальтовых порфиритов, пирокластолиты), так и интрузивной (субвулканические тела диабазового, габбро-диабазового, габбро-диоритового состава) форме. Магма имела базальтовый состав с несколько повышенной щелочностью. Г. Д. Афанасьев и А. М. Борсук относят к этой же фазе некоторые мелкие субщелочные основные интрузии в зоне Гойтхского антиклинория\*, но большинство исследователей данного региона связывают их со среднеюрским магматизмом.

В течение второй половины турона, коньяка и начала сантона происходит постепенное углубление моря в области Западного Предкавказья и терригенные осадки сменяются карбонатными. Продолжается устойчивое и интенсивное погружение в Новороссийской геосинклинали, причем здесь также начинает преобладать карбонатный флиш и субфлиш. Но Абино-Гунайский прогиб временно осушается, и Гойтхская геоантиклиналь на время объединяется с кордильерой (Хадыженской, по В. Л. Егояну), ограничивавшей с севера этот прогиб. Море вновь возвращается сюда в кампане.

Поздний сеноман — время максимальной трансгрессии альпийского этапа и наибольшего развития карбонатных (известняково-мергельных) осадков. Лишь в Новороссийском и Абино-Гунайском прогибах, ограниченных и разделенных кордильерами, продолжал отлагаться флиш. Общая мощность верхнего мела в Новороссийском прогибе достигает 5 км. Каневско-Березанская зона и ее юго-восточное продолжение, а также Армавино-Невинномысский вал выделяются понижением мощностей и отсутствием верхних горизонтов вследствие более позднего (предпалеогенового) размыва.

В Терско-Дагестанском миогеосинклинальном бассейне и на его западном продолжении — Ахметовском субплатформенном прогибе северного склона Центрального Кавказа — весь верхний мел выражен формацией плитчатых известняков и мергелей; местами здесь намечается перерыв в раннем туроне. Севернее, в Восточном Предкавказье, при сохранении карбонатного состава осадков наблюдается появление образований типа писчего мела, т. е. чисто платформенных отложений. В Прикумской зоне поднятий ощущается проявление предпозднеэоценовских воздыманий.

Восходящие движения конца мела — начала палеогена затронули большую часть Предкавказья и осевую зону (центральное поднятие) Большого Кавказа. Погружение оставалось непрерывным и интенсивным в Новороссийском флишевом прогибе, где, однако, вследствие усиления притока обломочного материала карбонатный флиш сменяется терригенным, а также в Терско-Дагестанской миогеосинклинали и Ахметовском субплатформенном прогибе; в этих двух зонах известняки уступают место мергелям, что также свидетельствует о повышенном поступлении терригенных частиц. Абино-Гунайский прогиб на Северо-За-

\* По данным определения абсолютного возраста этих пород К/Аг методом, дающим нередко, как известно, заниженные значения.

падном Кавказе окончательно осушается, но к северу от него в палеоцене формируется новый узкий флишевый трог вдоль южного ограниченного будущего Западно-Кубанского передового прогиба; накопление флиша здесь продолжается до раннего эоцена включительно.

Господствующим типом осадков в палеоцене—эоцене Северного Кавказа являются мергели (мергельная субформация карбонатной формации); они слагают практически весь разрез этих отделов палеогена в Восточном Предкавказье и на северном склоне Восточного и Центрального Кавказа, а также на крайнем юго-востоке Краснодарского края, в Адлерской депрессии, лежащей на продолжении Абхазской зоны Закавказского срединного массива. В пределах Ставропольского свода и северо-западного Предкавказья в палеоцене и отчасти эоцене в результате усилившегося привноса обломочного материала со стороны восточной части Украинского щита широкое развитие получают песчаные пачки. В Новороссийском прогибе продолжается накопление терригенного флиша.

### АЛЬПИЙСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ЭТАП

В конце эоцена — начале олигоцена наступает заметный перелом в развитии региона, знаменующий собой переход к орогенному этапу альпийского цикла. В течение мальма — раннего палеогена в осевой полосе будущего мегантиклинория Большого Кавказа существовала лишь цепочка мелких островов, в большинстве своем перекрываемых морем в эпохи максимальных трансгрессий (оксфорд, турон—кампан, средний эоцен). Лишь начиная с олигоцена на Большом Кавказе образуется крупный, хотя еще невысокий массив суши, включивший не только геоантиклиналь Главного хребта и ее северо-западное и юго-восточное продолжение, но частично и флишевый прогиб Южного склона и южную часть прогиба Северного склона.

Предолигоценовые поднятия подобно предыдущим фазам поднятия сопровождались складкообразованием и даже надвигами, как, например, на Северо-Западном Кавказе. В противоположность Большому Кавказу южная периферия Предкавказской платформы, включая Ставрополье, вовлекается в интенсивное погружение с накоплением мощной (до 1,5 км) толщи темных, обогащенных органическим веществом, преимущественно глинистых осадков майкопской серии (нижняя моласса). На юге аналогичные образования отлагаются в Адлерской депрессии, относящейся к системе Закавказского межгорного прогиба, возникшего на месте одноименного срединного массива. Погружения продолжались и даже усилились также в районе Таманского полуострова, вошедшего в состав Керченско-Таманского поперечного прогиба, отделившего мегантиклинорий Большого Кавказа от Крымского мегантиклинория.

На рубеже раннего и среднего миоцена начинается, вернее возобновляется, воздымание Ставропольского свода, в течение палеогена и раннего миоцена вовлеченного в интенсивное погружение южной части Предкавказской плиты. С образованием Ставропольского свода Предкавказская область прогибания разделилась на две самостоятельные впадины: Азово-Кубанскую и Терско-Кумскую (рис. 112). Наиболее сильное опускание претерпели южные, непосредственно прилегающие к Большому Кавказу части этих впадин, где соответственно возникли передовые прогибы — Кубанский и Терский. В позднем миоцене Кубанский прогиб был подразделен Адыгейским выступом (поперечным поднятием) на два самостоятельных прогиба: Западно-Кубанский и менее глубоко опущенный Восточно-Кубанский. Первый из этих прогибов

развивался в течение всего остального неогена и антропогена, сохраняя тенденцию к относительному опусканию и в современную эпоху. Второй прогиб — Восточно-Кубанский — замкнулся в начале плиоцена, будучи втянут в поднятие центрального сегмента Большого Кавказа. По относительной небольшой мощности своего молассового выполнения, представленного лишь нижней молассой, а также платформенному характеру складчатой структуры Восточно-Кубанский прогиб заметно отли-

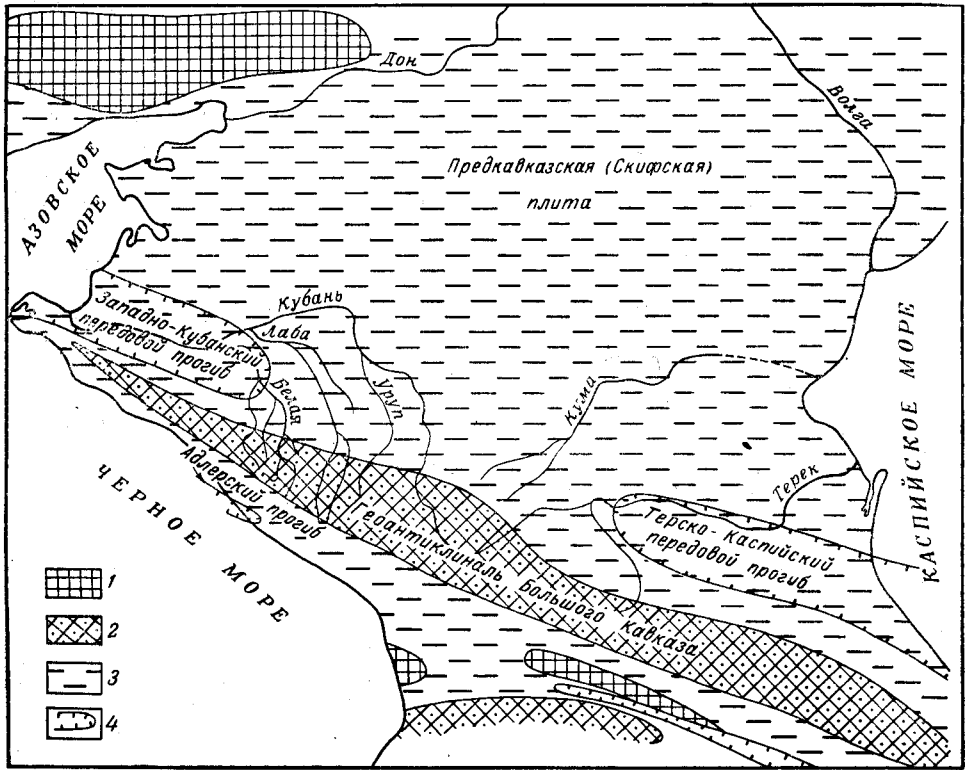


Рис. 112. Палеотектоническая схема начала позднеальпийского этапа (олигоцен, ранний и начало среднего миоцена, время накопления майкопской серии)

1 — область поднятия и размыва в пределах платформы и Закавказского срединного массива; 2 — геантиклинали Большого Кавказа и Аджаро-Триалет; 3 — области накопления осадков майкопской серии в пределах платформы, передовых и межгорных прогибов; 4 — контуры главнейших прогибов

чается от таких типичных передовых прогибов, как Западно-Кубанский и Терский.

В северной части Предкавказской плиты погружения были весьма слабыми, причем начиная с плиоцена они локализовались в основном в пределах Манычского прогиба, вдоль которого периодически возобновлялось сообщение между Азово-Черноморским и Каспийским бассейнами, прерванное далее к югу в конце сармата Ставропольским поднятием (рис. 113).

Большой Кавказ в течение неогена и антропогена испытывал все нарастающее, хотя и не непрерывное поднятие. Особенно интенсивное воздымание началось с конца сарматского века; после некоторого ослабления в начале плиоцена оно вновь усилилось в среднем плиоцене, снова ослабело в позднем плиоцене и опять усилилось в самом конце плиоцена и в антропогене. Эпохам ослабления поднятий соответство-

вала выработка поверхностей выравнивания, эпохам усиления поднятий — их деформация и расчленение. Воздымание Большого Кавказа носило сводово-глыбовый характер; при этом наряду с продольными разломами существенное значение приобрели поперечные, что проявилось уже в образовании Ставропольского поднятия. К пересечению продольных и поперечных разломов оказались приуроченными гипа-

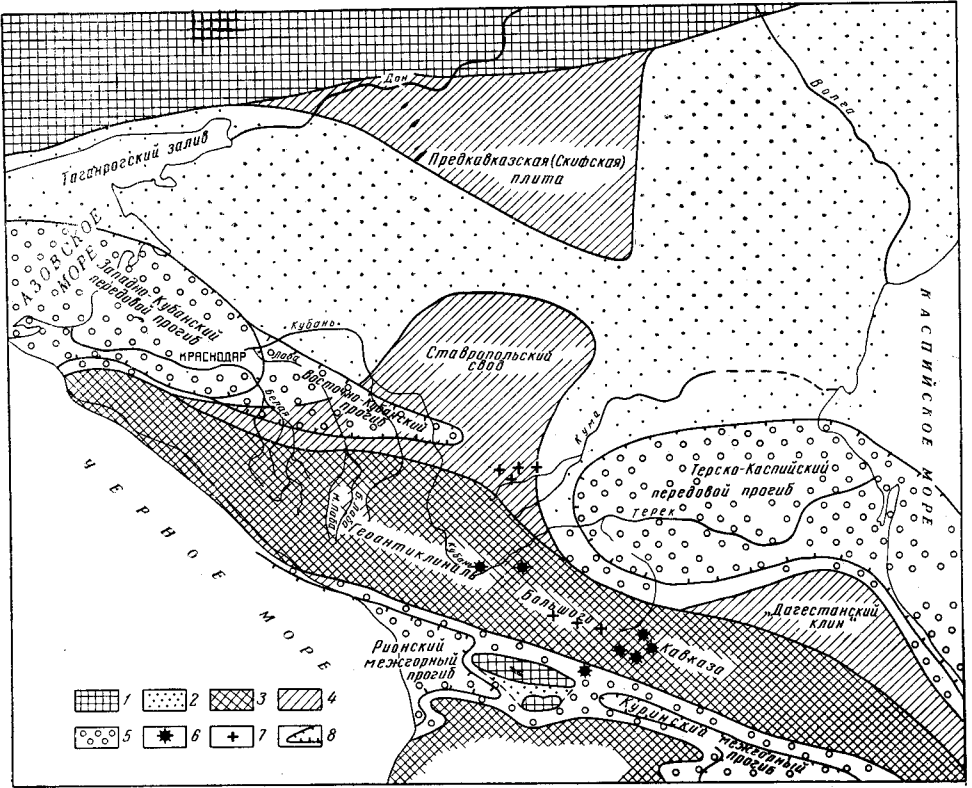


Рис. 113. Палеотектоническая схема середины и конца позднеальпийского этапа (средний и поздний миоцен, плиоцен и антропоген)

1 — области поднятия и размытия в пределах платформы и Закавказского срединного массива; 2 — области погружения и накопления кварцево-песчаных и ракушечно-известняковых осадков в пределах платформы; 3 — геосинклинали Большого Кавказа и Аджаро-Триалет; 4 — области, втянутые в поднятия в конце миоцена — начале плиоцена; 5 — передовые и межгорные прогибы с накоплением моласс; 6 — центры и районы вулканической деятельности; 7 — гипабиссальные интрузии гранитоидов; 8 — контуры главнейших прогибов

биссальные трахилипариты (граносиенит-порфиры) Пятигорья, гранитоиды Тырнауза, а также центры вспыхнувшей в позднем плиоцене и продолжавшейся до голоцена вулканической деятельности: Эльбрус—Кюгенский, Нижнечегемский, Казбекский, совпадающие с очагами сейсмической активности, а также основными гравитационными минимумами. Вдоль поперечных разломов происходит ступенчатое погружение горного сооружения Большого Кавказа в сторону Азово-Черноморской и Каспийской впадин.

Неоген—антропоген явились временем активного складко- и разрывообразования в периферических зонах Большого Кавказа, на обоих его погружениях, в частности в районе Таманского полуострова, и в Западно-Кубанском и особенно Терском передовых прогибах. В последнем, на восточном продолжении разломов Пшекиш-Тырнаузской зоны,



имели также место небольшие эксплозии андезитовой магмы, а также сформировались сложные антиклинальные зоны (антиклинории) Сунженского и Терского хребтов. В более северных районах, в пределах собственно Предкавказской плиты, процессы складкообразования к началу неогена сильно ослабели и практически затухли; следствием этого является моноклинальное, с общим наклоном к югу, залегание послемайкопских отложений в этой части региона.

Наибольшей интенсивности процессы складкообразования достигли на Южном склоне Большого Кавказа, в полосе бывшей флишевой Новороссийской интрагеосинклинали и особенно на ее восточном участке, к востоку от р. Туапсе. Здесь образовалась система сильно сжатых, до изоклинальных, линейных складок, осложненных надвигами. По южному ограничению флишевой зоны в Сочинском районе возник крупный Воронцовский покров и ряд более мелких структур того же типа. Благодаря этим шарьяжным явлениям флишевые образования мела — палеогена перекрыли западное продолжение шовного поднятия Ахцу и Кацърхи и оказались надвинутыми на северный борт Адлерской депрессии с выполняющими ее отложениями аналогов майкопской серии. Этим устанавливается послегельветский возраст шарьяжных явлений. Еще до образования шарьяжей отложения, слагающие Адлерскую депрессию, включая майкопскую серию, были смяты в относительно пологие складки. Следовательно, шарьяжи должны быть значительно моложе и скорее всего образовались в следующую фазу интенсивных движений, которая, судя по материалам соседней Абхазии, должна была проявиться в конце миоцена — начале плиоцена.

Многочисленные данные — результаты повторных нивелировок в Предкавказье, геоморфологические наблюдения, сейсмическая активность — свидетельствуют о продолжающихся в современную эпоху тектонических движениях. Направленность и характер этих движений в основном унаследованы от более ранних геологических эпох; наблюдается их концентрация и повышение интенсивности вдоль зон максимальной подвижности, в частности продольных и поперечных разломов, проявлявших себя и в более ранние геологические эпохи, в особенности в узлах их пересечения.

Как следует из предыдущего изложения, современная, весьма сложная, многоплановая структура Северного Кавказа служит отражением столь же сложной тектонической истории этого участка земной коры, расположенного на стыке древней Русской платформы и активно развивающегося с позднего протерозоя геосинклиального пояса Тетиса. Тектоническая история Северного Кавказа характеризовалась чередованием эпох активного геосинклиального развития, горообразования, платформенной консолидации и возобновления геосинклиального погружения. Регенерация геосинклиального режима осуществлялась благодаря опусканиям по системе продольных глубинных разломов; консолидация сопровождалась резким снижением активности этих разломов. При этом в каждую новую эпоху геосинклиального погружения зона максимальной подвижности, связанная с наиболее активными разломами и характеризующаяся наибольшими мощностями отложений, наиболее напряженной магматической деятельностью, наиболее интенсивной складчатостью, наибольшим обилием разрывов и наиболее глубоком метаморфизмом, смещалось в новое, более южное положение. В альпийском этапе она оказалась приуроченной к Южному склону Главного Кавказского хребта, к полосе сопряжения геосинклиальной системы Большого Кавказа и Закавказского срединного массива. В герцинском этапе наибольшую активность обнаруживала зона Тырынауз-Пшекишского глубинного разлома, а в каледонско-байкаль-

ском этапе «ось активности», вероятно, проходила еще севернее — через Минераловодский район или южнее Ставрополя.

По мере отступления к югу зоны максимальной тектонической активности соответственно расширялась зона стабилизации тектонического режима, зона консолидации; как отмечалось выше, этот процесс прерывался периодическими возобновлениями геосинклинальной подвижности.

Заметные изменения претерпевал и общий план строения геосинклинального пояса. Вначале (поздний докембрий, ранний палеозой) подвижность этого пояса была более или менее одинаковой на большей части его площади, хотя уже для этого времени является весьма вероятным существование древних, сложенных археем и нижним протерозоем, глыб — обломков раздробленной при заложении Тетиса части эпикарельской платформы. С каждой новой эпохой консолидации и регенерации геосинклинального режима неоднородность и сложность строения геосинклинального пояса возрастала, ибо регенерация никогда не оказывалась полной — от предыдущих этапов (циклов) во все большем числе сохранялись в различной степени консолидированные глыбы: краевые и срединные массивы, древние ядра, ширина интрагеосинклинальных прогибов становилась вследствие этого все меньше и меньше, а период их развития — все короче и короче.

С каждым новым этапом существенно менялся и сам характер геосинклинального развития. В соответствии с общей для всех геосинклиналей закономерностью на ранних этапах это развитие выражалось в мощном накоплении терригенных и подводно-вулканогенных формаций, подвергшихся затем довольно интенсивной и притом равномерной складчатости, глубокому региональному метаморфизму и гранитизации, не сопровождавшимся, однако, значительным горообразованием. Достаточно типично такое незавершенное развитие представлено на Кавказе байкальским (байкало-каледонским) этапом. Для более поздних этапов — герцинского, альпийского — характерно последовательное уменьшение интенсивности начального магматизма и регионального метаморфизма, увеличение длительности средних (предорогенной, раннеорогенной) стадий развития, все более мощное проявление горообразования, отраженное в накоплении мощных континентальных моласс, все возрастающая неравномерность проявления складчатости, явно связанная с сокращением площади интрагеосинклинальных прогибов и возрастанием площади консолидированных глыб. Совершенно естественно, что свое наиболее полное выражение эти тенденции нашли в альпийском этапе развития Северного Кавказа.

В процессе тектонического развития закономерно менялись также мощность и строение земной коры (рис. 114). К началу заложения Тетиса на территории Северного Кавказа, очевидно, существовала материковая кора выдержанной в пределах около 40 км мощности, состоявшая из «гранитного» (гранито-метаморфического) и «базальтового» (базальтово-ультраметаморфического) слоев примерно равной толщины. В настоящее время реликтом этой «первичной» коры в пределах рассматриваемого региона служит кора Ростовского выступа Украинского щита. Здесь «гранитный» слой имеет архейско-раннепротерозойский возраст, а для «базальтового» слоя можно соответственно допустить возраст наиболее глубокого докембрия—катархея.

При заложении Тетиса «первичная» материковая кора подверглась раздроблению, растяжению и переработке. В относительно мало измененном виде она могла сохраниться, помимо Ростовского выступа, в пределах Краснодарского и Терско-Грозненского срединных массивов, но и здесь была значительно переработана в процессе герцинского текто-

геназа. Под геосинклинальной системой Большого Кавказа логичнее предполагать полное уничтожение «первичной» коры, скорее всего за счет ее растяжения.

В итоге позднепротерозойского — раннепалеозойского геосинклинального развития произошло новое наращивание коры в пределах Большого Кавказа и южной части Предкавказья. «Базальтовый» слой этой «вторичной» коры должен был возникнуть главным образом за

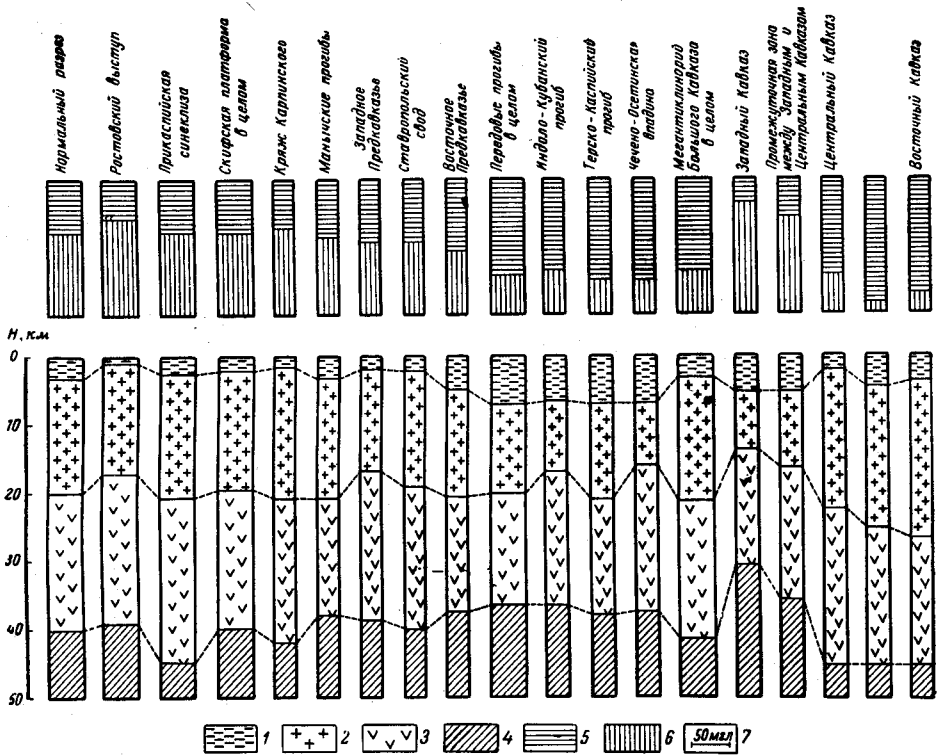


Рис. 114. Сравнительные колонки строения земной коры отдельных структурно-тектонических элементов Северного Кавказа. По Б. А. Брюсову (1964 г.)

1 — осадки; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — субстрат; 5 — повышенные и 6 — пониженные значения силы тяжести для данного структурного элемента; 7 — масштаб аномалий силы тяжести

счет излияния основных эффузивов и внедрения основных и ультраосновных интрузий на ранних стадиях байкальского цикла, а «гранитный» слой — образоваться в результате метаморфизма и гранитизации верхней, осадочной части геосинклинальной призмы. Общая мощность коры достигла, вероятно, 50—60 км.

В течение последовавшего затем длительного денудационного интервала (поздний кембрий — ордовик) эта мощность должна была быть уменьшена до нормальной для платформ величины (35—40 км). Регенерация геосинклинального режима в силуре — девоне сопровождалась, очевидно, новым дроблением коры, но полное ее уничтожение могло произойти лишь в узких зонах Передового хребта, и, что менее вероятно, Южного склона Большого Кавказа. Накопление осадочно-вулканогенных толщ среднего и верхнего палеозоя, их метаморфизм и гранитизация должны были повлечь за собой восстановление сплошности материковой коры и новое значительное увеличение ее мощности,

вероятно до 45—55 км, главным образом в зоне Передового хребта, тяготеющей к Пшекиш-Тырныаузской зоне глубинных разломов. Палеозойские складчато-метаморфические толщи в основном и образовали гранито-метаморфический слой этой коры третьей генерации, в то время как сохранившиеся в его основании и подвергшиеся повторному глубокому метаморфизму докембрийско-нижнепалеозойские толщи своей нижней частью составили уже «базальтовый» слой. Такая картина стратификации коры в настоящее время может предполагаться для Предкавказья и Северо-Кавказского краевого массива. Предмезозойская (раннемезозойская) денудация должна была заметно уменьшить здесь мощность «гранитного» слоя, что частично, а в передовых прогибах даже с избытком, было компенсировано затем накоплением осадков юры — антропогена (10—12 км в передовых прогибах).

Регенерация геосинклинального режима в начале альпийского этапа могла проявиться в утонении коры только в полосе Южного склона. Гранитообразование в конце данного этапа имело своим следствием новое увеличение мощности коры в центральной части Большого Кавказа до 55—60 км, причем подвергшиеся уплотнению и начальному метаморфизму толщи нижней и средней юры вошли в состав «консолидированной коры», ее гранито-метаморфического слоя.

Однако большая мощность коры характерна лишь для центрального сегмента Большого Кавказа, где в герцинском и отчасти альпийском циклах интенсивно протекали процессы гранитообразования. В направлении обоих погружений Главного хребта поверхность Мохоровичича постепенно приподнимается, «корни гор» сходят на нет и обращенный рельеф поверхности Мохоровичича сменяется прямым, с подъемом кровли «базальтового» слоя и мантии. Совершенно очевидно, что новейшее, неоген-антропогеновое воздымание Большого Кавказа происходило уже не за счет накопления палингенной гранитной магмы, а благодаря выделению в кровле мантии более легких ее дериватов и наращивания ими базальтового слоя. По новейшим данным (профиль ТСЗ Волгоград—Нахичевань) то же наблюдается и в Центральном Кавказе, где «корень» в основном базальтовый, а не гранитный.

Такова гипотетическая картина эволюции коры на Северном Кавказе, которая может быть нарисована по имеющимся в настоящее время еще далеко не полным геологическим и геофизическим данным.

В заключение очерка по тектонике Северного Кавказа следует коснуться некоторых наиболее важных спорных вопросов. В настоящее время существуют две различные точки зрения по поводу общего структурного плана Предкавказья. Согласно одной из них, возникшей раньше и пользующейся наибольшим признанием, в структурном плане Предкавказья господствуют элементы кавказского, т. е. близширотного, простиранья, осложненные поперечными нарушениями. Именно это представление было взято за основу при составлении описания тектоники Предкавказья в настоящем томе.

Ряд исследователей Предкавказья несколько иначе трактует структуры. Так, вскрытие отдельными скважинами глубокометаморфизованных пород к юго-востоку от Ростовского выступа докембрийского фундамента, вплоть до района г. Кропоткина и станицы Ровненской в Восточно-Кубанском прогибе, привело А. Я. Дубинского (см. раздел «Строение фундамента Предкавказья») к мысли о продолжении этого выступа в юго-восточном направлении вплоть до соединения с древними породами Северо-Кавказского краевого массива. Аналогичное простиранье имеют Каневско-Березанская зона поднятий, возникшая в результате инверсии триасового ( $T_{2+3}$ ) грабенообразного прогиба и смыкающаяся с Адыгейским выступом Северо-Кавказского массива, а также

расположенная восточнее Тихорецко-Кропоткинской впадина, по новым данным сейсморазведки, обобщенным М. Р. Пустильниковым, сливающаяся на юге с Восточно-Кубанским прогибом.

В том же юго-восточном направлении вдоль северо-восточного борта Тихорецко-Кропоткинской впадины и Западно-Кубанского прогиба простираются линии выклинивания юрских и нижнемеловых (доальбских) отложений, на что обратил внимание Н. В. Безносков, который на этом основании пришел к выводу о единстве Ростовского выступа и Ставропольского свода в мезозое и назвал соответствующее поднятие Половецким сводом. Наконец, к заключению о северо-запад—юго-восточном направлении структурно-фациальной зональности нижнемеловых отложений западной половины Предкавказья и Большого Кавказа еще раньше пришел В. Л. Егоян. По юрскому периоду к аналогичным выводам пришел К. О. Ростовцев. А. Л. Егоян объединяет под названием Ейской впадины Ейский, или Копанский, прогиб, выделенный к северу от Каневско-Березанской зоны поднятий, Тихорецко-Кропоткинскую впадину (существование которой им отрицается) и Ахметовский прогиб северного склона Центрального Кавказа.

Такое совпадение мнений исследователей, основывавшихся на разном фактическом материале, показывает, что в структуре фундамента в мезозойской (юрско-меловой) истории Предкавказья действительно наблюдаются черты, подчиненные зональности северо-запад—юго-восточного направления. Однако, по мнению автора данного раздела, этого недостаточно для утверждения о преобладании в структуре Предкавказья, особенно в структуре фундамента, зональности соответствующего направления. Древнедокембрийский возраст метаморфических пород, вскрытых скважинами к юго-востоку от Ростовского выступа, не доказан и они могут принадлежать верхнему протерозою (риффею) — нижнему палеозою. Данные недавно произведенной аэромагнитной съемки Предкавказья свидетельствуют о господстве в фундаменте региона близширотных «кавказских» простираний. К тому же антиклинальные зоны (валы) осадочного чехла, вероятно унаследованные от нарушений фундамента, в большинстве случаев также имеют подобное простирание.

Следовательно, речь может идти о сочетании в отдельные периоды развития кавказских и поперечных или, вернее, диагональных к кавказским элементам структур северо-запад—юго-восточного направления. Однако сквозное протягивание последних приводит к объединению разных по возрасту и происхождению структурных элементов (антиклинорий Передового хребта и Каневско-Березанская зона поднятий, Ахметовский прогиб и Тихорецко-Кропоткинская впадина). Но в целом вопрос остается спорным и будет разрешен лишь в результате дальнейшего накопления данных геофизики, бурения и определений абсолютного возраста метаморфических пород.

Второй вопрос, также ожидающий своего разрешения, — это вопрос о глубинной структуре Западно-Кубанского и Терско-Каспийского передовых прогибов. С одной стороны, известно, что эти прогибы выполнены мощными толщами осадков, начиная по крайней мере с нижнемеловых и, вероятно, юрских, триасовых и, возможно, даже верхнепалеозойских. С другой стороны, косвенные данные, более определенные для Терско-Каспийского прогиба, вернее Терско-Кумской впадины, указывают на то, что здесь на глубине должны быть скрыты древние массивы, служившие в течение длительного времени областями размыва. Следует выяснить, каков возраст этих массивов и с какого времени они перестали быть областями размыва и превратились в зоны осадконакопле-



ния. Интервал возможных предположений во второй части вопроса — от позднего палеозоя до средней и даже поздней юры.

Третий вопрос касается северного предела накопления верхнепротерозойских и нижнепалеозойских геосинклинальных толщ, т. е. положения северной границы байкальского (байкало-каледонского) геосинклинального пояса в пределах Предкавказья.

Следующий вопрос относится к тектонической истории Большого Кавказа в раннем и среднем палеозое, к определению времени образования геосинклинали Главного хребта и геосинклинали Передового хребта. Его решение зависит от определения возраста метаморфических толщ соответствующих зон Центрального Кавказа, все еще остающегося спорным, от уточнения вопроса о наличии или отсутствии в пределах Северного Кавказа отложений кембрийской и ордовикской систем и нижних ореолов силура и девона.

Требуется своего разрешения и вопрос установления природы (геосинклинальной или платформенной), точных границ и положения в общей структуре Крымско-Кавказского региона выявленной в Западном Предкавказье зоны интенсивного погружения в течение среднего и позднего триаса и ее соотношения с палеозойским фундаментом.

Указанный круг вопросов затрагивает главным образом допалеозойскую, палеозойскую и раннепалеозойскую структуру и историю Северного Кавказа. Что же касается тектоники и истории позднего мезозоя и кайнозоя, то главные проблемы, к ним относящиеся, могут считаться в основном решенными (за исключением состава и мощности осадков мезозоя в осевых частях передовых прогибов) и дальнейшие исследования должны быть сосредоточены на выяснении условий образования, генезиса альпийских структур.

## ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

---

Интенсивное развитие геологоразведочных работ на Северном Кавказе привело к накоплению большого количества фактического материала, обобщенного в данной монографии. Новые представления о геологическом строении этого региона вызвали и новые задачи, основные из которых рассматриваются ниже.

Как и прежде, наименее изученными остаются доверхнепалеозойские кристаллические толщи, обнажающиеся в зоне Главного хребта и в пределах Северо-Кавказского краевого массива.

Несмотря на то что в изучении вещественного состава и расчленении кристаллических пород зоны Главного хребта на местные свиты достигнуты определенные успехи, в вопросах их возрастной датировки существенных результатов пока нет. Стратиграфическая принадлежность большей части кристаллических сланцев этой зоны к протерозою или палеозою до сих пор остается дискуссионной. Много неясностей возникает при сопоставлении местных свит, развитых в разных частях Главного хребта; не всегда однозначно решается и вопрос о взаимоотношениях выделенных свит. Дальнейшее развитие представлений о геологическом строении зоны Главного хребта зависит от успешной разработки единой стратиграфической схемы наиболее древних образований этой области.

Для решения указанной задачи необходимо провести сравнительное изучение метаморфических комплексов различных структурно-фациальных зон Северного Кавказа на основе литологических методов и формационного анализа. Далеко не исчерпаны возможности корреляции метаморфических толщ по литологическим и петрографическим признакам. Интересные данные могут быть получены при расчленении слабо изученной чегемской свиты Бечасынской зоны и выяснении ее взаимоотношений со среднепалеозойскими отложениями зоны Передового хребта. В последней необходимо уточнить возраст ряда стратиграфических подразделений палеозоя.

В свете учения о формациях возникает ряд проблем при исследовании палеозойских образований, из которых главными являются: 1) уточнение пространственного размещения и соотношения формаций, 2) детальное литологическое изучение конкретных формаций, 3) расшифровка конседиментационной тектоники, необходимая для понимания условий формирования колчеданосных девонских отложений, 4) сравнительный анализ палеозойских осадочно-вулканогенных формаций Кавказа и других регионов. По мере расширения наших знаний эти же задачи должны решаться и для допалеозойских отложений. Одной из важных проблем является изучение типов и фаций метаморфизма, выяснение последовательности метаморфических преобразований, их связи с тектоно-магматическим развитием складчатой области и на этой основе составление карты метаморфизма.

Кроме перечисленных основных задач, в доработке нуждаются и некоторые частные вопросы стратиграфии древнего палеозоя Северного Кавказа, связанные с объемом свит, характером перехода между ними, их внутренним строением и уточнением возраста.

Вопросы местной стратиграфии верхнепалеозойских отложений разрешены достаточно удовлетворительно. Основным направлением работ при их изучении следует считать составление региональной стратиграфической схемы на надежной палеонтологической основе, для чего имеются объективные предпосылки. Стратиграфия морских отложений триасового периода, развитых в горной части Северного Кавказа, разработана достаточно хорошо, для континентальных же отложений этого возраста предстоит уточнить границу их с континентальными образованиями перми и дать палеонтологическое обоснование возраста выделенным свитам. При описании триасовых отложений Предкавказья необходимо выяснить природу (геосинклинальную или платформенную), точные границы их распространения, области максимального накопления осадков, их соотношение с палеозойским фундаментом и положение в общей структуре Крымско-Кавказского региона.

Для отложений юрской системы успешно применяется международная шкала ярусного подразделения. Трудности возникают при расчленении лишь нижней части разреза, бедной органическими остатками. В первую очередь необходимо продолжить уточнение и унификацию стратиграфических схем нижнеюрских отложений Дагестана и Западного Кавказа, а также пополнять палеонтологический материал по верхнеюрским отложениям. В Предкавказье следует уточнить возраст так называемой нагайской толщи, относимой одними исследователями к пермо-триасу, другими — к нижней и средней юре.

Очередной задачей в исследовании нижнемеловых отложений в пределах Западного Кавказа является дальнейшая детализация их стратиграфической схемы с подробным изучением литофаций валанжина, готерива и баррема, что позволит увязать местную схему со смежными районами. При рассмотрении верхнемеловых отложений следует учитывать, что некоторые исследователи датский ярус относят к палеогеновой системе. Для однозначного решения этого вопроса необходимо комплексное литолого-палеонтологическое изучение отложений датского яруса и палеогена на всей территории Северного Кавказа.

Неравномерная изученность палеогеновых отложений затрудняет сопоставление разрезов различных районов Северного Кавказа и обуславливает существование местных стратиграфических схем отдельно для Западного, Центрального и Восточного Предкавказья, горного Дагестана и южного склона Западного Кавказа. В будущем необходимо уточнить границы нижнего и среднего миоцена, так как одни исследователи верхи рицевской свиты относят к гельветскому ярусу, поэтому верхняя часть разреза майкопской серии ими причисляется к среднему миоцену, другие же верхи майкопской серии относят к нижнему миоцену. Во многих районах четко не установлена граница между тарханским и чокракским, а также между караганским и конкским горизонтами. Наряду с этим возникает вопрос и об отнесении мэотического яруса к нижнему плиоцену.

Для плиоценовых отложений различных районов Северного Кавказа созданы местные стратиграфические схемы. В дальнейшем необходимо создать единую стратиграфическую схему, увязанную со смежными регионами. Следует продолжить работы по изучению стратиграфии плиоценовых отложений Западного Предкавказья, так как в последнее время высказываются соображения об объединении в единый ярус понтических и киммерийских отложений. Континентальная надпонтическая толща в Западном Предкавказье и континентальная армавирская свита предположительно понт-мэотического, возможно частично и верхнесарматского, возраста Центрального Предкавказья фаунистически не охарактеризованы и литологически слабо изучены.

Куяльницкие отложения Черноморской области характеризуются присутствием в них по всему разрезу акчагыльской фауны каспийского типа и соответствуют акчагыльскому ярусу, но, вероятно, лишь верхней его части.

Остается неясным вопрос о связи Черноморского и Каспийского бассейнов в раннеакчагыльское время.

Слабая изученность морских и континентальных отложений Черноморской и Каспийской областей не позволяет коррелировать четвертичные осадки. Сложная четвертичная история отдельных регионов Северного Кавказа затрудняет стратиграфическое сопоставление континентальных образований и морских четвертичных отложений.

Для всего Северного Кавказа, а также и для более крупных регионов (как Каспийский и Черноморский бассейны) необходима выработка единой унифицированной схемы. Одним из важнейших вопросов при составлении такой схемы является установление твердой границы между неогеновой и четвертичной системами. Необходимо составление палеонтологических атласов по отдельным регионам Северного Кавказа для отложений неогеновой и четвертичной систем.

Для Северного Кавказа разработано несколько схем интрузивного и эффузивного магматизма, однако они не отражают всего многообразия процессов его формирования, проявившегося на протяжении длительного времени и в разнообразных геолого-структурных условиях. Задача состоит в углубленном изучении условий становления магматических комплексов и их связи с историей тектонического развития Северного Кавказа. Составленная на этой основе детальная карта эффузивного и интрузивного магматизма должна отражать области развития анатектитов, реоформитов и собственно магматических образований с выделением их петрографических и текстурно-структурных разновидностей. В ближайшем будущем предстоит уточнить возраст многих магматических комплексов и интрузий (неясен возраст гипербазитов эльджуртинских гранитоидов, интрузий типа горы Тепли, молодых интрузий Санчаро-Кардывачского района и др.) и установить их связь с основными орогеническими фазами.

К проблемам общего характера относятся выяснение парагенетических ассоциаций горных пород на основе учения о геологических (магматических и метаморфических) формациях, выяснение роли метасоматической гранитизации в формировании гранитоидов и их лейкократовых жильных дериватов, роли герцинских интрузий в формировании кристаллических сланцев и мигматитов, связи эндогенной минерализации с магматическими и метаморфическими процессами, выяснение металлогенической специализации магматических и метаморфических формаций и выявление геологической обстановки, благоприятной для формирования месторождений полезных ископаемых, а также уточнение взаимоотношений эффузивного магматизма со складчатостью и интрузивными процессами. Особое внимание следует уделить изучению различных по возрасту, составу и генезису дайковых образований.

Тектоническое строение Северного Кавказа в общих чертах установлено, но некоторые вопросы этого раздела геологии требуют дальнейшей разработки. К числу первоочередных задач относится составление схемы тектонического районирования на основе анализа размещения во времени и пространстве осадочных, метаморфических и магматических комплексов с выделением структурно-формационных и структурно-фациальных зон. Необходимы работы по изучению связи магматизма и метаморфических процессов с тектоническими движениями. При рассмотрении общего структурного плана Северного Кавказа следует выявить и определить пространственную ориентировку структурно-форма-

ционных зон как в складчатом фундаменте, так и в осадочном чехле и в связи с этим выяснить положение северной границы протерозой-нижнепалеозойской геосинклинали, т. е. положение байкало-каледонского пояса в пределах Предкавказья, а также северную и южную границы эпигерцинской (Скифской) плиты. Во внутренних частях передовых прогибов следует выяснить состав и мощность мезозойских отложений, возраст, состав и формационный тип пород, слагающих ложе прогибов. Заслуживают внимания работы по изучению разрывных нарушений, особенно зон глубинных и глубоких разломов, последовательности их заложения и развития, их влияния на процессы осадконакопления. Для более полного понимания тектонического строения Северного Кавказа необходимо составление (с применением геофизических методов) сводных геолого-структурных разрезов.

Дальнейшее изучение геологического строения Северного Кавказа невозможно без составления новых или пополнения имеющихся различных карт, в первую очередь геологических, литолого-фациальных, палеогеографических, тектонических, карты распространения магматических и метаморфических образований для байкало-каледонского, герцинского и альпийского этапов тектогенеза. По мере накопления материала следует приступить к составлению палеотектонических карт с суммарными величинами поднятий и прогибов для каждого структурного яруса, палеогеологических карт базальных поверхностей структурных ярусов, структурных карт тех же базальных поверхностей, геохимической карты магматических и метаморфических образований, а также среднемасштабной геологической и тектонической карты всего кавказского региона.



## ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. В. 1847. Некоторые замечания о каменном угле, вскрытом в Имеретии. Пер. В. Г. Ерофеева. «Горн. журн.», ч. 3, кн. 9.
- Абих Г. В. 1852. Объяснение геологического разреза северной покатости Кавказского края от Эльбруса до Бештау (юг-юго-запад — север-северо-восток). Кавказский календарь на 1853 г. Тифлис.
- Абих Г. В. 1856. Месторождение магнитного железняка по берегу Черного моря (реки Сужа, Катамба). «Горн. журн.», ч. 3.
- Абих Г. В. 1858. Сравнительное геологическое описание гор Кавказа, Армении и Северной Персии. Мет. Acad. sci. spb., ser. 6.
- Абих Г. В. 1862. О строении и геологии Дагестана. «Горн. журн.», кн. 2.
- Абих Г. В. 1864. Новые сведения о геологии Кавказа и сопредельных ему стран. Зап. Кавказ. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 6.
- Абих Г. В. 1865. Введение в геологию Керченского и Таманского полуостровов. Мет. Acad. sci., ser. 7, N 4.
- Абих Г. В. 1866. Геологические карты и профили Керченского и Таманского полуостровов. Мет. Acad. Wiss., spb., ser. 7, 9, N 4.
- Абих Г. В. 1867а. О наличии горючих углеводородов в газах Кавказских терм. Bull. Acad. sci., spb.
- Абих Г. В. 1867б. О нефтеносных районах Северо-Западного Кавказа. Bull. sol. Nat. Mosc, N 2.
- Абих Г. В. 1867в. Отчет по исследованию месторождений нефти в Закубанском крае и на Таманском полуострове летом 1866 г. Тифлис.
- Абих Г. В. 1871а. Исследование настоящих и древних ледников Кавказа. Сб. сведений о Кавказе, т. 1. Пер. с нем. В. Г. Кошуль. Тифлис.
- Абих Г. В. 1871б. Описание ныне существующего Деводоракского ледника и следов действия прежних ледников в долине Терека. Сб. сведений о Кавказе, т. 1. Тифлис.
- Абих Г. В. 1873а. О затруднении при пробитии Кавказского туннеля. Зап. Кавказ. отд. Русск. техн. об-ва, т. 5.
- Абих Г. В. 1873б. К геологии Юго-Восточного Кавказа. Результаты моего путешествия 1865. Зап. Кавказ. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 8.
- Абих Г. В. 1873в. Геологическое обозрение полуостровов Керчи и Тамани. Зап. Кавказ. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 8.
- Абих Г. В. 1874а. О некоторых минеральных водах Северного Кавказа. Протокол заседания Кавказ. мед. об-ва за 1873—1874 гг., X, протокол № 15. Тифлис.
- Абих Г. В. 1874б. Краткая заметка о моих путешествиях летом 1874 г. Изв. Кавказ. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 3, № 3.
- Абих Г. В. 1874в. К геологии Ессентуков (с геологической картой окрестности Ессентуков). Мед. сб., т. 8, № 19. Изд. Кавказ. мед. об-ва. Тифлис.
- Абих Г. В. 1874г. Краткие сведения о некоторых малоизвестных минеральных водах на северном склоне Кавказа. Тифлис.
- Абих Г. В. 1876. О геологическом возрасте юрских угленосных песчаников Северного Кавказа и о селитре, встречающейся в этой породе в долине реки Кубани. Зап. Кавказ. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 10, вып. 1—2.
- Абих Г. В. 1878. О геологических условиях залегания пятигорских вод. Докл. Кавказ. отд. Русск. геогр. об-ва.
- Авдулов М. В. 1963. Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном и Западном Кавказе. «Сов. геол.», № 9.
- Агаев В. Б. 1963. Стратиграфия и фауна среднеюрских отложений Юго-Восточного Кавказа. Автореф. канд. дисс.
- Агалин Г. П. 1929. Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. Изв. Геол. ком., т. 48, № 4.
- Ажгирей Г. Д. 1950. Тектоника и этапы формирования геологической структуры Северной Осетии. Природные ресурсы Сев.-Осет. АССР. Изд-во АН СССР.
- Ажгирей Г. Д. 1958. Возраст складчатых сооружений северных тектонических зон Центрального Кавказа. Науч. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, № 1.

- Ажгирей Г. Д. 1950а. Материалы по стратиграфии нижней и средней юры Северной Осетии. Материалы по геол. и металлоген. Центр. и Зап. Кавказа. Тр. Кавказ. экспед., т. 2. ВАГТ и МГУ (1957 г.).
- Ажгирей Г. Д. 1960б. Геологическое изучение Западного Кавказа в связи с его металлогенной. Тр. ВАГТ, вып. 6; тр. Кавказ. экспед. МГУ, т. 1.
- Ажгирей Г. Д. 1962. История тектонического развития Западного Кавказа в палеозое. Тр. Кавказ. экспед. МГУ, т. 3.
- Аладатов Г. М., Никифоров Б. М., Шиманский А. А. 1962. О распространении докембрийских, палеозойских, триасовых и юрских отложений в Западном Предкавказье (ейско-березанский газоносный район). Тр. Краснодар. фил. ВНИИНефть, вып. 10. Гостоптехиздат.
- Алексеева Л. И. 1959. Значение фауны млекопитающих армавирской свиты для стратиграфии континентальных толщ Северного Кавказа. Тр. ГИН АН СССР, вып. 32.
- Алексин А. Г., Цатуров А. И. 1957. Основные результаты опорного бурения по Терско-Кумской равнине. Тр. ВНИГРИ, вып. 3.
- Алимарина В. П. 1963. Некоторые особенности развития планктонных фораминифер в связи с зональным расчленением нижнего палеогена Северного Кавказа. Серия «Вопросы микропалеонтологии», вып. 7. Изд. АН СССР.
- Алферов Б. А. 1925. Геологические исследования в районе Ведено (Черные горы). Изв. Геол. ком., т. 14, № 9.
- Алферов Б. А. 1927. Геологические исследования в Черных горах (листы Махетинский и Беновский). Изв. Геол. ком., т. 16, № 9.
- Алферов Б. А. 1932. Рекогносцировочные исследования полосы третичных отложений между реками Урух и Нальчик (Северный Кавказ). Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, вып. 13.
- Андрусов Н. И. 1916. Конкский горизонт. Тр. Геол. и минер. музея Академии наук, т. 2, вып. 6.
- Андрусов Н. И. 1929. Верхний плиоцен Черноморского бассейна. «Геология СССР». Изв. Геол. ком., т. 4, вып. 3.
- Анисимов А. К. 1845. О нефтяных месторождениях Таманских. «Горн. журн.», кн. 2, ч. 4.
- Антонова З. А. 1961. Фораминиферы альбских отложений Ейско-Березанского района Скифской платформы. Тр. Краснодар. фил. ВНИИНефть, вып. 6, геол. сб.
- Антонова З. А., Шмыгина Т. А., Калугина О. М., Гнедина А. Г. 1964. Фораминиферы неокома и апта междуречья Пшеха — Убин (Северо-Западный Кавказ). Тр. Краснодар. ВНИИНефть, вып. 12, вопросы стратиграфии и литологии.
- Архангельский А. Д. 1926. Несколькo соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказского хребта. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1—2.
- Архангельский А. Д. 1932. Геологическое строение СССР. Европейская и среднеазиатская части. Геолразведиздат.
- Афанасьев Г. Д. 1946. О древних интрузивных циклах Северо-Западного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 54, № 5.
- Афанасьев Г. Д. 1949. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузивах баголитового типа Западного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Афанасьев Г. Д. 1950. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, вып. 69.
- Афанасьев Г. Д. 1951. О роли гранитизации в формировании гранитоидных массивов некоторых складчатых областей. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Афанасьев Г. Д. 1952. Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Афанасьев Г. Д. 1954. Некоторые очередные проблемы магматизма Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Афанасьев Г. Д. 1955а. Новые данные о возрасте магматических пород Северного Кавказа. Бюлл. Комисс. по определ. абс. возраста геол. формаций, № 1. Изд. АН СССР.
- Афанасьев Г. Д. 1955б. Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Афанасьев Г. Д. 1956. Основные методы изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Афанасьев Г. Д. 1957а. Специфические особенности состава и механизма внедрения кайнозойских вулканических пород Кавказа. В кн. «Тезисы докл. на XI генер. ассамблее междунар. геофиз. и геодез. союза». Междунар. ассоц. вулканол., вып. 1.
- Афанасьев Г. Д. 1957б. О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород К-Аг методом. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

- Афанасьев Г. Д. 1957в. Закономерности развития магматизма складчатых областей на примере Большого Кавказа в свете исследований абсолютного возраста. В кн. «Тезисы докл. на XI генер. ассамблее Междунар. геофиз. и геодез. союза». Междунар. ассоц. вулканол., вып. 1.
- Афанасьев Г. Д. 1958а. Новые данные по определению абсолютного возраста горных пород и минералов Северного Кавказа. Тр. 5-й сессии Комисс. по определ. абс. возраста геол. формаций, 1956 г. Изд. АН СССР.
- Афанасьев Г. Д. 1958б. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Тр. Ин-та геол. рудных м-ний (петрогр., минер. и геол.), вып. 20. Изд. АН СССР.
- Афанасьев Г. Д. 1958в. Об особенностях формирования жильных меланократовых пород на примере Северного Кавказа, Армении, Шарташского массива. Материалы к II всесоюз. петрогр. совещ.
- Афанасьев Г. Д. 1959. Закономерность развития магматизма Большого Кавказа в свете исследований абсолютного возраста. Bull. Volcanol., т. 20.
- Афанасьев Г. Д. 1960. О применении калий-аргонового метода для целей геологии в свете результатов исследований горных пород и минералов Кавказа. Тр. 6-й сессии Комисс. по определ. абс. возраста геол. формаций, 1957 г. Изд. АН СССР.
- Афанасьев Г. Д., Масуренко Ю. П. 1955. О кайнозойском магматизме Центрального Кавказа. Докл. АН СССР, т. 105, № 3.
- Афанасьев Г. Д., Борсук А. М. 1957. Щелочные трахиты на Северо-Западном Кавказе. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Афанасьев Г. Д., Цейтлин С. Г. 1958. Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Афанасьев Г. Д., Борсук А. М. 1959а. Новые данные о послееюрском магматизме Северо-Западного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Афанасьев Г. Д., Борсук А. М. 1959б. О кайнозойском магматизме Северного Кавказа. Тезисы I Всесоюз. вулканол. совещ. Ереван.
- Афанасьев Г. Д., Абдулаев Р. Н., Рубинштейн М. М., Студеникова З. В. 1960. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. В сб. «Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций». XXI сессия междунар. геол. конгр. Изд. АН СССР.
- Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П. 1961. О среднепалеозойских щелочных эффузиях Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 140, № 3.
- Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П., Свиридов В. В. 1963. О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Северный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 148, № 2.
- Афанасьев Г. Д., Иванов И. Б., Шанин Л. Л. 1964а. Возраст верхнетретичных изверженных пород, определенный калий-аргоновым методом. В кн. «Абсолютный возраст геол. формаций». Изд. «Наука».
- Афанасьев Г. Д., Иванов И. Б., Шанин Л. Л. 1964б. К-Аг данные о новейшем гранитном магматизме. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Афанасьев С. Л. 1962. Верхнемеловая — нижнепалеоценовая флишевая формация Северо-Западного Кавказа. Автореф. дисс. МГУ.
- Афанасьев С. Л., Маслакова Н. И. 1960. Новые данные о расчленении верхнего сенона в Новороссийском районе. Изв. Высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 5.
- Аянов В. М. 1959. Малые интрузии горы Джуга и бассейна рек Киши и Безмянной (Северный Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Баклаков М. С. 1957а. О влиянии погребенного рельефа на формирование складчатой структуры Садонского антиклинория Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Баклаков М. С. 1957б. Главнейшие металлогенические эпохи Центрального Кавказа. Сб. науч. тр. Сев.-Кавказ. горнометаллург. ин-та, вып. 14.
- Баклаков М. С. 1957в. Структуры рудных полей и главнейших месторождений Садонского полиметаллического пояса в Центральном Кавказе. Тр. Сев.-Кавказ. горнометаллург. ин-та, вып. 15.
- Бакланова Н. Д. 1936а. Исследования в районе Минеральных Вод и Восточной Кубани. Отчет о деятельности Нефт. геол.-разв. ин-та за 1933 г.
- Бакланова Н. Д. 1936б. Маршрутные исследования по изучению палеогеновых отложений в бассейнах рек Кубанского Большого и Малого Зеленчуков и Урупа. Отчет о деятельности Нефт. геол.-разв. ин-та за 1934 г.
- Бакланова Н. Д. 1936в. Геологические исследования в Баталпащинском районе между реками Малый Зеленчук и Большой Тегень. Отчет о деятельности Нефт. геол.-разв. ин-та за 1935 г.
- Балавадзе Б. В. 1957. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд. АН ГрузССР.

- Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. 1961. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. Докл. АН СССР, т. 136, № 6.
- Балицкий В. В., Чаицкий В. П. 1964. Новые данные о древних гранитоидах южной части Западного Предкавказья. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Баранов И. Я. 1937. Гранодиориты верховьев Большой Лабы на Северном Кавказе. Уч. зап. Ростовск. гос. ун-та, вып. 10 (к XVII сессии МГК).
- Баранов И. Я. 1948. О генезисе пермских красноцветных конгломератов на Северном Кавказе. Уч. зап. Ростовск. гос. ун-та, тр. геол.-почв. фак-та, т. 11, вып. 6.
- Баранов И. Я. 1959. Некоторые особенности взаимоотношений интрузии кварцевых диоритов хребта Чилик с породами верхней метаморфической свиты нижнего палеозоя. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 9.
- Баранов И. Я. и Масуренков Ю. П. 1955. О вероятности мезозойского возраста гранитоидов верховьев р. Белой. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Барбот де Марни Н. Н. 1862. За Кавказом. Кавказский перевал. Цейский ледник. «Горн. журн.», т. 2, № 4.
- Барбот де Марни Н. Н. 1895. Отчет об исследовании минеральных богатств и геологического строения Дагестана (1894 г.), Северо-Западный Дагестан. Материалы для геол. Кавказа, 2 серия, кн. 9.
- Барковская М. Г. 1937. Материалы к петрографии верхнеюрских и нижнемеловых отложений р. Белой (Северный Кавказ). Зап. Всерос. минер. об-ва, ч. 16, № 3.
- Безбородов Р. С., Конюхов И. А., Крымгольц Г. Я. 1959. Новые данные по стратиграфии верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа. Вестн. Ленингр. ун-та, вып. 1, № 6.
- Безбородов Р. С., Гофман Е. А., Рихтер В. Г. 1960. Условия залегания байосских отложений в пределах Северо-Западного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Безбородько Н. И. 1913. Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в майкопском отделе Кубанской области (Северный Кавказ). Изв. Донск. политехн. ин-та, т. 2, II науч. отд.
- Безносов Н. В. 1960. Материалы по биостратиграфии верхнебайосско-батских отложений Северного Кавказа. Материалы по геол. газоносных районов СССР. Тр. ВНИИГаз, вып. 10 (18).
- Безносов Н. В., Казакова В. П. 1959. О возрасте вулканической толщи Центральной Балкарии. «Сов. геол.», № 6.
- Безносов Н. В. [и др.] 1960. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа. Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та природного газа, вып. 10 (18).
- Безносов Н. В. [и др.] 1962. Зональное расчленение юрских отложений Северного Кавказа по аммонитам. Сб. Докл. сов. геол. к I Междунар. коллоквию по юрской системе. Изд. АН ГрузССР.
- Белов А. А. 1958а. Палеогеография и условия осадконакопления нижнепермских красноцветов центральной части Северного Кавказа. Науч. докл. высш. шк., «геол. и геогр.», № 4.
- Белов А. А. 1958б. Новые данные по стратиграфии красноцветной толщи нижней перми центральной части Северного Кавказа. Изв. высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 12.
- Белов А. А. 1961. Тектоническое развитие центральной части Северного Кавказа (Передовой хребет) в верхнем палеозое. Автореф. канд. дисс.
- Белов А. А., Кизевальтер Д. С. 1962. Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа центральной части Северного Кавказа (средний карбон — нижний триас). Геология Центрального и Западного Кавказа. Тр. Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ, т. 3. Госгостехиздат.
- Белов А. А., Кропачев С. М., Розанов А. Ю. 1963а. О возрасте метаморфических толщ. Передового хребта Северного Кавказа. Изв. высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 1.
- Белов А. А., Залесская-Чиркова Е. Ф. 1963б. Среднекаменноугольные континентальные отложения на Южном склоне Главного Кавказского хребта. Докл. АН СССР, т. 152, № 4.
- Белов К. А. [и др.] 1960. Нефтегазоносность Предкавказья в связи с закономерностями в распространении скоплений нефти и газа в предгорных нефтегазовых бассейнах. В сб. «Региональные и структурные проблемы геологии». Изд. АН СССР.
- Белоусов В. В. 1937а. К истории Большого Кавказа в верхнеюрское и нижнемеловое время. «Пробл. сов. геол.», т. 7, № 1.
- Белоусов В. В. 1937б. Изучение мощности отложений как метод геотектонического анализа и приложение этого метода к исследованию верхнеюрских и нижнемеловых отложений Кавказа. «Пробл. сов. геол.», № 2.
- Белоусов В. В. 1938а. К истории Большого Кавказа в верхнемеловое время. «Пробл. сов. геол.», т. 8, № 1.

- Белоусов В. В. 1938б. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, т. 1. Юра и нижний мел. Тр. ЦНИГРИ, вып. 108.
- Белоусов В. В. и Трошихин Б. М. 1937а. Юрские и нижнемеловые отложения Северного склона. Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье. Изд. ОНТИ НКТП СССР.
- Белоусов В. В., Трошихин Б. М. 1937б. Краткий геологический очерк районов рек Пшехи и Белой на Северо-Западном Кавказе. Зап. Всеросс. минер. об-ва, ч. 16, № 4.
- Белоусов В. В. и Трошихин Б. М. 1939. Геологический очерк полосы мезозойских отложений между реками Пшехой и Пшиш на Северном Кавказе. Зап. Всеросс. минер. об-ва, 2 серия, ч. 68, № 1.
- Белянкин Д. С. 1911. Об альбитовом диабазе из Красной Поляны и его контакте со сланцами. Изв. С-петерб. политехн. ин-та, т. 15.
- Белянкин Д. С. 1912. Материалы для петрографии Центрального Кавказа. Изв. С-петерб. политехн. ин-та, т. 18.
- Белянкин Д. С. 1914. К изучению новейших изверженных пород Казбека и его окрестностей. Изв. Петрогр. политехн. ин-та, т. 21, вып. 1.
- Белянкин Д. С. 1915а. Неограниты и кварцевые диориты с ледника Дых-су в Центральном Кавказе. Изв. Петрогр. политехн. ин-та, т. 23.
- Белянкин Д. С. 1915б. Опыт петрографической характеристики Безинги и Балкарии в Центральном Кавказе. Изв. Петрогр. политехн. ин-та, т. 23, вып. 2.
- Белянкин Д. С. 1918а. Новейшая Кавказская интрузия в бассейнах рек Ардона и Уруха. Изв. Петрогр. политехн. ин-та, вып. 1, т. 28.
- Белянкин Д. С. 1918б. К исследованию Кавказских гранитов. Изв. Петрогр. политехн. ин-та, т. 27.
- Белянкин Д. С. 1924. К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. Изв. Геол. ком., т. 43, № 3.
- Белянкин Д. С. 1925. Неинтрузия Центрального Кавказа в истоках Фиагона. Изв. Геол. ком. за 1919 г. т. 28, вып. 8—10.
- Белянкин Д. С. 1938. К характеристике брекчневидных и полосатых лав вулкана Эльбруса. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 21, № 5.
- Белянкин Д. С. 1939. К вопросу о неинтрузиях Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, № 2.
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П. и Петров В. П. 1941. К изучению неинтрузий горы Тепли на Кавказе. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 59.
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П. и Фаворская М. А. 1943. О неинтрузиях Бакского (эцерского) типа на Кавказе. Зап. Минер. об-ва, № 3—4.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. 1950. Магматизм Северной Осетии. В кн. «Природные ресурсы Северо-Осетинской АССР». Изд. АН СССР.
- Бессонов И. И. 1938а. Геолого-петрографический очерк области верховьев рек Большого и Малого Зеленчуков в Карачае. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 1.
- Бессонов И. И. 1938б. Геологическое строение области верховий р. Большой Лабы (Западный Карачай). Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 2.
- Богданович К. И. 1902. Два пересечения Главного Кавказского хребта. Тр. Геол. ком., т. 19, № 1.
- Богданович К. И. 1906. Система Дибрара в Юго-Восточном Кавказе. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 26.
- Богданович К. И. 1910. Геологическое исследование Кубанского нефтеносного района. Лист Хадыженский. Тр. Геол. ком., нов., серия, вып. 57.
- Богданович К. И. 1911а. Годовые отчеты о работах 1906—1910 гг. Изв. Геол. ком., т. 30, № 3.
- Богданович К. И. 1911б. Геологические исследования в Калужском районе. Изв. Геол. ком., т. 31, № 3.
- Богданович К. И. 1912. Отчет о работах в районе проектируемой железной дороги Туапсе—Ново-Сенаки. Изв. Геол. ком., т. 37, № 1.
- Богданович А. К. 1958. О палеонтологическом обосновании возраста XIII продуктивного пласта Озек-Суатского месторождения нефти (Затеречная равнина). Тр. ГрозНИИ, вып. 1.
- Борзова В. Н. 1956. Литолого-стратиграфическая характеристика отложений мезозоя и палеозоя Нагутской опорной скважины. Материалы по геол. Европейской территории СССР. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 14.
- Борисяк А. А. 1909. *Pseudomonotis ochotica* Tell. Крымско-Кавказского триаса. Изв. Геол. ком., т. 28, № 2.
- Борсук А. М. 1960а. Об интрузивной природе гранодиорит-порфиоров Туапсинского района. Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Борсук А. М. 1960б. Геолого-петрографический очерк магматических пород междууречья Пшиш—Туапсинка на Северо-Западном Кавказе. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 27.



- Борсук А. М. 1963. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 86.
- Бочковой Ю. Д. 1954. Геолого-петрографическая характеристика метаморфических сланцев бассейна рек Урупа и Лабы на Северном Кавказе. Автореф. канд. дисс. Ростовск. гос. ун-т.
- Бочковой Ю. Д., Панов Б. С. 1962. О находках остракод в известняках хребта Дженту на Северном Кавказе. Тр. Донец. политехн. ин-та, т. 64.
- Брод И. О. 1959. Геологическая оценка перспектив нефтегазоносности Предкавказья. В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление разведочных работ на нефть и газ на Сев. Кавказе и в Предкавказье». Гостоптехиздат.
- Брюн Е. С. 1956. О границе средней и верхней юры на Северном Кавказе. Вести. Ленингр. гос. ун-та, № 10.
- Брюсов Б. А. 1963. Некоторые результаты геофизических исследований на территории Западного Кавказа. «Прикл. геофиз.», вып. 36.
- Будагов Б. А. 1964. О характере новейших тектонических движений в районе Шахдагского массива (Юго-Восточный Кавказ) в связи с находкой верхнесарматской фауны. Докл. АН СССР, т. 65, № 2.
- Бузик А. И., Савельев В. Е. 1916. К геологии Майкопского нефтеносного района Кубанской области. Изв. Донск. политехн. ин-та, т. 5, вып. 2, отд. 2.
- Бунин Г. Г. 1961. Краткий очерк геологии и петрографии изверженных пород верхней части р. Самур в Дагестане. Тр. Геол. ин-та Дагест. фил. АН СССР, т. 2.
- Бунин Г. Г., Батырев Б. А. 1961. Спектрохимические особенности изверженных пород бассейна р. Ахтычай. Тр. Геол. ин-та Дагест. фил. АН СССР, т. 2.
- Бурлин Ю. К. 1958. Особенности нижнемелового бассейна Северо-Западного Кавказа. Науч. докл. высш. шк., геол.-геогр. науки, № 1.
- Бурлин Ю. К. 1961. Литолого-фациальные особенности нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья. Тр. КЮГЭ АН СССР, вып. 6.
- Бурлин Ю. К., Ломизе М. Ф. 1960. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения северного склона Главного хребта. Материалы по геол. и металлогении Центр. и Зап. Кавказа, т. 2. Тр. Кавказск. экспед. ВАГТ и МГУ.
- Бурштар М. С. 1957. Новые данные о строении фундамента Восточного Предкавказья и смежных районов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, вып. 3.
- Бурштар М. С. 1958. О возрасте и региональной структуре складчатого основания Восточного Предкавказья. Гостоптехиздат.
- Бурштар М. С. 1960а. Геология и нефтегазоносность Предкавказья и Крыма. Гостоптехиздат.
- Бурштар М. С. 1960б. Геотектоническое районирование и оценка перспектив нефтегазоносности Предкавказья. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность Северного Предкавказья». Гостоптехиздат.
- Бурштар М. С., Швембергер Ю. Н. 1962. Палеоценовые отложения Прикумского района Восточного Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 145, № 3.
- Варданяц Л. А. 1929. О некоторых стратиграфических и тектонических соотношениях в Центральном Кавказе между Военно-Грузинской и Военно-Осетинской дорогами. Изв. Геол. ком., т. 48, № 4.
- Варданяц Л. А. 1933. Тектоническое строение Горной Осетии и ее отношение к Центральному Кавказу. Зап. Всерос. минер. об-ва, ч. 62, № 1.
- Варданяц Л. А. 1934а. Об отложениях титона и валанжина в верховьях рек Ары-дон (Ардон) и Терка в Центральном Кавказе. Изв. АН СССР, серия № 5.
- Варданяц Л. А. 1934б. О верхней юре на Северо-Западном Кавказе. «Пробл. сов. геол.», т. 3, № 8.
- Варданяц Л. А. 1934в. Новые выходы неонитрузий в долине р. Баксан. «Геол. на фронте индустриализации», № 9—10.
- Варданяц Л. А. 1935а. Материалы по петрографии Северо-Западного Кавказа (бассейны рек Белой, Сочи, Мзымты, Большой и Малой Лабы). Тр. Азово-Черном. геол. треста, вып. 2.
- Варданяц Л. А. 1935б. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 25.
- Варданяц Л. А. 1935в. История тектонического развития Кавказа. Тр. первой Азово-Черном. краевой геол. конф., т. 1.
- Варданяц Л. А. 1937а. Характеристика неонитрузий Главного Кавказского хребта. «Пробл. сов. геол.», № 7.
- Варданяц Л. А. 1937б. Материалы по диабазам и неонитрузиям Горной Осетии. «Пробл. сов. геол.», № 11.
- Варданяц Л. А. 1938. О неонитрузиях района Красной Поляны на Северо-Западном Кавказе (по материалам В. Н. Робинсона). «Сов. геол.», т. 8, № 5.
- Варданяц Л. А. 1939. Неонитрузии, их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Варданяц Л. А. 1940. Молодые интрузивные породы Тырны-Ауза. «Сов. геол.», № 2—3.

- Варданянц Л. А. 1943. Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 39, № 8.
- Варданянц Л. А. 1948. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН АрмССР.
- Варданянц Л. А. 1956. Нижнеюрский вулканизм Клухоро-Маринского района (Центральный Кавказ). Материалы по геол. и пол. ископ., ч. 1, вып. 8, ВСЕГЕИ.
- Варданянц Л. А. 1959. Основные изверженные породы западной части Казбекского диабазового пояса (Центральный Кавказ). Изв. АН АрмССР, серия геол.-геогр., т. 12.
- Варданянц Л. А., Дубинский А. Я. 1959. Кристаллические породы Азовской антеклизы. Докл. АН СССР, т. 129, № 4.
- Варданянц Л. А., Дубинский А. Я., Маценко Н. А. 1963. Кристаллические породы докембрия в южной части Ставропольского поднятия и вопрос о многоярусном строении Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 153, № 4.
- Вассоевич Н. Б. 1929. О древнекаспийских отложениях на Таманском полуострове. «Нефт. хоз.», № 4.
- Вассоевич Н. Б. 1932а. Сопоставление палеогеновых и верхнемеловых отложений Кахетии, Кабристана и северо-западной оконечности Кавказского хребта. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объедин., т. 1, вып. 51.
- Вассоевич Н. Б. 1932б. О вероятном возрасте эоценового флиша и смежных с ним отложений северо-западной части Кавказа. Тр. нефт. геол.-разв. ин-та, серия Б, вып. 37.
- Вассоевич Н. Б. 1932в. К вопросу о возрасте так называемого «темного флиша» в Туапсинском районе. Тр. НГРИ, серия Б, вып. 37.
- Вассоевич Н. Б. 1934. О горизонте с *Litolepis caucasica*. Тр. НГРИ, серия Б, вып. 47.
- Вассоевич Н. Б. 1952а. К стратиграфии чокракских отложений Терского предгорного прогиба (Северо-Восточный Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Вассоевич Н. Б. 1952б. Среднемиоценовый цикл осадконакопления в Терско-Дагестанской нефтеносной провинции. «Нефт. хоз.», № 6.
- Великовская Е. М. 1959. К вопросу о плиоценовом оледенении Осетинской равнины. Изв. высш. уч. завед. «геол. и разв.», № 9.
- Великовская Е. М. 1960. Верхнеплиоценовые континентальные отложения Кубанского прогиба. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, № 5.
- Великовская Е. М., Стеклов А. А. 1960а. К вопросу о возрасте и происхождении конгломератов горы Нартане. Изв. высш. уч. зав. «геол. и разв.», № 7.
- Великовская Е. М., Стеклов А. А. 1960б. О верхнесарматских отложениях бассейнов рек Большой Лябы и Белой. Докл. АН, т. 130, № 2.
- Викторов Б. Н., Юрченко Б. И. 1956. Основные черты тектоники северо-восточного Предкавказья по геофизическим данным. «Прикл. геофиз.», вып. 14.
- Виттенбург П. В. 1912. Новые данные о стратиграфии Кавказского триаса. Изв. Акад. Наук, т. 6, вып. 1.
- Виттенбург П. В. 1913. О руководящей форме *Pseudomonotis*'овых слоев верхнего триаса Северного Кавказа и Аляски. Изв. Акад. наук, т. 7, серия 6.
- Влодавец В. И. и Шаврова Н. И. 1953. Гора Кабарджии. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, № 7.
- Волкова Н. С. 1953. Фауна нижней части верхнего сармата окрестностей г. Армавира. В кн. «Палеонтол. и стратигр.». Госгеолтехиздат.
- Волкова Н. С. 1956. Неоген Центрального Предкавказья (стратиграфия, литология, фауна). Материалы ВНИГРИ, вып. 14.
- Волкова Н. С. 1957а. К вопросу о стратиграфии и фаунистической характеристике майкопских отложений Центрального Предкавказья. Тр. ВСЕГЕИ.
- Волкова Н. С. 1957б. Стратиграфия и палеогеография неогена Центрального Предкавказья на основе новых данных структурного и опорного бурения. Сб. науч.-техн. информ. МГиОН СССР, № 4.
- Вологдин А. Г. 1934. К открытию археоциат на Кавказе. Изв. ВГРО, т. 50, вып. 100.
- Володарский Р. Ф., Гилад Д. А., Демидова М. А. 1964. Схема строения поверхности складчатого основания Предкавказья по геофизическим данным. «Геофиз. исслед.», сб. 1. Изд-во Моск. гос. ун-та.
- Волькенау Б. 1914. Граниты Кассарского и Цейского ущелий. Изв. С.-петерб. политехн. ин-та, т. 21, вып. 2.
- Вялов О. С. 1931. Краткий геологический очерк Туапсинского района. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объедин., т. 50, вып. 97.
- Вялов О. С. 1934. Геологические исследования в 1931 г. на Западном Кавказе. Зап. Всерос. минер. об-ва, ч. 63, вып. 1.
- Вялов О. С. 1936. Свита Маркотх (цементная) в Туапсинском районе. Зап. Всерос. минер. об-ва, 2 серия.
- Вялов О. С., Никшич И. И. 1928. О возрасте Даховской и Шибабинской гранитных интрузий на Северном Кавказе. Вестн. Геол. ком., № 9—10.

- Вялов О. С., Вялова Р. И. 1934. Возраст туфогенной свиты Кавказского флиша. Докл. АН СССР, т. 1, № 3.
- Галин В. Л. 1962. Литолого-фациальные особенности верхнемеловых отложений Южного Дагестана. Тр. Грозн. нефт. ин-та. В сб. «Вопросы геологии», № 26.
- Гатуев С. А. 1933. Геологическое и гидрогеологическое описание Восточного Предкавказья. Тр. ВГРО, вып. 296.
- Гатуев С. А. 1938. К стратиграфии верхнетретичных и послетретичных отложений Черноморского и Каспийского бассейнов. Тр. СКГГУ, вып. 2.
- «Геологическое строение восточной части Северного склона Кавказа». 1960. Под ред. И. О. Брод. Тр. КЮГЭ, вып. 2. Гостоптехиздат.
- «Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья». 1958. Тр. КЮГЭ, вып. 1.
- «Геология СССР», т. X. Грузинская ССР, ч. 1 — Геологическое описание. 1964. Изд. «Недра».
- Герасимов А. П. 1911а. О геологических исследованиях в районах Бештау, Кичмалки и Эльбруса. Изв. Геол. ком., т. 30, № 3.
- Герасимов А. П. 1911б. Краткий геологический очерк района Кавказских Минеральных Вод. Материалы к позн. геол. строения Росс. империи, вып. 3.
- Герасимов А. П. 1912. О геологических исследованиях на южном склоне Бештау и в бассейне рек Малки и Кичмалки. Изв. Геол. ком., т. 31, № 1.
- Герасимов А. П. 1916а. Отчет о геологических исследованиях в районе Средней Малки. Изв. Геол. ком., т. 35, № 1.
- Герасимов А. П. 1916б. Геологические исследования в бассейнах Кумы и Малого и Большого Лахрана. Изв. Геол. ком., т. 35, № 1.
- Герасимов А. П. 1916в. Контактно-измененные юрские породы в долине р. Малки (Северный Кавказ). Изв. Геол. ком., т. 35, № 2.
- Герасимов А. П. 1919а. Краткий отчет о геологических работах 1918 г. по съемке одноверстного плана XVII-26 на правом берегу р. Малки. Изв. Геол. ком., т. 38, № 1.
- Герасимов А. П. 1919б. Отчет о геологических исследованиях в районе Большого Лахрана и Гедмыша (Средняя Малка). Изв. Геол. ком., т. 37, № 1.
- Герасимов А. П. 1920. Жилы выполнения в юрских сланцах бассейна р. Ассы (Северный Кавказ). Изв. Геол. ком., т. 37, № 5—6.
- Герасимов А. П. 1922а. Кавказская складчатость и вулканизм. «Природа», № 3—5.
- Герасимов А. П. 1922б. Селитроносные известняки турона в бассейнах рек Кубани, Кумы, Малки (Северный Кавказ). Материалы по общ. и прикл. геол. Изд. Геол. ком., вып. 45.
- Герасимов А. П. 1928. Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., т. 17, № 4.
- Герасимов А. П. 1929. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., т. 48, № 7.
- Герасимов А. П. 1935а. Геологическое строение Северного Кавказа. Сб. «Природные богатства Северо-Кавказского края». Пятигорск.
- Герасимов А. П. 1935б. Геологическое строение Минераловодского района (Северный Кавказ). Часть 1. Бештау — Железноводск — Сухой Карамык. Тр. ЦНИГРИ, вып. 30.
- Герасимов А. П. 1936. Геологический очерк бассейна Верхней Малки. Тр. ЦНИГРИ, вып. 62.
- Герасимов А. П. 1939. Стратиграфия докембрийских образований Кавказа. Стратиграфия СССР, т. 1 — Докембрий. Геол. ин-т АН СССР.
- Герасимов А. П. 1940а. Обзор геологического строения Северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 123.
- Герасимов А. П. 1940б. Главные успехи геологических исследований на Кавказе за 20 лет. Материалы ВСЕГЕИ, общ. серия, сб. 5.
- Герасимов А. П. 1940в. Геологический очерк бассейна Верхней Малки. Северный Кавказ. Тр. ЦНИГРИ, вып. 123.
- Гильденштедт И. А. 1809. Географическое и статистическое описание Грузии и Кавказа из путешествия И. А. Гильденштедта через Россию и по Кавказским горам в 1770—1773 гг. СПб.
- Глазунова А. Е. 1952. Новые данные по стратиграфии альбских отложений Дагестана. В сб. «Материалы по геологии Европейской части СССР», Тр. ВСЕГЕИ.
- Глазунова А. Е. 1953. Новая подзона в альбских отложениях Дагестана. Тр. ВСЕГЕИ. Сб. статей. Палеонтол. и стратигр.
- Глесснер М. Ф. 1934. Стратиграфия нижнего палеогена Северного и Восточного Кавказа в свете изучения микрофауны. Информ. сб. НГРИ, № 4.
- Голубятников В. Д. 1925. Геологические исследования на Кайтаго-Табасаранском округе Южного Дагестана. Изв. Геол. ком., т. 14, № 3.
- Голубятников В. Д. 1935. О некоторых каменноугольных отложениях Южного Дагестана. Вестн. Геол. ком., № 5.

- Голубятников В. Д. 1940а. О возрасте угленосной серии юго-восточной части Кавказа. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 3. Изд. Сев.-Кавк. ГУ.
- Голубятников В. Д. 1940б. Новые данные по стратиграфии нижней юры Восточного Кавказа. Зап. Всеросс. минер. об-ва, 1 серия, ч. 69, вып. 2—3.
- Голубятников В. Д. 1947а. Геологическое строение Дагестана. Тр. 1 Науч. сесс. Дагест. базы АН СССР.
- Голубятников В. Д. [и др.]. 1959. Геологическая карта горной части Дагестанской АССР. Гостгеолиздат.
- Гончарик Н. Ф. 1936. Микроскопическое и химическое определение изверженных пород верховьев реки Большой Лабы, Северный Кавказ. Экспедиция 1933 г. СОПС и Петрогр. ин-т АН СССР.
- Гончарова Т. Я. 1959. Стратиграфо-петрографический очерк Бескесского медноколчеданного месторождения на Западном Кавказе. Изв. Высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 2.
- Гончарова Т. Я. 1960. Вулканогенные породы Бескесского медноколчеданного месторождения на Западном Кавказе. Тр. ВАГТ, вып. 6.
- Горбунова Л. И. 1955. Литология нижнемеловых отложений Центрального и Северного Дагестана. Тр. ВНИГНИ, вып. 6.
- Горбунова Л. И., Саидова Х. М. 1954. Литология и микрофауна нижнемеловых отложений Центрального и Северного Дагестана. Докл. АН СССР, т. 96, № 6.
- Горелов С. К. 1959. Некоторые закономерности новейшей тектоники структур Поволжья и Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 126, № 1.
- Горецкий Г. И. 1955. О возрастных соотношениях осадков узунларской и караганской трансгрессий. Бюлл. МОИП, т. 60, отд. геол., т. 30, вып. 2.
- Горецкий Г. И. 1957. О соотношении морских и континентальных осадков Приазовья, Приманья и Нижнего Придонья Тр. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, вып. 13.
- Горецкий Г. И. 1962. О возрастных и пространственных соотношениях антропогенных террас р. Кубани. Тр. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, вып. 19.
- Гречишкин Л. А. 1932. Краткий очерк геологического строения полосы меловых отложений между реками Фортангой и Гени на Северном Кавказе. Тр. НГРИ, серия Б, вып. 276.
- Григорьева О. К. 1935. О возрасте некоторых известняковых свит верхнего мезозоя в Майкопском районе. «Геол. на фронте индустриализации», № 1—3.
- Григорьева О. К. 1938. Фауна аммонитов нижнего валанжина из бассейна р. Белой на Северном склоне Кавказа (Майкопский район). Материалы по геол. и полезн. ископ. Азово-Черном. геол. треста, сб. 1.
- Гришина И. В. 1958. Основные результаты обработки материалов бурения Георгиевской опорной скважины. Тр. ВНИИГаз, вып. 4.
- Громов В. И. 1932. Новые материалы по четвертичной фауне Поволжья и по истории млекопитающих Восточной Европы и Северной Азии вообще. Тр. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, вып. 2.
- Громов В. И. 1940. Материалы к изучению террас Терека между Орджоникидзе и Моздоком. Тр. ИГН АН СССР, вып. 33, серия геол., № 10.
- Громов В. И. 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, серия геол., № 17.
- Гроссгейм В. А. 1957. К вопросу об истории осадконакопления в мезо-кайнозое на территории Северного Кавказа и Предкавказья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, № 2.
- Гроссгейм В. А. 1960а. Разрез майкопа бассейна р. Лабы. Сб. трудов Краснодарск. фил. ВНИИ, № 3.
- Гроссгейм В. А. 1960б. Палеоген Северо-Западного Кавказа. Тр. Краснодар. фил. ВНИИНефть, вып. 4. Геол. сб., № 4, Гостоптехиздат.
- Гроссгейм В. А. 1961. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Гостоптехиздат.
- Гроссгейм В. А., Ворошина С. И., Короткова К. Ф. 1957. О первом появлении кварцевых песков с дистеном и ставролитом на Северном Кавказе. «Новости нефт. техн.», серия геол., № 6.
- Гроссгейм В. А., Малышук В. Г. 1960. К вопросу о происхождении песков Анапского пляжа. Геол. сб. тр. Краснодар. фил. ВНИИнефть, вып. 3. Гостоптехиздат.
- Губкин И. М. 1915. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Листы Анапско-Раевский и Темрюкско-Гостобаевский. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 115.
- Гурова А. Д. 1963. Стратиграфия верхнемеловых отложений Предкавказья. Материалы по геол. и нефтегазон. Юга СССР. Тр. ВНИГНИ, вып. 38.
- Давиташвили Л. Ш. 1956. О развитии фауны Черноморского бассейна в течение миоцена. Сообщ. АН ГрузССР, т. 17, № 3.



- Дагис А. С. 1962. Новые поздне триасовые Spiriferinacea Северо-Западного Кавказа. «Палеонтол. журн.», № 3.
- Данилевич А. М. 1951. Стратиграфия и фауна триаса Северного Кавказа. Автореф. канд. дисс. Изд. Ленингр. гос. ун-та.
- Даниловский Н. Я. 1869. Исследования о Кубанской дельте. Зап. русск. геогр. об-ва, общ. геогр., т. 2.
- Данильченко П. Г. 1960. Костистые рыбы майкопских отложений Кавказа. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР.
- Дембо Т. М. 1937. К геологии и петрологии гранитов Главного Кавказского хребта и древних метаморфических пород в верховьях р. Кубани. Зап. Всеросс. минер. об-ва, серия 2, ч. 66, вып. 4.
- Демин А. М. 1957. Геологические соотношения интрузивных пород бассейна р. Хазны-дон (Северный Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Демин А. М. 1960. Петротектоническое изучение гранитов Главного Кавказского хребта с целью металлогенических исследований. Тр. ВАГТ, вып. 6.
- Демин А. М. 1962. К вопросу о формировании и причинах разнообразия Ятыр-вартского интрузивного комплекса. В сб. «Геология и металлогения Центр. и Зап. Кавказа». Тр. Кавк. экспед. ВАГТ и МГУ, № 3.
- Демин А. М., Кропачев С. М. 1963а. Стратиграфическое значение конгломератов с галькой плагиогранитов в палеозойских толщах Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Демин А. М., Сендеров Э. З. 1963б. К вопросу о происхождении сени-диоритов Северо-Западного Кавказа. Сб., посвящ. 70-летию К. Н. Паффенгольца. Изд. АН АрмССР.
- Дзоценидзе Г. С. 1963. Некоторые особенности мелового вулканизма Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, т. 38.
- Дмитриева Р. Г., Сомов В. Д. и Богданович А. К. 1960. Алкунский горизонт и его стратиграфическое значение. Изв. АН СССР, № 8, серия геол.
- Дробышев Д. В. 1925. Северо-Восточный склон Салатау и Черкейская котловина. Изв. Геол. ком., т. 14, № 4.
- Дробышев Д. В. 1929. Предварительный отчет о геологических работах 1925—1927 гг. по Дагестанскому пересечению Кавказского хребта. Изв. Геол. ком., т. 68, № 1.
- Дробышев Д. В. 1931а. Притоки Сулака. Материалы по исследов. рек Сев. Дагестана для гидроэлектр. установок. Тр. ГРГУ, вып. 77.
- Дробышев Д. В. 1931б. Хребет Лес в Даргинском округе Дагестана. Тр. ВГРО, вып. 86.
- Дробышев Д. В. 1933. Лейас Дагестана. Материалы ЦНИГРИ, палеонтол. и стратигр., сб. 2.
- Дробышев Д. В. 1939а. Геологическое строение района от р. Чирах-чай до Самура в Южном Дагестане. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 4.
- Дробышев Д. В. 1939б. От Самура до Главного хребта и зона Шах-Дага. Тр. НГРИ, серия А, вып. 3.
- Дробышев Д. В. 1951. Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на Северном Кавказе. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 42.
- Друшиц В. В. 1956. Нижнемеловые аммониты Крыма и Северного Кавказа. Изд. Моск. гос. ун-та.
- Друшиц В. В., Михайлова И. А. 1960. Нижнемеловые отложения Центрального Предкавказья. Тр. ВАГТ, вып. 6.
- Друшиц В. В., Ткачук Г. А. 1964. Отложения валанжина и титона в Центральном Предкавказье. «Вопросы региональной геологии СССР». Изд. Моск. гос. ун-та.
- Дубинский А. Я. 1951. Об альб-сеноманских континентальных отложениях и коре древнего выветривания восточной части Большого Донбасса и прилегающих с юга территорий. Докл. АН СССР, т. 81, № 3.
- Дубинский А. Я. 1953. Схема тектоники домезозойского складчатого фундамента Предкавказья и прилегающих территорий Большого Донецкого бассейна и Северного Кавказа. Автореф. дисс.
- Дубинский А. Я. Большедонбасско-Предкавказская складчатая область и эпипалеозойская платформа юга Европейской части СССР. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3, 1958.
- Дубинский А. Я. 1960а. Нижнепермские карбонатные отложения Восточного Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 133, № 6.
- Дубинский А. Я. 1960б. Девон складчатого основания Предкавказья. «Геол. нефти и газа», № 5.
- Дубинский А. Я. 1961. Карбон складчатого основания Западного Прикаспия и Предкавказья. «Сов. геол.», № 8.
- Дубинский А. Я. 1962. Основные этапы тектонического развития южного обрамления Русской платформы. «Сов. геол.», № 6.



- Дубинский А. Я. и Варданянц Л. А. 1961. Складчатый фундамент Ясенско-Ленинградской антиклинальной полосы в Северо-Западном Предкавказье. Докл. АН СССР, т. 136, № 2.
- Дубинский А. Я., Дюков А. И. 1964. К вопросу о северном обрамлении Донецкого авлокогена. «Сов. геол.», № 5.
- Дубинский А. Я., Маценко Н. А. 1965а. Вулканогенно-осадочная толща в основании осадочного покрова восточной части Скифской плиты. «Сов. геол.», № 8.
- Дубинский А. Я., Маценко Н. А., Москалева В. Н. 1965б. О погребенной позднепалеозойской зоне скарнирования в фундаменте Центрального Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 163, № 3.
- Дубянский В. В. 1910. К вопросу о горных породах в высших пунктах восточной и западной вершин Эльбруса. Зап. Кавказ. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 26, вып. 8.
- Дубянский В. В. 1913а. Заметка о новой вулканической области в долине р. Баксан. Изв. Варшавск. политехн. ин-та, вып. 1.
- Дубянский В. В. 1913б. К петрографии Эльбруса (породы южных склонов в области фирновых полей). Изв. Варшавск. политехн. ин-та, вып. 1.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. 1936. Петрографический очерк района развития красноцветной толщи по среднему течению Большой Лабы и верховьям Урупа на Северном Кавказе. В сб. «Северо-Кавказская петрографическая экспедиция 1933 г.». Изд-во АН СССР.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. 1941. Гранитоиды Даховской и Сахрайской интрузий. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 45, № 8.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. 1951. Генезис и стратиграфическое положение красноцветной толщи Северного Кавказа в связи с находкой высших фузуминиз. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., т. 68, вып. 2, стр. 102—149.
- Дьяконов А. И., Митин Н. Е., Шелкоплас П. А. 1962. К изучению пермских и триасовых отложений бассейна р. Белая на Северо-Западном Кавказе. Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 10.
- Дюков А. И. 1964. Основные элементы тектоники Восточного Донбасса и западной части вала Карпинского по геофизическим данным. «Геофиз. разв.», сб. 15.
- Егоян В. Л. 1958. Схема фашиально-тектонической зональности меловых отложений Северо-Западного Кавказа. «Нов. нефт. техн.», геол., № 11.
- Егоян В. Л. 1959а. *Ancyloceras renaxianus* d'Orb var. *caucasica* var. nov. из брахиоподовых песчаников долины р. Пшеха. Изв. высш. школы, «геол. и разв.», № 2.
- Егоян В. Л. 1959б. Некоторые вопросы тектонической зональности мелового комплекса Северо-Западного Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР.
- Егоян В. Л. 1959в. Нижнемеловые отложения долины р. Убин. Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 1. Гостоптехиздат.
- Егоян В. Л. 1959г. Некоторые вопросы стратиграфии нижнего мела северо-западного окончания Кавказа. Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 2. Гостоптехиздат.
- Егоян В. Л. 1960. Верхнеаптские и нижнеальбские отложения в разрезе долины р. Пшиш (Северо-Западный Кавказ). Краснодар. фил. ВНИИ, геол. сб., вып. 3. Гостоптехиздат.
- Егоян В. Л. 1962а. Основные черты тектонической зональности мелового комплекса Западного Предкавказья. Докл. АН СССР, № 146, № 1.
- Егоян В. Л. 1962б. Стратиграфия меловых отложений восточных и северных районов Краснодарского края. Сб. тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 10.
- Егоян В. Л. 1964. Очерк стратиграфии нижнего мела Северо-Западного Кавказа. Сб. тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 12.
- Егоян В. Л. 1965а. Условия залегания и тектоническая зональность комплекса меловых отложений Западного Предкавказья. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Егоян В. Л. 1965б. О некоторых аммонитах клансея Западного Кавказа. Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 16.
- Егоян В. Л. 1965в. О некоторых особенностях строения окраинных областей платформ. Тр. ИГИРГИ.
- Егоян В. Л. 1965г. Тектоническое развитие Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа в меловом периоде. Тр. ИГИРГИ.
- Егоян В. Л. 1965д. О первой находке колхидитов на Северо-Западном Кавказе. Тр. ВНИГНИ, вып. 44. Изд. «Недра».
- Егоян В. Л., Антонова З. А., Гарбузова А. Г. 1961а. Стратиграфия меловых отложений Ейско-Березанского района. Сб. тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 6.
- Егоян В. П., Ермаков В. А., Кийко К. И. 1961б. Об открытии морского верхнего триаса в юго-западном Предкавказье. Докл. АН СССР, т. 138, № 6.
- Егоян В. Л., Жабрева П. С. 1962. Об особенностях нефтегазоносных нижнемеловых отложений на Северо-Западном Кавказе. «Новости нефт. техн.», серия геол., № 4.
- Егоян В. Л., Ткачук Г. А. 1965. К стратиграфии готерива Северного Кавказа. Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 16.

- Едигарян З. П. 1963. Литология нижнетриасовых отложений Северо-Западного Кавказа. Геол. Центр. и Зап. Кавказа. Тр. Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ, т. 3.
- Еремеев В. П. К изучению неогитрузий в районе оз. Кардывач. Тр. ГИН АН СССР, вып. 84, 1947.
- Ершова Г. И. 1956. К петрографо-минералогической характеристике песчано-глинистых нижнемеловых отложений Дагестана. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 14.
- Ефремов Г. И. 1937. Краткий геолого-петрографический очерк и металлогения Восточной Балкарии на Северном Кавказе. Ростов-н/Д.
- Ефремов Г. М. 1938а. К изучению серпентинитового пояса Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Ефремов Г. М. 1938б. К вопросу о возрасте некоторых неогитрузий Северо-Западного Кавказа. Тр. Азово-Черном. ГУ, сб. 3.
- Ефремов Г. М. 1938в. Материалы к петрографии верховьев рек Шахе и Белой (кембрия и докембрия). Материалы Азово-Черном. ГУ, сб. 3. Ростов-н/Д.
- Ефремов Г. М. 1939. О природе калинатрового полевого шпата в палеозойских интрузиях Северного Кавказа. Изв. АН СССР, № 3.
- Ефремов Г. М. 1941. Два типа гранитоидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении. «Сов. геол.», № 2.
- Ефремов Г. М. 1948а. Структура Холстинского свинцово-цинкового месторождения на Северном Кавказе. Тр. НПИ, т. 17 (31).
- Ефремов Г. М. 1948б. Тектоническая структура Северо-Западного Кавказа и история ее формирования. Тр. НПИ, т. 17 (31).
- Ефремов Г. М. 1958. О взаимоотношениях кембрия и докембрия на Северном Кавказе. Тр. НПИ, 36.
- Ефремов Н. Е. 1939а. Серпентиниты бассейна р. Большой Лабы в Карачае. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 4.
- Ефремов Н. Е. 1939б. О некоторых геохимических особенностях серпентинитов Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 28, № 4.
- Ефремов Н. Е. 1939в. К вопросу о возрасте серпентинитов Кавказского хребта. Докл. АН СССР, т. 25, № 5.
- Ефремов Н. Е. 1939г. О зональности в распространении ультрабазитов Кавказского хребта. Докл. АН СССР, т. 24, № 5.
- Ефремов Н. Е. 1940а. Серпентиниты Карачая. Тр. СКГУ, вып. 8.
- Ефремов Н. Е. 1940б. Гипербазитовая формация Северного Кавказа. «Сов. геол.», № 10.
- Жабрева П. С. Состав и структура песчаных пород фонарской свиты Северо-Западного Кавказа. Тр. Краснодар. фил. ВНИИНефть, вып. 3.
- Жабрева П. С. 1961а. Литология и петрография нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа (к западу от р. Пшеха). Тр. Краснодар. фил. ВНИИНефть, вып. 6.
- Жабрева П. С. 1961б. Карбонатные породы меловых отложений Северо-Западного Кавказа. Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 6.
- Жгенти Т. Г. 1958. Литология и фациальные особенности нижнемеловых отложений Дагестана. Тр. Геол. ин-та Дагест. фил. АН СССР, т. 1.
- Жгенти Е. М. Развитие моллюсковой фауны конкского горизонта. Тр. Палеобиол. ин-та АН ГрузССР.
- Живаго Н. В. 1960. Материалы к стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений, развитых на территории междуречья Кубани и Урупа. Тр. ВНИИГаз, вып. 10 (18).
- Живаго Н. В., Казакова В. П. 1960. О возрасте песчаников ахызырта в разрезе юрских отложений, развитых в бассейнах рек Малая и Большая Лаба на Северном Кавказе. Тр. ВНИИГаз, вып. 10 (18).
- Жижченко Б. П. 1936. К изучению фаций 2-го средиземноморского яруса. Тр. геол. службы Грознефти, вып. 6.
- Жижченко Б. П. 1948. История развития бассейнов в Эвксинско-Каспийской области в плиоценовое время. Бюлл. МОИП, т. 53, отд. геол., т. 23, вып. 1.
- Жижченко Б. П. 1949. О границе зоцена и олигоценна на Северном Кавказе. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Жижченко Б. П. 1950. К вопросу о границе между третичными и четвертичными отложениями в Эвксинско-Каспийской области. Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, № 15.
- Жижченко Б. П. 1953. Материалы к разработке унифицированной схемы деления кайнозойских отложений юга европейской части СССР и Северного Кавказа. В кн. «Вопросы геологии и геохимии нефти и газа (европейская часть СССР)».
- Жижченко Б. П. 1958. Принципы стратиграфии и унифицирования схемы деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. Гостоптехиздат.
- Жижченко Б. П. 1959. Стратиграфия среднемиоценовых отложений Северного Кавказа и Крыма. Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. Тр. ВНИИГаз.

- Жиженко Б. П. 1963. О границе между плиоценом и антропогеном по фауне моллюсков. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, № 28.
- Жиженко Б. П. 1964а. Стратиграфия и объем среднего миоцена. «Сов. геол.», № 5.
- Жиженко Б. П. 1964б. К вопросу о стратиграфии и объеме нижнего миоцена. «Сов. геол.», № 4.
- Жиженко Б. П. 1964в. Типы морских фаун. «Сов. геол.», № 7.
- Жиженко Б. П. 1964г. Стратиграфия верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Северного Кавказа и смежных областей. «Сов. геол.», № 3.
- Жиженко Б. П. 1964д. Северо-Кавказское стратиграфическое совещание. «Сов. геол.», № 10.
- Жуков М. М. 1936. Геоморфология района проектирования Терско-Маньчского канала. Тр. МГРИ, т. 1.
- Жуков М. М. 1938. Стратиграфия четвертичных отложений и геоморфология района восточного спуска маньчского водного пути. Тр. МГРИ, т. 12.
- Заридзе Г. М. 1962. О магматизме и рудной минерализации на Кавказе. «Сов. геол.», № 3.
- Заридзе Г. М. и Казахишвили Т. Г. 1962а. Вещественный состав и генезис сланцев чегемской свиты долины р. Баксан. Тр. Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ за 1959—1960 гг., т. 3.
- Заридзе Г. М., Казахишвили Т. Г., Кикнадзе И. И., Маквелидзе Р. М. 1962б. Структурно-петрографические особенности древних кристаллических пород на Северном Кавказе. «Сов. геол.», № 2.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Джавахишвили Ш. И. 1958—1959. Гранитоиды и кристаллические сланцы Большого Кавказа в пределах Клухорского района. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, № 4.
- Затворницкий А. Я. 1912. Неокомские отложения Кисловодска. Гр. Об-ва испыт. природы при Харьк. гос. ун-те, т. 14.
- Затворницкий А. Я. 1914. Среднеюрские глины по р. Кубани. Изв. Геол. ком., т. 33, № 5.
- Затворницкий А. Я. 1918. Об исследовании юрских и меловых отложений между реками Кубанью и Урупом. Изв. Геол. ком., т. 37, № 1.
- Затоковенко В. А. 1941а. Петрология интрузивного комплекса района горы Ятыргарты на Северном Кавказе. Тезисы канд. дисс. Ленингр. гос. ун-та.
- Затоковенко В. А. 1941б. К вопросу о геологическом возрасте серпентинитов района р. Лабы. Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та, вып. 10.
- Захарова-Атабекян Л. В. 1957. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грозненской области, Северной Осетии и Кабарды. Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского, вып. 1.
- Иванов Д. Л. 1868. Исследования в Ставропольской губернии, произведенные в 1885 г. «Горн. журн.», т. 3, № 1.
- Иванов Д. Л. 1890. Краткий предварительный отчет по геологическим исследованиям в Кубанской области в 1887 г.
- Иванова И. К. 1946. Материалы к стратиграфии Травертинов горы Машук в окрестностях Пятигорска. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 21 (5).
- Иванчук П. Г., Ульянов А. В. 1935. Проблемы меловой нефти в Азово-Черноморском крае. «Нефт. хоз.», т. 29, № 9 и 10.
- Игнатъев Н. А. 1936. Геолого-петрографический очерк района р. Малой Лабы и ее притоков: Маркопиджа, Уруштена на Северном Кавказе. Сев.-Кавказ. экспед. 1933 г. СОПС и Петрогр. ин-т АН СССР.
- Ильин С. И. 1932. Некоторые представители рода *Macrocephalites* из келловая Северного Кавказа. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объедин., т. 51, вып. 94.
- Иностранцев А. А. 1894. О возрасте сланцев Главного Кавказского хребта. Тр. С.-петерб. об-ва естествоисп., отд. геол. и минер., т. 23.
- Иностранцев А. А. 1896. Геологические исследования предполагаемого ж.-д. пути через Архотский перевал между Владикавказом и Тифлисом. Отчет управления казенных жел. дор. СПб.
- Ициксон М. И. 1939. Андалузитсодержащие контактово-метасоматические породы с ледников Сангудитон и Кайсар (Северный Кавказ). Зап. Минер. об-ва, ч. 68, вып. 2—3.
- Ициксон М. И. 1940. К вопросу о древних гранитоидах Дигории (Северный Кавказ). Зап. минер. об-ва, ч. 69, вып. 2—3.
- Каденский А. А. 1956а. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. Изд. АН СССР.
- Каденский А. А. 1956б. Основные черты геологического развития и магматической деятельности Передового хребта Северо-Западного Кавказа. Уч. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та.
- Каденский А. А., Сердюченко Д. П. 1956. Об ультрабазитах Большого Кавказа. (Дискуссия). Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 2 серия, ч. 85, вып. 2.

- Казакова В. П. 1956. К стратиграфии среднеюрских отложений Дагестана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31 (6).
- Казакова В. П. 1958. К стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений бассейна р. Айгамуга-Дон (Горная Осетия). Изв. высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 8.
- Казакова В. П. 1963. Некоторые вопросы зонального расчленения ниже-среднеюрских отложений Северного Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 5.
- Казакова В. П. 1964. К вопросу о верхнебайосской трансгрессии на Северном Кавказе. В сб. «Вопросы региональной геологии СССР». Изд. МГУ.
- Казакова М. П., Чарыгин М. М., Быков Р. И. [и др.] 1958. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. Гостехиздат.
- Казанский П. А. 1910. Материалы к изучению фауны юрских отложений Дагестана. Изв. Томск. технол. ин-та, т. 16, № 4.
- Казанский П. А. 1913. Описание коллекции головоногих из меловых отложений Дагестана. Изв. Томск. технол. ин-та, т. 32.
- Канчели Б. А. 1961. Геологическое строение северо-восточной части Сланцевого Дагестана. Автореф. канд. дисс.
- Каракаш Н. И. 1896. Геологические наблюдения по долинам рек Уруха, Ардона, Малки, Кичмалки и окрестностям Кисловодска. Тр. С.-петерб. об-ва естествоисп., отд. геол. и минер., т. 24.
- Каракаш Н. И. 1897. Меловые отложения Северного склона Главного Кавказского хребта и их фауна. СПб.
- Каракаш Н. И. 1913. Геологический очерк долины р. Мзымты Черноморской губ. Тр. Геол. музея Академии наук, т. 7, вып. 4.
- Карпинский А. П. 1911. О породах, пройденных глубокой буровой скважиной в Таганроге. Изв. Геол. ком., т. 19, № 1.
- Кахадзе И. Р. 1947. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та ГрузССР, серия геол., т. 3, (8).
- Кахадзе И. Р. 1955. К вопросу о границе между ааленом и байосом в долине р. Кубани. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Кахадзе И. Р., Зесашвили В. И. 1956а. Байосская фауна долин и некоторых ее притоков. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, серия геол., т. 9 (14), вып. 2.
- Кахадзе И. Р., Цагарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш., Зесашвили В. И. 1956б. Геологическое строение полосы юрских угленосных отложений Северного Кавказа между реками Малым и Большим Зеленчуком. Тр. Лаб. геол. угля. АН СССР, вып. 6.
- Кахадзе И. Р., Цагарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш., Зесашвили В. И. 1957. Ниже- и среднеюрские отложения западной части Северного Кавказа и их сопоставление с аналогичными отложениями Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, серия геол., т. 10 (15).
- Кахадзе И. Р., Цагарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш., Зесашвили В. И. 1960. Геологическое строение полосы юрских угленосных отложений между бассейнами рек Баксана и Урупа. Изд. АН ГрузССР.
- Кашкай М. А. 1962. Интрузивные породы Большого Кавказа. Геология Азербайджана. Петрография. Изд-во АН АзербССР.
- Квалиашвили Г. А. 1954. К стратиграфии гурийского горизонта Грузии. Сообщ. АН ГрузССР, 15, № 10.
- Келлер Б. М. 1936. Стратиграфия верхнемеловых отложений Зап. Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Келлер Б. М. 1937. Сопоставление верхнемеловых отложений Восточной Мексики и Западного Кавказа. Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, серия геол., № 5.
- Келлер Б. М. 1939. Фораминиферы верхнемеловых отложений СССР. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, вып. 116.
- Келлер Б. М. 1945. Фораминиферы верхнемеловых отложений Сочинского района. Бюлл. МОИП, № 1—2.
- Келлер Б. М. 1947. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, вып. 48, серия геол., № 1 (15).
- Келлер Б. М. 1950. Стратиграфические подразделения. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Келлер Б. М., Ульянов А. В. 1937. Новые данные по стратиграфии и нефтеносности Сочинского района. «Нефт. хоз.», № 9.
- Келлер Б. М., Меннер В. В. 1943. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними оползни. Бюлл. МОИП, № 1—2.
- Кизевальтер Д. С. 1948. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Кизевальтер Д. С. 1956. О явлениях альбитизации в кристаллических сланцах докембрия Северного Кавказа. Тр. МГРИ, т. 29.



- Кизевальтер Д. С. 1960. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа (бассейн рек Баксана и Малки). Тр. Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ. Материалы по геол. и металлогении Центр. и Зап. Кавказа, т. 2.
- Кизевальтер Д. С. 1963а. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Изв. высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 1.
- Кизевальтер Д. С. 1963б. К вопросу о возрасте известняков хребта Дженту (Северный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 148, № 5.
- Кизевальтер Д. С. 1964а. Об открытии базальных конгломератов нижнего карбона на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, т. 156, № 6.
- Кизевальтер Д. С. 1964б. Герцинская структура Большого Кавказа и ее роль в развитии его альпийского орогенеза. XXII сессия Междунар. геол. конгр., докл. сов. геологов. Гималайский и альпийский орогенез. Изд. «Наука».
- Кизевальтер Д. С. 1965. О возрасте карачаевской серии (Северный Кавказ). «Сов. геол.», № 8.
- Кизевальтер Д. С., Милановский Е. Е., Белов А. А., Ломидзе Т. Г. 1958. Новые данные о возрасте нижнекаменноугольных толщ в центральной части Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 119, № 1.
- Кизевальтер Д. С., Розанов А. Ю. 1960. К вопросу о возрасте среднепалеозойских известняков Центральной части Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 128, № 5.
- Кизевальтер Д. С., Бахтеев М. К. 1964. Сравнительная характеристика вулканических комплексов Западного Кавказа. Бюлл. МОИП, т. 69, отд. геол., т. 39, вып. 4.
- Кипарисова Л. Д. и Попов Ю. Н. 1956. Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы. Докл. АН СССР, т. 109, № 4.
- Кириллова И. В., Люстик Е. Н., Растворова В. А. [и др.]. Анализ тектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд. АН СССР, 1960.
- Кириллова И. В., Люстик Е. Н. [и др.]. 1960а. Анализ геотектонического развития сейсмичности Кавказа. Изд. АН СССР.
- Кириллова И. В., Сорский А. А. 1960б. Тектоника и сейсмичность Кавказа. В сб. «Структура земной коры и деформация горных пород». Междунар. геол. конгр., докл. сов. геологов. Изд. АН СССР.
- Кириллова И. В., Сорский А. А. 1960в. О методике составления карты сейсмического районирования масштаба 1:1 000 000 на примере Кавказа. Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 8.
- Кобилев А. Г. 1935. Змеевиковый пояс Азово-Черноморского края, задачи его изучения и промышленного освоения. Тр. 1. Азово-Черном. краевой геол. конф., т. 2.
- Кобилев А. Г. 1936. Геолого-петрографический очерк верховьев Большой Лабы. Сев.-Кавказ. экспед. 1933 г. СОПС и Петрогр. ин-т АН СССР, вып. 1.
- Кобилев А. Г. 1938а. Палеоинтрузии и неоинтрузии Азово-Черноморья. Материалы Азово-Черном. ГУ по геол. и полезн. ископ., сб. 3.
- Кобилев А. Г. 1938б. Амфиболиты р. Большой Лабы (Северный Кавказ). Материалы Азово-Черном. ГУ по геол. и полезн. ископ., сб. 5.
- Кобилев А. Г. 1954. О соотношении докембрийских и кембрийских формаций на Северном Кавказе. Тезисы докл. XI конф. Новочерк. политехн. ин-та.
- Кобышева М. М. 1938. Материалы по изучению пегматитов Северного Кавказа. Материалы Азово-Черном. ГУ по геол. и полезн. ископ., сб. 5.
- Кожевников А. В. 1959. Происхождение «покровных» суглинков в долине Кубани и на прилегающих водоразделах. (Автореф. докл.) Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, № 4.
- Кожевников А. В. 1962. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения долины р. Кубани. Тр. Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ за 1959—1960 гг., т. 3.
- Козлов А. Л. 1932. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Сухумском уезде в 1929 г. Всесоюз. геол.-разв. объедин., т. 51, вып. 68.
- Козлов А. Л. 1937. Черноморское побережье в районе Сочи и низовье р. Мзымты. Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье. ОНТИ НКТП СССР.
- Колесников В. Г. 1940. Верхний миоцен. Нижний плиоцен. Средний и верхний плиоцен Каспийской области. «Стратиграфия СССР», т. 12, неоген СССР.
- Конюхов И. А. 1950. Литология и коллекторские свойства нижнемеловых отложений Южного Дагестана. Вестн. МГУ, № 12.
- Конюхов И. А. 1956а. История развития Дагестана в мезозойское время. Уч. зап. МГУ, вып. 176.
- Конюхов И. А. 1956б. Нижнемеловые отложения разведочных районов Дагестана. «Новости нефт. техн., геол.», № 2.
- Конюхов И. А. 1956в. Основные литолого-фациальные особенности верхнеюрских отложений Северо-Восточного Кавказа. Вестн. Моск. ун-та, серия биол., почвовед., геол., геогр., № 2.
- Конюхов И. А. 1957. Литологические особенности нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. «Сов. геол.», № 57.



- Конюхов И. А. 1959а. Литолого-фациальные изменения верхнеюрских отложений Северного Кавказа. Науч. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, № 1.
- Конюхов И. А. 1959б. Литология мезозойских отложений Восточного Предкавказья в связи с нефтегазоносностью. Тр. КОГЭ, вып. 3.
- Конюхов И. А., Крымгольц Г. Я., Гофман Е. А. 1953. К стратиграфии юрских отложений Центрального Дагестана. Вестн. Моск. ун-та, вып. 2, № 3.
- Конюхов И. А., Оленин В. Б. 1955. Палеогеография Северного склона Кавказа и Восточного Предкавказья в нижнемеловую эпоху. «Сов. геол.», сб. 45.
- Конюхов И. А., Крымгольц Г. Я., Безбородов Р. С. 1956а. К стратиграфии среднеюрских отложений Дагестана. Уч. Зап. Ленингр. ун-та, серия геол., вып. 7.
- Конюхов И. А., Комардинкина Г. Н. 1956б. К вопросу о региональной литологии верхнеюрских карбонатных отложений Северо-Восточного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 3, № 6.
- Конюхов И. А., Бурлин Ю. К., Серегин А. М. 1958. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и их литологофациальные изменения. «Геол. нефти», № 4.
- Конюхов И. А., Маскалев Н. П., Комардинкина Г. Н., Прякина Ю. А. 1962. Литолого-битуминологические особенности верхнемеловых отложений Дагестана. «Новости нефт. и газ. техн.», геол., № 4.
- Комардинкина Г. Н. 1957. Келловейские отложения Центральной части Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 115, № 3.
- Копелиович А. В., Лапкин И. Ю., Тегин Л. С. 1955. О Донецко-Северо-Кавказской герцинской складчатой области. Докл. АН СССР, т. 105, № 3.
- Корнев Г. П. 1961. Интрузии и послепостинтрузивные процессы в верховьях р. Пшеха. Тр. КФ ВНИИ, вып. 6.
- Корнев Г. П. 1965. Магматические комплексы и тектоническая зональность Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья в мезозое. В кн. «Особенности геол. строения ... Предкавказья». Изд. «Недра».
- Корнев Г. П., Ростовцев К. О. 1962. Новые данные о стратиграфии нижнеюрских отложений бассейна р. Пшеха (Северо-Западный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 143, № 3.
- Корнев Г. П., Чаицкий В. П. 1962б. Некоторые петрографические особенности интрузии гранитоидов междуречья Пшехи и Пшихашки (Северо-Западный Кавказ). Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 10.
- Коробков И. А. 1936. Исследования в районе Минеральных Вод. Отчет о деятельности Нефт. геол.-разв. ин-та за 1935 г. Л.
- Коробков И. А. 1947б. О возрасте Эльбурганского горизонта палеогеновых отложений Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 58, № 3.
- Коршенбаум Ф. М. 1961. Новые данные о нефтегазоносности нижнемеловых и юрских отложений Южно-Сухокумской площади в Северном Дагестане. В сб. «Новые данные о нефтегазоносности Кавказа». ГОСИНТИ.
- Красивская И. С. Новые данные по стратиграфии метаморфических сланцев среднего течения Малки. Докл. АН СССР, т. 138, № 4.
- Красивская И. С. 1961б. О соотношении силурийских и подстилающих их отложений на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, т. 138, № 3.
- Красивская И. С. 1964. Основные этапы метаморфизма досилурийских пород междуречья Чегема и Кубани (Северный Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Крестовников В. Н. 1928. К стратиграфии плиоцена Таманского полуострова и прилежащих частей Кубани. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 6 (2).
- Криволицкий А. Е. 1960. История формирования складчатых структур и вопросы верхнемезозойской складчатости Дагестана. Тр. ВАГТ, вып. 6.
- Крисюк И. М. 1959. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Осетии. Тр. Грозн. нефт. ин-та, сб. 21.
- Крисюк И. М. 1960. Условия накопления верхнемеловых отложений в междуречье Малка — Аргун и зоне Передовых хребтов. Тр. ВНИГРИ, т. 1, сб. 25.
- Крисюк И. М. 1962. Литологическая характеристика верхнемеловых отложений Западной части Предкавказья. Тр. Грозн. нефт. ин-та. «Вопросы геологии», сб. 26.
- Кропачев С. М. 1962. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. Тр. Кавказ. экспед. МГУ, т. 3.
- Кропачев С. М. 1964. Геологическое строение и история развития Передового хребта в среднем палеозое (междуречье рек Лаба и Теберда). Канд. дисс.
- Круглов С. С. 1959. К вопросу о стратиграфическом положении пермской красноцветной толщи Северного Кавказа. Сев.-Кавк. ГУ. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 9.
- Круглов С. С., Робинсон В. Н. 1962. О контакте древнейших и нижнепалеозойских образований в бассейне р. Лабы. Геология Центрального и Западного Кавказа. Тр. Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ за 1959—1960 гг., т. 3.
- Круть И. В. 1964. Геологическое строение Передового хребта в Кубано-Малкинском междуречье в связи с колчеданосностью. Канд. дисс.

- Круть И. В., Ляшенко А. И., Яковлев Л. И. 1963а. О девонском возрасте карачаевской серии Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 153, № 5.
- Круть И. В., Яковлев Л. И., Кропачев С. М. [и др.]. 1963б. Стратиграфическое положение и строение карачаевской серии Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Крымголец Г. Я. 1932. Юрские белемниты Крыма и Кавказа. Тр. Гл. геол.-разв. упр., вып. 76.
- Крымголец Г. Я. 1939. Нижнемеловые белемниты Кавказа. Монография по палеонтологии СССР, т. 67, вып. 1. Изд. ЦНИГРИ.
- Крымголец Г. Я. 1953. Материалы к стратиграфии и фауне нижней и средней юры Кавказа. Уч. зап. ЛГУ, серия геол., т. 159, № 3.
- Крымголец Г. Я. 1961а. О сопоставлении юрских отложений Северного Кавказа и Русской платформы. Докл. на Всесоюз. совещ. по уточн. унифици. схемы мезозойских отлож. Русской платформы. Тр. ВНИИНефть, вып. 29, т. 2.
- Крымголец Г. Я. 1961б. Аммониты нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа. ЛГУ.
- Крымов Б. Ф. 1964. К литолого-стратиграфической характеристике отложений ааленского яруса горных районов Чечено-Ингушской АССР. Тр. ГрозНИИ, вып. 17.
- Кудрявцев М. П. 1958. Валанжин Дагестана. Тр. ВНИИГаз, вып. 4 (12).
- Кузнецов И. Г. 1926. Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении сланцев Главного хребта на Кавказе. Изв. Геол. ком., т. 45, № 3.
- Кузнецов И. Г. 1939. Докембрийские и палеозойские метаморфические и интрузивные формации Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Кузнецов И. Г. 1940а. Проявления неонинтрузий в Центральной и Восточной Балкарии (Северный Кавказ). Зап. Всерос. минер. об-ва, ч. 69, вып. 2—3.
- Кузнецов И. Г. 1940б. Тектонические жилы юрских известняков в докембрийских гранитах и кристаллических сланцах Балкарии. Изв. АН СССР, серия геол., вып. 1.
- Кузнецов И. Г. 1940в. Основные этапы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе. Зап. Всерос. минер. об-ва, ч. 69, вып. 2—3.
- Кузнецов И. Г. 1941. Интрузивные породы южного склона Главного Кавказского хребта. Тр. Груз. геол. упр., вып. 2.
- Кузнецов И. Г. 1946. Основные черты геологии Кабардинской АССР. В сб. «Природные ресурсы Кабардинской АССР». Изд. АН СССР.
- Кузнецов И. Г. 1948. Тектоника Центрального Кавказа. В сб. «Геология и рудные месторождения Центрального Кавказа». Изд. АН СССР.
- Кузнецов И. Г. 1951. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Докт. дисс. Тр. ИГН АН СССР, вып. 131.
- Кузнецов С. С. 1946. О возможном возрасте красноцветной толщи Северного склона Большого Кавказа. Науч. бюлл. ЛГУ, № 9.
- Кузнецов С. С. 1948. Большой Кавказ, как складчатое сооружение киммерийского орогенеза. Уч. зап. ЛГУ, кафедра геол. и минер., т. 72.
- Кузнецов С. С. 1956а. Геологическое строение срединной части Северного Кавказа в связи с некоторыми вопросами ее металлогении. В кн. «Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа». Изд. АН СССР.
- Кузнецов С. С. 1956б. Схема тектоники Кавказа. Тр. Совещ. по тектонике альпийской геосинкли области Юга СССР. АН АзербССР.
- Кузнецова Е. В. 1930. Петрографический очерк Садонского месторождения. Тр. Ин-та прикл. минер., вып. 46.
- Кулаковская Н. П. 1909. Материалы по геологии Горной Осетии (Дигорин). Тр. С-петерб. об-ва естествоисп. т. 35, вып. 5, отд. геол., № 4.
- Кушев С. Л. 1952. Геоморфологические исследования в Центральном Кавказе. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 6.
- Лебедев А. П. 1947. Палеогеография центров юрского вулканизма в Большом Кавказе. Докл. АН СССР, т. 58, № 9.
- Лебедев А. П. 1948. Юрский вулканизм в истории развития Кавказско-Крымской геосинклиальной зоны. «Сов. геол.», 36.
- Лебедев А. П. 1950. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, серия петрогр. вып. 113 (№ 33), 183.
- Лебедев П. И. 1930. Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками. Тр. Сев.-Кавказ. ассоциации науч.-исслед. ин-та, № 75, вып. 15. Ростов-н/Д.
- Лебедев П. И. 1932. О некоторых задачах петролого-геохимического изучения Северного Кавказа. В сб. «Северный Кавказ — мощная минеральносырьевая база СССР». Ростов-н/Д.
- Лебедев П. И. 1939. О задачах исследовательских работ по геологии Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Лебедев П. И. 1946. К вопросу о фациях магматических пород Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Лебедева Н. А. 1959. Стратиграфия континентальных неогеново-четвертичных отложений высокого правобережья р. Кубани от Армавира до Краснодара. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 32.

Лебедева Н. А. 1963. Континентальные антропогеновые отложения Азово-Кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 84.

Левина С. Д. 1959. Об осадочных полевошпатовых породах в отложениях нижней красноцветной толщи нижней перми на Северном Кавказе. Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1896. Петрографическая часть геологического исследования через Архотский перевал. В кн. «Через Главный Кавказский хребет». СПб.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1898. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. Тр. С.-петерб. об-ва естествоисп., т. 26, вып. 5.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1904. Петрографические исследования в Центральном Кавказе (Горная Осетия, Дигория и Балкария). Изв. С.-петерб. политехн. ин-та, т. 11, вып. 1, 2.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1913. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. С.-петерб. политехн. ин-та, отд. техн., естествоисп. и матем., т. 20, вып. 1 и 2.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1914. Вулканическая область Центрального Кавказа между перевалами Рокским и Архотским. Геологические исследования в области перевальной ж. д. через Главный Кавказский хребет. СПб.

Левинсон В. Г., Мещеряков Ю. А. 1951. Современные тектонические движения в Северном Предкавказье по данным повторного нивелирования. «Пробл. физ. геогр.», т. 17.

Леонов Г. П. 1952. Опыт естественного стратиграфического деления нижнепалеогеновых отложений Центрального Предкавказья. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Леонов Г. П. 1960а. Соотношение палеоцен-нижнеэоценовых отложений Русской плиты и Северного Кавказа. «Сов. геол.», № 3.

Леонов Г. П. 1960б. К вопросу о соотношениях верхних горизонтов палеогена Русской равнины и Северного Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35 (5).

Леонов Г. П. 1961. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. Изд. МГУ.

Леонов Г. П. и Логинова Г. А. 1956. Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина. Уч. зап. МГУ, вып. 176.

Леонов Г. П., Живаго Н. В. 1961. О некоторых вопросах стратиграфии верхнеюрских отложений Дагестана. Уч. зап. МГУ, вып. 192.

Леонов Г. П. и Алимарина В. П. 1964. Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. Изд. МГУ.

Леонов Ю. Г. 1960. Нижнеюрские отложения Северной Осетии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 3.

Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. 1946. Геотектонические условия на Кавказе в ааленском веке. Докл. АН СССР, т. 53, № 7.

Летавин А. И. 1960. Краткая литолого-петрографическая характеристика пород фундамента Предкавказья. Тр. Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром., вып. 27. Гостоптехиздат.

Летавин А. И., Редичкин Н. А. 1962. Об отложениях верхнего карбона — нижней перми в Западном Предкавказье. Докл. АН СССР, т. 142, № 4.

Либрович Л. С. 1924. Геологические исследования в северо-западной части Гимрийского хребта в Северном Дагестане. Изд. Геол. ком., т. 13, № 7.

Ливеровская Е. В. 1937. Фауна моллюсков верхнего майкопа Северного Кавказа. Тр. ВНИГРИ, серия А, вып. 104.

Лилленберг Д. А. 1961. Некоторые вопросы геоморфологии, четвертичной геологии и неотектоники Дагестана. Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода, т. 2. Изд. АН СССР.

Лихарев Б. К. 1928. О некоторых редких и новых представителях брахиопод из нижнепермских отложений Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., т. 47, № 3.

Лихарев Б. К. 1932. Фауна пермских отложений Северного Кавказа. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 215.

Лихарев Б. К. 1937а. Верхнепермские отложения Северного Кавказа. Материалы по геологии пермской системы европейской части СССР.

Лихарев Б. К. 1937б. Пермские *Brachiopoda* Северного Кавказа. Монография по палеонтологии СССР, т. 39. Брахиоподы пермских отложений СССР, вып. 1.

Логинова Г. А. 1959. Келловейские отложения западной и центральной частей Северного склона Кавказа. Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та природного газа, вып. 7 (15).

- Логинава Г. А. 1962. О возрасте пестроцветной толщи верхней юры Северо-Западного Кавказа и ее аналогах на территории Кабардино-Балкарии и Северной Осетии. Вестн. Моск. ун-та, серия 4, № 5.
- Логинава Г. А. 1964. Основные черты геологического развития Центральной части Северного Кавказа в эпоху верхней юры. В сб. «Вопросы региональной геологии СССР». Изд. МГУ.
- Лодочников В. Н. 1930. Одноверстная геологическая съемка в районе Кавказских Минеральных Вод. Тр. ГГРУ, вып. 5.
- Ломизе М. Г. 1958а. Новые данные по юрскому вулканизму Северо-Западного Кавказа. (Тезисы докл.). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, № 3.
- Ломизе М. Г. 1958б. О проявлениях ааленского вулканизма на Северо-Западном Кавказе (Сочинско-Туапсинская область). Изв. высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 5.
- Ломизе М. Г. 1961а. Фациальная изменчивость келловейских отложений бассейнов рек Белой и Пшехи (Северный Кавказ) в связи со структурно-фациальной зональностью этой территории. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 1.
- Ломизе М. Г. 1961б. О стратиграфическом расчленении юрской вулканогенно-осадочной серии Гойти (Северо-Западный Кавказ). Вестн. Моск. ун-та, геол., № 4.
- Ломизе М. Г. 1963. Мезозойский эффузивный вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. Канд. дисс. М.
- Ломизе М. Г., Сомин М. Л. 1962. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе. Вестн. Моск. ун-та, серия 4, геол., № 6.
- Лунев А. Л. 1963. О метасоматической природе некоторых гранитоидов Западного Приэльбрусья. Тезисы докл. науч. конф. Ростов. гос. ун-т.
- Лупарев Н. И. 1957. Стратиграфия континентальных верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Центрального Предкавказья. В кн. «Тезисы докл. Всесоюз. межведомств. совещ. по изуч. четвертич. периода». № 7. Секция Карпат, Крыма и Кавказа.
- Луппов Н. П. 1937. О возрасте «верхних сидеритовых глин» бассейна р. Кубани (Северный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 16, № 2.
- Луппов Н. П. 1939. Материалы к фауне и стратиграфии нижнего мела Северо-Западного Кавказа. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, вып. 128.
- Луппов Н. П. 1945. О находке *Pulchellia* на Северо-Западном Кавказе. Ежегодн. Всеросс. палеонтол. об-ва, т. 12.
- Луппов Н. П. 1948. Некоторые вопросы стратиграфической корреляции нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа. Материалы Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, палеонтол. и стратигр., сб. 5.
- Луппов Н. П. 1949. Новый вид рода *Cicatrix* из верхнеаптских отложений Северного Кавказа. Ежегодн. Всеросс. палеонтол. об-ва, т. 13.
- Луппов Н. П. 1952. Нижнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа и их фауна. Гостоптехиздат.
- Маруашвили Л. И. 1956. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени Кавказа. Изд. АН ГрузССР.
- Масленников Д. Ф. 1952. Новые данные по стратиграфии и фауне пермских отложений Северного Кавказа. Тр. ВСЕГЕИ, палеонтол. и стратигр.
- Масляев Г. А. 1959. Тектоника северо-восточной части Понто-Каспийской области по данным аэрогеоморфологии. Тр. Лабор. аэрометодов, т. 8.
- Масляев Г. А. 1960. Неотектоника Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 135, № 6.
- Масуренков Ю. П. 1958. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петрогр., минер. и геохимии, вып. 51. Изд. АН СССР.
- Масуренков Ю. П. 1957. Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбрусской области. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Мацкевич М. М. 1957. О литологическом составе и возрасте нефтеносных отложений месторождения Озек-Суат. Новости нефт. техн., геол., № 2.
- Мацкевич М. М. 1958. Юрские отложения Грозненской нефтеносной области и сопредельных районов. Тр. ГрозНИИ, вып. 3.
- Мацкевич М. М. 1963. О стратиграфии среднеюрских отложений северных районов Восточного Предкавказья и вала Карпинского. Тр. ГрозНИИ, вып. 17.
- Мацкевич М. М. 1964. О стратиграфии среднеюрских отложений горных районов Чечено-Ингушской АССР. Тр. ГрозНИИ, вып. 17.
- Мацкевич М. М. 1965. О верхнеюрских отложениях Восточного Предкавказья. Тр. ГрозНИИ, вып. 18.
- Медведюк А. А. 1938. Геологический очерк области палеозоя в бассейне р. Теберды на Северном Кавказе. Изв. Новочерк. индустр. ин-та, т. 5.
- Мельников В. А. 1959. Новые данные о палеозое Северо-Западного Кавказа. Бюлл. НТИ, № 4 (21). Госгеолтехиздат.



- Мельников В. А. 1963. Новые данные о мезозойском вулканизме Северо-Западного Кавказа. Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. Гостеолтехиздат.
- Меркулов П. М. 1955. О стратиграфии отложений среднего карбона верховой р. Большой Зеленчук на Северном Кавказе. Науч. зап. Черновицк. гос. ун-та, № 16.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1947. Новые данные о фауне фораминифер из пермских отложений Кавказа. Докл. АН СССР, т. 58, № 2.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1952а. О триасовых фораминиферах Северного Кавказа. Вестн. Ленингр. ун-та, серия биол., геогр., геол., № 10.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1952б. Новые данные по стратиграфии нижнекаменноугольных отложений в бассейне р. Кубани. Науч. бюлл. ЛГУ, № 30.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1958. О ярусном делении пермских отложений южных районов СССР. Докл. АН СССР, т. 120, № 1.
- Миклухо-Маклай А. Д., Миклухо-Маклай К. В. 1948. Обзор стратиграфии палеозоя Кавказа. Вестн. Ленингр. ун-та, № 5.
- Миклухо-Маклай А. Д., Манукалова-Гребенюк М. Ф., Пермяков В. В. 1962. К стратиграфии среднего палеозоя Северного Кавказа. Тр. Донецк. политехн. ин-та, т. 64.
- Миклухо-Маклай К. В. 1952а. Новые данные по стратиграфии палеозоя области северо-западного погружения Главного Кавказского хребта. Докл. АН СССР, т. 83, № 2.
- Миклухо-Маклай К. В. 1952б. Фораминиферы верхнеюрских отложений Северного Кавказа. Канд. дисс. МГИОН СССР, ВСЕГЕИ.
- Миклухо-Маклай К. В. 1954. Фораминиферы верхнепермских отложений Северного Кавказа. Гостеоллиздат.
- Миклухо-Маклай К. В. 1955. О возрасте некоторых конгломератовых толщ Северного Кавказа. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 9.
- Миклухо-Маклай К. В. 1956а. Новые данные по стратиграфии пермских отложений Северо-Западного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 108, № 3.
- Миклухо-Маклай К. В. 1956б. Верхнепермские отложения Северо-Западного Кавказа. Материалы Всесоюз. науч. исслед. геол. ин-та, вып. 14.
- Милановский Е. Е. 1956. Новые данные о молодом вулканизме и истории развития рельефа Эльбруса и Приэльбрусья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31, № 4.
- Милановский Е. Е. 1959. Тектоническое положение и некоторые черты истории кайнозойского магматизма Эльбрусской вулканической области. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, № 2.
- Милановский Е. Е. 1960. Новейший магматизм альпийской геосинклинальной области юга СССР (на примере Кавказа). «Сов. геол.», № 4.
- Милановский Е. Е. 1962. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа). «Сов. геол.», № 6.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. 1960. Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус. Тр. ВАГТ, вып. 6.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. 1961а. «Туфолавы» и родственные им образования Центрального Кавказа. Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 20.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. 1961б. Новые данные о древнейших этапах развития вулкана Эльбрус. Докл. АН СССР, т. 141, № 2.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. 1963. Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР, вып. 8. Изд. МГУ.
- Мирчинк Г. Ф. 1928а. Четвертичная история Черного моря. «Природа», № 16.
- Мирчинк Г. Ф. 1928б. Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. Изв. ассоц. науч.-исслед. ин-тов при МГУ, вып. 3—4.
- Мирчинк Г. Ф. 1935. Тектонические проблемы Юго-Восточного Кавказа. ОНТИ.
- Мирчинк Г. Ф. 1936. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. Материалы по четвертич. периоду СССР.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И. 1961. Верхнепермско-нижнетриасовые отложения Предкавказской платформы и сопредельных районов. Докл. АН СССР, т. 138, № 4.
- Мирчинк М. Ф., Летавин А. И., Чахмахчев В. А. 1962а. К вопросу о переходном и раннеплатформенном развитии Западного Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 145, № 1.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. 1962б. О распространении и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинской платформы, прилегающих к Каспийскому морю. Докл. АН СССР, т. 146, № 4.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловецкий Я. П. 1963. Тектоника Предкавказья. Гостоптехиздат.



- Михеев Г. А. 1965. Интрузивные комплексы области Главного Кавказского хребта в истоках рек Аксаута, Большого Зеленчука и Лабь. «Сов. геол.», № 9.
- Михеев Г. А., Снежко Е. А., Сафронова И. Н. 1962. Геологическое строение территории Архызского участка Тебердинского заповедника. Тр. Тебердинск. гос. заповедника, вып. 4.
- Мовшович Э. Б. 1961. Стратиграфия меловых отложений Северо-Западного Прикаспия в связи с перспективами их нефтегазоносности. Канд. дисс. Москва.
- Моисеев А. С. 1934. Брахиоподы юрских отложений Крыма и Кавказа. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 203.
- Моисеев А. С. 1936. О новых триасовых и лейасовых родах *Rhynchonellidae*. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., т. 65, вып. 1.
- Моисеев А. С. 1939. Новые данные о верхнем триасе Северного Кавказа и Крымской АССР. Докл. АН, нов. серия, т. 23, № 8.
- Моисеев А. С. 1944. Водоросли, губки, гидроидные полипы и кораллы верхнего триаса Кавказского хребта. Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв., вып. 11.
- Моргунов Ю. Г. 1965. Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Моргунов Ю. Г., Славин В. И. 1963. Пермские отложения Северной Осетии. Докл. АН СССР, т. 149, № 2.
- Мордвилко Т. А. 1932. Пелициподы из отложений аптского и альбского ярусов на Северном Кавказе. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 140.
- Мордвилко Т. А. 1939. К стратиграфии нижнемеловых отложений в Кисловодском районе на Северном Кавказе. Зап. Всеросс. минер. об-ва, 2 серия, ч. 68, вып. 1.
- Мордвилко Т. А. 1956. Унифицированная схема стратиграфии нижнемеловых отложений Северного Кавказа и Предкавказья. Тр. Всесоюз. совещ. по разраб. унифициров. схемы стратигр. мезозойских отложений Русской платформы.
- Мордвилко Т. А. 1960. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. Ч. 1. Изд. АН СССР.
- Мордвилко Т. А. 1962. Нижнемеловые отложения юго-восточных районов Северного Кавказа и Предкавказья. Ч. 2. Изд. АН СССР.
- Морковкина В. Ф. 1946. Дацинты Цейского ущелья. ИГН АН СССР. В кн. к 70-летию со дня рожд. и 45-летию науч. деят. акад. Д. С. Белянкина. Изд. АН СССР.
- Морковкина В. Ф. 1950. Гранитоиды Центрального Кавказа (Осетия). Тр. ИГН АН СССР, вып. 107, серия петрогр. (№ 31).
- Морозов Н. 1910. Геологические исследования в области массивов Фишта и Оштена на Западном Кавказе. Изв. С-петерб. политехн. ин-та отд. техн. естествозн. и матем., т. 14, вып. 2 и 3.
- Морозова В. Г. 1960. Зональная стратиграфия датско-монтских отложений СССР и граница мела с палеогеном. XXI сессия. Междунар. геол. конгр., проблема 5.
- Морозова В. Г., Москаленко Т. А. 1961. Планктонные фораминиферы пограничных отложений байосского и батского ярусов Центрального Дагестана. В сб. «Вопросы микропалеонтологии», вып. 5.
- Москвин М. М. 1951. Стратиграфия верхнемеловых отложений Центрального Предкавказья. В сб., посв. памяти А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР.
- Москвин М. М. 1959. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северного Кавказа. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Тр. ВНИИГаз.
- Москвин М. М. 1962. Верхнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. Acta Geologica Polonica, vol. 12, № 2.
- Москвин М. М. 1964. Морские ежи рода *Protobrissus* из датских палеоценовых отложений СССР. В сб., посв. акад. И. С. Иовчеву. София.
- Москвин М. М. и Семихатов М. А. 1956. Подводнооползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Москвин М. М. и Павлова М. М. 1960а. Нижний турон на Северном Кавказе. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, вып. 5.
- Мстиславский М. М. 1958. Условия формирования отложений нижней красной свиты нижней перми Северного Кавказа (междуречье рек Теберды и Белой). Изв. высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 10.
- Муратов М. В. 1940. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чжежипсе. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10, вып. 2.
- Муратов М. В. 1945. Юрские порфиритовые интрузии в верховьях рек Хасаута и Эшкакона. Изв. АН СССР, № 3.
- Муратов М. В. 1948. Очерк геологического строения Северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных вод). Тр. МГРИ, т. 23 — Ставропольский край.
- Муратов М. В. 1955. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. «Сов. геол.», сб. 48.

- Муратов М. В. 1956. Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области. Тр. Совещ. по тектонике альпийск. геосинкл. обл. Юга СССР. АН АзербССР.
- Муратов М. В. 1960. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35 (5).
- Муратов М. В., Гзовский М. В. 1945. Основные этапы развития Эльбруса как вулкана. Тр. МГРИ.
- Мушкетов И. В. 1896. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чосалты на Кавказе. Тр. Геол. ком., т. 14, № 4.
- Надарейшвили О. Ш. 1958. Прогрессивный контактовый метаморфизм и метаморфическая зональность кристаллических сланцев в ореоле интрузии гранитоидов Главного Кавказского хребта (район верховьев р. Малый Зеленчук, Северный Кавказ). Бюлл. КИМС, № 2.
- Надарейшвили О. Ш. 1960. Основные черты петрохимии пород комплекса гранитоидов Главного хребта. Тр. КИМС, вып. 1 (3).
- Надарейшвили О. Ш. 1962. Петрология гранитоидов и кристаллических сланцев района верховьев р. Малый Зеленчук (Северный Кавказ). Автореф. дисс. Тбилиси.
- Невесская Л. А. 1963. Определитель двусторчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 46.
- Нетреба А. В. 1962. Щелочные габброиды южного склона Северо-Западного Кавказа. Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, вып. 10. Ставрополь.
- Никитин С. Н. 1902. Геологическое строение Новороссийского уезда Черноморской губернии. Изв. Геол. ком., т. 21, № 7—8.
- Никитин С. Н. 1903. О новых данных, подтверждающих меловой возраст пород, слагающих у Новороссийска северо-западную оконечность Кавказского хребта. Зап. Росс. минер. об-ва, 2 серия, ч. 41.
- Николаев Н. И. 1948. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Тр. МГРИ, т. 23.
- Николаев Н. И. 1952. О новом тектоническом этапе развития земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27 (3).
- Никшич И. И. 1915а. Юрские отложения бассейна р. Белой на северном склоне Кавказа. (Предварительный отчет). Изв. Геол. ком., т. 34, № 4.
- Никшич И. И. 1915б. Представители рода *Davilleiceras* из аптских отложений на северном склоне Кавказа. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 121.
- Никшич И. И. 1921. Пшекишская антиклиналь. Изв. Геол. ком., т. 40, № 2—6.
- Никшич И. И., Вялов О. С. 1929. Геологические исследования на Северном Кавказе в районе сооружения Пшекишской и Цицинской гидроэлектрических станций. Материалы по общ. и прикл. геол., вып. 141.
- Огильви А. Н. 1912. О геологических исследованиях в бассейне р. Эшакон. Изв. Геол. ком., т. 31, № 1.
- Огильви А. Н. 1915. О геологических исследованиях в бассейне Малки и Кич-Малки. Изв. Геол. ком., т. 24, № 1.
- Оленин В. Б. 1952. Палеогеография Дагестана в нижнемеловое время. Вестн. МГУ, № 6.
- Орлов Б. А., Флерова В. А. 1937. Тырны-Аузское месторождение молибдена. «Редкие металлы», № 2—3.
- Павлинов В. Н. 1948. Общие черты строения лакколитов района Кавказских Минеральных вод. Тр. МГРИ, т. 23.
- Павлинова-Ильина. Новые данные о фауне конжского горизонта. Тр. ВНИГНИ, вып. 8, 1957.
- Пазюк Л. И. 1936. Серпентинит особого типа из района р. Бескес на Северном Кавказе. Уч. зап. Ростов. гос. ун-та, вып. 7.
- Пазюк Л. И. 1937. Материалы по петрологии метаморфических сланцев района рек Мушты и Хасаута на Северном Кавказе. Уч. зап. Ростов. гос. ун-та, вып. 10.
- Пазюк Л. И., Хасин Р. А. 1952. Кварцевые порфиры с Малой Лябы на Северном Кавказе. Науч. тр. Ереванск. гос. ун-та, серия геол. наук, т. 36.
- Панов Д. И. 1962. Стратиграфия, фации и структура ниже- и среднеюрских отложений в бассейнах рек Баксан и Чегем. Тр. Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ. Геол. Центр. и Зап. Кавказа, т. 3.
- Панов Д. И. 1965. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений западной части Центрального Кавказа. Автореф. дисс. МГУ.
- Панов Д. И., Леонов Ю. Г. 1959. Основные вопросы стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений междуречья Кубани и Баксана. Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та природных газов, вып. 7/15.
- Панов Д. И., Бызова С. Л., Снежко Е. А. 1964а. Новые данные по стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений центральных частей Большого Кавказа. Изв. высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 4.

Панов Д. И., Бызова С. Л. 1964б. Геологическое развитие Пшекиш-Тырны-ауской шовной зоны (Северный Кавказ) в ранне- и среднеюрское время. В сб. «Вопросы региональной геологии СССР». Изд. МГУ.

Пастушенко Ю. Н. 1956. О верхнемеловом магматическом комплексе в бассейнах рек Псоу, Мзымты и Сочи (Юго-Западный Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Паффенгольц К. Н. 1924. Граниты Малки и Мушты. Изв. Геол. ком., т. 13, вып. 10.

Паффенгольц К. Н. 1953. Новые данные о возрасте эффузивов Центрального Кавказа (Эльбрус, Чегем-Нальчик, Казбек) и лакколлитов Пятигорья. Докл. на Закавказск. конф., посв. вопросам магматизма и металлогении. Ереван.

Паффенгольц К. Н. 1958. Кавказ. Геологическое строение СССР, т. 3 — Тектоника. Госгеолтехиздат.

Паффенгольц К. Н. 1959а. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР.

Паффенгольц К. Н. 1959б. Эльбрус (геологический очерк). Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Пац В. М. 1938. К стратиграфии юры по р. Чанты-Аргуну (Чечено-Ингушская АССР). Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, вып. 1.

Пац В. М. 1939. Краткий геологический очерк бассейна р. Шаро-Аргуна на Северном Кавказе (Чечено-Ингушская АССР). Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, вып. IV.

Пермяков В. В. 1953. Новые данные о возрасте вулканогенной толщи Дигории. «Геол. журн.», т. 13, № 1.

Пермяков В. В. 1954а. К стратиграфии нижнеюрских отложений Дигории. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29, вып. 4.

Пермяков В. В. 1954б. К вопросу о распространении известняков нижнего карбона на Северном Кавказе (бассейны рек Большой Зеленчук, Кыфар, Маруха). Тр. Донецк. индустр. ин-та, № 1.

Петров В. П. 1955. Современное состояние вопроса о неинтрузиях Кавказа и о зависимости оптических свойств минералов от их залегания. Тр. ИГН АН СССР, вып. 165.

Пилюченко Г. Е. 1938. Краткий геологический очерк верховьев рек Кыфара и Большой Зеленчука в Карачае. Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, вып. I.

Пилюченко Г. Е. 1939. Геологический очерк области Передового хребта в западной части Карачая (верховья Урупа и Кыфара). Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, вып. 4.

Пилюченко Г. Е. 1946. К стратиграфии юрских и четвертичных отложений рек Урупа и Кубани. В сб. «Новые данные по стратигр. и гидрогеол. Сев. Кавказа».

Пламеневский Л. Н. 1929. Оолитовые известняки горы Известковой в Ингушетии. Изд. Ингушск. науч.-исслед. ин-та краеведения.

Плошко В. В. 1965. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. Изд. «Наука».

Плошко В. В., Клитина В. И. 1962. Полиметаморфизм базитовых серий геосинклинального типа в пределах нижней свиты зеленокаменной толщи кембросилура р. Малой Лабы. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 77.

Погребнов Н. И. 1956. Средний и верхний карбон Кубано-Лабинского района на Северном Кавказе. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 6.

Погребнов Н. И. 1961. Средний и верхний карбон Северного Кавказа. Автореф. дисс. Ростов-н/Д.

Покрасс Е. П. 1951. О новейшей тектонике Центрального Предкавказья по данным геоморфологии. Докл. АН СССР, т. 81, № 5.

Полищук И. Б. 1959. Новые данные по верхнему триасу Северо-Западного Кавказа. Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, вып. 9.

Попов Г. И. 1947. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и северо-восточного Приазовья. Материалы по геол. и пол. ископ. Азово-Черноморья, вып. 21.

Попов Г. И. 1955. История Манычского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских четвертичных отложений. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, № 2.

Попов Г. И. 1957. Сравнительная стратиграфия четвертичных отложений Манычского пролива, Каспия и Эвксина. Тр. Комисс. по изуч. четвертич. периода, вып. 13.

Попов Г. И. 1961. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений. Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода, т. 11. АН СССР.

Попов Г. И. 1963. Чаудинско-бакинский ярус Северного Приазовья и Нижнего Дона. Докл. XIV науч. конф. Новочеркас. политехн. ин-та.

Попов И. В. 1926. Геологические исследования в верховьях р. Большой Зеленчук на Северном Кавказе в 1925 г. Тр. Кубано-Черном. науч.-исслед. ин-та, вып. 40. Краснодар.

Попов Ю. Н. 1962. Некоторые раннетриасовые аммониты Северного Кавказа. «Палеонтол. журн.», № 3.

- Пославская Н. А. и Москвин М. М. 1960. Морские ежи отряда *Spatangoida* в датских и пограничных с ними отложениях Крыма, Кавказа и Закаспийской области. XXI сесс. Междунар. геол. конгр., докл. сов. геол., проблема 5. Изд. АН СССР.
- Потапенко Ю. Я. 1963. К стратиграфии и структуре метаморфических толщ р. Кубани. Докл. XIV науч. конф. Новочеркасск. политехн. ин-та.
- Потапенко Ю. Я., Момот С. П. 1965. Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 164, № 3.
- Прокопов К. А. 1913. Геологические исследования между Абинской и Геленджиком. (Предварительный отчет). Изв. Геол. ком., т. 32, № 4.
- Прокопов К. А. 1919. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Листы Верхнебаканский и Кеслерово-Варениковский. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып., 92.
- Прокопов К. А. 1922а. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Листы Абинский и Эриванский. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 112.
- Прокопов К. А. 1922б. Ново-Грозненский (Алдинский) нефтеносный район. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 134.
- Прокопов К. А. 1924. Датыхский район (Северный Кавказ). «Гроз. нефт. хоз.», № 1—3.
- Прокопов К. А., Алферов Б. А. 1925. Черные горы и Беноевский район (Северный Кавказ). «Нефт. хоз.», № 7.
- Прокопов К. А. 1932. Очерк геологического строения и нефтеносности Калужского района Кубанской нефтеобласти. Тр. Гл. геол.-разв. упр., вып. 88.
- Прокопов К. А. 1935. Геологические исследования в Кеслерово-Варениковском районе. Геологическое строение района в связи с геологией и нефтеносностью Кубани. Тр. НГРИ, серия А, вып. 71.
- Прокопов К. А. 1936а. Исследования в районе Минеральных Вод и г. Баталпашинска. Отчет о деятельности Нефт. геол.-разв. ин-та за 1934 г.
- Прокопов К. А. 1936б. Девонские отложения по р. Теберде Северного Кавказа. «Пробл. сов. геол.», т. 4, № 3.
- Прокопов К. А. 1937а. Очерк геологических образований между Сулимовым и Красногоркой. Тр. Геол. службы Грознефти, вып. 8.
- Прокопов К. А. 1937б. Алкун-Ассипский район (Ингушетия, Северный Кавказ). Тр. Геол. службы Грознефти, вып. 5.
- Проценко Т. И. 1936. Петрографическое изучение некоторых пород с верховьев р. Кубани. Уч. зап. Ростов. гос. ун-та, вып. 7.
- Пчелинцев В. Ф. 1926. Юрская фауна долины Кубани близ станции Красногорской. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 1.
- Пчелинцев В. Ф. 1927. Фауна юры нижнего мела Крыма и Кавказа. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 172.
- Пчелинцев В. Ф. 1928а. Брюхоногие меловых отложений Кубанской области. Изв. Геол. ком., т. 46, № 10 (1927).
- Пчелинцев В. Ф. 1928б. Некоторые данные о фауне лужитанского яруса Кавказа. Изв. АН СССР, отд. физ.-мат., № 6—7.
- Пчелинцев В. Ф. 1931. Гидрогеологические исследования в Туапсинском районе Черноморского побережья. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 171.
- Пчелинцев В. Ф. 1932а. Лейас бассейнов рек Белой и Лабы на Северном Кавказе. Изв. ВГРО, вып. 25.
- Пчелинцев В. Ф. 1932б. *Leviathania cerassimovi* gen. nov., sp. nov. из верхневаланджинских отложений Кавказа. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объедин., т. 51, вып. 22.
- Пчелинцев В. Ф. 1933. Некоторые данные о фауне верхнеюрских отложений Кубанской области. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 115.
- Пчелинцев В. Ф. 1937. Схема стратиграфического подразделения юрских отложений. Тр. Геол. музея им. Карпинского, вып. 1.
- Пэк А. В. 1962. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 56.
- Пятницкий П. П. 1904. Геологические исследования в Центральном Кавказе. Ч. 1 — между Эльбрусом и Военно-Осетинской дорогой. В кн. «Материалы для геологии России», т. 21.
- Пятницкий П. П. 1905. Геологические исследования в Центральном Кавказе. Ч. 2 — между реками Марухом и Баксаном. В кн. «Материалы для геологии России», т. 22.
- Резников А. П. 1948а. Метаморфические сланцы реки Малки. Уч. Зап. Кабардинск. науч.-исслед. ин-та, т. 3.
- Резников А. П. 1948б. Спилито-кератофировые породы нижнеюрской вулканогенной свиты в Восточной Дигории на Северном Кавказе. Уч. зап. Ростов. гос. ун-та. Тр. геол.-почв. фак-та, т. 9, вып. 6.
- Резников А. П. 1958. Стратиграфия, литология и палеогеография отложений среднего и верхнего карбона промежуточной зоны (Северный Кавказ). Уч. зап. Ростов. гос. ун-та, т. 53, вып. 9.

- Резников А. П. 1959. Структурно-петрографические исследования отложений среднего карбона в бассейне р. Большой Зеленчук (Северный Кавказ). Уч. зап. Ростов. гос. ун-та, т. 44, вып. 8, стр. 119—134.
- Рейнгард А. Л. 1917. К вопросу деления Кавказа на морфологические области. Изв. Кавказ. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 25, № 2—3.
- Рейнгард А. Л. 1926. Гляциально-морфологическое наблюдение в бассейнах Кубани и Кадора на Кавказе летом 1924 г. Изв. Гос. русск. геогр. об-ва, т. 58, вып. 1.
- Рейнгард А. Л. 1929. К истории долины Кубани. Вест. Геол. ком., вып. 2.
- Рейнгард А. Л. 1932. Четвертично-геологическая экскурсия от Ростова-на-Дону до Теберды. Путевые экскурсии 2-й четвертич. геол. конф.
- Рейнгард А. Л. 1933. Наблюдения по четвертичной геологии в Центральной части Предкавказской равнины между Кумой и Черемом (экскурсия 1931 г.). Материалы ЦНИГРИ. Регион. геол. и гидрогеол., сб. 2.
- Рейнгард А. Л., Чеботарев И. И., Радионов В. Е. 1936. Проблемы Маньчжур. Тр. Гл. геол. упр. Азово-Черном. геол. треста, вып. 15.
- Рейнке И. М. 1885. Краткий отчет по произведенным в конце 1845 г. исследованиям на Садонском месторождении серебро-свинцовых руд в Осетии. Акты Кавказ. археограф. комисс., т. 10.
- Ренгартен В. П. 1909. О фауне меловых и титонских отложений юго-восточного Дагестана. Изв. Геол. ком., т. 28, № 9.
- Ренгартен В. П. 1911. О геологических исследованиях в бассейнах рек Чегема, Шалушки и Нальчика. Изв. Геол. ком., т. 30, № 3.
- Ренгартен В. П. 1912. Вулканический пепел в окрестностях слободы Нальчик в связи с геологическим очерком прилегающей местности. Изв. Геол. ком., т. 31, № 6.
- Ренгартен В. П. 1913. О геологических исследованиях в средней части бассейна р. Баксана. Изв. Геол. ком., т. 32, № 1.
- Ренгартен В. П. 1914. Краткий геологический очерк местности вдоль северной части проектируемой перевальной железной дороги. В кн. «Геол. исслед. в области перевальной жел. дор. через Гл. Кавк. хребет».
- Ренгартен В. П. 1915. О геологических исследованиях на левобережье Безингиевского Черема и по р. Хиёу. Изв. Геол. ком., т. 34, № 1.
- Ренгартен В. П. 1919а. О геологических исследованиях в окрестностях Мацестинских и Агурских минеральных источников. Изв. Геол. ком., т. 38, № 1.
- Ренгартен В. П. 1919б. О геологических исследованиях между Владикавказом и Дарьяльским ущельем. Изв. Геол. ком., т. 38, № 1.
- Ренгартен В. П. 1923. О кавказских *Peregrinellae*. Изв. Геол. ком., т. 42, № 5—9.
- Ренгартен В. П. 1926а. Фауна меловых отложений Ассинско-Камбилеевского района на Кавказе. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 147.
- Ренгартен В. П. 1926б. Новые данные по тектонике Кавказа. Зап. Росс. минер. об-ва, 2 серия, ч. 55, вып. 2.
- Ренгартен В. П. 1927б. Геологические наблюдения в Кайтаго-Табасаранском и Даргинском округах в Дагестане. Геол. ком., материалы по общ. и прикл. геол., вып. 66.
- Ренгартен В. П. 1930. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Всеросс. съезда геол., 1928 г., вып. 2.
- Ренгартен В. П. 1931. Горная Ингушетия. Геологические исследования в долинах рек Ассы и Камбилеевки на Северном Кавказе. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 63.
- Ренгартен В. П. 1932. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 148.
- Ренгартен В. П. 1933. Геологические исследования в Тагаурской Осетии на Северном Кавказе. Тр. нефтегеол.-разв. ин-та, серия А, вып. 25.
- Ренгартен В. П. 1939. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр., 1937 г., т. 2.
- Ренгартен В. П. 1940. Вулканические туфы в окрестностях Нальчика на Северном Кавказе. Изв. Гл. горно-геол. упр., № 2.
- Ренгартен В. П. 1946. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Кабардинской АССР. В кн. «Природные ресурсы Кабардинской АССР». Изд. АН СССР.
- Ренгартен В. П. 1951. Палеонтологическое обоснование стратиграфии нижнего мела Большого Кавказа. В сб., посв. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР.
- Ренгартен В. П. 1955. О третичных эффузивах Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Ренгартен В. П. 1961. Опорные разрезы нижнего мела Дагестана. Изд. АН СССР.
- «Решение Постоянной стратиграфической комиссии междунар. стратигр. ком. по палеогену СССР». 1963 г. «Сов. геол.», № 4.



- Римша Л. А., Сердюкова Л. И. 1965. Пыльца и споры из отложений нижнего мела некоторых районов Северо-Западного Кавказа. Тр. Краснодар. фил. ВНИИ Краснодарского края. Под ред. В. Л. Егояна. Изд. «Недра».
- Робинсон В. Н. 1913. Новые данные о геологическом строении Северного Кавказа в бассейнах рек Белой и Лабы. Изв. Академии наук, № 1.
- Робинсон В. Н. 1922. Краткий геологический очерк месторождений ископаемых углей в Кубанском крае. Тр. Совета обслед. и изуч. Кубанского края, т. 6, вып. 4.
- Робинсон В. Н. 1932а. Геологический обзор области триаса и палеозоя рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 226.
- Робинсон В. Н. 1932б. Очерк геологического строения Красной Поляны на Кавказе. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объедин., т. 51, вып. 73.
- Робинсон В. Н. 1935а. Карбоновые отложения Северного Кавказа и их угленосность. В сб. «Природные богатства Северо-Кавказского края». Пятигорск.
- Робинсон В. Н. 1935б. Материалы по палеогеографии карбона, перми и триаса Северо-Западного Кавказа. Тр. I Азово-Черном. геол. конф., т. 1.
- Робинсон В. Н. 1936. Стратиграфический очерк и фауна аммонитов верхнего триаса Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Робинсон В. Н. 1937а. Через Главный Кавказский хребет и Кавказский государственный заповедник (геологическая экскурсия от с. Красной Поляны до ст. Каменнопустской). В кн. «Экскурсия по Кавказу» под ред. А. П. Герасимова, ОНТИ НКТП СССР, глав. ред. геол.-разв. и геолез. лит-ры.
- Робинсон В. Н. 1937б. К стратиграфии верхнего триаса Северного Кавказа и Закавказья. Материалы ЦНИГРИ, палеонт. и стратиг., сб. 3.
- Робинсон В. Н. 1938. Геологический очерк района средних течений рек Аксаута и Марухи. Тр. по геол. и пол. ископ. Северного Кавказа, вып. 1.
- Робинсон В. Н. 1940. О геологической истории Большого Кавказа в палеозойское время. Тр. Ин-та геол. наук СССР, вып. 53. Краткий обзор науч. работ ин-та за 1939 г. Изд. АН СССР.
- Робинсон В. Н. 1946. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. Нов. данные по стратигр. и гидрогеол. Сев. Кавказа. Госгеолиздат.
- Робинсон В. Н. 1948. Палеозой Большого Кавказа. Автореф. докт. дисс. Вестн. ЛГУ, № 3.
- Робинсон В. Н. 1953. Палеогеография и осадконакопление в перми Северного Кавказа. Бюлл. МОИП, нов. серия, т. 58, отд. геол., т. 28, вып. 4.
- Робинсон В. Н. 1956. Триас Кавказа. В сб. «Тр. Всесоюз. совещ. по разраб. унифици. схемы стратигр. мезозойских отлож. Русск. платформы».
- Робинсон В. Н. 1958 (1959)а. О распространении нижнего карбона в зоне Главного хребта Большого Кавказа и его южном склоне. Уч. Зап. Черновицк. ун-та, т. 24.
- Робинсон В. Н. 1958б. Этапы тектонического развития центральной области Большого Кавказа. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5—6.
- Робинсон В. Н. и Никшич И. И. 1916. Заметка о продуктивной толще каменноугольных отложений на Северном склоне Кавказа в пределах Кубанской обл. Изв. Геол. ком., т. 35, № 5.
- Родзянко Г. Н. 1959. Плиоценовые и четвертичные отложения Западного Предкавказья и Ергеней. Материалы по геол. и пол. ископ. Нижнего Дона и Нижней Волги. Ростов. гос. ун-т.
- Родзянко Г. Н. 1961. Западное Предкавказье в неотектоническом этапе. В кн. «Неотектоника СССР». Изд. АН ЛатвССР.
- Ростовцев К. О. 1959а. О базальных образованиях байоса бассейнов рек Зеленчук и Кубань. Докл. АН СССР, т. 126, № 6.
- Ростовцев К. О. 1959б. Байосский и батский ярусы междуречья Кубани и Белой. В сб. «Геол. и разраб. нефт. м-ний». Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 2. Гос-топтехиздат.
- Ростовцев К. О. 1960. К вопросу о стратиграфии триасовых отложений Западного Кавказа. Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 3.
- Ростовцев К. О. 1962а. Нижняя и средняя юра Западного Кавказа и Западного Предкавказья. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Ростовцев К. О. 1962б. О предбайосском перерыве на северном склоне Западного Кавказа. Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 10.
- Ростовцев К. О. 1963а. О перерывах в нижней и средней юре Западного Кавказа. Докл. АН, т. 149, № 4.
- Ростовцев К. О. 1963б. Нижнеюрские отложения зоны продольных депрессий высокогорной части северного склона Западного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 151, № 5.
- Ростовцев К. О. 1964. Нижняя и средняя юра Краснодарского края. Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 12.
- Ростовцев К. О. 1965. Аммониты верхнего тоара Западного Кавказа. Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, вып. 16.

- Ростовцев К. О., Буряк В. Н. 1959. Основные этапы геологической истории и современная структура Восточно-Кубанского прогиба и прилегающих районов Большого Кавказа. Изв. высш. уч. завед., геол. и разв., № 2.
- Ростовцев К. О., Егоян В. Л. 1962. Юрские отложения Западного Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 144, № 4.
- Ростовцев К. О., Корнеев Г. П. 1963. Нижне- и среднеюрские отложения Северо-Западного Кавказа. «Сов. геол.», № 8.
- Рубинштейн М. М., Буадзе В. И. 1961. О возрасте рудовмещающей толщи Худесского (Кизилкольского) медноколчеданного месторождения. Докл. АН СССР, т. 138, № 6.
- Ругевич К. Ф. 1887. Некоторые результаты геологических исследований по восточному берегу Черного моря и несколько слов о Кавказском флише. «Горн. журн.», т. 3, № 9.
- Русанов Н. К. 1938. Краткий геологический очерк верховьев р. Ахтычай в Южном Дагестане. Тр. СКГУ, вып. 2.
- Рычагов Г. И. 1958. История развития восточного Предкавказья в верхнеплиоценовое и четвертичное время. Уч. зап. Моск. гос. пед. ин-та, геогр., т. 120, вып. 3.
- Рябинин А. Н. 1914. Через Чанчахский перевал. Геологические исследования 1912 г. в Главном Кавказском хребте вдоль маршрута Тионети—Шалени. Геол. исслед. в области перевальной жел. дор. через Гл. Кавк. хребет. СПб.
- Савич-Заблоккий К. Н. 1927. Петрографические исследования пород гранодиоритовой магмы Горной Осетии (бассейн истоков р. Урух). Зап. Минер. об-ва, вып. 1.
- Саламатин А. Е. 1960. Меловые отложения платформенной области Восточного Предкавказья. Тр. ГрозНИИ, вып. 8.
- Самохин А. А. 1958. Структура и магматизм осевой зоны антиклинория Передового хребта в бас. р. Лабы. Науч. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, № 3.
- Самохин А. А. 1962. Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лабы. Геология Центрального и Западного Кавказа. Тр. Кавказ. эксп. ВАГТ и МГУ за 1959—1960 гг., т. 3.
- Самохин А. А. 1963. Вещественный состав и структура метаморфического фундамента области Главного хребта Западного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Самышкина К. Г. 1958. Микрофауна и стратиграфия нижнемеловых отложений у сел. Аликент Дагестанской АССР. Тр. Дагест. фил. АН СССР, т. 1.
- Сафонцев А. А. 1957. Опыт литолого-стратиграфического расчленения мезозойских отложений месторождения Озек-Суат. «Геол. нефти», № 12.
- Сафронов И. Н. 1957. Геоморфологические особенности наклонных равнин Северного Кавказа. Тр. Ставроп. гос. пед. ин-та, вып. 11.
- Сафронов И. Н. 1959. О поверхности выветривания Северного Кавказа. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 9.
- Сафронов И. Н. 1964а. Основные этапы развития рельефа Северного Кавказа. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, вып. 5.
- Сафронов И. Н. 1964б. Доюрский пенеплен Северного Кавказа и его преобразование в мезозое. Вопр. геол. Кавказа. Изд. АрмССР.
- Сафронов И. Н. 1964в. Геоморфология Северного Кавказа. Автореф. докт. дисс. МГУ.
- Сафронов И. Н. 1964. Неотектонические движения Северного Кавказа и их роль в формировании рельефа этой области. Материалы по региональной тектонике СССР. Изд. «Недра».
- Свиридов В. В. 1959а. Новые данные о гранитоидах Главного хребта на Северо-Западном Кавказе. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Свиридов В. В. 1959б. Новые данные о диабазах Северо-Западного Кавказа. Изв. высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 1.
- Седенко С. М. 1962. К вопросу о происхождении эффузивов Верхне-Чегемского нагорья. Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, вып. 10.
- Сердюченко Д. П. 1935. Геологический возраст гранитов и серпентинитов Северо-Западного Кавказа. Уч. зап. Ростов. гос. ун-та, вып. 3.
- Сердюченко Д. П. 1936. Граниты Бескеса и Мощевой и их контакты со змеевиками. Сев. Кавказ. петрогр. экспед. 1933 г. СОПС и Петрогр. ин-т АН СССР.
- Сердюченко Д. П. 1949. Дуниты Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Сермягин В. А. 1929. Материалы к петрографии осадочных пород Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., т. 48, № 10.
- Сибирякова Л. В. 1959. Новые данные по стратиграфии нижней юры Северного Дагестана. ВСЕГЕИ, информ. сб. № 10, стратигр. и палеонтол.
- Сидоропуло Н. И. 1938. Полезные ископаемые Мамхурца и Дамхурца. Материалы по геол. Азово-Черном., ГУ сб. 5. Ростов-н/Д.

- Симонович С. О. 1880. О некоторых меловых образованиях Кавказа. Речи и протоколы VI съезда русск. естествоисп. и врачей. СПб.
- Симонович С. О., Бацевич Л., Сорокин А. 1876. Геологическое описание Пятигорского края. Материалы для геол. Кавказа, серия 1, кн. 6.
- Синцов И. Ф. 1905. О некоторых развернутых формах аммонитид из верхнего неокома России. Материалы для геологии России, т. 22.
- Скаковский Н. К. 1931. Садонское серебро-свинцово-цинковое месторождение. Тр. Ин-та прикл. минер., вып. 50.
- Скрипченко Н. С. 1961. Об использовании подушечных лав для расшифровки структуры рудного поля. Изв. Высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 7.
- Скрипченко Н. С., Крюков Е. А. 1963. Внутренняя структура зоны Передового хребта в районе Худесского месторождения (Северный Кавказ). Тезисы докл. науч. геол. конф. Ростов. гос. ун-та. Ростов н/Д.
- Славин В. И. 1957. О нахождении триасовых отложений на Южном склоне Большого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 117, № 3.
- Славин В. И. 1958. Новые данные о геологическом строении района Красной Поляны и прилегающих частей Главного Кавказского хребта. Изв. высш. уч. завед., «геол. и разв.», вып. 6.
- Славин В. И. 1960. Палеозойские отложения Южного склона Главного Кавказского хребта. Докл. АН СССР, т. 134, № 5.
- Славин В. И., Робинсон В. Н. 1962а. О расчленении триасовых отложений в альпийской зоне Юга СССР. Геология Центрального и Западного Кавказа. Тр. Кавк. экспед. ВАГТ и МГУ, 3.
- Славин В. И., Сомин М. Л., Моргунов Ю. Г. 1962б. Доюрские отложения Сванетии. В кн. «Геология Центр. и Зап. Кавказа». Тр. Кавказ. эксп. ВАГТ и МГУ, т. 3.
- Смирнов В. И. 1959а. Опыт металлогенического районирования территории СССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Смирнов В. И. 1959б. Металлогения синклюдчатых и синорогенных интрузий Большого Кавказа. Докл. АН СССР, № 5.
- Смирнов В. И. 1960. Некоторые черты металлогении Большого Кавказа. Тр. Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ за 1957 г., т. 2.
- Смирнов Ю. П. 1962. Проблематические остатки в верхнемеловых известняках Дагестана. Тр. Грозн. нефт. ин-та, вопр. геол., сб. 26.
- Смолянинова К. И. 1963. Литолого-петрографическая характеристика нижнемеловых отложений междуречья Аргун — Асса. Тр. ГрозНИИ, вып. 14.
- Снежко Е. А. 1958. О роли гранитоидов Главного хребта в формировании кристаллических сланцев Кавказа. Тр. Новочерк. политехн. ин-та.
- Снежко Е. А., Греков И. И. 1962. О строении метаморфической толщи в долине р. Даут. Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавк., вып. 10.
- Снежко Е. А., Греков И. И. 1963. О стадийности формирования рудовмещающих вулканогенных формаций палеозоя на Северном Кавказе. Докл. XIV науч. конф. Новочерк. политехн. ин-та.
- Снежко Е. А., Гончарова Т. Я. 1964. Особенности состава и строения вулканогенных комплексов палеозойского возраста на Северном Кавказе. Изд. высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 10.
- Соболев Н. Д. 1952. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат.
- Соболев Н. Д. [и др.]. 1959. Неогенные интрузии и домезозойский фундамент района КМВ. Тр. ВИМС вып. 3. Госгеолтехиздат.
- Соколов М. И. 1939. Геологическое строение Северо-Западного Кавказа по маршруту Ставропольская — Тенгинка — Туапсе. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Соколов Н. Н. 1930. Геоморфологический очерк Черкесского округа. Тр. Сев.-Кавказ. ассоц. науч.-исслед. ин-тов, № 65, вып. 2.
- Сократов Б. Г. 1960. Тектоника и перспективы нефтегазоносности южной части Центрального Предкавказья. Тр. ВНИГНИ. Гостехиздат.
- Соловьев В. Н. 1935. К вопросу о возрасте древних гранитов Кавказского хребта. Зап. Минер. об-ва, № 2.
- Соловьев С. П. 1931а. Деллениты (дацито-липариты) Кыртыка (Северный Кавказ). Зап. Росс. минер. об-ва, ч. 60, № 2.
- Соловьев С. П. 1931б. Геолого-петрографический очерк верховьев р. Ирика. Изв. Геол. ком., т. 50, вып. 18.
- Соловьев С. П. 1933а. Отчет о геологических исследованиях в Приэльбрусском районе. Материалы ЦНИГРИ, сб. 2.
- Соловьев С. П. 1933б. Петрографическое изучение гранодиоритового лакколита р. Малки (Северный Кавказ) в связи с изучением в нем радия. Тр. Радиевого ин-та, т. 2.
- Соловьев С. П. 1933в. По долинам и перевалам центральной части Северного Кавказа (Западная Балкария, восточный Карачай-Эльбрусский район). Новосибирск.
- Соловьев С. П. 1936. Геологическое строение и минеральные ресурсы бассейнов рек Тызыла, Урду и Гижгита. Тр. ЦНИГРИ, вып. 89.

- Соловьев С. П. 1938а. Происхождение кристаллических сланцев р. Баксана (Северный Кавказ). Зап. Всеросс. минер. об-ва, № 2.
- Соловьев С. П. 1938б. Кристаллические сланцы Главного Кавказского хребта и их генезис. «Сов. геол.», № 8.
- Соловьев С. П. 1938в. Чегемская вулканическая область в районе бассейнов рек Кестанты и Сакашиль (Северный Кавказ). Тр. ЦНИГРИ, вып. 103.
- Соловьев С. П. 1940а. Щелочные полевые шпаты древних и молодых интрузий Кабардино-Балкарии и некоторые вопросы, с ними связанные. Зап. Всеросс. минер. об-ва, ч. 69, № 2—3.
- Соловьев С. П. 1940б. Геологическое строение рек Джуарген и Тютю (Западная Кабардино-Балкария). Материалы ВНИГНИ, серия, общ., сб. 5.
- Соловьев С. П. 1940в. Рудноносный район Тырныауза (молодые интрузии и контактовый метаморфизм рудного района Тырныауз). Петрография СССР, 2 серия, монографии, вып. 6.
- Соловьев С. П. 1946. Проблема возраста древних гранитоидов Большого Кавказа. В кн. «Материалы ВСЕГЕИ», серия общ., сб. 7. Госгеолиздат.
- Соловьев С. П. 1958. О зональности кристаллических сланцев Центрального Кавказа и ее генезисе. Зап. Всесоюз. минер., об-ва, т. 87, № 6.
- Сологуб В. Б. 1960. Тектоника передовых прогибов альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР (по данным геофизических исследований). АН УССР.
- Сомов В. Д. и Коробков И. А. 1963. О фауне и стратиграфическом положении остракодовых слоев. Докл. АН СССР.
- Срабонян М. Х. 1964. Строение метаморфической толщи в междуречье Теберда—Большой Зеленчук. (Тезисы докл.). 2 конф. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа.
- Срабонян М. Х., Усик В. И. 1964. Фазы формирования гранитоидов Главного Кавказского хребта (истоки рек Большой и Малый Зеленчук). «Сов. геол.», № 2.
- Станкевич Е. С. 1957. О стратиграфии нижней и средней юры бассейна реки Пшехи на Северо-Западном Кавказе. Вестн. Ленингр. ун-та, № 24.
- Станкевич Е. С. 1964. Аммониты юрских песчано-глинистых отложений Северо-Западного Кавказа. Изд. «Наука».
- Станулис В. А. и Сомов В. Д. 1963. Майкопские отложения Кабардинской АССР. Тр. Грозн. нефт. ин-та, вып. 17.
- Стерлин Б. П. 1955. Об условиях образования верхнебатских отложений Северо-Западного Донбасса. Докл. АН СССР, т. 104, № 4.
- Стороженко И. Д. 1937. Неоинтрузии Дигории и отношение их к рудным месторождениям. Зап. Всеросс. минер. об-ва, ч. 66, № 4.
- Стороженко И. Д. 1938. Новые данные по геологии диабазов Центральной части Кавказа (Горная Дигория). Материалы Азово-Черном. ГУ по геол. и пол. ископ., сб. 3. Ростов-н/Д.
- Стороженко И. Д. 1939а. К геологии и петрографии Горной Дигории. Материалы по геол. и пол. ископ. Азово-Черном. ГУ, сб. 3. Ростов-н/Д.
- Стоянов А. А. 1908. К геологии округа Пятигорских минеральных вод (*Valanginien* и *Hauterivien* в окрестностях Кисловодска). Ежегодн. по геол. и минер. России, т. 10.
- Студеникова З. В., Кнорре К. Г. О возрасте гранитов Северного Кавказа. «Геохимия», № 7.
- Субботина Н. Н. 1933, (1934). Распределение микрофауны в фораминиферных слоях района р. Нальчика и Черных гор (Северный Кавказ). Информ. сб. Нефт. геол.-разв. ин-та, № 4.
- Субботина Н. Н. 1936. Стратиграфия нижнего палеогена и верхнего мела Северного Кавказа по фауне фораминифер. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, вып. 96.
- Субботина Н. Н. 1950. Микрофауна и стратиграфия эльбурганского горизонта Горячего ключа. Тр. ВНИГРИ, вып. 51, Микрофауна СССР, сб. 4—Кавказ и Украина.
- Субботина Н. Н. 1953. Глобигериниды, ханткеникиды и глобороталиды. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 76.
- Субботина Н. Н. 1960. Пелагические фораминиферы палеогеновых отложений юга СССР. В сб. «Палеогеновые отложения юга европейской части СССР». Изд. АН СССР.
- Судариков Ю. А. 1961. Некоторые особенности распространения палеоценовых отложений Предкавказья и Волго-Донского водораздела. Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР. Тр. СГПК, вып. 2.
- Твалчрелидзе Г. А. 1957. Металлогенические эпохи Кавказа. «Сов. геол.», сб. 59.
- Твалчрелидзе Г. А. 1958. Принципы сопоставления металлогенической карты Кавказа в масштабе 1:500 000. В сб. «Материалы науч. сессии по металлогенич. и прогн. картам». АН КазССР.



- Твалчрелидзе Г. А., Черницын В. Б., Чернопяттов В. Е. 1964. Новые данные о палеозойском возрасте некоторых полиметаллических месторождений Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 159, № 5.
- Тер-Григорянц Л. С. 1964. Стратиграфия палеогеновых отложений Центрального Предкавказья. Отчет Ставроп. фил. ГрозНИИ.
- Теслинов М. И. 1951. Находка фауны в породах продуктивной толщи карбона Кавказа. «Геол. журн.», т. 11, вып. 3. АН УССР.
- Тимофеев Б. В. 1962. О возрасте древних осадочных свит Северного Приэльбрусья. Докл. АН СССР, т. 144, № 1.
- Тушинский Г. К. 1949. Современное и древнее оледенение Тебердинского района. Ежегодн. сов. альпинизма. Победенные вершины.
- Ульянов А. В. 1934. Новые перспективы нефтяной промышленности Северного Кавказа в связи с нефтеносностью мезозойских отложений в районе Кубани. «Нефт. хоз.», т. 26, № 3.
- Ульянов А. В. 1935. Самурский газоносный район. «Природные газы», сб. 9.
- Ульянов А. В. 1941. Перспективы нефтегазосности мезозойских отложений Северо-Западного Кавказа. Тр. НГРИ, нов. серия, вып. 14.
- Успенская Н. Ю., Быкова Р. И., Судариков Ю. А. 1960. Перспективы нефтегазосности Восточного и Центрального Предкавказья и южной части Русской платформы и основные направления дальнейших поисково-разведочных работ. ВНИГНИ, вып. 32.
- Федоров П. В. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 10.
- Федоров П. В. 1963. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 88.
- Федоров П. В., Гепнер А. Р., Муратов В. М. 1961. О времени появления средиземноморских элементов в фауне Черного моря. Докл. АН, т. 138, № 1.
- Филимонов И. Д. 1938. Краткий геологический очерк бассейна р. Андийское Койсу в Дагестане. Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, вып. 1.
- Фролов В. Т. 1959. Стратиграфическое положение и возраст угленосных отложений Дагестана. «Сов. геол.», № 9.
- Хабаков А. В. 1932. О находке фауны радиолярий в кремнистых сланцах и яшмах палеозоя Кавказского хребта и её палеогеографическом значении. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 12.
- Хаин В. Е. 1949. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Сов. геол.», № 39.
- Хаин В. Е. 1953. Становление рельефа Кавказа как итог его тектонического развития. Тр. Конф. по геоморф. Закавказья. Изв. АН АзербССР.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. 1946. Геотектонические условия на Кавказе в нижнем мелу. Изв. АН АзербССР, т. 2, № 4.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. 1947. Кавказ в начале альпийского цикла (лейас). Докл. АН СССР, т. 58, № 6.
- Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. 1950. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 25 (3).
- Хаин В. Е. и Ломизе М. Г. 1959. О молодых подвижках по древним разломам на Западном Кавказе и их влиянии на гидрографическую сеть. Изв. высш. уч. завед., «геол. и разв.», № 8.
- Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Бурлин Ю. К. [и др.]. 1960. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа. Материалы по геол. и металлогении Центр. и Зап. Кавказа. Тр. Кавк. эксп. МГУ и ВАГТ, т. 2.
- Хаин В. Е. и Ломизе М. Г. 1961. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Борукаев Ч. Б., Ломизе М. Г. 1962. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа (в связи с перспективами нефтегазосности). Тр. Кавказ. эксп. ВАГТ и МГУ за 1959—1960 гг., № 3.
- Хильтова В. Я. 1956. Геология и петрология гранитоидов Главного хребта верховьев р. Большой Зеленчук (Северо-Западный Кавказ). Автореф. канд. дисс. ЛГУ.
- Хильтов Ю. Н. 1959. Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ). АН СССР.
- Хмелевская А. В. 1934. Большая Чура в Сочинском районе. Зап. Всеросс. минер. об-ва, ч. 13, вып. 1.
- Худяев И. Е. 1932. О верхнеюрских *Cephalopoda* Кавказа. Всесоюз. геол.-разв. обьед., т. 51, вып. 57.
- Цагарели А. Л. 1963. Фауна верхнего мела Дагестана. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, серия геол., т. 13 (18).
- Цатуров А. И. 1948. Новые данные о майкопской свите Затеречной равнины. «Азерб. нефт. хоз.», № 9.



- Цатуров А. И. 1963. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Затеречной равнины. Геол. и нефтегазон. Юга СССР. Кавказ.
- Цибовский Н. И. 1956. Палеозой Центрального Предкавказья. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 14.
- Чарноцкий С. И. 1909. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Лист Нефтяно-Ширванский. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 47.
- Чарноцкий С. И. 1911. Геологическая карта Кубанского нефтеносного района. Лист Майкопский (XIII-15) и Терско-Дагестанский (XIV-15), 1908 г. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 15.
- Чарноцкий С. И. 1914. Геологическое исследование Кубанского нефтеносного района (листы Смоленский и Ильский). Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 91.
- Черницын В. Б. и Цветкова З. А. 1960. О двух районах полиметаллического оруднения и юрских толщах Большого Кавказа. Вестн. МГУ, серия 4, геол., № 3.
- Чернышев Ф. Н. 1907. Об открытии верхнего триаса на Северном Кавказе. Изв. Акад. наук, серия 6, т. 1, № 10.
- Чихачев П. К. 1933. Аммонитиды келловейских отложений Северного Кавказа. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 104.
- Шарданов А. Н., Пекло В. П. 1959. Тектоника и история формирования погребенных складок в зоне южного борта Западно-Кубанского прогиба и перспективы нефтегазоносности мезозоя. Тр. Краснодар. фил. ВНИИНефть, вып. 1.
- Шатилова И. И. 1964. Палинологическая характеристика куяльницких, гурийских и чаудинских отложений Гурии. Автореф., Ин-т палеобиол. АН ГрузССР.
- Шатский Н. С. 1925. О надвигах восточной части Черных гор на Северном Кавказе. Бюлл. МОИП, т. 33, отд. геол., вып. 3—4.
- Шатский Н. С. 1929. Геологическое строение восточной части Черных гор. Тр. Гос. исслед. нефт. ин-та, вып. 4.
- Швецов М. С. 1928. Геологическое строение западной оконечности Кабардинского хребта. Тр. Науч.-исслед. нефт. ин-та, вып. 3.
- Шелховской В. В. 1963. Геологическое строение Нагорной Чечни в свете новых данных. Тезисы докл. II конф. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа.
- Шенгелая Д. М. 1962. Петрология Дарьяльского массива. Канд. дисс.
- Шуцкая Е. К. 1952. Расчленение «пестроцветов» Восточного Предкавказья по фораминиферам. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27 (4).
- Шуцкая Е. К. 1956. Стратиграфия нижних горизонтов палеогена Центрального Предкавказья по фораминиферам. ИГН АН СССР, вып. 164.
- Шуцкая Е. К. 1960. Стратиграфия и фации нижнего палеогена Предкавказья. Гостоптехиздат.
- Шуцкая Е. К., Темин А. С. 1956. Мезозойские и нижнепалеогеновые отложения Ставрополя. «Новости нефт. техн.», геол., № 2.
- Шукин И. С. 1926. Очерки геоморфологии Кавказа. Ч. I — Большой Кавказ. Тр. Науч.-исслед. ин-та геогр. при физ.-матем. фак. 1 Моск. гос. ун-та, вып. 2.
- Эберзин А. Г. 1939. Тектонические движения Таманского полуострова за четвертичный период. Тр. Сов. секции междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, вып. 4.
- Эберзин А. Г. 1940. Средний и верхний плиоцен Черноморской области. Стратиграфия СССР, т. XII (неоген).
- Эвентов Я. С. 1956. Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения). Зап. часть Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 96.
- Эвентов Я. С., Ракитов А. И., Безбородов Р. С. [и др.]. 1961. Данные о геологическом строении и нефтегазоносности южной части Астраханской области и прилегающих районов Калмыцкой АССР. Тр. ВНИГНИ, вып. 30.
- Эристави М. С. 1959. К геологической истории Кавказа и Крыма в нижнемеловое время. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, сб., посв. акад. А. И. Джанелидзе.
- Эристави М. С. 1960. Нижний мел Кавказа и Крыма. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, № 10.
- Эристави М. С. 1962. Подразделение нижнего мела Альпийской зоны. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, № 11.
- Эристави М. С. 1963. Нижний мел Сочинского района. Тр. геол. ин-та АН ГрузССР, т. 13 (18).
- Яковлев Н. Н. 1916. Геология Черноморского побережья Кавказа от Сочи через Мачесту до Хосты. Материалы по общ. и прикл. геол. Геол. ком., вып. 8.
- Якушева А. Ф. 1960. Неотектоника Восточного и Центрального Предкавказья. «Сов. геол.», № 8.
- Янишевский М. Э. 1917. О трилобитах и моллюсках верхнего силура Кавказа. Ежегодник Росс. палеонтол. об-ва, т. 2.
- Ясенева М. А. 1956. Палеозойские отложения района Джанай. Докл. АН СССР, т. 110, № 6.

- Abich H. 1851. Verzeichnies einer Sammlung von Versteinerungen von Daghestan mit Erläuterungen. Zeitsch. r. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. III. H. 1, 2, S. 15—48.
- Abich H. 1859. Vergleichende Grundzüge der geologie des Kaukasus wie der Armenischen und Nordpersischen Gebirge. Mein. de J'Acad. des. Sci. de St. Petersb. VI ser. ser. math. et phys., t. VII, pp. 361—534.
- Abich H. 1862. Sur la structure et la geologie du Daghestan Mem. de J'Acad. Imp. des Sci de St. Petersb., 7 ser., t. IV, № 10, pp. 32.
- Abich H. 1865. Einleitende Grundzüge der Geologie der Halbinseln Kerstsch und Taman. «Mem. de J'Acad. imp. des Sci, de St. Petersb., VII ser., t. IX, N 4.
- Abich H. 1875. Geologische Beobachtungen auf Reisen Kaukasus im jahre 1873. Bull. de la Soc. des Nat. du Moscou, t. XLVI, (1874), N 2, pp. 63—107; N 4, pp. 243—272.
- Abich H. 1876—1877. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern-Wien.
- Abich H. 1899. Raisonnierender Catalog einer Sammlung von Petrefacten und Gebirgsarten aus Daghestan.
- Anthula D. 1899a. Ueber die Kreidefossilien des Kaukasus Beitz. zur Pal. u. Geol. Osterr.Ung. u. d. Orients., Bd. XII, H. 2—3.
- Anthula D. 1899b. Neue Forschungen in den kaukasischen Ländern (Veber die Kreidefossilien des Kaukasus mit einem allgemeinen Veberblick über die Entwicklung der Sedimentbildungen des Kaukasus). Beitr. z. Geol. u Pal. Oesterr.—Ungarns u. d. Orients., Bd. XII, H. 2—3, 13, 7 af., S. 53.
- Dru L. 1884. Geologie et hydrologie de la region de Bechtau (Caucase). Bull. de la Soc. Geol. de France, 3 ser., t. XII, (65 p., 4 pls.).
- Favre E. 1875. Recherches geologiques dans la partie centrale de la chaine du Caucase. Geneve.
- Fouinier E. 1896. Description geologique du Caucase Central. Theses pres a la Faculte des Sci de Paris., pp. 1—296, avec fig. 23 pl., 1 carte, Marseille.
- Moskvin M. M. et Najdin, D. P. 1959. Stratigraphie du Cretace superieur de la plateforme Russe, de la Crimee et du Caucase du Nord. Comptes rendus de Congres des societes savantes de Paris et des departements.
- Neumayr M., Uhlig V. 1892. Ueber die von Abich im Kaukasus gesammelten Jura-fossilien Denkschr. d. mat.-nat. Klasse d. k. Akad. d. Wissenschaften. Bd. LIX. Wien.
- Renz C. 1904a. Ueber den jura von Daghesten Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 56. Monatsber.
- Renz C. 1904b. Der Jura von Daghestan. N. Jahrb. f. Min., Geol. und Pal., Bd. 11, S. 71—85.
- Renz C. 1913. Zur Geologie des östlichen Kaukasus. N. Jahrb. f. Min., Geol. und Pal., Beilage—Bd. 34, Ht. 3, 651—703.
- Sinzow I. 1906. Die Beschreibung einiger Douvilleiceras Arten aus dem oberen Neocom Russlands. Verh. d. Russ. Min. Ges. Bd. 43, Lief. S. 157—197, 4 Taf., 5 Fig.
- Sinzow I. 1908. Untersuchung einiger Ammonitiden aus dem unteren Gault Mangyschlaks und des Kaukasus. Verh. d. Russ. Min. Ges., Bd. 45, Lief. 2, 8 Taf., 7 Textfig. S. 155—519.
- Sinzow I. 1913. Beiträge zur Kenntniss der älteren Kreideablagerungen des Nord-Kaukasus. Trav. du Mus. Geol. Acad. des Sci.; t. VII, liv. 3, 117 p., 3 Taf., St. Petersb.
- Sjogren H. 1889. Uebersicht der Geologie Daghestans und des Terekgebietes Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsans. Bd. XXXIX, Hf. 1—2, S. 417—438, Wien.
- Sokolow D. N. 1916. Aucellidae de la province Transcaspienne et du Caucase. Mem. de la Soc. Russe de Miner., 2 ser. vol. 51, pp. 289—318, 1 pl.
- Spendiaroff I. 1898. Über einige Seeigel aus dem Jura des Kaukasus. Beitr. Z. Geol. u Pal. Oesterr-Ungarns u. d. Orients. Bd. XI, S.
- Stahl A. F. 1923. Kaukasus Handbuch der regionalen Geologie. Bd. V. Abt. 5, H. 25, S. 1—79.

## УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

### А

Абаго, хребет, гора 144, 145, 526

Абадзех, гора 222

Абазинка, р. 298

Абси, р. 242, 243, 283—285, 354

Абинск, г. 390, 396

Абинский р-н 283

Абишира-Ахуба, хребет 23, 29, 89, 94, 100, 101, 104, 106, 107, 109, 110, 116, 117, 119, 490, 498

Абрау, п-ов 278, 279

Абрауский р-н 280, 281

Абхазская АССР 201

Авадхара, р. 201, 527

Аварское Койсу, р. 24, 28, 170—182, 202, 210—252, 254, 257, 520

Агвали, сел. 177

Агва, р. 203, 537

Агите, хребет, гора 159

Агой, р. 360

Агура, р., рч. 107, 108, 110, 114, 232—234, 277

Аджара, гора 527, 536

Аду-Юрт, сел. 435, 437

Адыл-су, р. 42

Азау, р. 484, 543

Азгек, р. 514

Азово-Кубанская равнина (низменность) 26, 29—31

Азовское море, акватория 7, 21, 26, 28, 194, 289

Азовское побережье 463

Аиба, хребет 196, 203, 538

Айгамута, р. 479

Аймаки, сел. 252, 254, 257

Ак-Гель, оз. 28

Акса́й, р. 406, 423

Акса́й-Акташ, р. 344

Аксаут, р. 16, 40, 94, 108, 110, 114, 118, 123, 124, 129, 141, 208, 481, 499, 524

Акташ, р. 307

Актопрак, сел. 190, 558

Акуша, сел. 256, 259—262

Акчагыльское море 439

Александрийская, станция 398

Александровское, сел. 400

Аликоновка, р. 211, 215, 216, 218, 477, 512

Алистанджи, р. 302, 406, 407

Алоус, гора 479

Алоус, р. 197—199, 479

Алтубинал, сел. 203

Алтынтаг, возвышенность 424

Алханчурт, р. 25

Алханчуртская долина 440

Аманауз, р. 491

Аманкол, рч. 15, 495

Анапа, г. 26, 27, 30, 359, 377

Анапский р-н 278, 360, 391, 416

Андийский, хребет 24

Андийское Койсу, р. 28, 169—174, 176—179, 182, 207, 210—212, 251, 253, 257, 258, 261

Андрюк, р. 83, 84, 88, 118, 146, 561

Ансалта, р. 304

Апсикень, балка 198

Апшеронский п-ов 435

Апшеронское море 439

Арагви, р. 485

Аргудон, р. 28

Аргун, р. 28, 209, 251, 302, 422

Ардон, р. 14, 23, 28, 44, 47, 52, 169, 186, 215—217, 244, 247, 250, 303, 304, 562

Арзгир, сел. 421

Аркасара, хребет 39—41

Арква, р. 234

Армавир, г. 112, 132, 414, 416, 454

Армавирский р-н 315

Армовка, р., балка 145, 147,

Армхи, р. 169, 171, 173, 177—179, 185, 186, 193

Армянский хребет 51, 434

Архотский перевал 10, 471, 549

Архыз, р., бассейн 39

Архыз, пос. 106, 107, 115, 137, 197

Асса, р. 10, 28, 168, 170—173, 176—179, 184, 185, 207, 214—217, 244—252, 256, 301

Аттагай, р. 526

Афипс, р. 27, 243, 283, 284

Ах-Вай, гора 524

Ахвах-штаб, сел. 184

Ахиллеон, мыс 443

Ахтанизовский, лиман 28, 443

Ахты-чай, р. 174, 177, 179

Ахуба, хребет 15

Ахцу, хребет 225

Ахызырт, гора 197

Ац, хребет 225

Ацгара, р. 106, 116, 117, 505, 506

Ачалуки, р. 461

Ачешбок, р. 155

Ачешбок, гора 152, 153, 155, 159

Ачи-су, г. 405

Ачишхо, гора 30,

Ачишхо, перевал 563

Ачха, гора 158

## Б

Бад, р. 44, 52  
 Баканка, р. 232, 285  
 Баксан, р. 23, 24, 28, 37, 41, 42, 45, 53, 56, 57, 59, 60—62, 85, 104, 111, 118, 123, 124, 183, 189, 192, 193, 208, 217, 245, 273, 292, 487  
 Баксанский р-н 273, 280, 281  
 Балканы Большие, хребет 63, 496, 559  
 Балкарня, территория 41, 44  
 Балкарня Верхняя, пос. 41  
 Балкарня Восточная, территория 43  
 Балкаро-Дигорский, хребет 44  
 Бамбак, хребет 23, 143  
 Бамбак, нагорье 127, 129  
 Бамбак Малый, хребет, плоскогорье 153, 158, 195, 503  
 Бара, р. 173  
 Баранаха, гора 24  
 Бардыгаллы-кол, р. 193  
 Барнаб, сел. 520  
 Барсуки, р. 27,  
 Басс, р. 302, 303  
 Батако-Юрт, сел. 462  
 Бахмутка, р. 80, 560  
 Башан-Кале, сел. 253, 260  
 Беглицкие хутора 458  
 Беден, р. 556  
 Безенги, ледник 32  
 Безепс, р. 354  
 Безымянная, р. 234  
 Бейсуг, р. 26  
 Бейсугский лиман 28  
 Бекиш, р. 234  
 Белая, р. 14, 17, 23, 24, 27, 30, 37, 47, 51, 71, 123, 124, 136, 152, 195—200, 207—209, 219—222, 244—248, 266, 276, 287, 288, 487, 491  
 Белая Речка, сел. 247  
 Белка, р. 423  
 Беллалы-кая, гора 39  
 Белоглинский р-н 314  
 Белореченский р-н 50, 54  
 Бенойский р-н 401  
 Бергучи, балка 179  
 Березовка, р. 218, 400  
 Берикей, г. 207  
 Бермамыт, гора 24, 31,  
 Бескес, р. 65, 96, 123, 127, 145, 153, 159, 477  
 Бетли, плато 307  
 Бечасынская равнина, плато 33, 192  
 Бешенка, р. 538  
 Бештау, гора (лакколлит) 9, 25, 540  
 Бжедуховская, станица 454  
 Бзерпия, р. 202, 527, 533  
 Бижгон, р. 196, 197  
 Битюк-Тюбе, р. 542  
 Блыб, р. 65, 493, 496  
 Блыб Большой, р. 558  
 Блыб Малый, р. 63  
 Богословская, балка 124  
 Боковой (Суганский), хребет 23, 24, 168, 170, 175, 179  
 Болгатой-Ясси, р. 407  
 Ботлих, сел. 252, 253, 256—258, 261  
 Брагунский, хребет 401, 402  
 Брык, гора 399  
 Бугундырь, р. 354

Бугунж, р. 153, 154, 157, 158, 195, 196  
 Буйнакск, г. 11  
 Булунгу, сел. 483, 515  
 Бульварка, р. 140  
 Бурун, р. 298, 299  
 Бурханский р-н 279  
 Бузри, сел. 252, 254  
 Буу, р. 537  
 Бушуйка, р. 51, 128  
 Буший, рч. 51, 128  
 Бык, гора 540  
 Быккылы-кол, р. 86, 87  
 Быкмылга, р. 190

## В

Ванаши-Махи, сел. 254, 259  
 Варениковская, станица 432  
 Вачи, с. 180  
 Великая, станица 391  
 Верблюд, гора (лакколлит) 25, 540  
 Верхний Унал, сел. 44  
 Веселый, хутор 69  
 Витязевский, лиман 28  
 Власинчиха, балка, р. 84, 88  
 Водораздел, ст. 26  
 Воздвиженская, станица 454  
 Воскресенская, станица 433  
 Восток, хутор 198  
 Восточный водораздельный, хребет 24  
 Вулан, р. 238, 242  
 Вуланский р-н 278

## Г

Гадайчи, сел. 171  
 Галагадхет, р. 524  
 Гамри-Озень, р. 175, 252, 254, 302  
 Гапцах, сел. 210  
 Гаша, сел. 405  
 Гедмыш, р. 73, 82, 192  
 Геленджик, р. 24  
 Георгиевский р-н 399  
 Георгиевское, сел. 537  
 Герга, сел. 178, 180  
 Гергебиль, сел. 254, 257  
 Герхожан, р. 53, 59  
 Герчеч, перевал 183  
 Гестинкиль, гора 180, 207, 210, 211, 251  
 Гефе, гора 144, 145  
 Гехи, р. 182, 184, 211, 212, 379  
 Гечепсин, р. 356  
 Геши-чу, р. 173, 177  
 Гигатли-Орух, сел. 183, 184, 211  
 Гидам, р. 109  
 Гижгит, р. 62, 66, 193, 216, 492  
 Гизельдон, р. 28, 71, 145, 248—250  
 Гильяр, сел. 435  
 Гимри, сел. 259  
 Гимринский, хребет 24, 307  
 Гитче-Тырныауз, хребет 99  
 Гитче-Усенчи, р. 92  
 Главный, хребет 10, 16, 23, 25, 35, 37, 45, 47, 53, 54, 61, 170, 175  
 Гладковская, станица 416  
 Глубокая, балка 356  
 Гойтх, перевал 25  
 Голиат-дон, р. 533  
 Гловинка, р. 444  
 Голубое (Щерик-кель), оз. 29

Гоначхир, р. 29, 40, 41  
 Горалы-баши, гора 91  
 Горелая, балка 93, 99, 118  
 Гороховая, балка 105  
 Горькая Балка, р. 26  
 Гостагаевская, станция 412  
 Гостагаевский р-н 278—280, 394  
 Григориполисская, станция 433  
 Грозненский р-н 401  
 Грозненский, хребет 401, 437  
 Грозный, г. 310, 422  
 Грушевая, балка 89, 93, 99, 118  
 Губден, сел. 301, 405  
 Губден, гора 404  
 Губден-яга-сырт, хребет 424  
 Губс, р. 244—249, 265, 266, 286—288  
 Гудермесская возвышенность  
 Гудок, рч. 84  
 Гузериль, урочище 153, 154  
 Гузериль, сел. 144  
 Гуладты, сел. 180  
 Гулой-хи, р. 177  
 Гунайка, р. 202, 235, 482, 527  
 Гуниб, гора 207, 252  
 Гуниб, сел. 168, 177, 182, 210, 254  
 Гурондон, р. 44  
 Гут, гора 198  
 Гыды (Чинарево), р. 141

**Д**

Давай, гора 532  
 Дагестанская АССР (Дагестан) 11, 13, 15, 24, 26, 28, 33, 207, 250, 251, 252, 254  
 Дагестанская, станция 163  
 Дагомыс Восточный, р. 361  
 Дагомыс Западный, р. 203, 222, 224, 233, 242  
 Дагомысский р-н 278  
 Дайхос, гора 24  
 Дамхурц, р. 38, 40, 41, 45, 47, 49, 51, 518  
 Дамхурцевские перевалы 50  
 Дарада, гора 256, 257  
 Дарг-кох, пос. 463  
 Дарквакотты, р. 257  
 Дарьинская возвышенность 292  
 Дарьинский, хребет 288  
 Дарья, р. 292, 295, 297—299  
 Дарьяльское ущелье 480, 481, 557  
 Датун, сел. 180, 182, 210  
 Даут, р. 15, 27, 87, 91, 96, 97, 103, 104, 107, 109, 117, 191, 481, 482, 491, 498  
 Даховская, станция 512  
 Дербент, г. 309, 407, 424  
 Джалан-кол, ручей 58, 493  
 Джаловчат, р. 563  
 Джегута, р. 27  
 Джелтмес, гора 142  
 Джелтмесские горы, высоты 24  
 Джсмагат, р. 94, 102  
 Джемараклы-тубе, гора 502, 503  
 Дженаит, р. 91, 102, 104, 107  
 Дженту, хребет 13, 56, 63, 72, 76, 85, 89, 94, 97, 100—102, 104, 106, 107, 109, 110, 116, 117, 119, 145, 498  
 Джиг-Джиг, сел. 520  
 Джимидон, р. 44  
 Джинаби-чай, р. 308, 345  
 Джиналский (Джинал) хребет, гора 24, 288, 291, 292, 294, 295

Джиних, сел. 524  
 Джисса, гора 24  
 Джоохор, р. 520  
 Джора, р. 183, 190  
 Джор-Шаук, горы 58  
 Джуарген, гора 23  
 Джуарген, р. 58, 98, 111  
 Джунгу-су, р. 481, 485, 546  
 Джурумут, р. 172—174, 520, 524  
 Джуца, гора (лакколлит) 25, 300, 540  
 Дигория 44, 185  
 Диклос-Мта, гора 24, 520  
 Динский залив 443  
 Довсун, оз. 29  
 Донгуз-орун, р. 42  
 Донисар, ледник 549  
 Донское, с. 432  
 Дорбун-Золка, р. 291, 296, 297, 300  
 Дукка, р. 39, 491  
 Думала, сел. 539  
 Дурдур, р. 247  
 Дыхсу, ледник 32, 549  
 Дых-тау, гора 23, 549

**Е**

Егорлык, р. 25, 26  
 Ейск, г. 67  
 Ейский лиман 28  
 Ейский, п-ов 265, 310  
 Ейско-Березанский р-н 418, 428  
 Енукол, р. 109  
 Ергени (Ергенинское), поднятие, возвышенность 26  
 Ессентуки, г. 20, 338  
 Ея, р. 310

**Ж**

Жабоевский, пос. 530  
 Жемтала, р. 301—304

**З**

Загедан, гора 506  
 Загеданская, долина 106  
 Закан, гора 482  
 Заманкул, гора 25  
 Заманкул, сел. 462  
 Западный, водораздельный, хребет 23  
 Зараус, гора 103  
 Зарашки, с. 189  
 Затеречная равнина 11, 19, 318, 368, 384  
 Заузенбаш, гора 309  
 Заюково, сел. 483, 541  
 Зеленского, гора 396  
 Зеленчук, р. 14—15, 168, 185, 189—192, 195, 198, 298  
 Зеленчук Большой, р. 23, 27, 37, 81, 85, 94, 100—105, 110, 114, 118, 124—126, 141, 142, 197, 211, 220, 245, 247, 248, 250, 289, 295, 297, 298, 499, 501  
 Зеленчук Малый, р. 27, 125, 245, 246, 250, 289, 293, 298  
 Зеленчук-Урупский р-н 126, 129  
 Зеленчук-Чегемский р-н 185  
 Зилги, гора 190  
 Зилли, сел. 189  
 Змеевая, гора (лакколлит) 25, 540  
 Золка, р. 295, 299



Золка Южная, р. 300  
 Золотой Курган, гора 300, 540  
 Зубутль, сел. 251—253, 257, 258, 261  
 Зыбза, р. 284

## И

Идукопас, мыс 443, 444  
 Избербаш, г. 405  
 Избербаш, возвышенность 424  
 Иль, р. 24, 354  
 Ильская, станица 390  
 Ильский р-н 391  
 Имеретинка, р. 40  
 Индыш, р. 481, 552  
 Индюк, гора 202, 482, 534  
 Ипатовское, сел. 420  
 Ирганай, сел. 177, 181  
 Ирик, р. 543  
 Ислам-чат, р. 98, 99, 111  
 Ит-кара-су, р. 530

## К

Кабардино-Балкарская АССР, Кабарда, территория 14, 15, 93, 271, 273  
 Кабардино-Сунженский, хребет 25  
 Кабардинская равнина 25  
 Кабардинский р-н 281  
 Кабир, сел. 180  
 Каверзе, р. 240  
 Кавказ Большой 9, 13, 15, 16, 17, 23—26, 51, 52, 70, 145, 152, 251  
 Кавказ Восточный, территория 9, 28  
 Кавказ Горный, территория 323  
 Кавказ Западный, территория 17, 30, 45, 152, 194—196, 200  
 Кавказ Северо-Западный, территория 13, 16—18, 20, 130, 232, 234, 236—238, 241—243, 276  
 Кавказская, ст. 456  
 Кавказские Минеральные Воды, территория 11, 13  
 Кавказ Центральный, территория 10, 17, 23, 24, 28, 31, 45  
 Кавминводский р-н 273, 274  
 Казбек, гора, вулкан 9, 24, 27, 32, 486  
 Казикумухское Койсу, р. 28, 176, 180, 254, 257  
 Казинский р-н 383  
 Кака-Озень, р. 252, 259  
 Кака-Шура, аул 307  
 Калаус, р. 25—29, 400, 420  
 Калужская, станица 390, 396, 411  
 Калужский р-н 394, 412, 416  
 Калько, гора 485, 549  
 Кам, сел. 190  
 Камбилеевка, р. 214, 307, 379  
 Камбилей, р. 461  
 Каменка, сел. 483  
 Каменка, р. 541  
 Каменная, гора 462  
 Каменноостская, станица 153  
 Каменноостское, сел. 493  
 Капчугай, сел. 405  
 Карабек, гора 482, 507  
 Карабек Малый, гора 104, 105, 118  
 Карабудахент, г. 207, 404  
 Карабулак-Ачалуки, р-н 309  
 Кара-Кая, гора 24

Кара-Кель, р. 29  
 Кара-Койсу, р. 28, 176—179, 207, 210, 211, 251, 252, 254, 257  
 Караны-кол, ручей 59  
 Кара-Озень, р. 28, 252, 254, 257, 259, 262, 405  
 Кара-сырх, рч. 50, 59  
 Карачаево-Черкесская АО 33  
 Карачаевск, г. 477, 483  
 Карачай-Ауш, перевал 491, 492  
 Каргалинская, ст. 27  
 Кардан, р. 190  
 Кардоник, р. 196  
 Кардывач, оз. 29, 527, 536  
 Каротинка, р. 182  
 Картджюрт, пос. 80, 95, 110  
 Касаевская, балка 100, 101, 104, 105, 118  
 Каспийское море (акваторий), бассейн 15, 21, 26, 28, 29, 34, 228, 289, 301, 447, 547  
 Кассарское ущелье 481, 557  
 Касумкент, сел. 252, 254, 260, 263  
 Касумкентский р-н 441  
 Катлама, р. 429  
 Каякент, сел., ст., м-ние 425  
 Келой-ахк, р. 304  
 Кенделяр-ляр, хребет 109, 110, 119  
 Кепш, сел. 237  
 Керченский пролив 23  
 Керченский п-ов 390, 427  
 Керченско-Таманская обл. 390  
 Кестанты (су), р. 41, 54, 62, 143, 491  
 Кизил-кая, гора 103, 435  
 Кизилташский лиман 28  
 Кизинчи, гора 24  
 Кизлярский залив 547  
 Килязи, ст. 11  
 Кинжал, гора (лакколлит) 540  
 Киныр-чат, гора 23, 142  
 Кион-хох, гора 24, 188  
 Кипячая, балка 356  
 Кирпили, р. 26  
 Кирпильский лиман 28  
 Кисловодск, г. 9, 20, 61, 215, 216, 218, 248, 250  
 Кич-Малка, р. 218, 493  
 Киша, р. 90, 104, 124, 144, 145  
 Кишпек, р. 541  
 Клухорский перевал 31  
 «Клухорский перевал», метеостанция 25, 30  
 Клухорское, оз. 28  
 Кобань Нижняя, сел. 301  
 Кобза, р. 235, 237  
 Ковалева, хутор 456  
 Кодахджин, р. 301, 303  
 Козлинка, р. 541  
 Коль-тюбе (Куль-тюбе, Кюль-тюбе), р. 57, 81, 84, 91, 101, 102, 104, 107, 110, 114—116, 143  
 Конжухоевская, балка 184  
 Коношкол, р., балка 86  
 Кориылы-кая, ручей 81, 102, 107  
 Косая, р. 80, 84  
 Кособ, сел. 170  
 Коста-Хетагурово, пос. 457, 533  
 Костромская, станица 397  
 Котел, урочище 140  
 Кохотх, хребет 278  
 Кочерген, р. 349

Коштан-тау, гора 23, 549  
 Красная Поляна, сел. 203, 224, 234  
 Красноармейская, станция 391  
 Красногорка, сел. 200  
 Краснодар, г. 27, 133  
 Краснодарский край 17, 21, 33  
 Крестовый перевал 25, 30, 31  
 Кривая балка 81, 87  
 Кривенковская, станция 537, 539  
 Кропоткин, г. 67, 132, 418  
 Кроткий, хутор 444  
 Крымск, г. 390, 417  
 Крымский р-н 394, 416  
 Крымско-Гостагаевский р-н 394  
 Куарчаг-су, р. 254, 301, 305  
 Кубано-Тебердинский р-н 104, 106—107, 110  
 Кубанская низменность, равнина 25  
 Кубань, р. 14, 15, 23, 24, 26, 27, 28, 30, 31, 42, 43, 56—59, 61, 62, 67, 83, 86, 87, 94, 95, 97—102, 104, 110, 114, 118, 151, 190—192, 194—200, 207, 208, 209, 211, 218—220, 244—247, 250, 289, 292, 295—299, 339, 483  
 Кубань Старая, сухой проток (русло) 27  
 Кубатап, г. 419  
 Куд, гора 499  
 Кудажо, станция 396  
 Кудажо, р. 356  
 Кудепста, р. 225, 232, 363  
 Кудуть, сел. 177, 181  
 Кукай, р. 534, 535  
 Кукерду, овраг 202  
 Куладты, сел. 181, 182  
 Кули, сел. 178, 180, 181  
 Кули, р. 180  
 Кума, р. 26, 27, 28, 159, 228, 245, 289, 295—298  
 Кумбани, гора 26  
 Кум-Тюбе, вулкан 546  
 Кумух, сел. 180, 181  
 Кунак-тау, гора 24  
 Кура, р. 26, 27, 235, 238  
 Курах-чай, р. 178—180, 254, 441  
 Кургашин-чат, гора 41  
 Курджипис, р. 285, 349  
 Куркужин, р. 289  
 Курчанская, станция 432  
 Курчанский, лиман 28  
 Кусарчай, р. 464  
 Кутан, сел. 481, 482, 553  
 Кушнко, р. 537  
 Кушхуле-су, р. 190  
 Кушевская, станция 67  
 Кушевский р-н 270, 310, 313  
 Кызыл-су, р. 107  
 Кыр-кол, ручей 81  
 Кыргык, р. 118  
 Кышкыт, р. 142, 481  
 Кюген-кая, р. 479, 547  
 Кяфар, р. 85, 94, 99, 105, 110, 114, 118, 141, 195, 196, 501  
 Кяфар-Агур, р. 106, 117, 126, 141, 502, 507  
 Кяфар Малый, р. 504

## Л

Лаба, р. 14, 17, 27, 31, 83, 161, 195, 198, 211, 265, 288, 292, 483

Лаба Большая, р. 15, 27, 31, 37, 38, 40, 47, 50, 61, 68, 72, 83—85, 88, 89, 93, 94, 96, 99—101, 103, 104, 114, 118, 125, 137, 196, 199, 200, 208, 209, 211, 219—221, 248, 249, 250, 289, 297, 299, 481, 527  
 Лаба Малая, р. 23, 37, 47, 63, 74, 89, 94, 100, 118, 123—125, 127, 128, 140, 145, 153, 196, 197, 200, 208, 209, 211, 220, 221, 249, 270, 292, 294, 296—298, 481  
 Лабардан-су, р. 42  
 Лабино-Зеленчукский р-н 37—39, 43  
 Лабино-Марухский р-н 104, 107, 108  
 Лабинский р-н 47, 51  
 Лагонакский, хребет 222  
 Лазаревская, ст. 279  
 Лазаревский р-н 278, 279  
 Лакруш, балка 286, 287  
 Лаура, р. 128, 202  
 Лахумедон, р. 187, 188  
 Лашинсе, р. 49, 527  
 Лаштрак, р. 49, 50, 527, 535  
 Леваши, сел. 257, 259  
 Ленинкент, г. 407  
 Лес, хребет 180, 181, 210, 252, 254, 257  
 Лескен, р. 28  
 Линевый, ручей 100, 118  
 Литвинова, мыс 443  
 Лоо, р. 361, 527  
 Луган, хребет 519  
 Лысяя, гора 300  
 Лысогорская, станция 398

## М

Маали, сел. 259  
 Маврикошка, р. 128  
 Маджалис, сел. 168, 179, 259, 260  
 Майкоп, г. 7, 163, 418  
 Майрам-даг, р. 301  
 Макера, р. 38, 40, 47, 49, 491, 518  
 Макопсе, р. 441  
 Малгобек, гора 309  
 Малгобек, р. 309  
 Малка, р. 14, 27, 28, 37, 53, 56, 57, 59—62, 67, 72—74, 82—85, 87, 91, 93, 96—101, 111, 118, 123, 185, 188—193, 211, 214—218, 294—300, 483, 487, 491  
 Мало-Лабинский р-н 15  
 Малчепа, р. 153, 154  
 Мамед-Кала, ст. 408  
 Мамисонский перевал 25  
 Мамхурц, р. 38, 40, 47, 48, 491  
 Мамычар, гора 532  
 Манас, р. 28, 424  
 Манглай, гора 73, 82, 218  
 Мангышлак, п-ов 330  
 Маныч, р. 439  
 Маныч Восточный, р. 7, 26, 27  
 Маныч-Гудило, оз. 26  
 Маныч Западный, р. 7, 26, 546  
 Манычская долина 11, 449  
 Мара, р. 27, 189, 191  
 Маргаритовка, сел. 69  
 Марка Большая, р. 535  
 Маркопидж, р. 153  
 Мартан, р. 344  
 Маруха, р. 16, 29, 38, 40, 81, 85, 90, 91, 93, 94, 97, 99, 100—103, 114—116, 118, 208, 481  
 Марух-Зеленчукский р-н 501

Мархотжский перевал 30  
 Мастакан, хребет 506  
 Матлам, гора 24  
 Махачкала, г. 11, 28, 34, 207, 405  
 Махачкалинский р-н 425  
 Мацеста, р. 225, 277, 386  
 Мацеста Старая, р. 386  
 Машук, гора (лакколит) 9, 25, 434  
 Мегви, сел. 257, 260  
 Медвежья, гора 284  
 Медовеевка, р. 202, 538  
 Мемоджеко, р. 541  
 Мечетинская, станица 69  
 Мешок, балка 285, 287, 288  
 Мзымта, р. 23, 26, 29, 153, 201—203, 205, 224, 232—234, 237, 278, 386, 527  
 Миадон, р. 545  
 Мижирги-Чиран, р. 492  
 Минераловодская равнина 25  
 Минераловодский р-н 290  
 Минеральные Воды, г., ст. 132  
 Михайловский р-н 280  
 Монах, гора 200  
 Монашка, р. 202, 538  
 Мурде (Мурды), р. 491  
 Муров-даг (Муров-даг, Мров-даг), гора 175  
 Мошечая, балка, р. 473, 485, 493  
 Мраморная, балка 481  
 Мугерян, сел. 435  
 Мужичка, балка 287, 288  
 Муздух, р. 189  
 Мукол-кая, хребет 529  
 Мулебки, с. 254  
 Муни, сел. 261  
 Мурада, сел. 259  
 Муруджинские озера 28  
 Муху, р. 94, 102, 109, 498  
 Мушт, р. 73, 488

## Н

Нагой-Чук, хребет 222  
 Нагутский р-н 399  
 Нальчик, г. 28, 29, 247, 248, 296  
 Нальчик, р. 248, 419  
 Нальчикский р-н 309, 483  
 Нальчикско-Чегемский р-н 545  
 Нарат-Эшик, урочище 114  
 Науджидзи, гора 216  
 Неберджаевская, станица 432  
 Небуг, р. 360  
 Невеб, гора 224  
 Невинка, р. 399  
 Невинномысск, г. 27, 69  
 Незлобное, сел. 434  
 Неизвестный, рч. 128  
 Некрасовская, станица 454  
 Нелха, р. 170  
 Нефтянка, балка 89  
 Нижнебаканская, ст. 353  
 Нижне-Маринское, с. 531  
 Нижнетебердинский, пос. 84  
 Нижнечегемский р-н 541  
 Нижние Тубы, сел. 199  
 Никарой, р. 184  
 Никитина, балка 145, 146, 153, 155  
 Нитхой, р. 301  
 Новопрозненская возвышенность 440  
 Новопрозненский р-н 401

Новокрымская, станица 396  
 Новолабинская, станица 454  
 Новороссийск, г. 34  
 Ново-Титаровская, станица 391  
 Нютюг, сел. 435

## О

Огаламат-хет, р. 524  
 Орджоникидзе, г. 27  
 Осетия (Северо-Осетинская АССР) 13, 20, 33, 40, 44, 51, 135  
 Оштен, гора 222

## П

Пантерин, хребет 195  
 Палай, р. 238  
 Папайский р-н 279  
 Пастбищный, хребет 288  
 Пастухова, гора 104—110, 115  
 Передовой хребет 17, 18, 23, 24, 32, 36, 51, 53, 56, 63, 65, 77, 80, 83, 86, 90, 91, 93, 94, 100, 103, 104, 114, 128, 205, 265  
 Передовые, хребты Восточного Предкавказья 25  
 Перюкол, р. 59  
 Петровская, станица 391  
 Петровское, сел. 420  
 Петропавловское, сел. 421  
 Пяти-даг, гора 180  
 Подкумок, р. 56, 191, 207, 295, 296, 299, 300, 433, 530  
 Подорванная, балка 105  
 Праудон, р. 379  
 Предкавказская (Северо-Кавказская) равнина 67  
 Предкавказье, территория 17, 19, 23, 25, 30, 35, 67, 73, 74, 83, 111—113, 122, 131, 161, 205, 229—231, 263, 276  
 Предкавказье Восточное, территория 7, 14, 20, 25, 27, 29, 133, 134, 168, 203, 205, 207, 226, 228, 229, 251, 271—276  
 Предкавказье Западное, территория 168, 194—196, 265—267, 271, 272, 310  
 Предкавказье равнинное, территория 20  
 Предкавказье Северо-Западное, территория 21, 67, 70, 129, 133, 277  
 Предкавказье Центральное, территория 18, 21, 265—267, 271  
 Предкавказье Южное, территория 70  
 Приазовье, территория 27, 28, 453  
 Прикаспийская низменность, равнина 27, 28, 290  
 Прикубанская низменность 21, 368, 381  
 Прикумск, г. 134, 547  
 Прикумский, р-н 226, 229, 273  
 Прикумье Нижнее, территория 11  
 Приманьчский р-н 384  
 Приэльбрусский (Приэльбрусье), р-н 11, 15  
 Промысловка, ст. 318  
 Пруд, балка 481  
 Псахо, р. 222, 225  
 Псеашхо, перевал 148  
 Псеаилхо, гора 23, 130  
 Псебай, пос. 198  
 Псебепс, р. 411  
 Псебепский р-н 279,—280  
 Псезуапсе, р. 202, 208, 222, 234, 240, 242

Псекупс, р. 27, 201, 202, 223, 239, 243, 283, 284  
 Псекупский р-н 391  
 Псеушхо Малое, сел. 527, 533  
 Пслух, р. 527  
 Псоу, р. 26, 224, 233, 237, 242, 278, 527  
 Псыган-су, р. 185, 492  
 Псыншоко, р. 300  
 Птичьё, оз. 29  
 Пхия, сел. 197  
 Пхия, р. 461  
 Пщицарка, балка 127  
 Пщицер Большой, гора 89, 104, 106  
 Пшада, р. 26, 208  
 Пшекиш, хребет, гора 143—145, 153  
 Пшеха, р. 47, 194—197, 198, 201, 202, 208, 209, 221—223, 237—239, 241—243, 266, 283—285, 527  
 Пшихашка, р. 535  
 Пшиш, р. 38, 40, 45, 196, 201—203, 221—223, 235, 238, 242, 243, 283, 284, 482, 527  
 Пшиш, ст. 482, 527  
 Пшиш Малый, р. 537  
 Пшияхо, р. 482, 537  
 Пятигорск, г. 20, 29  
 Пятигорье, территория 9, 25

## Р

Рагули, сел. 420, 432  
 Развалка, гора 546  
 Развальный камень, гора 159  
 Раскол-скала, гора 145  
 Расшеватка, сел. 364  
 Ремуха, сел. 261  
 Ригахой-ахк, р. 304  
 Рис-ор, р. 174  
 Рубас-чай, р. 175, 176, 178, 180, 252, 254—257, 260, 263, 302  
 Рудовая Первая, р. 201

## С

Саблинское, сел. 434  
 Савердон, р. 304, 379  
 Садон, р. 562  
 Садырляр, гора 92  
 Сакашиль, р. 59  
 Салатау, хребет 24  
 Сальск, г. 20  
 Самур, р. 11, 23, 24, 27, 28, 32, 168, 172—179, 207—210, 212, 251, 254  
 Самурская, гора 284  
 Самурский, хребет 24, 179  
 Саячаро, р. 47, 49, 491, 535  
 Саратовская, станция 454  
 Саутисидон, р. 549  
 Сау-хох, гора 44  
 Саухош-су, р. 58  
 Сахрай, сел. 152  
 Сахрай, р. 153, 154, 512  
 Сванетия, территория 145, 185  
 Све, р. 96, 97  
 Северо-Осетинская, равнина 25  
 Сеже, р. 202  
 Селли, г. 207, 405  
 Семашко, гора 539  
 Сентилеевское, оз. 29  
 Сер-Дагар, хребет 424

Серноводская, ст. 402  
 Серноводский, р-н 401  
 Серсовин, гора 180, 182  
 Синоха, р. 416  
 Скалистый хребет 24, 26, 29, 168, 178, 185, 188, 205, 218, 219  
 Скирда, хребет 163  
 Смоленская, станция 390  
 Собербаш, гора 283  
 Соленая, балка (приток реки Убин) 284  
 Солёные, озера 454  
 Сосновка Шубинская, балка 203  
 София, р. 23  
 Соухош-су, р. 58  
 Сочи, г. 26, 232  
 Сочи, р. 30, 203, 280, 527  
 Сочи-Адлерский р-н 225  
 Сочи-Мацестинский р-н 222  
 Сочинский р-н 277  
 Ставрополь, г. 7, 22, 26, 30, 113  
 Ставрополье (Ставропольский край), территория 18, 29, 33  
 Ставропольская возвышенность 25, 26, 29—32, 290  
 Старая Станица 433  
 Старо-Грозненский р-н 401  
 Старое Жилище, урочище 142  
 Сприжамент, гора 25, 398  
 Суадагдон, р. 302  
 Суарык, р. 87, 93, 98, 99, 111  
 Суарык, гора 111  
 Сугано-Дигорский, хребет 185  
 Сулак, р. 28, 32, 207, 251, 254, 258, 261, 401, 423  
 Сулакская, равнина  
 Сулакский р-н 380  
 Сундуки, гора 156  
 Сунжа, р. 27, 28, 248  
 Сунженская равнина 25  
 Сунженский, хребет 301, 402  
 Сульфун-ял, хребет 174, 177  
 Сырх Казбекский 546  
 Сычевы, горы 24  
 Сюг, р. 503

## Т

Талги, сел. 380  
 Таманский залив 443  
 Таманский (Тамань) п-ов 9, 25, 394, 411, 412  
 Тамбукан (Тамбуканское), оз. 540  
 Тамбуканское Большое, оз. 29  
 Тамбуканское Малое, оз. 29  
 Тарки-тау, плато 424  
 Ташлы-сырт, хребет 86  
 Таш-Орун, хребет 87, 88  
 Теберда, р. 10, 15, 16, 23, 27, 29, 31, 38, 40, 53, 84,—86, 91, 93, 94, 101, 104, 107, 109, 114, 118, 125, 129, 141, 481, 483  
 Теберда Нижняя, сел. 481  
 Тебердино-Урулский р-н 127, 129  
 Тебердинский р-н 115  
 Тебулос-Мта, гора 24  
 Тенгинка, р. 444  
 Тенгинка, сел. 444  
 Тегинь, долина, р. 298  
 Тегинь Большой, р. 289, 292—294, 297, 298, 299  
 Темиргоевская, станция 418

- Темная, щель 444  
Темнолесский р-н 398  
Телдон, р. 549  
Телди, гора 484  
Терек, р. 24, 26, 27, 28, 32, 168—170, 184—186, 208, 209, 214—217  
Терек Новый (карданик), р. 27  
Терек Старый, р. 27  
Тернаир, сел. 407  
Терский хребет 25, 27, 301, 309  
Терский р-н 422  
Терско-Кумская равнина (низменность) 21, 26, 29—31  
Терскол, р. 543  
Терско-Сунженская возвышенность 403  
Терско-Сунженская равнина 25  
Теснина, балка 298  
Тихорезк, г. 20, 67  
Глейсерух, р. 171, 174  
Тлим-Капусли, гора 170  
Токмак-кая, лакколлит 531  
Томузловское, сел. 400  
Тохана, р. 117  
Тохота, сел. 524  
Туапсе, г. 278  
Туапсе, р. 26, 33, 34, 196, 201, 202, 205, 224, 527, 537  
Туапсинка, р. 232  
Туапсинский р-н 533  
Тубы, сел. 199  
Тугупс, р. 201, 202  
Тузла, мыс 417  
Тульская, станица 396  
Туманлы-кель (Форельное), оз. 29  
Тумка, сел. 257  
Тумралдаг, гора 252  
Туралинское Большое, оз. 28  
Туралинское Малое, оз. 28  
Туха, р. 283  
Туха-Нефтяная, р. 351  
Тушепс (Хадыжка), р. 235, 243  
Туяла, р. 479  
Тхаб, р. 242  
Тхабский р-н 279, 281  
Тхач, р. 153, 154, 157  
Тхач Большой, горный массив, гора 152, 153, 157, 159  
Тхач Малый, гора 156  
Тызыл, р. 60—62, 192, 193, 492  
Тырныауз, гора 23  
Тырныауз (-су), р. 88, 547
- У**
- Убеженская, станица 412  
Убин, р. 235, 242, 243, 283, 284  
Убинка, р. 232  
Уварова, балка (приток реки Губс) 287  
Улан-Холл, ст. 133  
Уллу-кам, р. 27, 461, 479  
Уллу-Лахран, р. 59, 73, 82  
Уллу-Хурзук, р. 94, 479, 499  
Уллу-чай, р. 28, 175, 177—180, 208, 252, 254, 256, 257, 259, 260, 262, 301  
Уллучара, сел. 178  
Умпырь, перевал 499  
Унал Верхний, сел. 44  
Урахи, сел. 178, 181, 182  
Урлеш, рч. 73, 74, 82  
Урожайное, сел. 226
- Уррари, сел. 178  
Урс-дон (Белая), р. 28  
Уруп, р. 14, 16, 29, 80, 83—86, 88, 94, 96, 102, 118, 125, 129, 137, 161, 195—198, 208, 209, 211, 220, 288, 289, 290, 294, 295, 505  
Уруп Малый, р. 140  
Урух, р. 28, 214—216, 245—248, 250, 291, 301, 491  
Урухское, ущелье 557  
Уруштен, р. — 71, 74, 90, 104, 123, 124, 128, 129, 144, 153, 195, 196  
Уруштен, урочище 145  
Усть-Джегутинская, станица 27  
Утемышь, сел. 424  
Учхой, р. 302  
Учкулан, р. 27, 461, 492  
Учташи, хребет 529  
Ушкалой, сел. 183, 184, 258
- Ф**
- Фалфанский, хребет 24, 174, 177  
Фандуко, р. 541  
Фарс, р. 244, 245, 286—288, 377  
Фиандон, р. 28, 45, 71, 169, 186, 187, 214—217, 259, 301, 303  
Фишт, гора 23, 24, 25, 27, 31, 201, 222  
Фортанга, р. 301, 305  
Фрызан-Адаг, балка 301
- Х**
- Хабль, р. 221, 239, 283—285  
Хаджал-Махи, сел. 255  
Хаджибейские, озера 28  
Хадзыженский р-н 391, 416  
Хазнидон, р. 303, 304  
Хамышки, сел. 144, 145  
Ханаг-чай, р. 254  
Ханское, оз. 28  
Харла-кель, оз. 96  
Хасаут, р. 57, 59, 60, 66, 67, 72, 74, 82, 483, 489, 530  
Хасаут Греческий, сел. 141  
Хаталдон, ручей 302  
Хащавитая, гора 127, 478, 481  
Хаян-Корт 344  
Хваршинская, р. 170  
Хеу, р. 250, 290, 299, 300, 338  
Хив, сел. 207, 212  
Хидерзинде, ст. 11  
Химой, сел. 184  
Ход, р. 533  
Ходжакент, сел. 179, 180  
Ходзь, р. 159, 195, 197, 200, 245, 249, 285, 287—292, 294, 296, 298  
Ходский перевал 188  
Хокодзь, р. 244—246, 248—250, 265, 285, 287, 288  
Холмская, станица 358  
Холмский р-н 278  
Холодная, р. 144  
Холодный, ручей 148, 198  
Хорочой, р. 210—212  
Хосрен, сел. 178  
Хоста, р. 225, 232  
Хочарой, р. 177  
Хошмензильский р-н 275  
Худес, р. 15, 27, 93, 94, 96, 17, 129, 189,



481

Хуко, гора 51, 124, 128, 137, 145  
 Хулам, р. 530  
 Хулам Верхний, сел. 530  
 Хулхулау, р. 307  
 Хумара, пос. 457  
 Хутхул, сел. 178  
 Хучни, сел. 179, 183, 252, 254, 260

## Ц

Цагатдон, р. 44  
 Цахвоа, р. 38, 47, 49, 562  
 Цахвоа, гора 492  
 Цегеркер, перевал 527  
 Цегеркер, р. 49, 535  
 Цей, р. 52  
 Центральный, водораздельный, хребет 23, 24  
 Цмур-чай, р. 178, 180, 211, 252, 256, 260, 263, 301, 302  
 Цовира-1, сел. 180  
 Цудахар, сел. 178, 180—183, 210, 257  
 Цумада, сел. 171  
 Цумадинская, балка 171  
 Цурунгал, гора 553  
 Цурунгал-Калько, гора 475

## Ч

Чаковское, оз. 28  
 Чанко, р. 253, 257  
 Чанты-Аргун, р. 168, 170—173, 176—179, 182, 184, 210—213, 251—253, 255, 256, 258  
 Чауд, мыс 443  
 Чахча, сел. 435  
 Чвежинпсе, р. 538  
 Чвежинский р-н 280  
 Чегем, р. 23, 28, 41, 42, 56, 61, 71, 74, 123, 136, 143, 188—193, 214, 215, 217, 247, 248, 250, 273, 483  
 Чегем Верхний, сел. 561  
 Чегет-Лахран, р. 56, 82, 83  
 Чекон, сел. 432  
 Челбас, р. 26  
 Челепсы, хребет 23, 143  
 Чемарт-кол, р. 86, 87, 96, 97  
 Чепси, р. 223  
 Чепсинский р-н 279, 281  
 Червленная, станица 437  
 Черек, р. 23, 27, 28, 37, 208, 209, 214, 216, 288, 291, 296, 298, 301, 303, 483  
 Черек Балкарский, р. 41, 188—190, 215, 217, 492  
 Черек Безенгиевский (Безенгийский), р. 41, 183, 189, 190, 483  
 Черекско-Чегемский р-н 532  
 Черкесск, г. 457  
 Черное море (акватория) 7, 21, 26, 27, 29, 31, 34, 194, 232, 289  
 Черное, оз. 29  
 Черноморская обл. 15  
 Черноморский бассейн 18  
 Черноморское побережье 9, 10  
 Черноречье, урочище 145  
 Черные горы 28, 305, 344, 401, 422  
 Черные земли 22, 32

Черный Рынок, сел. 408  
 Чессу, р. 50, 51  
 Чечено-Ингушская АССР (Чечня) 33, 175, 207, 226, 251, 255, 271, 275, 303  
 Чечня Нагорная, территория 174  
 Чилик, р. 116, 129, 140, 505, 506  
 Чилик, хребет, гора 23, 505  
 Чилик, оз. 29, 117, 125  
 Чирах, сел. 178  
 Чирах-чай, р. 175—180, 207, 209, 212, 251, 252, 254, 255, 257  
 Чирката, сел. 253, 257, 258, 261  
 Чистая, р. 563  
 Чихашка, гора 499  
 Чобори-даг, гора 523  
 Чокрак, оз. 390  
 Чолон-Хамур, прядя 26  
 Чох, сел. 182  
 Чулгувокас, мыс 444  
 Чулгуш, гора 23  
 Чучкур, р. 86, 93, 96, 143  
 Чушка, коса 444  
 Чхалты, р. 10

## Ш

Шабановский р-н 278, 279, 280  
 Шалбуз-даг, гора 207, 211, 212  
 Шалох, балка 198  
 Шалушка, р. 291, 292, 296  
 Шандон, р. 170  
 Шантацара (Б. Лаба), р., хребет 140  
 Шапсухо, р. 243  
 Шаро-Аргун, р. 168, 210—213  
 Шатили, р. 170  
 Шатили, сел. 170  
 Шаурдат, сел. 189  
 Шах-даг, гора 11, 207, 211  
 Шахе (Шахэ), р. 47, 145, 201—203, 224, 361, 444  
 Шибш, р. 200, 202, 209, 223, 239  
 Шедок, ст., сел. 221  
 Шедок, р. 249  
 Шелудивая, гора 540  
 Шерябаш, возвышенность 424  
 Шибик, р. 354  
 Шибик Сухой, р. 377  
 Шидехт, гора 24  
 Шиджатмаз, р. 57, 82, 489  
 Шизе, гора 243, 283  
 Шики, сел. 539  
 Шиша, р. 157  
 Шоана, гора 533  
 Шоана Большая, р., балка 197  
 Шовкра, сел. 178, 180  
 Шоудор-су, р. 530  
 Штулу, перевал 528, 549  
 Шуну-даг, сел. 181, 183  
 Шура-Озень, р. 28  
 Шухты, сел. 257, 260  
 Шхара, гора 23

## Э

Эльбашы, гора 92  
 Эльбрус, гора 9, 23, 26—28, 31, 32, 481, 482, 486, 509, 542

Эльбрусско-Кюгенский р-н 543  
 Эльбурган, гора 24  
 Эльбурганские высоты 288  
 Эльмез-тюбе, р. 86, 87, 97, 99, 109  
 Эльмез-тюбе, гора 92  
 Эльтермен, хребет 424  
 Эльхотово 463  
 Эпчик, перевал 109, 143  
 Эриванская, станция 390  
 Эстонское, сел. 153, 155  
 Этока, р. 434  
 Эхреску, хребет 15, 502  
 Эшкакон, р. 59, 73, 191, 218, 477, 512, 530

## Ю

Юнгешли, р. 495, 496  
 Юсенти, р. 42  
 Юца, р. 300, 433  
 Юца, гора 540

## Я

Якуши, сел. 257  
 Ятыргварта, гора 152, 153, 155, 159, 482,  
 507, 510  
 Яцеб-Корт, гора 184



Ахунская антиклиналь, брахиантиклиналь 364, 386  
 Ахцу массив, поднятие, зона 358, 363  
 Ахцу-Кацирхинская кордильера, поднятие, зона 232—234, 264, 277, 280  
 Ахштырская антиклиналь 386  
 Ацгаринская свита 78  
 Ацгаринская толща 120  
 Ацгаринский массив 503  
 Ачикулакская площадь 273  
 Ачикулакские скважины 134  
 Ачикулак Южный, площадь 273—275  
 Ачисуйская подсвита 407  
 Ачишхинская толща 202  
 Ачишхо, метеостанция 31

## Б

Бага-Бурульская площадь, поднятие 318  
 Бажиганская площадь 547  
 Бажиганская свита 226  
 Баканский уч-к 278  
 Бакресская свита 226  
 Баксано-Терская структурно-фациальная зона 214  
 Баксанская площадь 271—275  
 Баксанская скважина 545  
 Балкарский тип гранитов 16  
 Бамбакская фациальная зона 119, 120, 122  
 Баракаевская площадь 266, 287  
 Баринская свита 173  
 Бастыламская свита 173  
 Баталашинская свита 369, 378  
 Бахмуткинская свита 79, 83  
 Беденский массив 477, 492  
 Бедзбская свита 174  
 Бединовская свита 280, 281, 286  
 Бежитинская свита 174, 175  
 Бежитинский грабен-синклинорий, депрессия 24, 168, 174  
 Безенгийская свита 41, 187, 188  
 Безопасненская скважина 112, 113  
 Безопасненская площадь 315  
 Безопасненское поднятие 113  
 Бейбулаповская свита 180  
 Бейко, свита 179  
 Бейсугская скважина 162, 548  
 Бейсугская площадь 163  
 Бейсугское поднятие, складка 264, 265, 269  
 Бекишейская свита 224  
 Белая свита 344, 350  
 Белгатойская подсвита 403  
 Белоглинская площадь 315, 317  
 Белоглинская свита 342, 352, 358  
 Белоглинская скважина 316  
 Белоглинский горизонт 352  
 Беломечетская синклиналь, прогиб 192  
 Белореченский тип гранитов 16  
 Бенойский разрез 407  
 Березанская зона локальных поднятий, вал, антиклиналь 568  
 Березанская складка, площадь, вал 163, 267  
 Березанская скважина 113, 162  
 Берикей, площадь 272, 274—276  
 Берикей, уч-к 309  
 Берикей, скважина 272  
 Бескесский массив 477

Бескесское м-ние, рудное поле 89, 100  
 Бескесско-Марухская подзона 478, 485, 551  
 Бескорбенская площадь, складка 267  
 Бетлинская синклиналь 306  
 Бечасынская зона 35, 56, 60, 61, 64—66, 71, 72, 74, 117  
 Бешпагирские высоты 25  
 Бзычская свита 202  
 Битхинская антиклиналь 364  
 Благовещенская диапировая структура гряды 391, 396, 427, 429  
 Благодарненская скважина 133, 315, 316  
 Блыбодарская антиклинальная зона, антиклиналь 487, 496  
 Бокового хребта зона 170, 264  
 Большелабинская свита, разрез 91, 137, 139, 140, 143, 145  
 Большелабинское м-ние 127  
 Борчинская свита 174  
 Брюховецкая скважина 548  
 Бузгинская площадь 205  
 Бузгинское поднятие 318  
 Буйволинские скважины 133  
 Бурая свита 344  
 Буронская свита 52  
 Буронское полиметаллическое м-ние 20  
 Буртинская свита 173  
 Бурундукский горизонт 434  
 Бусарчильская свита 186  
 Буульгенская свита 38, 43, 55  
 Бушгийская свита 55  
 Бушинская свита 177, 178  
 Буцринская синклиналь 301, 302, 305  
 Быккылькольский тектонический блок 86

## В

Варандинская антиклиналь 175, 182, 304  
 Великая площадь 265, 266, 416  
 Великая скважина 545  
 Величаевская (Величаевка) площадь 204, 227, 273, 274, 276  
 Верхнеажеекское тектоническое окно 363  
 Верхнегумская подсвита 407  
 Верхнемайкопская подсерия 379  
 Верхненатухайская подсвита 280  
 Военно-Грузинская дорога 9, 34, 168, 169, 175, 185, 541  
 Военно-Осетинская дорога 34  
 Военно-Сухумская дорога 34  
 Вознесенская площадь 402  
 Воронцовские скважины 67, 68, 265  
 Восковогорская свита 368, 377  
 Восточно-Кавказская климатическая область 31  
 Восточно-Кубанский прогиб, впадина, передовой прогиб 336, 337, 568  
 Восточно-Манычский прогиб 151  
 Выселковская опорная скважина 311, 312, 545  
 Выселковский вал 568  
 Высокогорная климатическая область 31

## Г

Галюгаевская скважина 273, 275, 276  
 Геналдонский ледник 549  
 Генеральская скважина 285  
 Гениохская свита 286

- Георгиевская площадь 204, 274, 275  
 Георгиевская скважина 266, 317  
 Георгиевская свита 340, 343  
 Гелдайская свита 179  
 Гергебильская гидроэлектростанция 252, 257  
 Герпагежские слои 339  
 Гидамотарская свита 137, 139  
 Гидамская свита 78  
 Гидамские массивы 503  
 Гизельдонская свита 149  
 Гималдыкская свита 137, 139, 509  
 Гиреевский карьер 456  
 Главного хребта зона 35, 36, 37, 53, 64—65, 71, 74, 122, 129, 144, 148, 168, 170, 264  
 Главный Северный разлом, надвиг Донбасса 150  
 Гладковский тип разреза верхнемеловых отложений 289  
 Глубокой балки горизонт (Абазинский) 352  
 Глубокой балки свита 352  
 Глясудинская свита 170  
 Гойтхский (Гойтхско-Убинский) антиклинорий, геантиклиналь 278, 280, 282, 486  
 Гойтхско-Ачишхинская подзона 194, 201, 202  
 Головинская свита 360, 362  
 Голубинская площадь 133, 204, 272, 274  
 Голубинские скважины 134  
 Гоначхирская морена 461  
 Гороховская площадь 204, 265, 272, 275, 276  
 Гороховские скважины 134  
 Горячего Ключа свита 299, 300, 339, 351—353, 361  
 Грачевская нефтеносная площадь 399  
 Грачевская свита 224  
 Грачевские скважины 133  
 Гремучинская свита 129, 139  
 Григориполисская скважина 133  
 Грозненская свита 422  
 Грозненские слои 422, 425  
 Грозненский вулканический р-н 541, 545  
 Губс свита 246, 266  
 Гудошаурская свита 186  
 Гузерипльский прогиб, синклиниорий (подзона) 194—199  
 Гулинская (Гули) свита 177, 178  
 Гумская подсвита 403  
 Гунделенская свита 253  
 Гяуртапинская подсвита 401, 405
- Д**
- Дагестан Известняковый, подзона, зона 252—254, 257, 259, 261, 264, 303  
 Дагестанские скважины 162, 545, 548  
 Дагестанские Огни, м-ние 274—276  
 Дагестанский тип разреза верхнемеловых отложений 289, 290, 321  
 Датогни, площадь 275  
 Дадиданская интрузия 520  
 Даккичайская интрузия 520  
 Даличайская свита 173  
 Дамхурцевская свита 48, 55  
 Дарьяльские граниты, массив 500  
 Латых скважина 309
- Даутская свита 78  
 Даховская интрузия, массив 15, 16  
 Дерби, горизонт 237  
 Дессокая серия 52  
 Джаловчатская депрессия 562  
 Джалпак, плато 531  
 Джамагатская морена 461  
 Джанайская свита 204  
 Джанайская (Джанай) опорная скважина 131, 133, 134, 204, 205, 272  
 Дженаитский тектонический блок 91, 101, 103, 107, 108, 110  
 Джентинская зона 119, 120, 122  
 Джентинская (Дженту хребта) свита 78  
 Джентинский тип разреза 94  
 Джерахская свита 185  
 Джигиатская свита 191  
 Джигинская площадь 416  
 Джорская синклиналь 190  
 Джорская свита 190, 193  
 Джуаргенская толща 91  
 Джуңгу толща 533  
 Джуңгуская структурно-фациальная зона 192  
 Джуңгу-су гранодиорит-порфировый шток 544  
 Дивненская скважина 384  
 Диндидагская интрузия 520, 524  
 Долменная свита 241  
 Дузлак, площадь, м-ние 272, 274—276, 309  
 Думалинская синклиналь 188
- Е**
- Ейская впадина, прогиб 194, 200, 201, 264—266, 268, 270, 311, 568  
 Ермолинская площадь 321  
 Ермолинские слои 226  
 Эссенгуская скважина 316  
 Эссенгуская свита 338
- Ж**
- Журавская площадь 133, 204, 273, 274, 275
- З**
- Загеданский массив 503  
 Заинкамская свита 177, 178  
 Заканский массив 503  
 Западно-Варениковская площадь 416  
 Западно-Голубинская скважина 548  
 Западно-Кавказская климатическая область 31  
 Западно-Кубанский передовой прогиб, краевой прогиб, прогиб 232, 263, 264, 266, 267, 285, 310, 323, 336, 348, 350, 352, 411, 568  
 Западно-Невинномысская площадь 398  
 Запорожский горизонт 234  
 Згидский вулканический центр 528  
 Згидское м-ние 21  
 Зейтунская свита 199  
 Зеленчука Большого морена 461  
 Зеленчукская свита 368, 378  
 Зеленчукская серия 36, 55  
 Зеленчукский массив 503  
 Зилгинская антиклиналь 188



Зимнеставкинская скважина 150, 151  
 Зимнеставкинское поднятие 150  
 Зимняя Ставка, площадь 204, 227, 273  
 Зольская площадь 271, 273—275  
 Зольские скважины 545  
 Зурамакентская свита 368, 381  
 Зыбза-Глубокий яр, площадь 376  
 Зыбзинская свита 352, 356, 360  
 Зыбзинские слои 352

## И

Игатлинская свита 179  
 Ижи-Бурульская площадь 205, 318  
 Ильская свита 351, 352, 355  
 Индоло-Кубанский краевой прогиб, педеродовой прогиб, прогиб 568  
 Индышские граниты, тип интрузии 552  
 Ипатовская опорная скважина 133, 265, 269, 270, 315, 317, 548  
 Ирганайская антиклиналь 182  
 Ирганайская котловина 182  
 Исахлинская свита 174  
 Итумкалинская свита 173, 174

## К

Кавказа Восточного флишевая зона 264  
 Кавказа Северо-Западного зона флишевых прогибов 233  
 Кавказа Центрального горст-антиклинорий 532  
 Кавминводская скважина 265, 266, 268—270, 315, 545  
 Кагальникская скважина 68—70  
 Кадарская антиклиналь 175, 181, 182, 307  
 Кадошская свита 359, 360  
 Казачьей щели свита 360  
 Казбекская свита 185, 186  
 Казбекский вулканический центр, область 483, 541, 544  
 Казбекский диабазовый пояс 520, 522  
 Казбекский массив 544  
 Казинская площадь 204, 399  
 Казинская скважина 384  
 Казинское м-ние 383  
 Калниболотская скважина 67—69  
 Калниболотский выступ 265  
 Калужская свита 352, 357  
 Калужские слои 352  
 Калужский горизонт 352  
 Камбулатские скважины 133  
 Камилухская свита 173  
 Камыш-Бурун, площадь 318  
 Камышбурунский горизонт 429  
 Камышеватская скважина 310  
 Каневская складка, зона, площадь 163  
 Каневская скважина 129  
 Каневский уч-к 312  
 Каневско-Березанское поднятие (сложный вал), зона, полоса 264, 265, 311, 312, 323, 568  
 Каневское поднятие, вал 133, 311  
 Канеловская площадь 311  
 Канеловская скважина 67, 68, 545  
 Карабекский (Архызский) интрузивный комплекс 501  
 Карабулак-Ачалуки площади 273  
 Карадажские слои 182

Караджалгинская свита 368, 379  
 Караджелмаоская свита 129  
 Карагельская морена 461  
 Каражская свита 176  
 Карачаево-Черкесская зона, торст-антиклинорий 86  
 Карачаевская серия 497, 509  
 Кардульская свита 177  
 Кардывачская интрузия 536  
 Кармадонская свита 170  
 Карпинского вал (кряж) 204, 226, 229, 271, 569  
 Картджюрская свита 78, 79, 95, 120, 496  
 Картджюрская морена 461  
 Каспийская площадь 134, 204, 226, 318  
 Кассарская интрузия, граниты, массив 500  
 Кассарская свита 52  
 Кахетинский диабазовый пояс 520  
 Кацърха-Дзыхра, рифовый массив 363  
 Каякент, уч-к 309  
 Каякентская площадь 400  
 Квардальская свита 179  
 Кейдынская свита 171  
 Кенделярская зона 118, 119, 120, 122  
 Кенделярская свита 115  
 Кенделярский тип разреза 94  
 Кенделярский тектонический блок 91, 107, 108  
 Кеш, свита 233, 234, 236, 237  
 Кератофиновый горизонт 187  
 Керестинская свита 341, 342, 352  
 Керестинский горизонт 352  
 Керкетская свита 279  
 Керхетский флиш 279  
 Керченско-Таманский поперечный прогиб 348  
 Кестантинская впадина 192  
 Кизильчукский массив 502, 503  
 Кимихурская свита 179  
 Киньрадская свита 139  
 Киньрадский грабен-синклинорий 124  
 Кипячей балки слои, подсвита 351, 352  
 Кирарская свита 149  
 Кисловодский разрез 274  
 Кистинская свита 185  
 Кишкитская свита 139  
 Ключевая площадь 377  
 Кобзинский горизонт 237  
 Кодорская свита 170  
 Колодезная площадь 204, 274—276  
 Кольтюбинская (Культюбинская) свита 79, 120  
 Конжужоевская свита 177—179  
 Кособская свита 170  
 Косожская свита 462  
 Косянинский карьер  
 Котх, свита 280, 283  
 Кохотх, свита 278  
 Кочубеевская скважина 545, 548  
 Коштанские слои 193  
 Красногвардейская площадь 265  
 Краснодарское поднятие 265  
 Краснокамышанская площадь 134  
 Краснополянский разлом, надвиг 201  
 «Красные камни», горизонт 274  
 Красный, мост 257, 481  
 Красный Камышаник, площадь 321  
 Кривой мост 846  
 Кропоткинские скважины 67—69, 265

Кропоткинское поднятие, зона поднятий, антиклинальная зона, антиклиналь 264  
 Крученых песчаников свита, толща 359  
 Крыловская складка, площадь 163, 265, 311, 547  
 Крыловская скважина 162  
 Кубано-Егорлыкская обводнительно-оро-  
 сительная система 27, 29  
 Кубано-Тебердинский уч-к 530  
 Кубанская депрессия 20, 454  
 Кубанская свита 61, 338  
 Кубанский горизонт, слои 338  
 Кубанский блок, выступ 91, 101, 515  
 Кубанский разрез 300, 336  
 Кубань-Калаусская водная система 27  
 Кугультинская площадь 316, 399, 418  
 Кугультинская скважина 545  
 Кугультинский уч-к 315  
 Кудеистинская (Хиротинская) свита 368, 386  
 Кудульская котловина 182, 193  
 Кужорская площадь, структура 265, 266, 310  
 Кукурт-тау, купола, поднятие 301, 309  
 Кули-Меэрская свита антиклиналь 257  
 Кумская свита 342, 350, 352  
 Кумская площадь, впадина 132  
 Кумский горизонт 352  
 Кумско-Керестинская свита 365  
 Кумухская свита 179, 180, 182  
 Куниковская свита 280, 286  
 Кура-Цице, площадь 377  
 Куринский горизонт 240  
 Курчанская площадь 396  
 Курчанская диапировая структура 427  
 Кутаисская свита 352, 357, 360  
 Кутаисский горизонт, слои 352  
 Кутаисский горизонт 146, 149  
 Кучерлинские скважины 133  
 Кущевская складка, площадь 267, 313  
 Кущевские скважины 67—69, 311  
 Кызылджольская свита 79, 85, 120, 496  
 Кыркольская свита 78, 115  
 Кыркольская подсвита 104  
 Кыртыльская свита 42  
 Кюреламская свита 171  
 Кыфар-Агурский массив 503  
 Кыфарский массив 501

## Л

Лабарданская свита 42, 43  
 Лабино-Малкинская зона 168, 485, 530, 550  
 Лабино-Урупская депрессия 141  
 Лабино-Урупский массив 141  
 Лабинская площадь, антиклиналь 265, 310  
 Лабинская свита 341  
 Лабинская серия 55  
 Лалаамская свита 177, 178  
 Лаурское колчеданное м-ние 482  
 Лахранская свита 82  
 Лацкая свита 173  
 Лаштракская свита 49, 52, 55  
 Лаштракский минеральный источник 49  
 Леговумская площадь 204, 547  
 Леговумские скважины 548  
 Ленинградская площадь 163, 265, 267

Ленинградские скважины 311, 548  
 Леушковская площадь 163  
 Лихвинская почва, время 459  
 Луцкая свита 174

## М

Мазунчайская (Зурунчайская) свита 179  
 Майкопская складка, антиклиналь 200  
 Майкопская площадь 163, 265—268, 310, 416  
 Майкопская скважина 162, 545  
 Майрамадагская свита 369, 380  
 Майский ярус 75  
 Майстинская свита 171  
 Магерская свита 38, 43, 55  
 Максимкумская площадь 204, 205, 274  
 Малкинская свита 61  
 Малкинский массив гранитов, интрузия 481, 492  
 Малкинский массив гипербазитов (сер-  
 пентинитов) 493  
 Малкинское м-ние 21, 493  
 Малокоффарский массив 503  
 Малоурупская свита 127  
 Мамайская свита 362  
 Мамайский горизонт 412  
 Мамхурцевская свита 47, 55  
 Манасская свита 403  
 Мангышлакская континентальная свита 450  
 Манычская впадина 204, 273, 290  
 Манычская приразломная зона прогибов 569  
 Манычская зона 272  
 Манычская зона впадин, прогибов, про-  
 гиб 133, 264, 271  
 Маргаритовская скважина 67, 69  
 Мартанская скважина 285  
 Марухская свита, разрез 79, 91  
 Марух-Худесская зона 118, 119, 120, 122  
 Марьянская свита 240  
 Марьянская площадь 418  
 Масловский горизонт 202  
 Махачкалинская свита 401  
 Махисская свита 170  
 Мацестинская свита 369, 385, 386  
 Мачмаловская свита 235  
 Медвежьи Ворота 526  
 Медовеевская свита 241  
 Межевая разведочная площадь 319  
 Меклета (Меклетинская) площадь 205, 229  
 Мектебская скважина 134  
 Мектебская площадь 204, 274, 547  
 Мечетинские скважины 67—69  
 Мечетинско-Шкуруинские скважины 133  
 Мешехинская свита 171  
 Мнатлинская свита 369, 380  
 Минераловодская группа лакколлитов 67  
 Минераловодский выступ, поднятие, сед-  
 ло 264, 397  
 Мирненская площадь 204  
 Мирненские скважины 133, 315  
 Мирненский уч-к 316  
 Миткуринская свита 170  
 Митрофановская площадь, структура 265

Миусская скважина 68, 69  
 Михайловская площадь 321  
 Михайловская подсвита 401, 405  
 Михрская свита 177, 178  
 Могохские слои 182  
 Моздокская площадь 402, 440  
 Моздокский выступ 271, 273, 274, 276  
 Монаштинская свита 224  
 Моралыкольская свита 61  
 Моревские скважины 68, 265, 310  
 Морозкиной балки горизонт, слои 369  
 Мутринская антиклиналь 252, 254, 257, 262  
 Муздухская свита 191  
 Музунчайская свита 525  
 Мукальская синклинал 188—190  
 Муравадская свита 174  
 Мухинский тектонический блок 91, 103, 107, 109  
 Мухольская синклинал 188  
 Муцидакальская свита 369, 380  
 Муштинская свита 61  
 Мысовидненская свита 369, 386  
 Мысхаковская (Мысхако) подсвита 281, 282, 286

## Н

Навагинская свита 363  
 Нагутская опорная скважина 112, 545  
 Нагутские скважины 265, 266, 268, 269, 315  
 Надзорненская площадь 315  
 Надзорненская серия 365  
 Надзорненские скважины 315  
 Надзорненский уч-к 316  
 Назрановская толща 437  
 Нальчикская площадь 271, 273, 274  
 Нальчикская свита 343  
 Натухайская свита 279, 286  
 Невинномысская антиклиналь 398  
 Невинномысская скважина 112, 113  
 Невинномысские высоты 400  
 Незамаевская скважина 67—69  
 Некрасовская площадь, складка, антиклиналь 163, 267, 268  
 Нижнегумская подсвита 407  
 Нижнемайкопская подсерия 378, 379  
 Нижнелатухайская подсвита 286  
 Нижнешатильская подсвита 170  
 Никаройская свита 177, 178  
 Никитинский горизонт 146, 149  
 Новогеоргиевская скважина 342  
 Новогеоргиевская площадь 318  
 Новодмитриевская площадь 284  
 Новолабинская площадь 392, 416  
 Новоминская скважина 311, 312  
 Новоминский поперечный разлом 569  
 Новопокровская скважина 311  
 Новороссийская геосинклинал, синклинорий, флишевый синклинорий, прогиб, трог 232, 277, 358, 359  
 Новороссийский тип разреза верхнемеловых отложений 289  
 Новошербиновская площадь 311  
 Ногабская свита 174  
 Ногайская толща 151

## О

Одзьянская свита 179  
 Озек-Суат, скважина 151  
 Озек-Суатская газоносная структура, площадь, поднятие 232, 263, 266, 267, 283, 284  
 Озек-Суатский выступ (вал) 264, 271, 273—276  
 Озек-Суатское нефтяное м-ние 226  
 Октябрьская скважина 133, 150, 545, 548  
 Олейниковская площадь 204, 318  
 Олейниковская свита 204  
 Олейниковская № 40 скважина 204  
 Ольгинская (Сулакская) свита 368, 379  
 Орджоникидзевская котловина 465  
 Осевая зона 475  
 Осевая подзона 475, 553  
 Отказненская площадь 271, 273—276  
 Отказненская скважина 272  
 Отрадненская площадь 310  
 Оттинская свита 173

## П

Пантикапейский горизонт 429  
 Папайский уч-к 278  
 Пастуховская свита 78, 104, 115, 120  
 Паук, свита 278  
 Пачелкентские слои 179  
 Пелагиадинская нефтеносная площадь 399  
 Пелагиадинское м-ние 383  
 Пенайская свита 281, 286  
 Первичная свита 368  
 Первохерсонские скважины 545  
 Передового хребта зона (подзона) 7, 35, 62, 64—66, 71, 74, 85, 101, 117, 122—124, 128, 145, 148, 168, 264, 265  
 Песчаная площадь 318  
 Песчанокопская скважина 131—133, 265, 310, 311, 545  
 Петровская площадь 314  
 Петровская скважина 315, 316  
 Пластунская свита, мульда 360, 361  
 Пластунские ворота 280  
 Победа, площадь 266  
 Подкумская свита 341  
 Подкумский разрез 300  
 Позднеевская скважина 68, 69, 546, 548  
 Полбинский горизонт 369, 469  
 Правокумская площадь 320  
 Правокумские скважины 134  
 Прасковейская площадь 204, 273, 274  
 Прасковейская скважина 266  
 Предкавказская (Скифская) эпигерцинская альпийская, плита, платформа 368, 381  
 Предкавказский тип разреза верхнемеловых отложений 289, 290, 322  
 Предкавказский прогиб 20  
 Прервинская свита 387  
 Привольненские скважины 132, 545, 546  
 Прикалаусские высоты 25, 26  
 Прикаспийская климатическая область 31  
 Прикаспийская впадина 462  
 Прикумская площадь 204  
 Прикумско-Тюленевское поднятие, зона поднятий 569

Приморская свита 359  
 Приозерная площадь 205, 274, 275  
 Приозерская площадь 204, 548  
 Причерноморская климатическая область 31  
 Причерноморско-Кубанский прогиб 568  
 Промежуточная зона (Пшекиш-Бамбакский грабен-синклинорий) 102, 124, 127, 129, 134, 143, 145—148, 153, 154, 155, 158—160  
 Промысловская свита 204  
 Промысловская площадь, поднятие 134, 204, 318  
 Промысловские скважины 204  
 Поскупская подсвита 351, 352  
 Псекупс-Собербашский (Абино-Гунайский) тип разреза верхнемеловых отложений 289  
 Псекупс-Собербашский прогиб 284  
 Псоу, антиклинальная подзона 234, 237  
 Пшекишская антиклинальная зона 144  
 Пшекиш-Тырныаузская шовная зона, система разломов, глубинный разлом 562, 561  
 Пшекский горизонт 369, 378  
 Пшишская свита 202  
 Пшишское поле мигматитов  
 Пятигорские лакколиты 434

## Р

Радыковская скважина 316  
 Радыковский уч-к 315  
 Расшеватские скважины 133, 310—312, 365  
 Режетско-Гунайская мульда 235  
 Речепстинская синклираль 505  
 Речепстинский массив 503  
 Рики, свита 381  
 Ритцевская свита 368, 379  
 Ровненская площадь 69, 70, 398, 418  
 Ровненские скважины 67  
 Ростовский выступ, глыба, блок 67, 264, 290, 567  
 Рошня, скважина 309  
 Ругжинская свита 176  
 Русская платформа 567  
 Русский Хутор площадь 226, 227, 273, 274  
 Русского Хутора скважина 150, 151  
 Рухунская свита 179

## С

Сагодинский разлом 520  
 Садовая площадь 133  
 Садоно-дигорская зона 528, 529  
 Садоно-Мизурский вулканический центр 528  
 Садононская свита 187  
 Садоноское м-ние 21  
 Салатауская антиклиналь 182, 184  
 Салжинская площадь 205, 229  
 Сальская площадь 316  
 Сальский уч-к 315  
 Самурская площадь 266  
 Самурская свита 178

Самурский хребет, зона 175  
 Сангуты, р-н ледников 549  
 Сандуховская свита 171  
 Санчаро-Кардывачский комплекс 536  
 Санчарская интрузия 535, 536  
 Саргомская свита 177, 178  
 Сары-дюз, свита 193  
 Сахрайская интрузия, массив 15, 16  
 Сахрайская свита 157  
 Северная моноклиналь 7, 245  
 «Северная юрская депрессия» 168  
 Северный склон Главного Кавказского хребта, зона 194  
 Северный (Абино-Гунайский) флишевый прогиб 283, 284  
 Северный (Псекупс-Собербашский) флишевый прогиб 286, 323  
 Северных гранитов комплекс 511  
 Северо-Кавказская моноклиналь 285, 288  
 Северо-Кавказская миогеосинклираль 539  
 Северо-Кавказская подвижная складчатая область 550, 554  
 Северо-Кавказский краевой массив 35, 37  
 Северо-Нагутская площадь 204, 273  
 Северо-Нагутская скважина 266, 545  
 Северо-Осетинская вулканическая область 528  
 Северо-Ставропольская площадь 204, 315  
 Северо-Ставропольское газовое м-ние 383  
 Семиродниковская свита 78  
 Семисамская антиклиналь  
 Сенгилеевская котловина 25  
 Сенгилеевская площадь, антиклиналь 204, 316, 399  
 Сенгилеевская скважина 265, 315  
 Сенгилеевское м-ние 383  
 Септариевая свита 368, 378  
 Септариевый горизонт 368  
 Серафимовская площадь 204  
 Серафимовские скважины 134  
 Сердюковская площадь, антиклиналь 200, 201, 265, 547  
 Сердюковские скважины 545  
 Серноводская свита, толща 401, 404  
 Сидеритовая свита 179, 241  
 Синепупровская площадь 204, 276, 547  
 Синепупровские скважины 548  
 Скифская эпигерцинская плита, платформа 133, 194, 290, 335  
 Скифско-Туранская плита 567  
 Славянско-Рязанская впадина (депрессия) 391  
 Советская площадь 200, 201, 265, 268  
 Соколовская площадь, антиклиналь 265  
 Соколовская скважина 545  
 Соленовский горизонт, пласт 383  
 Солончинский горизонт 239  
 Солончаковские слои 226  
 Сосновская свита 78  
 Софийская депрессия 562  
 Софийский горст 37, 38, 40, 47  
 Сочинская свита 369, 386  
 Ставропольская нефтеносная площадь 399  
 Ставропольская климатическая область 31  
 Ставропольские высоты 25

Ставропольский свод 264, 266, 270, 273, 364  
 Ставропольский тип разреза верхнемеловых отложений 289, 290, 322  
 Ставропольское газовое м-ние 21  
 Ставропольское сводовое поднятие 7, 21, 67—69, 113, 133, 151, 566  
 Старопронзенская складка 344  
 Староминская площадь 163, 265  
 Староминские скважины 311  
 Старощербиновская скважина 548  
 Стопласовая подсвита 280  
 Суарькская свита 76, 111  
 Сукко, подсвита 282, 286, 359  
 Сулакская свита 368, 381  
 Сунженская антиклиналь (Терский краевой прогиб) 545  
 Сунженская свита 403  
 Супсех, свита 281, 282, 286  
 Суркульско-Кумская площадь 316  
 Сухокумские слои 226

## Т

Тагаурская свита 341  
 Тахлугорская свита 173  
 Тахта-Кулгультинская скважина 133, 548  
 Тахтинская площадь 418  
 Тебердинская свита 78, 115  
 Тебердинский горст, блок 37, 38, 40  
 Тебердинский грабен-синклинорий 124  
 Темиргоевская площадь 265, 268, 270  
 Темиргоевская скважина 313  
 Темиргоевская антиклинальная зона 569  
 Тенгутинская площадь 319  
 Теплинские пранитоиды, массив 533  
 Терская депрессия 20 (Сунженская антиклиналь), прогиб 544, 545  
 Терский антиклинорий, антиклинальная зона 273, 274, 276  
 Терско-Каспийская депрессия 263  
 Терско-Каспийская (Терско-Дагестанская) впадина 264, 271—276  
 Терско-Каспийский краевой прогиб, прогиб, передовой прогиб 343  
 Терско-Кумская впадина, прогиб 261, 271, 290, 336, 346, 566, 569  
 Терско-Кумский передовой прогиб 336  
 Тимашевская ступень 264, 265, 391  
 Тимашевский разлом 569  
 Тихорецко-Кропоткинская впадина 418, 568, 569  
 Тляротинская синклиналь 306  
 Тляротинский разлом  
 Токмак-кая лакколит 531  
 Толстобугорская свита 127  
 Толстобугорское м-ние 129  
 Тоханская свита 117  
 Третьей роты, урочище 457, 481  
 Трехсельская скважина 548  
 Трехсельская площадь 200, 201, 268  
 Тузлово-Манычская зона 265, 323  
 Тузиркильская свита 173  
 Тульская площадь 266, 268, 310  
 Тумгинская свита 177, 178  
 Тухуройский горизонт 173  
 Тухинская свита 352  
 Тушепский горизонт 235  
 Тхабский тип разреза верхнемеловых отложений 289

Тхача Малого, горизонт 156  
 Тщикское водохранилище 27  
 Тызлыльский массив 481  
 Тырнаузская интрузивная формация (Тырнауз) 481  
 Тырнаузская свита 78  
 Тырнаузская шовная зона, тектонический шов, разлом, зона разломов 190  
 Тырнаузский рудный узел 472  
 Тырнаузское м-ние 74, 85, 118

## У

Убеженская антиклиналь 398  
 Убеженская площадь 268, 270, 399  
 Убинская свита 241  
 Убинский горизонт 241  
 Утнихинская свита 173  
 Украинский массив, кристаллический щит 67, 70, 290, 567  
 Уллу-Мальян-Дурку, ледник 547  
 Улучаринская антиклиналь 178  
 Улучиранская свита 41, 43  
 Унальская свита 173  
 Урлешская свита 61, 73  
 Урминская синклиналь 301, 302, 307  
 Урожайненская площадь 204, 548  
 Урожайненская скважина 547, 548  
 Урупская антиклиналь  
 Урупская площадь 310  
 Урупская фациальная зона 119, 120  
 Урупская серия 79  
 Урупские скважины 545, 548  
 Урупский магматический комплекс 478  
 Урупский тип разреза 94  
 Уруштенский магматический комплекс 551  
 Уруштенский горизонт 146, 149  
 Успенская площадь 268  
 Успенские скважины 548  
 Усть-Лабинская площадь 163, 265  
 Ушкалойская свита 179  
 Ушхинская свита 203

## Ф

Фалфанская свита 178  
 Фанарский горизонт 238, 239  
 Фаснальский вулканический центр 528  
 Федоровская площадь 418  
 Фиагдонский вулканический центр 528  
 Фонталовская гряда 443  
 Фроловская площадь, антиклиналь 200  
 Фроловские скважины 315, 545  
 Фроловско-Черкесского поднятия кордильера, зона поднятий 192, 194

## Х

Хабльские слои 352  
 Хадумская свита 348, 352, 369, 376  
 Хадумские слои 352  
 Хадумский купол 302  
 Хадыженская свита 352, 357  
 Хадыженская (Медвежьегорская) зона кордильера, поднятие 133, 134, 151, 204, 272—274, 276  
 Хадыженский горизонт 352  
 Хамышкинский разлом



Хасаутская свита 59, 480  
 Хастинская зона 192  
 Хахопсе, свита 202  
 Хваршинская свита 170  
 Хваршинский мост 170  
 Хечекская свита 179  
 Хивская свита 176  
 Хиндахская котловина 182, 193  
 Хиротинская свита 386  
 Хновская свита 174  
 Ходжалмахинская синклиналь 301, 302  
 «Хокай», горизонт 202  
 Хостинская свита 369, 386  
 Хостинская структурно-фациальная зона 192  
 Хошмензил уч-к 309  
 Хпекская свита 179  
 Худесский тип разреза 91  
 Худесское (Кызылжольское) рудное поле, м-ние 80, 86, 87, 98, 499  
 Хуламская свита 529  
 Хумаринская свита 191, 192  
 Хунзахская антиклиналь 182  
 Хунзахские слои 181  
 Хурайская свита 179, 525

## Ц

Цейлаханская (Хновская) свита 174  
 Цейский массив диоритов 483  
 Центральная кордильера, зона, поднятие 280  
 Центрально-Грузинская вулканическая область 541  
 Черик-Гель, скважина 545  
 Циклаурокая свита 185  
 Цилкинская полоса сдвигов  
 Цице, горизонт 352  
 Цице (Тухинская) свита 352  
 Цице (Алекская) свита 351, 361  
 Цмурские слои 180  
 Цубукская разведочная площадь 318  
 Цудахарская свита 180, 182  
 Цумадинская свита 171  
 Цуузунская свита 170

## Ч

Чатадонская свита 170  
 Чаталовская свита 234  
 Чаталтапинская свита 202  
 Чевжиписинская зона 358, 360, 528, верхнемеловых отложений 289  
 Чегемская свита 57  
 Чегемская серия 61  
 Чегемское вулканическое плато 483  
 Челацкая антиклиналь 175  
 Челбасская складка 131, 311  
 Челбасская скважина 548  
 Челбасская площадь 133, 135, 151, 163, 547  
 Челбасский уч-к 312  
 Челшуринская свита 149  
 Чемарткольская свита 78  
 Чепси, свита 237, 238  
 Черекско-Чегемская вулканическая область 529  
 Черкесская складка, площадь, антиклиналь 315  
 Черкесская свита 200, 341, 343

Черкесские скважины 265, 266, 268, 270, 545  
 Черкесско-Фроловское поднятие 191  
 Чернолесский прогиб 569  
 Чессу реки свита 50  
 Чечено-Осетинская впадина  
 Чеченская свита 343  
 Чиликская свита 78  
 Чиликский массив 505  
 Чкаловская скважина 266  
 Чкаловская площадь 204, 273, 274, 318, 320  
 Чми свита 177, 178  
 Чолакская антиклиналь 180  
 Чугушский горст 47  
 Чуриная толща 202  
 Чхери, лавовый поток 545

## Ш

Шалимов Луг урочище 456  
 Шапсухское водохранилище 27  
 Шапсухо, свита 241, 243  
 Шатильская свита 170  
 Шатойская синклиналь 302  
 Шауданская подсвита 403, 407  
 Шаукольская толща 56  
 Шахдагская зона 260  
 Шахдагский тип разреза верхнемеловых отложений 289  
 Шахэ, подзона 237, 238  
 Шибик, подовита 351, 352  
 Шиджатмазская свита 61  
 Ширванская скважина 545  
 Ширванская площадь, складка 267  
 Ширванско-Безводненская площадь 266  
 Шишанская свита 239  
 Шоанская свита 191  
 Штулинская депрессия 23  
 Штулу-Хареская депрессия 188  
 Шуриная подсвита 401, 405  
 Шхельдинский тектонический выступ 515  
 Щербиновская площадь, зона, поднятие 265  
 Щербиновские скважины 67, 311

## Э

Эльбрус рудник 58, 143  
 Эльбрусская вулканическая область 541  
 Эльбрусское м-ние 9  
 Эльбруско-Ставропольское поперечное поднятие 541  
 Эльбурганская свита 297, 300, 317, 337, 347  
 Эльдамокий купол, поднятие 301, 305  
 Эльджуртинские граниты, интрузия 544  
 Эпчикская свита 137  
 Эшкаконский массив 481

## Ю

Южно-Андреевская скважина 285  
 Южно-Ачикулакская площадь 204, 274  
 Южно-Советская площадь, складка 196, 200, 201, 265, 268  
 Южно-Сухокумская скважина 150, 151  
 Южно-Сухокумское (Южно-Сухокумка) нефтяное м-ние, площадь 226, 227, 318

Южный (Новороссийский) флишевый  
прогиб 286, 322, 323  
Южный склон Главного Кавказского  
хребта, зона 122, 145

**Я**

Ялахкамская свита 177, 178  
Ялахская свита 178  
Ямангойская скважина 548

Ямангойская площадь 204, 273, 548  
Янкульская котловина 25  
Янкульская площадь 204  
Янкульская скважина 113, 265, 548  
Ярославская площадь, структура 266, 310  
Ярославо-Костромская площадь 392  
Ярыксуйская подсвита 407  
Ясенская скважина 265, 310  
Ятыргвартский комплекс 510

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>А. Я. Дубинский, В. Л. Андрущук</i>	7
<b>Глава I. История геологических исследований</b>	9
Геологические исследования. <i>Г. Д. Гриднев</i>	9
Геофизическая изученность. <i>П. А. Виноградов</i>	19
<b>Глава II. Физико-географическое описание и экономическая характеристика</b>	23
Рельеф. <i>И. Н. Сафронов</i>	23
Гидрография. <i>В. Г. Гниловской</i>	26
Климат. <i>А. С. Щитов</i>	29
Оледенение. <i>В. Г. Гниловской</i>	31
Почвы и растительность. <i>В. Г. Гниловской</i>	32
Экономическая характеристика. <i>В. Г. Гниловской</i>	33
<b>Глава III. Стратиграфия</b>	35
Докембрий	35
Зона Главного хребта. <i>Е. А. Снежко</i>	37
Зеленчукская серия (кристаллические сланцы)	37
Лабинская серия (метаморфические сланцы)	47
Бечасынская зона. <i>Д. С. Кизевальтер</i>	56
Зона Передового хребта. <i>Е. А. Снежко</i>	62
Общие замечания по докембрию Северного Кавказа. <i>Е. А. Снежко</i>	64
Докембрий Предкавказья. <i>Л. А. Варданянц, А. Я. Дубинский, Н. А. Маценко</i>	67
Палеозойская группа	70
Нижний палеозой. <i>З. Я. Потапенко</i>	72
Кембрийская система	72
Средний палеозой	75
Силурийская система. <i>Д. С. Кизевальтер</i>	82
Девонская система. <i>Е. А. Снежко, И. И. Греков</i>	83
Девон складчатого фундамента Предкавказья. <i>А. Я. Дубинский</i>	111
Каменноугольная система	113
Нижний отдел. <i>И. И. Греков, Е. А. Снежко</i>	113
Общие выводы по среднему палеозою Передового хребта. <i>Е. А. Снежко</i>	117
Верхний палеозой. <i>Е. А. Снежко</i>	122
Каменноугольная система	124
Средний отдел. <i>А. Л. Лунев, А. П. Резников</i>	124
Верхний отдел. <i>А. Л. Лунев, А. П. Резников</i>	128
Каменноугольные отложения складчатого фундамента Предкавказья. <i>А. Я. Дубинский</i>	130
Пермская система	135
Нижняя пермь Большого Кавказа. <i>С. С. Круглов, В. Н. Робинсон</i>	136
Верхняя пермь Большого Кавказа. <i>С. С. Круглов, В. Н. Робинсон</i>	145
Нижнепермские отложения Предкавказья. <i>А. Я. Дубинский</i>	150
Мезозойская группа	152
Триасовая система	152
Западный Кавказ и зона Южного склона. <i>В. Н. Робинсон</i>	152
Триасовые отложения Предкавказья. <i>В. Л. Егоян, К. О. Ростовцев</i>	161
Юрская система	165
Нижний и средний отделы. <i>Г. Я. Крымгольц</i>	166
Восточная часть Северного Кавказа. <i>В. Н. Безносос, В. В. Шелховской</i>	168
Центральная часть Северного Кавказа. <i>Ю. Я. Потапенко, В. Н. Безносос</i>	185

Западная часть Северного Кавказа и Западное Предкавказье. <i>К. О. Ростовцев</i>	193
✓ Восточное Предкавказье. <i>Г. Я. Крымгольц</i>	203
Верхний отдел. <i>Г. Я. Крымгольц</i>	205
Восточная часть Северного Кавказа. <i>Б. П. Лучников</i>	207
Центральная часть Северного Кавказа. <i>Б. П. Лучников</i>	213
Западная часть Северного Кавказа. <i>Б. П. Лучников</i>	219
Район западного погружения Кавказа. <i>С. В. Савин</i>	221
✓ Восточное Предкавказье. <i>М. М. Мацкевич</i>	226
Общие выводы по стратиграфии юрских отложений. <i>Г. Я. Крымгольц</i>	229
Меловая система	230
Нижний отдел	231
Северо-Западный Кавказ. <i>В. Л. Егоян</i>	232
Моноклиналь северного склона Кавказа (от р. Хокодзь до р. Асса). <i>В. В. Друщиц</i>	244
Дагестан. <i>В. И. Канчели</i>	250
Западные и центральные районы Предкавказья. <i>В. Л. Егоян</i>	263
Восточные районы Предкавказья. <i>А. Е. Ткачук</i>	271
Верхний отдел	276
Северо-Западный Кавказ. <i>В. Л. Егоян, С. Л. Афанасьев</i>	276
Моноклиналь северного склона (западная часть — от р. Хокодзь до р. Ходзь). <i>М. М. Москвин</i>	285
Центральные и восточные районы Моноклинали северного склона (от р. Ходзь до р. Черек). <i>М. М. Москвин</i>	288
Районы северного склона к востоку от р. Черек; Дагестан. <i>М. М. Москвин</i>	301
Предкавказье. <i>М. М. Москвин</i>	310
Общие выводы по стратиграфии меловых отложений. <i>В. Л. Егоян</i>	322
Кайнозойская группа	333
Палеогеновая система. <i>Б. П. Жижченко, В. И. Резников</i>	334
Палеоцено и эоцен	335
Палеогеновая и неогеновая системы (олигоцен — нижний и низы среднего миоцена, майкопская серия). <i>Б. П. Жижченко, В. И. Резников</i>	374
Краевая подвижная зона Предкавказской плиты (северный склон Большого Кавказа)	374
Предкавказская плита	381
Южный склон Северо-Западного Кавказа	385
Неогеновая система (?) (средний и верхний миоцен). <i>Б. П. Жижченко, В. А. Серезенко, Э. В. Чурилова</i>	388
Средний миоцен	389
Верхний миоцен	408
Плиоцен	426
Четвертичная (антропогеновая) система	441
Четвертичные морские отложения. <i>Б. П. Жижченко, Г. И. Попов, В. А. Серезенко</i>	442
Четвертичные континентальные отложения. <i>И. Н. Сафронов, Н. А. Лебедева</i>	447
Общие выводы по стратиграфии отложений кайнозойской группы. <i>Б. П. Жижченко, В. А. Серезенко, В. И. Резников</i>	465
<b>Глава IV. Магматизм и метаморфизм</b>	471
История исследований. <i>Г. Д. Афанасьев</i>	471
Формации изверженных пород Северного Кавказа по данным абсолютного возраста. <i>Г. Д. Афанасьев</i>	473
Формации магматических пород и их размещение в структурно-формационных зонах	485
Протерозойский магматизм. <i>Г. И. Баранов</i>	486
Палеозойский магматизм	490
Ранний палеозой. <i>Г. И. Баранов</i>	490
Средний палеозой	494
Досреднедевонские интрузии. <i>Г. И. Баранов</i>	494
Спилито-кератофировая формация среднего палеозоя. <i>Е. А. Снежко</i>	496
Девонские плагиигранитные интрузии зоны Главного хребта. <i>Г. И. Баранов</i>	499
Карабеский (архызский) интрузивный комплекс. <i>М. Х. Срабоньян</i>	501
Поздний палеозой	508

Позднепалеозойский плутоно-вулканический комплекс. <i>М. Х. Срабоньян</i>	508
Ятыргвартский интрузивный комплекс. <i>М. Х. Срабоньян</i>	510
Комплекс северных гранитов. <i>М. Х. Срабоньян</i>	511
Комплекс гранитов Главного хребта	513
Гранитоиды центральной и восточной частей зоны Главного хребта. <i>Г. И. Баранов</i>	513
Гранитоиды западной части зоны Главного хребта. <i>Г. А. Михеев</i>	516
Мезозойский магматизм	520
Дагестан. <i>Н. Т. Романов</i>	520
Центральный и Западный Кавказ	526
Ранне- и среднеюрский магматизм. <i>А. М. Борсук</i>	526
Послебайосский — домеловой магматизм. <i>А. М. Борсук</i>	532
Магматизм мелового периода. <i>А. М. Борсук</i>	537
Кайнозойский магматизм. <i>А. М. Борсук</i>	539
Магматизм Предкавказья. <i>Н. А. Маценко, А. Я. Дубинский</i>	545
Магматические образования неясного возраста. <i>А. М. Борсук</i>	549
Этапы развития магматизма. <i>Г. Д. Афанасьев</i>	550
Метаморфизм. <i>Г. Д. Афанасьев</i>	554
<b>Глава V. Тектоника</b>	566
Тектоническое районирование. <i>В. Е. Хаин</i>	566
Тектоника Предкавказья. <i>М. С. Бурштар</i>	572
Схема тектоники фундамента Предкавказья. <i>А. Я. Дубинский</i>	574
Западное Предкавказье. <i>А. Н. Шарданов</i>	584
Центральное Предкавказье. <i>М. С. Бурштар</i>	590
Восточное Предкавказье. <i>М. С. Бурштар</i>	590
Альпийская складчатая система	594
Таманский полуостров и Западный Кавказ. <i>А. Н. Шарданов, Ч. Б. Бо- рукаев</i>	594
Северо-Кавказский краевой массив. <i>А. Л. Лунев</i>	606
Структура фундамента	608
Зона Передового хребта. <i>Г. И. Баранов</i>	608
Бечасынская зона. <i>Ю. Я. Потапенко</i>	618
Структура осадочного чехла	621
Лабно-Малкинская зона. <i>А. Л. Лунев</i>	621
Северо-Кавказская моноклираль. <i>А. Л. Лунев</i>	625
Центральный Кавказ	627
Зона Главного хребта. <i>Г. И. Баранов</i>	627
Восточный Кавказ. <i>Н. Т. Романов</i>	634
Новейшая тектоника и сейсмичность. <i>И. Н. Сафронов</i>	644
Глубинное строение Кавказа и Предкавказья по геофизическим данным. <i>Б. А. Брюсов</i>	650
<b>Глава VI. Геоморфология. И. Н. Сафронов</b>	657
<b>Глава VII. История геологического развития. В. Е. Хаин</b>	676
<b>Глава VIII. Задачи дальнейшего изучения геологии Северного Кавказа.</b> <i>А. Л. Лунев, В. А. Серезженко, Ю. Я. Потапенко</i>	701
Литература	705
Указатель географических названий	737
Предметный указатель	747
Приложение: Геологическая карта Северного Кавказа (отдельно)	



Коллектив авторов  
ГЕОЛОГИЯ СССР. СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ  
ТОМ IX

Ведущий редактор *Н. Г. Державина* Технические редакторы *В. И. Алексеева, Т. М. Шамова*  
Корректоры *Л. И. Окромело и А. С. Аполчина*

---

Подписано к набору 26/X-1967 г. Подписано к печати 20/VI-1968 г.  
Формат 70×108<sup>1/16</sup> Печ. л. 47,5+1,5 (4 вкл.)+0,5 п. л. карта Усл. л. 69,58  
Уч.-изд. л. 69,43 в т. ч. 0,6 цв. карта Т-10102 Тираж 1250 экз. Зак. № 753/9875-1  
Цена бр. 12 к. с картой Бум. № 1 Индекс 3-4-1

---

Издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.  
Ленинградская картографическая фабрика ВАГТ

