

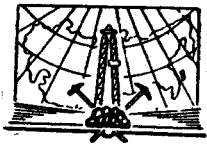
ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
X

ГРУЗИНСКАЯ ССР

ЧАСТЬ
I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



ГЕОЛОГИЯ
СССР



Главный редактор
А. В. Сидоренко

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ-КОМИТЕТ СССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ АКАДЕМИИ НАУК ГССР
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ ГССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ X

ГРУЗИНСКАЯ ССР

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редактор *П. Д. Гамкрелидзе,*
Соредакторы *Г. С. Дзоценидзе, Г. М. Заридзе, И. В. Качарава,*
М. М. Рубинштейн, А. Л. Цагарели, Г. Ф. Челидзе

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1964

<http://Jurassic.ru/>

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»**

АЛИ-ЗАДЕ А. А.

АССОВСКИЙ А. Н.

БАРАТОВ Р. Б.

БЕЛОУСОВ В. В.

БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.

(зам. главного редактора)

БОГДАНОВ А. А.

ГОРСКИЙ И. И.

ДВАЛИ М. Ф.

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.

ЕРШОВ А. Д.

ЕСЕНОВ Ш. Е.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.

КУЗНЕЦОВ Ю. А.

ЛУКАШОВ К. И.

МАГАКЪЯН И. Г.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.

(зам. главного редактора)

МАЛЫШЕВ И. И.

МАРИНОВ Н. А.

МАРКОВ Ф. Г.

МАРКОВСКИЙ А. П.

МАШРЫКОВ К. К.

МИРЛИН Т. А.

МИРЧИНК М. Ф.

МУРАТОВ М. В.

НАЛИВКИН Д. В.

ОРВИКУ К. К.

ПЕЙВЕ А. В.

(зам. главного редактора)

ПОПОВ В. С.

САТПАЕВ К. И.

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СЕМЕНОВ А. И.

СИДОРЕНКО А. В.

(главный редактор)

СМИРНОВ В. И.

СПРИНГИС К. Я.

ТРОФИМУК А. А.

ХАМРАБАЕВ И. Х.

ШАТАЛОВ Е. Т.

ЩЕРБАКОВ Д. И.

ЯНШИН А. Л.

ЯРМОЛЮК Б. А.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



**Посвящается 40-летию установления
Советской власти и образования
Коммунистической партии Грузии**

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа является обобщающей крупной сводкой геологического строения Грузинской ССР и представляет собой первую часть X тома «Геологии СССР».

Главными материалами для составления работы служили монографии, в которых освещены вопросы стратиграфии, магматизма, вулканизма, тектоники, истории геологического развития, фаций и палеогеографии, а также вопросы геологии отдельных крупных регионов Грузии. В целом же работа основана на огромном фактическом материале по состоянию изученности территории на 1 июня 1961 г., составлена большим коллективом авторов, в основном сотрудников Геологического института Академии наук Грузинской ССР и представляет довольно полную сводку, подытоживающую результаты многочисленных исследований.

Наибольшей по объему в работе является глава, посвященная стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Это и вполне естественно, так как Грузия является классическим регионом в Советском Союзе, где эти отложения представлены наиболее полно и детально охарактеризованы богатой фауной.

Ввиду чрезвычайно широкого развития и достаточной изученности в отдельной главе рассматриваются мезо-кайнозойские вулканогенно-осадочные образования.

При составлении X тома «Геологии СССР», с целью изложения материала по единому плану, было признано необходимым положить в основу его новейшую схему геотектонического районирования Грузии, составленную П. Д. Гамкрелидзе.

Согласно этой схеме, на территории Грузии выделяются пять основных крупных тектонических единиц: I — Антиклиний Главного Кавказского хребта, II — Складчатая система Южного склона Большого Кавказа, III — Грузинская глыба, IV — Аджаро-Триалетская складчатая система и V — Артвинско-Болнисская глыба. В свою очередь каждая из этих единиц подразделяется на зоны и подзоны, детальная характеристика которых дается в главе, посвященной тектонике (см. рис. 42).

Авторы и члены редакционной коллегии данной работы считают, что, несмотря на сравнительно хорошую изученность геологии Грузии, многие вопросы, освещенные в ней, еще остаются спорными и неразрешенными. К ним прежде всего относится стратиграфия верхней части

майкопской серии, нижнего миоцена и четвертичных отложений. Тем не менее приводимый материал дает достаточное представление об основных особенностях геологического строения Грузии и представляет большой интерес для широкого круга читателей.

Геологический институт Академии наук Грузинской ССР и Геологическое управление при Совете Министров Грузинской ССР посвящают настоящий X том Геологии Грузинской ССР знаменательной дате — 40-летию установления Советской власти и организации Коммунистической партии Грузии.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

В истории геологического изучения Грузии, начавшегося более века тому назад, можно выделить несколько этапов.

Первый этап связан с исследованиями Ф. Дюбуа де Монпере, путешествовавшего в тридцатых годах прошлого столетия по Кавказу и Крыму. Несмотря на отрывочность наблюдений, Дюбуа де Монпере правильно отметил некоторые элементы геологического строения Грузии — наличие кристаллических пород в ядре Большого Кавказа, преобладание мезозойских и третичных отложений, развитие верхнетретичной складчатости и молодого вулканизма. В мезозойских и третичных отложениях он выделил ряд свит и горизонтов.

Справедливо называемый отцом геологии Кавказа, Г. В. Абих сделал очень многое для познания геологии Грузии. Хотя под влиянием господствовавших в те времена горообразовательных теорий Буха взгляды Г. В. Абиха на тектонику Кавказа были ошибочными, тем не менее его труды были фундаментом, на котором развивалась впоследствии геология Кавказа, в частности Грузии. Г. В. Абих установил юрский возраст аспидных сланцев Главного Кавказского хребта, впоследствии долгое время ошибочно относимых к палеозою. Правильно намечены им основные черты подразделение мела Западной Грузии и палеогена Ахалцихской депрессии и Триалетского хребта, и некоторые выделенные им горизонты и свиты, например аспидные сланцы лейаса, ургон (капротиновые известняки); «каратубанский горизонт» и «циреновые песчаники» и др. выделяются и сейчас. Многое сделал Г. Абих и в деле изучения молодого вулканизма. Он же составил и первые геологические карты некоторых районов Грузии.

Второй этап геологического изучения территории Грузии можно считать с 1868 г. с основания в г. Тбилиси Управления горной частью на Кавказе.

А. Ф. Бацевич, С. Е. Симонович, А. И. Сорокин, Г. Г. Цулукидзе и другие сотрудники управления ведут в основном систематическую геологическую съемку и составляют карты и объяснительные записки к ним. Особенно следует отметить заслуги С. Е. Симоновича, занимавшегося, кроме геологической съемки, определением фауны и этим обеспечившего палеонтологическое обоснование стратиграфии.

В начале 70-х годов на Кавказе работал швейцарский геолог Э. Фавр. В своей работе (1875 г.) он в основном повторяет данные Дюбуа де Монпере и Г. Абиха, но отвергает представления Г. Абиха о роли вулканов в образовании гор, объясняя его боковым сжатием. Вместе с тем Э. Фавр допустил крупную ошибку: основываясь на неправильном определении сомнительных остатков как водоросли *Bythotrephix* он отнес к палеозою юрские аспидные сланцы. Эта ошибка впоследствии неоднократно повторялась и другими исследователями.

В 90-е годы на Кавказе работал Э. Фурнье. Используя накопившийся к тому времени материал кавказских геологов, он уточнил стратиграфию и тектонику Грузии, подчеркнув наличие нескольких трансгрессий и эпох горообразования.

В основном хорошо описана Э. Фурнье стратиграфия меловых отложений, но в стратиграфии юрских и третичных отложений имеется много ошибок, часто вызывающих недоумение. Особенного внимания заслуживают тектонические представления Э. Фурнье. Он отметил наличие двух складчатых зон — Большого Кавказа и Триапетского хребта, складки которых опрокинуты на разделяющую их нескладчатую зону Дзирульского массива и Мухранской долины. В Западной Грузии Э. Фурнье отмечает ряд «куполов», из которых Алпанский и Абашский соответствуют крупным брахиантиклиналям в современном представлении.

А. Селла, эпизодически работавший на Кавказе, нашел в Сванетии остатки криноидей *Pentacrinus laevisutus* Pomp, определенных Л. Аммоном как среднелейасовые, что явилось впоследствии одним из оснований для отнесения аспидных сланцев к лейасу.

В начале XX в. Л. В. Конюшевский начал изучение отложений Абхазии, где установил присутствие среднеюрских туфогенных пород и верхнеюрских известняков с кораллами и неринями. В. В. Богачев выделил спаниодонтелловые и фоладовые слои, а Г. М. Смирнов впервые применил точные петрографические методы при исследовании магматических пород Кавказа. В то же время в связи с подготовкой проекта железной дороги через Главный Кавказский хребет, в этих районах начали исследования ленинградские и московские геологи: А. А. Иностранцев, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Белянкин, А. Н. Герасимов, И. М. Карк и др. Ими был собран ценный материал по гранитам и эффузивам Кавказского хребта; работы Левинсон-Лессинга явились по существу первыми исследованиями по петрографии Грузии.

В связи с поисками нефти в начале XX в. А. Н. Рябинин и другие сотрудники б. Геолкома приступили к геологическим исследованиям в Кахетии и смежных районах; эти геологи, а также работавшие в Абхазии В. Н. Вебер, Т. Н. Михайловский, К. Сенинский существенно уточнили стратиграфию третичных отложений Грузии. Во время первой мировой войны геологические исследования в Грузии почти совершенно прекратились, лишь Н. М. Кипиани опубликовал несколько статей по плиоцену Западной Грузии (1916, 1917).

С установлением Советской власти в Грузии начинается третий этап исследований. На базе Тбилисского государственного университета создаются Грузинский политехнический институт им. В. И. Ленина (1929 г.), Грузинский геологический институт (1925 г.), ныне — Геологический институт Академии наук Грузинской ССР и Кавказский институт минерального сырья (1927 г.). Геологическими исследованиями занимается также старейшее в Грузии геологическое учреждение — Геологический отдел Грузинского государственного музея им. С. Джанашия.

В подготовке молодых специалистов геологов решающую роль играли геологические кафедры университета и политехнического института, возглавлявшиеся А. И. Джанелидзе, А. А. Твалчрелидзе и К. Е. Габуния; эти же ученые вместе с Г. А. Цулукидзе и при поддержке Г. К. Орджоникидзе были инициаторами создания Геологического института в 1925 г. Эту дату следует считать началом становления грузинской геологической школы, основателем и руководителем которой является Александр Илларионович Джанелидзе.

В 20-х годах основная работа в Грузии проводилась ленинградскими и московскими геологами. Так, в 1923 г. возобновили геологические исследования сотрудники Геологического комитета, впоследствии ЦНИГРИ, а ныне ВСЕГЕИ, работы которых были связаны с пересечением Главного Кавказского хребта, геологической съемкой Западной

и отчасти Южной Грузии и с поисками нефти. Так, Г. П. Агалин нашел в Сванетии палеозойскую фауну и установил присутствие верхнего палеозоя. И. Г. Кузнецов доказал нижнеюрский возраст глинистых сланцев Главного Кавказского хребта (1926), он же выделил верхнеюрско-нижнемеловой флиш, расчленив последний на несколько свит. Совместно с Г. П. Барсановым И. Г. Кузнецов установил наличие кембрийских отложений на юго-восточной периферии Дзирульского массива. Особо следует отметить работы В. П. Ренгартена, в течение многих лет изучавшего Кавказ. Им была предложена схема стратиграфии геосинклинальных (флишевых) отложений мезозоя и кайнозоя (район Военно-Грузинской дороги), до сих пор сохранившая свое значение (1932 г.). В. П. Ренгартен дал впервые схему геотектонического районирования Кавказа (1926, 1930, 1939).

Геологической съемкой Западной Грузии, Ахалцихской депрессии и Джавахетии занимался Б. Ф. Мефферт, который внес много нового в изучение стратиграфии мезозоя и кайнозоя. В частности, он фаунистически доказал правильность точки зрения А. И. Джанелидзе о байосском возрасте порфиритовой свиты Западной Грузии, считающейся ранее верхнеюрской. Б. Ф. Мефферт отнес к бату сланцевую и угленосную свиты Окрибы, детализировал подразделение мела, разработал схемы подразделения палеогена Лечхуми, Ахалцихе и Аджаро-Имеретинского хребта, неогена Лечхуми и Имеретии.

В Кахетии, Гурии, Абхазии и отчасти в Карталинской депрессии — нефтеносных районах Грузии — в конце 20-х годов работали Н. Б. Васильев, Н. А. Кудрявцев, А. В. Ульянов, И. Э. Карстенс, С. И. Ильин, К. С. Маслов, А. Г. Эберзин и другие, изучавшие в основном стратиграфию и тектонику этих районов.

Ряд вопросов геологии различных районов Грузии изучали В. П. Батуриц, В. В. Богачев, Л. А. Варданянц, А. Л. Козлов, В. В. Мокринский, М. С. Швецов и др.

В этот же период начинают играть все большую роль исследования грузинских геологов. Наряду с геологосъемочными и региональными работами, проводившимися в эти годы А. И. Джанелидзе, К. Е. Габуния, И. В. Качарава, П. Д. Гамкрелидзе, И. Р. Кахадзе, Д. С. Микеладзе, С. С. Чихеладзе, Г. М. Джигаури, большое внимание уделяется изучению ископаемой фауны А. И. Джанелидзе и И. М. Рухадзе. В результате детальных работ была установлена в основном стратиграфия мезозойских отложений Имеретии. П. Д. Гамкрелидзе и С. С. Чихеладзе выделены «нижние» туффиты, отнесенные к триасу, и известняки лейаса Шроши, считавшиеся раньше верхнеюрскими, а также порфиритовая свита байоса и альбская туфогенная свита в долине р. Чхеримела. А. И. Джанелидзе была установлена стратиграфия верхнеюрских отложений Верхней Рачи, доказаны келловейская и неокомская трансгрессии и враконский подъярус, а К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе выделены лейас и верхнемеловая вулканогенная свита в Борчалю.

В 30-х годах организованный в г. Тбилиси Геологоразведочный трест (в настоящее время Грузинское геологическое управление) и трест «Грузнефть» вели поисково-разведочные работы и геологическую съемку. Н. А. Канделаки, В. И. Курочкин, П. И. Авалишвили, С. Г. Букия, Д. А. Булейшвили, Е. К. Вахания, В. Я. Эдилашвили, А. Г. Лалиев, Н. И. Кебадзе, М. Ф. Дзвеляя, В. Е. Пахомов, Р. Д. Леквинадзе, В. Н. Крестников собрали ценные материалы по геологии почти всех районов Грузии.

В эти же годы продолжают стратиграфо-палеонтологические работы. Были опубликованы палеонтологические труды И. М. Рухадзе, Л. Ш. Давиташвили, И. Р. Кахадзе, И. В. Качарава и др.

Одновременно под руководством А. А. Твалчрелидзе, Д. С. Белянкина и Г. М. Смирнова в Грузии стали создаваться кадры петрографов. Петрографией стали заниматься Г. С. Дзоценидзе, Г. М. Заридзе, Т. Г. Казахашвили, Н. Ф. Татришвили, П. А. Топурия, Г. Р. Чхотуа, а немного позже Н. И. Схиртладзе и П. Ф. Киласония. Изучение литологии осадочных пород, начатое В. П. Батуриным, М. П. Авдусиным и его учениками М. Ф. Хучуа, К. Г. Чубинишвили, Т. А. Шатиришвили, продолжается и развивается Г. С. Дзоценидзе и др.

В 30-х годах в Грузии работало несколько экспедиций Геологического института Академии наук СССР, охвативших своими исследованиями Сванетию, Рачу, Юго-Осетию и Триалетский хребет (С. С. Кузнецов, А. В. Пейве, М. И. Варенцов, В. В. Меннер и др.). Следует отметить, что материалы по петрографии магматических пород, полученные Д. С. Белянкиным и его сотрудниками, впоследствии Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым были сведены в монографию «петрография Грузии».

К концу 30-х годов П. Д. Гамкрелидзе фаунистически было доказано наличие всех трех отделов лейаса в глинистых сланцах Южного склона Большого Кавказа. Г. Р. Чхотуа установлена морская фация бата в Абхазии, В. И. Курочкиным и Г. Р. Чхотуа расчленены верхнеюрские и меловые отложения Абхазии, А. И. Джанелидзе выделена пелагическая фация баррема, П. Д. Гамкрелидзе выделена верхнемеловая вулканогенная свита на Триалетском хребте, Н. Б. Вассоевич и И. Э. Карстенс расчленили меловой и палеогеновый флиш Кахетии и палеоген окрестностей г. Тбилиси, в котором И. В. Качарава впервые выделил нижний и средний эоцен, а С. И. Ильиным и А. Г. Эберзиным был изучен неоген Абхазии.

Особое внимание в эти годы было уделено тектонике Грузии, в частности А. И. Джанелидзе впервые описал краевую складчатость, своеобразные формы которой ранее нигде не отмечались. Он же, а также П. Д. Гамкрелидзе, И. Р. Кахадзе, Г. Р. Чхотуа и др. показали наличие в ряде районов крупных оползней.

Большие успехи были достигнуты в петрографии интрузивных и эффузивных пород. Г. М. Смирновым, Н. Ф. Татришвили, Т. Г. Казахашвили, П. А. Топурия, Г. М. Заридзе, С. С. Чихелидзе, П. Ф. Киласония были описаны породы Дзирульского кристаллического массива, установлены их разновидности и возрастные соотношения и намечены фазы магматической деятельности. Здесь Г. М. Заридзе было установлено наличие «неоинтрузий». Аналогичные образования изучались Г. Р. Чхотуа в Абхазии.

Исследования охватили и другие древние массивы — Локский и Храмский (Т. Г. Казахашвили, Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили), а также кристаллические образования Главного хребта Большого Кавказа в пределах Абхазии (Г. Р. Чхотуа), Верхней Рачи (Н. Ф. Татришвили) и Сванетии (Г. М. Заридзе и К. И. Чичинадзе).

Осадочно-вулканогенные свиты ранее не изучались: большинство петрографов и геологов не верили в возможность расчленения вулканогенных толщ на основании их петрографического изучения. Однако Г. С. Дзоценидзе на примере порфиритовой свиты байоса р. Джджори доказал возможность подобного расчленения. Г. В. Гвахария было начато детальное изучение отдельных гидротермальных и поствулканических минералов.

В 1940 г. была опубликована монография А. И. Джанелидзе «Геологические наблюдения в Окрибе», явившаяся первой крупной работой регионального характера. Она и сейчас имеет большое значение для геологов, работающих в Окрибе, Раче и Лечхуми.

В 1944—1945 гг. следует отметить работы М. И. Варенцова и его сотрудников, проведенные в Карталинской депрессии. Много работ (А. И. Джанелидзе, Л. Ш. Давиташвили, И. В. Качарава, И. Р. Кахадзе, Н. П. Иоселиани, К. Ш. Нуцубидзе, Г. Д. Харатишвили, Н. Г. Химшиашвили, А. Л. Цагарели, Г. Ф. Челидзе, М. С. Эристави) было посвящено палеонтологии стратиграфически важных групп беспозвоночных. М. В. Качарава, О. И. Джанелидзе, О. В. Окропиридзе, З. А. Имнадзе изучают микрофауну, М. Д. Узнадзе, П. А. Мchedlishvili — ископаемую флору, а несколько позже Л. К. Габуния и Н. О. Бурчак-Абрамович приступили к изучению ископаемых позвоночных.

А. И. Джанелидзе, П. Д. Гамкрелидзе, И. Р. Кахадзе и другими были достигнуты большие результаты по стратиграфии мезокайнозойских отложений Грузии, установлена стратиграфия лейаса Южного склона Главного Кавказского хребта, Храмского и Локского массивов. И. Р. Кахадзе выработана стратиграфическая схема расчленения средней юры, подразделенной на зоны. И. Р. Кахадзе и Н. Г. Химшиашвили уточнена стратиграфия верхней юры, Н. С. Бендукидзе расчленены рифогенные фации верхней юры, с выделением рорака и секвана, и установлено присутствие рифогенных фаций в кимеридже и титоне Абхазии. Стратиграфии юрских отложений Грузии и палеогеографии этого периода посвящена монография И. Р. Кахадзе.

М. С. Эристави удалось расчленить на зоны весь нижний мел, причем уточненная стратиграфия дала основание для изучения фациальных переходов и построения палеогеографических схем. Биостратиграфические зоны нижнего мела Грузии можно считать эталонными для Альпийской области Юга СССР.

Не менее детальному изучению подверглась стратиграфия верхнего мела. Так, А. Л. Цагарели в ранее не расчлененном сеноне были выделены все ярусы, а сеноман и турон разбиты на подъярусы.

И. В. Качарава был установлен приабонский возраст «нижнего рыбного яруса» Абхазии и Имеретии и уточнена схема стратиграфии палеогена Лечхуми и Ахалцихской депрессии. Большие успехи были достигнуты в стратиграфии неогена Д. А. Булейшвили и Г. Ф. Челидзе.

В 40-е годы была закончена большая монография П. Д. Гамкрелидзе, посвященная геологии Аджаро-Триалетской складчатой системы.

В результате работ 30-х и 40-х годов были изучены основные особенности тектонического строения Грузии, что позволило А. И. Джанелидзе, И. Р. Кахадзе, П. Д. Гамкрелидзе, М. М. Рубинштейну приступить к геотектоническому районированию территории. А. И. Джанелидзе ввел понятие о Грузинской глыбе (межгорном массиве) и о геосинклинали Южного склона — двух важных геотектонических единицах Грузии; И. Р. Кахадзе показал гетерогенность Грузинской глыбы, состоящей из палеозойского ядра и причленившейся к нему после среднеюрской орогенической фазы консолидированной части геосинклинали. Согласно П. Д. Гамкрелидзе, эта консолидированная часть геосинклинали, будучи более лабильной, чем палеозойская глыба, является переходной зоной — краевой частью складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. И. Р. Кахадзе показал широкое распространение среднеюрских орогенических движений, впервые установленных А. И. Джанелидзе, а П. Д. Гамкрелидзе выделил предверхнеэоценовую — триалетскую орогеническую фазу. На конкретных примерах геологии Грузии А. И. Джанелидзе разработал ряд существенных вопросов теории орогенических фаз.

Тектонические исследования протекали в тесной связи с геологической съемкой. Геологи-съемщики приступили к систематическому детальному картированию территории Грузинской ССР.

Большие успехи были достигнуты Н. И. Схиртладзе в изучении интрузивных и эффузивных пород, подробно были изучены тешениты Западной Грузии, опубликованы сводные монографии Н. Ф. Татришвили по допалеозойскому и палеозойскому магматизму, Г. М. Заридзе—по мезозойским и кайнозойским интрузиям и Г. С. Дзоценидзе—по мезозойскому и палеогеновому вулканизму. Эти работы позволили уточнить относительный геологический возраст некоторых интрузий и дали возможность выделить ряд циклов магматической деятельности.

Г. С. Дзоценидзе, изучив мезозойский и палеогеновый вулканизм Грузии, установил наличие ряда эффузивных циклов и доказал, что изменения характера химизма вулканизма во времени тесно связаны с геотектоническим развитием геосинклинальной области.

Увеличился объем литологических работ, посвященных отдельным осадочным формациям. Первым таким исследованием явилась работа Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе и И. Д. Чечелашвили по лейасу Дзирульского массива.

Крупным событием в 50-х годах явилась организация в системе Академии наук Палеобиологического сектора, руководимого Л. Ш. Давиташвили и реорганизованного в 1957 г. в институт.

В эти годы начали работать геологи-съемщики Г. К. Гуджабидзе, Д. Ю. Папава, Ш. К. Китовани, Р. И. Торозов, О. И. Шириашвили, Ш. Х. Тегучадзе; стратиграфы и палеонтологи В. И. Зесашвили, А. А. Чиковани, Н. И. Мревлишвили, Ш. А. Адамия, Э. В. Котетишвили, Р. А. Гамбашидзе, Н. Жгенти, Г. А. Квалиашвили и др.; петрографы и литологи Ш. И. Джавахишвили, Г. А. Чихрадзе, В. С. Коява, И. Д. Чечелашвили.

Все увеличивавшийся масштаб геологосъемочных и разведочных работ позволил получить новые ценные материалы по геологии Грузии. В частности, данные структурного и опорного бурения существенно изменили прежние представления о геологии некоторых районов Грузинской глыбы (Лалиев, 1957 г. и др.).

Из стратиграфо-палеонтологических исследований следует также отметить работы Л. К. Габуния по ископаемым позвоночным. П. Д. Гамкрелидзе, М. М. Рубинштейном, Н. И. Схиртладзе палеонтологически был установлен средне-верхнекаменноугольный возраст «нижних туффигов» на Храмском массиве. Существенно детализировалась стратиграфия юры, мела, палеогена и неогена различных районов Грузии. И. Р. Кахадзе была составлена первая сводка по четвертичным отложениям Грузии.

Уточнялась и тектоника Грузии. П. Д. Гамкрелидзе составил первую тектоническую карту Грузии и продолжил исследования, посвященные геотектоническому районированию Грузии. Дальнейшее развитие в трудах А. И. Джанелидзе получили его оригинальные представления об основных проблемах тектоники (происхождение континентов, океанов, трансгрессии и регрессии, теория складкообразования). В работах М. М. Рубинштейна по сейсмотектонике имеются данные, позволяющие судить о глубинном строении некоторых областей Грузии.

Констатация А. И. Джанелидзе наличия в ряде районов молодых тектонических движений положила начало неотектоническим исследованиям.

Дальнейшие исследования осадочных пород позволили детально изучить литологию угленосных отложений Западной Грузии (Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе, И. Д. Чечелашвили, В. С. Коява) и пестроцветной свиты Ткибули (Г. А. Чихрадзе). Собраны обширные материалы по литологии мела и неогена (Т. М. Шатиришвили, К. Г. Чубинишвили, М. Ф. Хучуа).

На основании уточнения границ распространения различных фаций Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе составили обобщающие палеогеографические схемы для полосы развития угленосных отложений Западной Грузии среднеюрского времени, а М. И. Варенцов и Д. А. Булейшвили — для Карталинской и Кахетинской депрессий неогена.

При восстановлении физико-географических условий прошлого И. В. Качарава, М. С. Эристави широко использовались также данные о составе ископаемых фаун и флор; делались попытки увязать изменения фауны с геологической историей.

Детально была изучена петрография Дзирульского, Локского и Храмского массивов, а также древние кристаллические образования Большого Кавказа. На основании анализа большого фактического материала Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили пришли к заключению, что древние гранитоиды Грузии и Кавказа в целом возникли в результате метаморфизации и последующей стадийной метасоматической гранитизации вулканогенно-осадочных геосинклинальных образований.

Хотя еще Г. В. Абих обратил внимание на широко распространенный в Грузии молодой вулканизм, но до последнего времени этот вопрос оставался вне области детальных исследований. Лишь в конце 40-х годов было начато изучение молодых эффузивов Джавахетии, а основные работы были проведены в 50-х годах. Удалось выделить несколько разновозрастных миоплиоценовых и четвертичных комплексов и датировать их. Итоги этих исследований сведены в монографию Н. И. Схиртладзе, посвященную послепалеогеновому вулканизму Грузии.

Важные результаты по определению абсолютного возраста горных пород дали исследования М. М. Рубинштейна. Определение абсолютного возраста ряда мезозойских и кайнозойских интрузий Грузии, геологически хорошо датированных, позволило внести существенные поправки в абсолютную геохронологическую шкалу.

Из приведенной истории геологической изученности Грузии нетрудно заметить, что не все работы и не все исследователи нашли свое отражение в приведенном обзоре. Значительно полнее о них говорится в соответствующих главах данной работы.

ОРОГИДРОГРАФИЯ

Территория Грузии подразделяется на три крупные орографические единицы — Большой Кавказ, Южно-Грузинское нагорье (Малый Кавказ) и расположенную между ними область межгорных впадин (рис. 1).

Большой Кавказ представляет собой сложную систему хребтов, большей частью параллельных, из которых наиболее высоким является Главный водораздельный хребет, протягивающийся в пределах Грузии между верховьями рек Псоу и Риони на западе и между верховьями рек Терека и Мазым-чая на востоке. Этот хребет служит водоразделом рек Северного Кавказа и Закавказья. Восточнее района Мамисонского перевала между бассейнами рек Риони и Ардона Главный водораздел смещается к югу (верхнее течение рр. Ардона и Терека). Наивысшие вершины Главного водораздела (или Главного Кавказского хребта): Караугом (4298 м), Лабода (4318 м), Домбай-ульген (4040 м), Ушба (4697 м), Тетнульд (4758 м), Шхара (5201 м), Джанги-тау (5049 м). Перевалы высокие и труднодоступные. На Главном хребте развито современное оледенение карового и долинного типа.

К югу от Главного хребта расположены крупные отроги широтного или юго-западного направления: Гагрский хребет (вершины Ах-ар 2735 м и Арабика 2661 м), Бзыбский хребет (вершина Чедым 3156 м), Абхазский хребет (вершина Журга 2763 м), Кодорский или Панавский хребет (вершина Ходжали 3309 м), Сванетский хребет (Лайла 4058 м), Легхумский хребет (Самарцхле, 3525 м; Чутхаро, 3539 м) и хребет Шода-Кедела (Шода, 3609 м), продолжением которого является Рубодзальский хребет. Кроме того, следует назвать еще Мегрельский хребет (Лакумурашдуди, 3213 м), связанный с юго-западным окончанием Сванетского хребта, и Рачинский хребет (Сырх-Леберта, 2817 м), ответвляющийся от хребта Шода-Кедела. Многие из этих хребтов несут современные каровые ледники.

Для западной части Большого Кавказа весьма характерно наличие крупных продольных долин.

Главная водораздельная линия, смещаясь к югу от осевой зоны, проходит по гребню Двалетско-Мтиулетского хребта (Халаца, 3935 м; Зекари, 3828 м), являющемуся продолжением хребта Шода-Кедела. На этом хребте расположен перевал Джвари (Военно-Грузинская дорога). Хребет разделяет верховья рек Ардона и Терека на севере и Лиахви, Ксани и Арагви на юге. К северу от хребта тянется цепь высоких пиков осевой зоны (Джимарай-хох, 4798 м; Казбек, 5043 м). От Двалетско-Мтиулетского хребта отделяются меридиональные отроги — Лихский (Имеретинский), Гудисский, Харульский, Ломисский, Гудамарский, Карталинский и Кахетинский хребты. Все эти отроги являются эрозионными, за исключением восточной половины Кахетинского хребта. Последняя же (Цив-Гомборский хребет) представляет собой молодое антиклинальное поднятие общекавказского простирания.

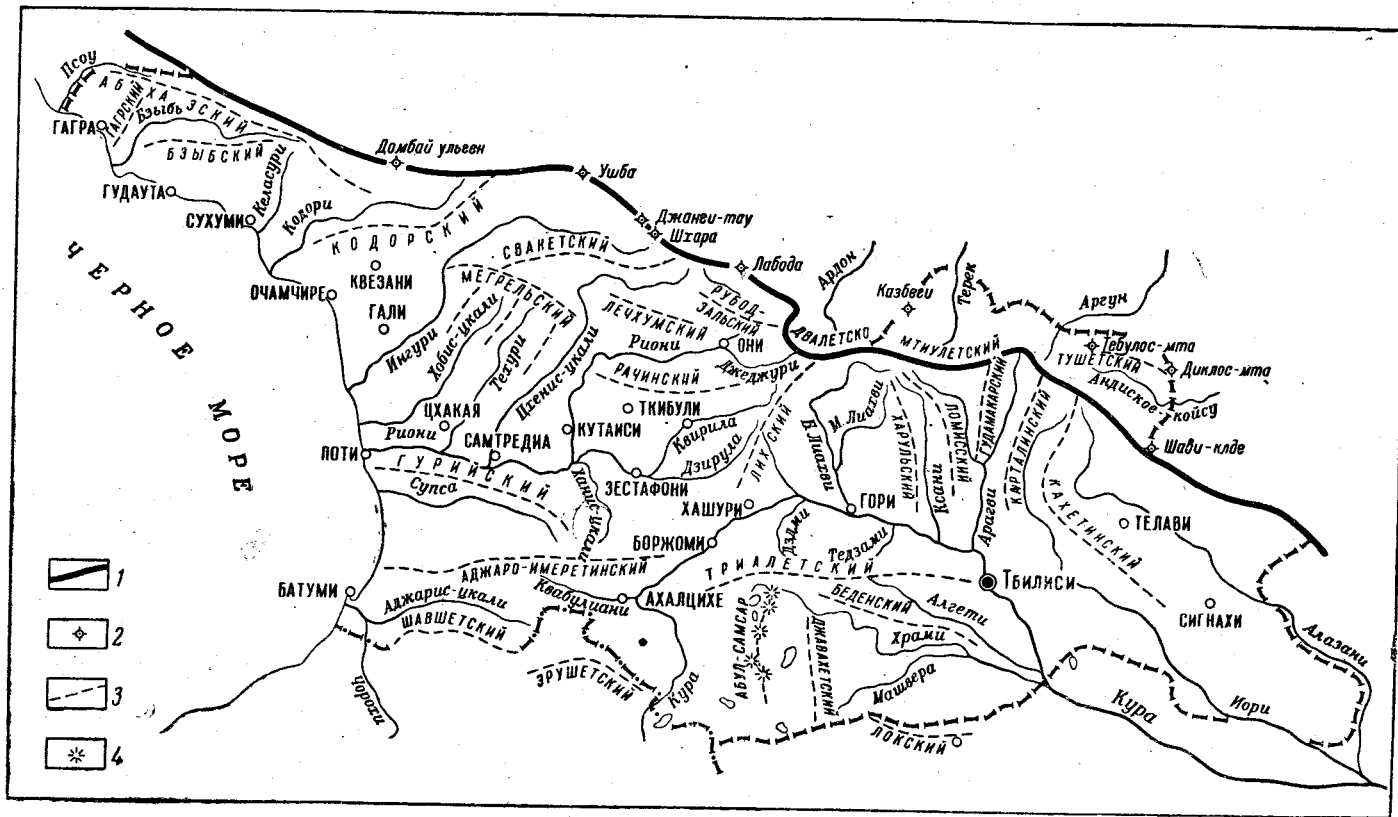


Рис. 1. Орогидрографическая схема
 1 — Главный водораздел Большого Кавказа; 2 — вершины; 3 — хребты; 4 — вулканы

Главный водораздел тянется далее на восток через Хевсуретию и Тушетию в Горную (Заалазанскую) Кахетию, где его южный склон резко суживается; средняя его высота около 3000 м (Шави-кде, 3575 м). Расположенный севернее, в осевой зоне Большого Кавказа, Тушетский хребет значительно выше (Тебулос-мта, 4494 м; Диклос-мта, 4275 м) и несет современные каровые ледники.

Южно-Грузинское нагорье. В северной части нагорья выделяются два средневысотных хребта — Аджаро-Имеретинский (Сакорния, 2758 м; Меписцаро, 2851 м) и Триалетский (Арджевани, 2759 м), составляющих единую складчатую систему. К югу от Аджаро-Имеретинского хребта расположены Шавшетский и Эрүшетский хребты; последний отделен от Аджаро-Имеретинского хребта Ахалцихской котловиной.

К востоку от Ахалцихской котловины находится Джавахетское лавовое нагорье высотой в среднем до 1800—2000 м. На его поверхности выделяются два меридиональных вулканических хребта: Абул-Самсарский (Самсари, 3285 м; Большой Абул, 3304 м) и Джавахетский, или Кечутский (Легли, 3157 м; Эмликли, 3053 м). На северном окончании последнего расположено Цалкское лавовое плато, от которого на восток протягивается Беденский хребет.

Восточный склон Джавахетского хребта довольно резко понижается и через Средне-Храмское горное поднятие и Гомаретское и Дманисское лавовые плато переходит постепенно в Марнеульскую (Борчалинскую) равнину.

От южного окончания Джавахетского хребта отделяется Локский (Сомхитский) хребет.

Область межгорных впадин расположена между Большим Кавказом и Южно-Грузинским нагорьем. В западной ее части находится Колхидская низменность, к северу от которой лежит высокая Мегрельная равнина, ограниченная с юга небольшими антиклинальными возвышенностями Сатанджио, Урта, Экисмта и др. Восточнее Колхидская низменность повышается, переходя в Окрибское низкогорье и Дзирульский массив, являющийся частью Лихского хребта. Последний, таким образом, делит область впадин на две части. К востоку от Лихского хребта в Карталинии лежит Тирифонская наклонная равнина, невысоким Игоэтским поднятием отделенная от широкой Мухранской долины.

Далее на восток следует плоскогорье Гаре-Кахетии — Иорское плоскогорье с отдельными возвышенностями почти до 900 м абс. высоты. К югу от плоскогорья, отделенная резким уступом, расположена Куринская низменность. К северу от Цив-Гомборского хребта находится широкая Алазанская долина.

Лихский хребет является водоразделом между Черноморским и Каспийским бассейнами. Главная река Черноморского бассейна — Риони имеет истоки на Главном Кавказском хребте. Долина ее проходит между Главным хребтом и хребтом Шода-Кедела, затем прорывает последний и поворачивает на запад, к северу от Рачинского хребта, между г. Они и сел. Алпана. От сел. Алпана р. Риони поворачивает на юг до г. Кутаиси, а затем река вновь течет на запад по Колхидской низменности. Из ее главных притоков в верхнем течении следует назвать реки Джеджори и Чанчахи. Ниже г. Кутаиси слева в р. Риони впадает р. Квирила, а справа реки Цхенис-цкали и Техури. Река Квирила в свою очередь принимает реки Ханис-цкали и Дзирулу (с притоком р. Чхеримела). Другие реки непосредственно впадают в Черное море. Из них Большой Кавказ дренируют реки Хобис-цкали, Ингури,

Гализга, Кодори, Келасури, Гумиста, Бзыби и Псоу; с Аджаро-Имертинского хребта стекают реки Супса, Кинтриши, Аджарис-цкали и др.

Главной артерией Каспийского бассейна является р. Кура. Начинается она в Турции в Арсианском хребте, вступая в пределы Грузии, пересекает Эрушетский хребет и по западному краю Джавахетского нагорья входит в Ахалцихскую котловину. Затем между сел. Аспиндза и г. Хашури она прорывает в диагональном направлении Аджаро-Триалетскую складчатую систему, в Карталинии принимает широтное направление, а в районе г. Тбилиси снова пересекает окончание Триалетского хребта и выходит в Куринскую низменность.

В Ахалцихской котловине р. Кура принимает слева р. Квабулиани (или Поцвои с притоком р. Кваблиани). В Карталинии ее главными левыми притоками являются реки Проне, Большая Лиахви с впадающими в нее реками Малой Лиахви, Паца, Меджуда, а также реки Лехура, Ксани и Арагви, образованная слиянием рек Белой, Черной и Пшавской Арагви. Река Алазани впадает в р. Куру на территории Азербайджана, принимая справа р. Иори.

Правыми притоками р. Куры в Карталинии являются реки Дзама, Тана и Тедзами, а на Куринской низменности в нее впадает р. Храми с притоками Алгети и Машавера.

КЛИМАТ

Климатические условия Грузинской ССР отличаются большим разнообразием. Согласно М. О. Кордзахия (1946), географическое положение на границе субтропических и средних широт со свойственными ему напряжением солнечной радиации и циркуляционными процессами атмосферы и сложный рельеф обуславливают наличие почти всех типов климата — от влажного субтропического на Черноморском побережье и степного континентального в низменной части Восточной Грузии до холодного климата зоны вечных снегов и ледников. Высокий барьер Большого Кавказа ограждает Грузию от вторжения холодных воздушных масс непосредственно с севера, поэтому в Грузии преобладают теплые влажные воздушные массы, проникающие со стороны Черного моря. С другой стороны, сильная расчлененность рельефа и гипсометрические контрасты обуславливают вертикальную зональность климата, а также широкое развитие микроклиматических процессов.

В Западной Грузии наблюдается влажный субтропический климат. В результате постепенного поднятия западных влажных потоков воздуха в связи с орографическими условиями здесь в течение всего года выпадают обильные осадки (1000—3000 мм). Относительно сухими периодами здесь являются весна (Черноморское побережье) и лето (в отдалении от побережья). На большей части территории в течение всего года хорошо выражены муссонные явления и бризы. Фёновые явления также хорошо развиты, особенно в холодную половину года. Зима в Колхидской низменности теплая, со средними температурами января от +4 до +6°. Средние месячные температуры наиболее теплого месяца — августа колеблются от +22 до +24°. Годовая амплитуда температуры колеблется от 16 до 20°. В Западной Грузии на Большом Кавказе, начиная с высоты 2000 м, выделяется климатическая подобласть альпийской зоны со средней температурой августа ниже +11°. Годовое количество осадков здесь почти всюду больше 1500 мм и возрастает с высотой до гребней крупных боковых отрогов Главного хребта, несколько понижаясь на последнем.

В Восточной Грузии влияние влажных западных потоков воздуха ослабевает. Эта территория представляет собой западную окраину зоны

континентального субтропического климата, охватывающей все восточное Закавказье и продолжающейся далее на восток. По несколько большему количеству осадков и более высокой относительной влажности воздуха, а также в результате меньших колебаний температур климат Восточной Грузии является переходным от континентального субтропического к морскому. Годовая амплитуда температуры колеблется в пределах 20—24°. Самый холодный месяц в низменных районах здесь январь (от 0,5 до -2°), самый жаркий — август (+24°).

В высокогорной части Большого Кавказа выделяется климатическая подобласть с низкими температурами и относительно более влажным летом. В связи с континентальным климатом Восточной Грузии, в восточной части Большого Кавказа наблюдаются более резкие сезонные колебания температуры, чем в западной.

Южно-Грузинское нагорье чаще находится в области субтропического максимума и поэтому отличается более сухим климатом (годовое количество осадков 400—500 мм). Лето здесь сухое и сравнительно теплое (средняя температура августа 18—20°), зима малоснежная и холодная (средняя температура января -5°, -8°).

Граница вечного снега на Большом Кавказе проходит по Главному водоразделу, повышаясь с запада на восток от 2800 до 3800 м. В Абхазии граница снегов находится на абсолютной высоте 2800 м, в Сванетии на 2900—3000 м, в районе Мамисонского перевала на 3200 м, на горе Казбек на 3650 м, на Тушетском хребте на 3800 м. На отрогах Большого Кавказа эта граница несколько понижается*.

На Южно-Грузинском нагорье вечный снег лежит незначительными пятнами только на северных склонах гор Самсари и Большого Абула (у самых вершин).

ПОЧВЫ

Почвенный покров Грузии, согласно М. Н. Сабашвили (1948), характеризуется резко выраженной вертикальной зональностью, зависящей от климатических условий. В Западной Грузии на территории Колхидской низменности развиты болотные почвы. На террасах рек появляются субтропические подзолистые почвы. В холмистых предгорьях, окаймляющих Колхидскую низменность, на абсолютных высотах 200—350 м встречаются желтоземы и красноземы, особенно пригодные для субтропических культур. Выше (местами выше 500—600 м) развиты бурые лесные почвы, на известняках же преобладают дерново-карбонатные почвы. На высоте 1800—1900 м появляются горно-луговые почвы.

В Восточной Грузии в связи с ее более сухим климатом вертикальная зональность почв имеет иной характер. В низовьях рек Иори и Алазани развиты бурые пустынно-степные и частично засоленные почвы. Выше наблюдаются каштановые и черноземные почвы, особенно пригодные для зерновых культур. Во Внутренней Карталинии и в Кахетии на древних аллювиальных отложениях развиты своеобразные почвы, широко возделываемые под виноградники и зерновые культуры. На высотах 600—1000 м развиты коричневые лесные почвы, а выше, до 2000 м — бурые лесные, которые выше 2000 м сменяются горно-луговыми.

На Южно-Грузинском нагорье, на Цалкской и Ахалкалакской нагорных равнинах развиты черноземные почвы, которые выше 2000—2200 м сменяются горно-луговыми.

* Сведения о положении границы вечного снега любезно представлены М. С. Санеблidge.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Современный растительный покров Грузии богат и разнообразен. Он представлен от влажных субтропических лесов до субальпийских и альпийских лугов.

В Западной Грузии (к западу от Лихского хребта) значительные территории покрыты лесами, отличающимися большим разнообразием древесных пород. В приморской полосе Колхидской низменности встречаются заросли колючих кустарников средиземноморского типа, с частыми лианами: ломоносом (*Clematis vitalba*), обвойником (*Periploca gracea*) и сассапарелью (*Smilax exelsa*). В прибрежной полосе Абхазии наблюдаются небольшие рощи пицундской сосны (*Pinus pithusa*) — третичного реликта. За полосой прибрежных кустарников начинается влажный колхидский лес. В нижней зоне последнего, до высоты 650 м, преобладает широколиственный лес из дуба, бука, ясеня, граба, липы, клена. Густой подлесок из лавровишни, падуба, кавказской черники, понтийского рододендрона, желтой азалии и др. По опушкам часты лианы: сассапарель, плющ, обвойник и др. На заболоченных местах и по берегам рек преобладают лапина и ольха, а в ущельях рек местами сохранились заросли самшита и тисса.

Леса нижней зоны частично вырублены, и территория используется под сельскохозяйственные культуры: чай, цитрусы, кукурузу.

В следующей зоне леса, до абсолютной высоты 1200—1300 м, на склонах Главного Кавказского и Аджаро-Имеретинского хребтов, преобладают бук, дуб, граб и др., а выше 1200—1300 м развит хвойный лес — пихта кавказская, ель восточная и сосна.

В Восточной Грузии в горных лесах исчезают вечнозеленые кустарники подлеска и некоторые третичные реликты. Появляется восточный дуб (*Quercus macranthera*). Ограниченно также распространение хвойных: вдоль южного склона Главного Кавказского хребта пихта достигает верховьев р. Большой Лиахви, а ель — верховьев р. Арагви.

В Кахетии в Алазанской долине, в приречной полосе, леса отличаются большим разнообразием: преобладают дуб и граб, к ним примешиваются грецкий орех, шелковица, клен величественный, ясень, карагач, а в сырых местах — лапина, ива и т. д. Земли между приречными и горными лесами в Алазанской долине заняты под сельскохозяйственные культуры: виноград, пшеницу, кукурузу и др. Горные леса распространены в пределах 1000—2150 м абсолютной высоты и представлены буком с примесью граба, дуба, липы и реже каштана. У верхней границы леса растут субальпийский клен, рябина, береза, осина.

Равнины и плато Восточной Грузии до высоты 700—800 м заняты большей частью степями и полупустынями. Здесь встречаются колючекустарниковая степь, степи с ковылем узколистным (на черноземах) и с ковылем Лессинга (на карбонатных почвах), разнотравно-злаковые степи (на каштановых суглинках и черноземах). На левобережье р. Иори (частично) и на правом берегу р. Куры встречаются полынно-солончаковые полупустыни. На обрывах Эльдарской гряды, на берегу р. Иори, сохранилась единственная на Кавказе роща эльдарской сосны (*Pinus eldarica*) — вымирающего третичного реликта. Травянисто-степная растительность имеется и на высоких плато Цалка, Ахалкалаки и Ахалцихе.

В субальпийской зоне встречаются кавказские реликтовые березы, восточный и понтийский дубы, клен Траутфеттера. Богато представлена травяная растительность. В кустарниках альпийской зоны преобладает кавказский рододендрон, а альпийские луга состоят из альпийских злаков, колокольчиков, примул, анемонов и другого разнотравья.

Глава III

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИЙ И НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Докембрийские и нижнепалеозойские метаморфические формации вместе с палеозойскими гранитоидами и другими магматическими образованиями слагают кристаллическое ядро Большого Кавказа, Дзирульский, Храмский и Локский массивы.

Присутствие среди метаморфических свит Грузии нижнепалеозойских образований не вызывает сомнения, но вопрос о докембрии остается открытым. Под докембрийскими подразумеваются обычно более сильно метаморфизованные кристаллические, нежели фаунистически охарактеризованные метаморфические породы нижнего палеозоя. На территории Грузии метаморфические формации тесно связаны с палеозойскими гранитоидами.

Антиклинорий Главного Кавказского хребта

Выходы метаморфических пород на Главном Кавказском хребте начинаются на западе от истоков р. Авадхара до Мамисонского перевала на востоке, а кроме того, имеются их выходы в Дарьяльском ущелье.

У истоков р. Авадхара в гранитоидах встречаются останцы кристаллических сланцев различных размеров, представленные мусковитовыми, биотитовыми, двуслюдяными, хлоритовыми, серицитовыми и графитовыми сланцами. С. Г. Букия выделяет здесь отдельные участки распространения кристаллических сланцев и филлитов. Филлитовые пачки, обычно небольших размеров, в основном развиты по южной периферии кристаллического ядра Большого Кавказа вдоль линии надвига кристаллических пород на юрские отложения и тянутся от истоков р. Авадхара до верховьев р. Лашипсе.

В верховьях р. Лашипсе со сланцами лейаса тектонически соприкасаются филлиты, содержащие прослой кварцитов и конгломератов, а в верхних частях свиты — линзы мраморизованных известняков (Чхотуа, Эдилашвили, 1938). Эти породы испещрены секущими телами гранитоидов. Восточнее, в ущелье р. Охубр-Дзехи, обнажаются габбро-диоритовые породы, содержащие ксенолиты амфиболитов. Севернее количество амфиболитов постепенно возрастает, причем на гребне Кавказского хребта они уже доминируют и состоят из амфибола и плагиоклаза с незначительным количеством кварца, обладая сланцеватой текстурой.

Примерно в 4 км от ущелья р. Охубр-Дзехи, в ущелье р. Белой (левый приток р. Бавью) кристаллические породы представлены кварцево-рогообманковыми диоритами, диоритами и габброидами. Далее на север в этих породах появляются амфиболиты, сменяющиеся слюдистыми сланцами. За последними следуют мраморизованные известняки, секущиеся кварцевыми диоритами, в контакте с которыми образуются

гранат-диопсидовые скарны. Далее на север эти известняки вновь сменяются слюдястыми сланцами с пачками филлитов.

Еще севернее степень метаморфизма все более возрастает, и на Главном водоразделе распространены уже гранатовые, кордиеритовые, ставролитовые и турмалиновые сланцы. Восточнее эти породы обнажаются в ущелье р. Лаштраху, а затем переходят на северный склон Главного Кавказского хребта у Санчарского перевала.

Полоса между Марухским и Санчарским перевалами сложена амфиболитами, слюдястыми, амфиболовыми и кварцево-полевошпатовыми гнейсами. Кроме того, здесь встречаются филлиты, кварциты с глыбами мрамора. Эти породы секутся габброидами и гранитоидами. В непосредственной близости от перевалов появляются гнейсы, в большом количестве содержащие гранаты.

В верховьях р. Кодори развиты биотитовые, роговообманково-биотитовые и роговообманковые гнейсы, биотитовые, биотит-роговообманковые, кварцево-роговообманковые, плагиоклазовые, биотит-ставролит-силлиманитовые, мусковитовые, двуслюдяные и гранатовые сланцы, амфиболиты и сравнительно в меньшей степени метаморфизованные сланцы — филлиты, кварциты и мраморизованные известняки. П. И. Авалишвили считает гнейсы и кристаллические сланцы древнейшими членами метаморфического комплекса, за которыми выше следуют менее метаморфизованные породы.

В верховьях рек Теберды и Гвандры в гнейсах, слюдястых сланцах и амфиболитах Б. В. Залесским и В. П. Петровым (1940) выделены все переходные типы пород.

По мнению Г. Р. Чхотуа (1938), нарастание степени метаморфизма в кристаллических сланцах верховьев р. Кодори происходит под влиянием гранитного интрузива. Поэтому Г. Р. Чхотуа считает все метаморфические породы, начиная с филлитов и кончая гнейсами, в возрастном отношении членами одной и той же формации.

Такая же тесная связь между метаморфическими породами и гранитоидами наблюдается и в Сванетии. Эти породы непрерывной полосой прослеживаются от верховьев р. Долра до перевала Бечо. Они встречаются также в ущельях рек Твибери, Цанери, Цхвандира, Накра и Ненскра, на горе Сгима-Зука и хребте Лек-Чхильда, у ледников Зерешо-Халде и Шхара.

В ущелье р. Долра имеются слюдястые, хлоритовые, роговообманковые и андалузит-силлиманитовые сланцы, реже мраморы, а иногда и кварциты. Более широким распространением пользуются слюдястые сланцы и гнейсы. По наблюдениям С. А. Кузьмина (1940), граниты оказывают очень сильное влияние на кристаллические сланцы, что сказывается на характере их метаморфизма. Там, где это влияние выражено слабо, сланцы представлены серицитовыми и хлоритовыми разностями и кварцитами.

С. А. Соловьев и Н. Л. Голубев (1939) отмечают, что в Сванетии различные сланцы часто чередуются и сменяются по простиранию.

В ущельях рек Долра и Твибери простирание плоскостей сланцеватости совпадает с общекавказским простиранием ($SZ 285^\circ$). В ущельях этих рек, а также в ущелье р. Цанери в основном развиты биотитовые и двуслюдяные сланцы; в ущелье р. Твибери видимая мощность сланцев достигает 750 м, около ледника Цанери встречаются амфиболиты и кварциты. У контакта с гранитами в этих породах появляются гранаты, силлиманит и кордиерит.

В ущельях рек Накра и Ненскра наряду с различными кристаллическими сланцами отмечаются биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые и гранатовые гнейсы, амфиболиты и мигматиты.

Кристаллические сланцы обнажаются на участках ледников Зерешо-Халде и Шхара, откуда они переходят на южный склон вершины Тетнульд и северный склон хребта Лек-Чхильда. Распространенные здесь слюдястые сланцы в зоне контакта с гранитоидами сменяются мигматитами. В этом направлении количество биотита, кварца и гранатов увеличивается и сланцы постепенно переходят в биотитовые и двуслюдяные гнейсы.

В Верхней Раче серия метаморфических сланцев тянется непрерывной полосой, начиная от правого склона ущелья р. Чвешура до Мамисонского перевала, а затем переходит на северный склон Кавказского хребта. На юге она надвинута на лейасовые сланцы. Благодаря изменчивости направления линии разрыва мощность серии колеблется от 0,5 км до нескольких десятков метров, а на правом склоне ущелья р. Чвешура сланцы полностью выклиниваются.

Здесь метаморфическая серия представлена эпидот-цоизитовыми, хлоритовыми, слюдястыми и амфиболовыми сланцами и кварцитами. Кроме них, в сложении серии принимают участие рассланцованные кварцевые альбитофиры, кварц-порфиры и их туфы. В сланцы внедрены гнейсовидные кварцевые диориты, которые ниже составляют значительную часть метаморфической серии. Последняя вместе с гнейсовидными кварцевыми диоритами сечется микроклиновыми гранитоидами, оказывающими значительное влияние на характер метаморфических пород. При этом на участках развития упомянутых гранитоидов часто встречаются останцы различных кристаллических сланцев.

Изолированный выход кристаллического ядра Большого Кавказа обнажается в Дарьяльском ущелье, где оно в основном сложено гранитоидами, в которых отмечены небольшие останцы кристаллических сланцев. Г. Н. Лоладзе (1940) отмечает здесь серицитовые, серицит-хлоритовые, слюдястые и актинолитовые сланцы.

На Южном склоне Большого Кавказа метаморфические породы тесно связаны с гранитоидами. В зоне контакта кристаллических сланцев и гранитоидов доминируют мигматиты. Переход между ними постепенный. Мигматиты в свою очередь переходят в гнейсы, а затем в гранитоиды. Замечено, что гнейсовидность гранитов совпадает со сланцеватостью кристаллических сланцев.

Инъекционное влияние гранитоидов на кристаллические сланцы выражено сильно. Особенно интенсивен привнос кварца, что отмечается почти во всех сланцах. В контакте гранитов и кристаллических сланцев образуются гранаты, ставролит, силлиманит, андалузит, турмалин, реже кордиерит. Иногда количество этих минералов так велико, что они играют роль главных минералов в сланцах.

На территории Грузии в кристаллическом ядре Кавказа различают две группы метаморфических пород: сильно метаморфизованные кристаллические сланцы и гнейсы и менее метаморфизованные сланцы — филлиты, кварциты, хлоритовые и эпидот-цоизитовые сланцы, мраморы и др.

По вопросу о взаимоотношении этих двух групп единого мнения не существует. На Северном Кавказе А. П. Герасимов (1928, 1929), исходя из различной степени метаморфизма, выделяет нижнепалеозойскую и докембрийскую свиты сланцев. Эти свиты впоследствии были выделены и на южном склоне Кавказа. Однако часть исследователей эти сланцы считают членами одной толщи. Г. Р. Чхотуга разную степень метаморфизма объясняет контактным воздействием гранитоидов (1937, 1938), С. С. Чихелидзе (1948) — региональным метаморфизмом, более интенсивным, в нижней части свиты, нежели в верхней.

Дзирульская зона поднятия

Как и на Большом Кавказе, в Дзирульской зоне поднятия — на Дзирульском массиве — различают две основные группы метаморфических пород — кристаллические сланцы и менее метаморфизованные сланцы.

Сведения о метаморфических образованиях Дзирульского массива имеются в целом ряде работ. Специальным изучением этих свит занимались Г. П. Барсанов (1931), И. Г. Кузнецов (1931), С. С. Чихелидзе (1948), Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1950, 1953) и др.

Кристаллические сланцы в Дзирульском массиве встречаются в виде ксенолитов различной величины, включенных в гранитоиды. В большом количестве они наблюдаются в окрестностях сел Уцлеви на водоразделе рек Дзирула и Чхеримела, в ущельях правых притоков рек Рикоти, Сакбула и Дзирула, в окрестностях сел Личи и в других местах.

Гранитоиды оказывают сильное воздействие на кристаллические сланцы. В зоне контакта образуются мигматиты, связывающие кристаллические сланцы с гнейсовидными гранитоидами. Очевидно, значительная часть кристаллических сланцев нацело гранитизирована.

Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1953) среди кристаллических сланцев выделяют в основном три типа пород: амфиболиты, роговообманково-биотитовые сланцы и слюдястые сланцы. Амфиболиты — породы темного цвета со слабо выраженной сланцеватой текстурой. Воздействие гранитоидов на них выражено слабее; замечен привнос незначительного количества кварца. Изредка вместе с кварцем привносится полевой шпат.

Роговообманково-биотитовые сланцы являются породами того же семейства амфиболитов, однако влияние гранитных инъекций здесь выражено более сильно. Привносятся кварц и полевые шпаты, а за счет амфибола образуется биотит.

Процесс инъекционного преобразования еще более сильно выражен в биотитовых и двуслюдяных сланцах. Здесь уже не встречается роговая обманка; она полностью замещена биотитом, причем часть биотита мусковитизирована. В большом количестве привносятся кварц, калишпат и плагиоклаз олигоклазового ряда.

Инъекции в кристаллических сланцах в большинстве случаев происходят вдоль плоскостей сланцеватости. Изредка наблюдаются инъекции, секущие сланцеватость и нарушающие параллельно-полосчатую текстуру породы.

Наряду с кристаллическими сланцами в Дзирульском массиве встречаются гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные гранитоиды, большая часть которых образована в результате гранитизации кристаллических сланцев. Указанные породы представляют собой смесь гнейсовидных кварцевых диоритов и кристаллических сланцев.

Вторая группа метаморфических пород обнажается на двух изолированных участках Дзирульского массива в районе селений Чорчана-Уцлеви (восточная часть массива) и Бжиневи. На Чорчана-Уцлевском участке метаморфическая свита обнажается в виде полосы, тянущейся в северо-восточном направлении от ущелья р. Лопанис-цкали до р. Шуагеле (Сурамский район). Протяженность этой полосы достигает 14 км, а максимальная ширина в ущелье р. Лопанис-цкали 1,5 км. Направление сланцеватости пород совпадает с направлением этой полосы. В целом указанная полоса включает розовые гранитоиды Дзирульского массива. В направлении к югу от р. Черат-хеви полоса метаморфических

сланцев постепенно суживается, а затем продолжается в виде останцов линзообразной формы.

В окрестностях сел. Бжиневи метаморфические сланцы занимают меньшую площадь. Здесь свита обнажается в глубоком ущелье р. Бжинеура. Она с трех сторон ограничена гранитоидами, а с запада с угловым несогласием перекрывается лейасовыми осадками. Свита сечется гранитоидами, а также основными и ультраосновными породами; мощность ее достигает 400—500 м.

Состав метаморфической свиты Дзирульского массива разнообразен. Здесь встречаются породы, отличающиеся друг от друга как степенью метаморфизма, так и разнообразием материнских пород. В основном эта свита образована в результате метаморфизма осадочных пород.

Наименее метаморфизованными членами свиты являются рассланцованные аркозовые, граувакковые и серицитовые песчаники, несущие сравнительно слабые признаки метаморфизма. Кроме того, в сложении свиты участвуют слабо метаморфизованные углистые и глинистые сланцы, послойно инъецированные кварцем и полевыми шпатами.

В состав свиты входят хлоритово-слюдистые и слюдисто-графитовые сланцы, мрамора, кварцево-слюдистые, кварцево-мусковитово-хлоритовые и кварцево-мусковитово-гранатовые сланцы. Встречаются также гранатово-хлоритово-мусковитовые сланцы. Кроме указанных сланцев, возникших путем метаморфизации осадочных пород, в свите принимают участие рассланцованные магматические породы — порфириты, диабаз-порфириты, габбро-диабазы, которые наряду с рассланцеванием инъецированы гранитоидным материалом. Известен также рассланцованный инъецированный порфиритовый туф.

Свита метаморфических сланцев сечется розовыми гранитоидами, оказывающими на них значительное инъекционное воздействие. В зоне контакта гранитоидов и сланцев возникают мигматиты и гнейсы, в которых хорошо заметно замещение сланцев под воздействием гранитных инъекций. Гнейсовидность в гранитоидах данной полосы является реликтовой сланцеватостью.

В метаморфической свите Дзирульского массива встречаются линзообразные тела серпентинитов, вытянутые вдоль сланцеватости. Сравнительно крупные тела серпентинитов обнажаются в ущельях рек Лопанис-цкали и Черат-хеви. У сел. Чорчана метаморфические сланцы (филлиты), содержат пачки тальковых сланцев. Очевидно, эти сланцы образованы за счет пироксеновых пород.

Метаморфическая свита сечется различными порфиритами, габбро-порфиритами и габбро, претерпевшими частичную серпентинизацию. Одновременно породы испытывают воздействие гранитоидных инъекций. Кроме этих пород, наблюдаются порфириты и диабаз-порфириты, которые секут как метаморфические сланцы, так и палеозойские гранитоиды.

В табл. 1 приводятся химические анализы кристаллических и метаморфических сланцев Дзирульского массива в весовых процентах. Фауна, найденная в линзах известняка (окрестности сел. Чорчана) метаморфической свиты Дзирульского массива (Барсанов, 1931; Кузнецов, 1931), по определению А. Г. Вологодина (1931), следующая: *Coscinoocyathus caucasicus* V o l. и *Archaeocyathus* sp. Ввиду того что фауна *Archaeocyathus* не выходит за пределы кембрия, существование кембрийских осадков в метаморфической свите Дзирульского массива не вызывает сомнения. Породы, содержащие эту фауну, А. Г. Вологдин относит к верхней части нижнего кембрия.

Итак, на Дзирульском массиве так же, как и на Большом Кавказе, по степени метаморфизма выделяются две различные группы пород.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	SO ₃	П.п.п.	H ₂ O	Сумма	Название пород
46,32	1,20	15,12	11,71	3,97	0,07	7,60	8,84	0,89	1,38	0,17	0,02	0,75	1,08	0,56	99,69	Слегка окварцованный амфиболит
48,32	1,24	9,62	14,92	5,44	0,11	6,04	6,20	2,43	0,73	0,66	нет	0,30	3,36	0,12	99,49	Окварцованный и кальцитизированный амфиболит
47,40	0,74	18,75	5,0	3,08	0,17	9,53	8,42	1,92	1,22	0,41	0,08	0,44	2,27	0,05	99,48	Пертитизированный амфиболит
46,12	1,24	18,82	7,86	2,50	0,19	7,05	10,88	1,78	1,11	0,28	0,05	0,30	1,92	0,06	100,16	Соссюритизированный амфиболит
41,60	0,99	23,37	8,04	4,85	0,09	7,14	10,75	2,02	0,62	0,04	нет	0,42	1,90	0,10	101,93	Роговообманковый сланец
56,44	0,37	18,05	1,70	5,96	0,08	5,10	2,80	2,78	1,88	0,34	нет	0,21	3,68	0,20	99,59	Окварцованный амфиболит
54,90	0,80	17,74	2,50	7,27	0,14	3,82	4,19	2,80	3,72	0,57	0,01	0,06	0,76	0,44	99,72	Инъецированный биотитовый сланец
50,82	0,89	15,88	5,81	5,14	0,05	8,22	8,63	1,29	1,92	0,13	0,03	0,06	1,10	0,18	100,10	Роговообманково-биотитовый сланец
50,12	0,89	20,16	5,55	3,90	0,06	5,68	6,90	1,31	2,58	0,26	0,03	нет	1,80	0,72	99,96	Биотитовый кварцево-диоритовый гнейс
51,08	0,80	26,41	5,21	2,94	0,29	1,44	0,84	0,48	4,78	0,16	0,02	0,03	4,90	0,62	100,00	Хлорито-сланцеватый сланец
65,76	0,80	16,06	3,46	1,61	0,04	2,32	0,82	1,60	3,13	0,16	0,01	0,02	3,32	1,08	100,18	Кварц-мусковит-серицитовый сланец
58,60	0,70	22,48	1,74	4,68	0,05	2,18	0,40	2,17	3,79	0,10	0,02	0,06	3,05	0,35	100,37	Кварц-мусковит-серицитовый сланец
61,36	0,80	17,00	2,49	5,04	0,08	3,62	0,80	3,10	2,08	0,18	0,02	0,06	2,66	0,40	99,68	Сильно инъецированный серицитовый сланец
55,92	0,80	23,21	1,38	5,88	0,17	3,36	0,82	0,45	2,74	0,03	0,01	0,03	4,02	0,50	99,43	Кварц-мусковит-хлоритовый сланец
62,80	0,50	19,40	2,01	3,24	0,05	2,10	0,34	2,05	2,84	0,09	0,02	0,11	3,58	0,60	99,73	Кварц-мусковит-гранатовый сланец
55,84	0,80	19,12	13,31	3,69	0,22	3,57	0,97	4,17	1,36	0,14	0,03	0,03	2,46	0,58	99,29	Сланцеватый порфирит
59,24	0,27	22,50	7,38	0,15	0,05	1,23	0,35	1,70	0,64	0,15	0,01	0,10	4,75	0,21	98,73	Тальковый сланец
46,76	0,60	17,82	9,27	2,16	0,18	7,17	11,07	3,08	0,23	0,10	0,02	0,03	1,48	0,56	100,53	Плагноклазовый амфиболит

Аналитики Н. И. Оманидзе, П. А. Тауглих и А. А. Цинцадзе.

Большинство исследователей считают, что эти свиты отличаются по возрасту: нижнепалеозойские метаморфические сланцы содержат кембрийскую фауну, а кристаллические сланцы принимаются за докембрийские образования. Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1953) видят различие в материнских породах этих свит. Они отмечают, что кристаллические сланцы возникли за счет метаморфизма основных магматических пород, а нижнепалеозойская свита метаморфических сланцев — за счет глинистых сланцев. По мнению С. С. Чихелидзе (1948), свиты метаморфических и кристаллических сланцев Дзирульского массива представляют собой единый метаморфический комплекс, в котором кристаллические сланцы занимают более низкие горизонты.

Таким образом, существование кембрийских пород в метаморфических сланцах подтверждено фаунистически, а наличие более древних или более молодых пород, т. е. вопрос верхней и нижней стратиграфических границ этих образований остается открытым.

Болнисская зона

Наличие кристаллических сланцев на Локском массиве (подзона Локского поднятия) впервые было отмечено Г. Г. Цулукидзе (1887), а как самостоятельная свита эти сланцы были выделены К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе (1942).

Свита метаморфических сланцев Локского массива обнажается на западной его окраине, откуда прослеживается к северной и южной периферии массива. Наиболее полно свита представлена в западной части Локского массива, в ущелье р. Пиназаури (Мошевани) и ее правых притоков. Верхняя часть свиты размыта или не обнажается, а нижние же горизонты вообще не выходят на дневную поверхность. Видимая мощность свиты около 1 км. Простираение плоскости сланцеватости восточное-северо-восточное, за исключением восточной окраины массива, где оно становится меридиональным.

Метаморфическая свита Локского массива в петрографическом отношении разнообразна. Здесь различают графитовые, хлоритовые, мусковитовые, двуслюдяные, биотитовые и андалузитовые сланцы, амфиболиты, мрамора, кварциты и гнейсы, среди которых также можно выделить отдельные разновидности.

Графитовые сланцы встречаются почти во всех частях свиты, но господствующее положение они занимают в ее верхах. В этих породах различаются собственно графитовые, графитово-серицитовые и графитово-хлоритовые разновидности.

В верхней части свиты встречаются также хлоритовые сланцы, с одной стороны связанные с графитовыми, а с другой — с мусковитовыми сланцами. Среди хлоритовых сланцев выделяются: хлоритово-серицитовые, хлоритово-эпидотовые, хлоритово-актинолитовые и хлоритово-мусковитовые разновидности. Примечательно, что биотит, характерный в основном для нижней части свиты сланцев, появляется в хлоритовых сланцах.

Ниже хлоритовые сланцы сменяются мусковитовыми. Различаются собственно мусковитовые, мусковитово-серицитовые, мусковитово-гранатовые, мусковитово-роговообманковые и мусковитово-турмалиновые разновидности. Описанные сланцы занимают как бы промежуточное положение между типичными кристаллическими и сравнительно менее метаморфизованными сланцами.

В нижних горизонтах свиты мусковитовые сланцы сменяются двуслюдяными сланцами. Среди них выделяются андалузитовые, турмалиновые и плагиоклазовые разновидности. Иногда количество мусковита в дву-

сланцах убывает и они переходят в биотитовые сланцы. Андалузит и турмалин являются характерными минералами метаморфической свиты массива. Они встречаются в различных сланцах и иногда количество их настолько возрастает, что породы можно назвать андалузитовыми и турмалиновыми сланцами.

Самую нижнюю часть свиты занимают амфиболиты, хотя их сравнительно небольшие пачки встречаются и на более высоких уровнях. В амфиболитах различаются две разновидности: собственно амфиболиты и плагиоклазовые амфиболиты. Последние пользуются сравнительно большим распространением.

В правых притоках р. Пиназаури в метаморфических сланцах встречаются небольшие линзы мраморов. По составу можно различать хлоритовые, эпидотово-гранатовые и кварцево-гранатовые мраморы. Изредка встречаются кварциты.

В одном из правых притоков р. Джандари среди графитовых и андалузитовых сланцев наблюдается рассланцованный песчаник, состоящий из обломков кварца и кислого плагиоклаза, сцементированных серицитом и хлоритом.

В табл. 2 приводятся результаты химических анализов метаморфической свиты сланцев Локского массива.

Таблица 2

Окислы	Андалузитовый сланец	Двуслюдяной андалузитовый сланец	Мусковит-хлорит-графитовый сланец	Амфиболит
SiO ₂	57,52	57,26	58,24	48,18
Al ₂ O ₃	26,16	23,44	21,88	13,73
Fe ₂ O ₃	1,09	2,09	1,58	12,17
FeO	4,79	5,85	6,31	5,08
MnO	0,028	0,30	0,22	0,30
MgO	1,92	1,47	2,75	5,49
CaO	0,70	0,70	0,40	9,51
Na ₂ O	0,61	0,92	1,20	2,14
K ₂ O	2,95	2,15	2,11	1,10
TiO ₂	0,21	0,80	0,70	1,65
P ₂ O ₅	0,12	0,08	0,07	0,09
SO ₃	0,03	0,45	0,30	—
Влажность	0,35	0,51	0,38	0,16
П. п. п.	3,25	3,85	3,76	0,68
Сумма	99,73	99,87	100,50	100,28

Аналитики Ц. А. Лабарткава и Н. А. Метревели.

Первые три породы по своему химизму отличаются от магматических пород. Повышенное содержание Al₂O₃ обусловлено наличием андалузита и глин. Четвертая порода приближается к габброидам. Кроме вышеуказанных сланцев, в метаморфической свите Локского массива встречаются в разной степени метаморфизованные магматические породы — рассланцованные диабазы и порфириды. Реже наблюдаются незначительные секущие тела метаморфизованных диорит-порфиритов.

Габброиды встречаются в нижних частях свиты; иногда они настолько метаморфизованы, что не отличаются от вмещающих кристаллических сланцев.

Восточнее сел. Гора, в русле р. Камышло обнажается гнейсовидный кварцевый диорит, залегающий в метаморфической свите. Незначительные выходы гнейсов встречаются также в ущелье р. Пиназаури. В общем в метаморфической свите Локского массива гнейсы занимают подчиненное положение. Гнейсовидность этих пород так же, как и сланце-

ватость магматических пород, приуроченных к метаморфической свите, совпадает со сланцеватостью вмещающей свиты.

Метаморфическая свита Локского массива инъецирована палеозойскими гранитоидами, оказывающими сильное воздействие на свиту, что в основном выражается в обогащении сланцев кварцем. Часто кварц пропитывает породы вдоль плоскостей сланцеватости и придает текстуре сланцев полосчатый характер. Наряду с инъекциями кварца замечаются инъекции кислых плагиоклазов. Турмалин и андалзит представляют собой минералы, образованные под воздействием гранитоидов.

Несмотря на то что влияние гранитоидов на метаморфическую свиту Локского массива значительно, устанавливается, что метаморфизация свиты произошла в основном до внедрения гранитоидов. В западной части массива нижние горизонты свиты представлены сильно метаморфизованными кристаллическими сланцами, иногда полностью свободными от гранитных инъекций.

Породы, находящиеся в непосредственной близости от контакта с гранитоидами и значительно инъецированные гранитоидами, в большинстве случаев принадлежат к менее метаморфизованным породам свиты (серицитовые и графитовые сланцы).

В верхней части метаморфической свиты преобладают графитово-серицитово-хлоритовые сланцы, а в нижней — слюдястые и роговообманковые.

Метаморфическая свита на Локском массиве в основном образована путем метаморфизации осадочных пород. По степени метаморфизма она занимает промежуточное положение между кристаллическими сланцами и свитой метаморфических сланцев Дзирульского массива, так как содержит как кристаллические, так и сравнительно менее метаморфизованные сланцы.

Локская метаморфическая свита древнее гранитоидов этого массива. Становление последнего связано, очевидно, с концом каледонского и началом герцинского орогенических циклов. Возраст мусковита из пегматита этих гранитоидов равен 370 ± 20 млн. лет (Рубинштейн, 1955). По аналогии с метаморфическими сланцами Дзирульского массива условно допускается наличие кембрийских осадков в метаморфической свите Локского массива. Имеются ли в этой свите осадки древнее или моложе кембрия, установить пока что не удается.

Что касается метаморфизма свиты, можно предположить, что он связан с каледонским орогеническим циклом, но окончательное становление свиты, по-видимому, происходит в герцинский цикл.

В строении Храмского массива кристаллические сланцы играют весьма незначительную роль: они не создают какой-либо определенной свиты, а встречаются в виде останцов в гранитоидах.

Кристаллические сланцы Храмского массива впервые были описаны Т. Г. Казахашвили (1941). Их детальное описание дано Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1959).

В глубоком ущелье р. Храма обнажаются породы гнейсовидной текстуры, по своему составу отвечающие кварцевым диоритам. В шлифах указанных пород замечаются небольшие участки неправильной формы, представленные кварцем и слюдой (мусковитом, серицитом). Участки слюды напоминают преобразованный цемент осадочных пород.

Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1959) считают, что кварцево-диоритовые гнейсы представляют собой самые древние породы Храмского массива, образованные путем метаморфизации терригенно-вулканогенной осадочной свиты.

Указанные гнейсы секутся породами группы габбро-диабазов, претерпевших наряду с гнейсами воздействие гранитных инъекций.

Материал кварцево-диоритовых гнейсов и более молодых гранитоидов был найден в верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной свите Храмского массива (Заридзе, Татришвили, 1959), возраст которой фаунистически и флористически датируется верхним карбоном.

На основании отмеченных фактов и параллелизации кристаллических сланцев Храмского массива с метаморфическими свитами Локского и Дзирульского массивов возраст материнских пород этих сланцев и гнейсов условно принимается за нижнепалеозойский (каледонский орогенический цикл). Во время герцинского цикла эти породы испытали воздействие гранитных инъекций. Можно предположить, что гнейсы частично образовались за счет докембрийских пород.

Выводы

Сходство стратиграфических уровней и петрографического характера распространенных на территории Грузии метаморфических пород дает основание предположить, что они наряду с древнейшими свитами Северного Кавказа представляют собой осадки единой геосинклинали.

В осевой части Большого Кавказа, на его южном склоне и Дзирульском массиве имеются две группы пород: сильно метаморфизованные кристаллические сланцы и слабо метаморфизованные сланцы.

На Локском массиве выделяется одна свита, по своему характеру занимающая промежуточное место между кристаллическими и метаморфическими сланцами, а на Храмском массиве среди гранитоидов встречаются останцы кварцево-диоритовых гнейсов. Наличие нижнепалеозойских (кембрийских) осадков в отмеченных образованиях не вызывает сомнения, так как на Дзирульском массиве и в ущелье р. Малка (Северный Кавказ) они доказаны фаунистически.

Ввиду того что кембрийская фауна связана с линзами известняков, включенных в слабо метаморфизованные сланцы, можно предположить, что стратиграфический уровень более сильно метаморфизованных сланцев спускается ниже кембрия.

На Храмском массиве материал гнейсов и секущих их гранитоидов встречается в фаунистически и флористически охарактеризованных отложениях карбона, а на Северном Кавказе окатанный материал кристаллических сланцев известен начиная со среднедевонских отложений. Кроме того, девонские и силурийские отложения Северного Кавказа резко отличаются от описанных нами свит.

Метаморфические свиты секутся палеозойскими гранитоидами, часть которых по абсолютному возрасту (Афанасьев, 1958; Рубинштейн, 1958, 1960) соответствует девону — верхнему силуру. Поэтому наличие девонских и силурийских осадков в этих свитах исключается.

М. М. Рубинштейн (1960) аргоновым методом определил абсолютный возраст слюды из кристаллических сланцев Кавказа и Дзирульского массива (365 ± 20 млн. лет — мусковит из мусковитовых сланцев ущелья р. Малой Лабы; 320 ± 20 млн. лет — биотит из биотитовых сланцев кырткской свиты бассейна р. Баксан; 290 ± 20 млн. лет — мусковит из кристаллических сланцев Дзирульского массива), который отвечает интервалу силур — нижний девон. Этот период соответствует последнему сильному проявлению метаморфизма.

Таким образом, метаморфические породы испытали последний сильный метаморфизм в нижнем девоне — силуре, что соответствует возрасту (установленному тем же методом) гранитоидов, секущих упомянутые сланцы и оказывающих сильное на них воздействие. На основании сказанного в описанных древних метаморфических формациях, кроме кембрия, можно ожидать и осадки ордовика.

Таким образом, в древнейших метаморфических формациях Грузии можно допустить существование докембрийских образований, считать доказанным кембрийские осадки и достаточно достоверным — наличие ордовика.

Что касается возраста метаморфизма, как уже было отмечено, он связан с каледонским орогеническим циклом. На Кавказе установлены мощные гранитоидные интрузии, связанные с герцинским орогеническим циклом, что дает основание предположить повторный сильный метаморфизм, испытанный в герцинское время породами, вмещающими гранитоиды.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ — ТРИАС

Доюрские отложения на территории Грузии развиты в складчатой системе Южного склона Большого Кавказа и на Грузинской и Артвинско-Болнисской глыбах (Дзирульский и Храмский кристаллические массивы), где они представлены резко отличными друг от друга фациями. На Южном склоне Большого Кавказа — это интенсивно дислоцированные и метаморфизованные мощные осадки геосинклинального типа, а в районах Дзирульского и Храмого кристаллических массивов — сравнительно слабо дислоцированные вулканогенно-осадочные континентально-прибрежные образования.

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа

Наиболее древние образования Южного склона Большого Кавказа, представленные в основном метаморфизованными толщами филлитов, глинистых сланцев, кварцитов, рассланцованных песчаников и конгломератов, мраморов и мраморизованных известняков, обнажаются в Абхазии, Сванетии и Кахетии.

В Сванетии фаунистически охарактеризованный палеозой впервые был выделен Г. П. Агалиным в 1929 г. Затем эти и аналогичные им образования в Абхазии изучались И. Р. Кахадзе и В. А. Алениковой (1939), Б. В. Залеским и С. С. Кузнецовым (1940), С. В. Левченко (1940), П. Д. Гамкрелидзе, Г. М. Заридзе и К. И. Чичинадзе (1937), П. Д. Гамкрелидзе (1939), Б. П. Беликовым (1940), П. Д. Гамкрелидзе, И. Р. Кахадзе и др. (1945), И. Р. Кахадзе (1947), С. С. Чихелидзе (1948), И. А. Маркозия (1949), П. И. Авалишвили (1955), С. Г. Букия (1955, 1957, 1958, 1959), Д. Г. Джигаури (1957), В. И. Славным (1960) и др.

В Горной Кахетии выходы палеозойских (условно) пород впервые отметили Л. А. Варданянц (1932) и Н. Б. Вассоевич (1932). Дальнейшее изучение палеозойских отложений Кахетии проводили И. С. Монцелидзе и Ш. И. Нацвлишвили (1931), И. С. Монцелидзе (1932), В. И. Славин (1931), И. Д. Бокитько (1932), И. А. Маркозия (1932), В. М. Пац (1940), Б. П. Беликов (1940), В. Н. Крестников (1944, 1947), Е. Б. Габуня и Т. Г. Казахашвили (1945), Е. Б. Габуня и О. Е. Яшвили (1946), И. Р. Кахадзе (1947), С. С. Чихелидзе (1948), В. Е. Куман (1953, 1954), В. Н. Крестников и В. Н. Робинсон (1955), П. И. Авалишвили (1957, 1958) и др.

Сванетия. Доюрская серия метаморфизованных отложений наиболее широко развита и охарактеризована фаунистически в Сванетии, где она вскрыта в бассейнах рек Ингури и Цхенис-цкали, в ядрах двух крупных, кулисообразно расположенных антиклинальных складок. Северный выход этой серии в виде неширокой полосы (до 10 км) тянется от долины р. Ненскры по Сванетскому хребту вплоть до Ласильского перевала на востоке (рис. 2).

Второй, южный выход, имея широтное простирание, образует также неширокую полосу, которая, начинаясь в бассейнах левых притоков р. Хеледула (правый приток р. Цхенис-цкали), пересекает к югу от сел. Сакдари долину р. Цхенис-цкали и уходит в бассейн левых притоков последней, заканчиваясь на меридиане сел. Чвелиери. Породы обоих выходов уходят под сланцы лейаса, которые со всех сторон окаймляют их.

Метаморфизованная серия, выделенная под названием «дизской свиты», сложена мощным комплексом разнообразных, в различной степени метаморфизованных пород, которые можно свести к двум основным группам: 1) глинистые и филлитовидные сланцы, чередующиеся

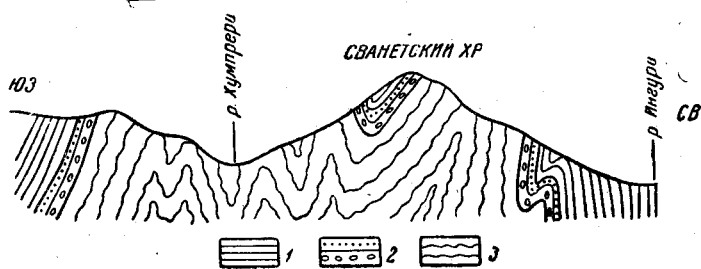


Рис. 2. Схематический разрез через Сванетский хребет
1 — глинистые сланцы нижнего и среднего лейаса; 2 — конгломераты, песчаники и глинистые сланцы нижнего лейаса; 3 — филлиты, филлитовидные сланцы; рассланцованные песчаники, кварциты, мраморы и мраморовидные известняки дизской серии

с рассланцованными песчаниками и микроконгломератами, включающими линзы известняков; 2) плитчатые, часто интенсивно инъецированные кварцем филлиты с прослоями кварцитов, рассланцованных песчаников, конгломератов и мраморов. Вторая группа представляет нижнюю часть дизской серии и хорошо обнажена в ядре антиклинали Сванетского хребта, в глубоком ущелье р. Ингури от Прохоровских скал до устья р. Лухра (правый приток р. Ингури), в ущельях рек Хумпрери, Лухра и в районе горы Кирап.

Филлиты состоят в основном из кварца, плагиоклаза, биотита и серицита. В глинистых и филлитовидных сланцах преобладают кварц, серицит, иногда графит. Глинистые сланцы развиты главным образом в верхних горизонтах дизской серии и не отличаются от сланцев нижнего лейаса. Переход от интенсивно метаморфизованных филлитов к глинистым сланцам постепенный.

Рассланцованные песчаники и кварциты, входящие в состав дизской серии, чередуются как с филлитовыми, так и с менее метаморфизованными сланцами, образуя иногда пачки мощностью 5—10 м. Наблюдаются как среднезернистые, так и более грубозернистые разновидности. По составу это в основном кварцево-серицитовые и аркозовые песчаники, содержащие кварц, полевые шпаты (плагиоклаз, микроклин), мусковит, серицит, биотит, хлорит и обломки пород (кварциты, сланцы, эффузивы). Цемент главным образом кварцево-серицитовый, редко карбонатный. Кварциты вообще присутствуют во всем разрезе серии в виде отдельных слоев, хотя нередко слагают и пачки мощностью 8—10 м.

На разных уровнях дизской серии и в особенности в ее верхах (ущелье р. Цхенис-цкали) наблюдаются крупно- и мелкогалечные конгломераты с диаметром галек иногда до 5 см. Состав галек: кварц,

кварцево-серицитовые и глинистые сланцы, кварциты, рассланцованные полимиктовые песчаники. В ряде случаев присутствуют и хлоритизированные вулканогенные породы. Таким образом, конгломераты сложены в основном материалом самой дизской серии, что несомненно указывает на размыты пород этой серии в отдельные эпохи.

Наконец, среди описанных пород в виде линз залегают мраморовидные серовато-черные известняки, а местами (сел. Дзи и др.) и мраморы желтовато-белого и сероватого цвета. Мощность линз колеблется от нескольких до десятков метров, а длина их в среднем не превышает 1 км.

Вулканогенные породы в виде сильно измененных пирокластолитов и мандельштейновых лавовых покровов встречаются редко на разных уровнях серии.

Породы дизской серии интенсивно дислоцированы. Наблюдается мелкая складчатость, плейчатость. Часты дизъюнктивные нарушения разной амплитуды. Породы носят следы сильного динамометаморфизма. К тому же они испещрены и в глубоких частях разреза послойно инъецированы многочисленными кварцевыми жилами. Кроме того, наблюдается большое количество секущих основных и кислых пород и сравнительно небольших интрузий различного состава: гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монзониты, габбро-диориты, габбро-диабаз-порфириды, порфириды. Эти интрузии обуславливают интенсивный контактный метаморфизм вмещающих пород. На некоторых участках, например у скал Абакура, в районе горы Киар, у сел. Дизи наблюдаются роговики, сплошное окварцование и скарны. Сильная нарушенность серии, подошва которой к тому же не обнажена, затрудняет выяснение истинной мощности, которая ориентировочно может быть оценена в 2500—3000 м.

В мраморизованных известняках, развитых под горой Киар (Верхняя Сванетия) Г. П. Агалиным в 1929 г. была обнаружена фауна *Lithostrotion baschkirikum* Ренна, *Chaetetes cf. radians* Fischer, *Diphyphyllum* sp. (определения Н. Н. Яковлева). На этом основании Г. П. Агалин известняки и вмещающую их метаморфизованную толщу датировал как верхний девон(?) — нижний карбон. Данные породы в 1932 г. И. Р. Кахадзе (1933) выделил под названием свиты «метаморфизованных сланцев». Впоследствии в 1935—1936 гг. Б. В. Залесский и С. С. Кузнецов (1940) метаморфизованные палеозойские (по данным Г. П. Агалина) породы Сванетии назвали «десской свитой». П. Д. Гамкрелидзе, Г. М. Заридзе и К. И. Чичинадзе (1937), П. Д. Гамкрелидзе, И. Р. Кахадзе и др. (1945), И. Р. Кахадзе (1947) установили постепенный (без каких-либо следов перерыва) переход этой свиты в нижний лейас и по сел. Дизи на р. Ингури назвали ее дизской. Возраст свиты* был определен как карбон—триас.

Крупномасштабными геологосъемочными работами были уточнены пределы распространения дизской серии, вопросы ее взаимоотношения с лейасовыми отложениями. В частности, И. А. Маркозия (1949) и П. И. Авалишвили (1954) в Нижней Сванетии и С. Г. Букия (1955, 1957, 1958, 1959) в Верхней Сванетии было показано в разных местах трансгрессивное, с базальной формацией в основании, налегание лейаса на породы дизской серии. Таким образом, подтвердилось мнение, высказанное П. Д. Гамкрелидзе и И. Р. Кахадзе и др. (1945, 1947), о наличии трансгрессивного налегания низов лейаса на дизскую серию.

По данным С. Г. Букия (1959), дизская серия подразделяется на три литолого-стратиграфических горизонта. В верхнем горизонте им

* В настоящее время эту свиту предложено именовать серией (Славин, 1960).

были собраны споры верхнетриасового облика (определение В. С. Малявкиной). В. И. Славин и др. (1960) делят дизскую серию на пять свит: прохоровскую, хумпрерскую, кирарскую, чолшуринскую, гвашхаринскую. Прохоровская свита — девон. Хумпрерская свита — нижний карбон (700 м), выделенная на основании фаунистических находок Г. П. Агалина. Кирарская свита — верхний карбон — пермь (400—600 м). Эта свита охарактеризована следующей фауной: *Chaetetes (Boswellia) sp.* (определение Б. С. Соколова), *Entrochus ligatus* Quenst. (определение Р. С. Елтышевой), *Profusulinella sp.* (определение Д. М. Раузер-Черноусовой). Фауна была собрана В. И. Славиным и др. (1960) в известняках, обнажающихся на левом берегу р. Ингури, южнее Прохоровских скал. Чолшуринская свита — верхняя пермь — 800—1000 м. В известняках этой свиты на ручье Чолшура (правый приток р. Цхенис-цкали) были обнаружены фораминиферы *Pseudofusulina sp.*, *Pseudodoliolina sp.*, *Cancellina sp.*, *Miscellina sp.*, *Parafusulina sp.*, *Boultonia sp.*, *Conofusiella sp.*, *Monogaparella sp.* (определения К. В. Миклухо-Маклай и С. Е. Разовской), а также криноидеи *Entrochus ex gr. ligatus* Quenst. (определения Р. С. Елтышевой). Фауна фораминифер отвечает нижним частям верхнепермского отдела (Славин, 1960). Гвашхаринская свита — (600 м) На основании стратиграфического положения, а также данных спорово-пыльцевого анализа *Cyclina sp.*, *Catonia sp.*, *Dictyophyllum sp.*, *Donalopsites sp.*, определения Е. С. Малявкиной, эта свита относится к триасу.

На Южном склоне Главного Кавказского хребта верхнедевонские отложения, охарактеризованные раковинами *Cyrtospirifer ex gr. verneuili* M u g s h., известны к северу от г. Кутаиси («Геологическое строение СССР», том I, 1958). Интересно, что по устному сообщению Д. В. Наливкина, данная форма была найдена Г. П. Агалиным в дизской серии Верхней Сванетии.

Таким образом вполне обоснован верхнепалеозойско-триасовый возраст дизской серии. В низах дизской серии все же не исключена возможность наличия и верхнего девона.

При рассмотрении стратиграфии дизской серии мы коснулись вопроса ее взаимоотношения с лейасом. В настоящее время благодаря исследованиям П. Д. Гамкрелидзе, И. Р. Кахадзе, С. Г. Букия, П. И. Авалишвили, В. И. Славина и др. в Верхней и Нижней Сванетии во многих местах установлено наличие трансгрессивного налегания пород нижнего лейаса на дизскую серию. Например, в ущелье р. Хумпрери, на северном склоне хребта Бакылд и в других местах в основании нижнего лейаса хорошо выражена базальная формация, конгломераты которой сложены гальками пород дизской серии. На правом склоне ущелья р. Хумпрери в нижней части лейаса Д. Г. Джигаури, Р. И. Торозовым, В. И. Славиным, П. Д. Гамкрелидзе, Г. А. Чихрадзе и Ш. А. Адамия в разное время была собрана фауна нижнего лейаса. Базальная формация лейаса хорошо выражена и в Нижней Сванетии в районе горы Муц и Ласильского перевала, в ущелье рек Цхенис-цкали, Моргоули и в других местах. Сложена она чередующимися пачками грубообломочных конгломератов, песчаников и глинистых сланцев. Материал представлен обломками пород дизской серии. Базальная формация во многих местах охарактеризована фауной нижнего лейаса.

Абхазия. По данным Б. В. Залесского и С. С. Кузнецова (1940), С. С. Букия (1959) и других исследователей, выходы доюрских слабо метаморфизованных пород наблюдаются и в Абхазии. Аналоги дизской серии на Кодорском хребте, на южном склоне горы Харихра протягиваются отдельными выходами вдоль фронтальной линии надвига Главного Кавказского хребта от р. Ненскра до бассейна р. Ацгара. На

дизскую серию в Абхазии с севера надвинут кристаллический комплекс. К югу дизская серия надвинута на осадки нижнего и среднего лейаса. Дальше к западу выходы этой серии скрыты под надвигом гранитов Главного хребта. С. С. Кузнецов и А. Д. Миклухо-Маклай на основании наличия фораминифер и амфипор в образце темно-серого мраморизованного известняка, отобранного В. П. Петровым в Горной Абхазии (Белянкин и Петров, 1945), пришли к заключению о наличии там девонских отложений. Но по данным С. Г. Букия (1959) и В. И. Славина (1960), соответствующих образований там нет.

Кахетия. Л. А. Варданянцем (1932) доюрские образования были отмечены в истоках р. Дид-хеви, Н. Б. Вассоевичем (1932) — в бассейне р. Лопота, а В. И. Славиним в ущелье р. Стори и на горе Сакорне. Некоторые исследователи к доюрским образованиям относят и породы, слагающие хребет Спероза, описанные впервые А. В. Бухникашвили (1931) как «гранитоподобные». Все эти выходы ориентированы в общекавказском направлении — с северо-запада на юго-восток и расположены в осевых частях антиклиналей, ограниченных разрывами, в поле развития лейасовых отложений.

Доюрские (?) образования верховьев р. Алазани слагают скалистый хребет Спероза. Протяженность выхода 12—13 км, ширина 5—3,5 км. По данным П. И. Авалишвили и др. (1958), главное место среди развитых здесь пород занимают аркозы. Немалую роль играют и кварцево-серицитовые рассланцованные песчаники и сланцы, кварциты, брекчии, мелкогалечные конгломераты и черные глинистые сланцы. Эта толща, по мнению С. Г. Букия, очень сходна в литолого-фациальном отношении с верхней частью дизской серии.

В глубоком ущелье р. Стори представлены кварцево-серицитовые сланцы, рассланцованные аркозовые песчаники, кварциты, брекчии, конгломераты, переслаивающиеся с ними темно-серые глинистые сланцы и многочисленные жилы диабазов и порфиритов. Протяженность выхода 3—4 км. Близ северного контакта описанных пород (у моста Торгваисабано) П. И. Авалишвили был найден нижнелейасовый аммонит.

В истоках р. Дид-хеви, по р. Сиптис-цкали представлены кварциты, рассланцованные кварцево-серицитовые песчаники и сланцы, конгломераты и мраморы. Кварциты обнажены также на горах Ацове, Кохта и Сакорне; мощность до 500 м.

В бассейне р. Лопота известно несколько выходов доюрских образований. В районе урочища Кипручеби, на 1,5 км выше впадения в р. Лопота р. Гонджат-хеви представлены сильно метаморфизованные филлитоподобные кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые плейчатые сланцы и граниты. Протяженность выхода 300—350 м.

Филлитоподобные сланцы, кварциты, мраморы и мраморизованные известняки обнажены в истоках р. Лопота и ущельях рек Сасантлиццкали и Вакисгорис-цкали, слагая горы Вакисгорисцвери, Цописгора и Накоргали. В северном контакте отмечаются конгломераты (Крестников, 1944 и др.).

Большинство исследователей на основании стратиграфического положения описанных выходов Горной Кахетии и их большого сходства с верхнепалеозойско-триасовыми отложениями Сванетии (дизская серия) и других частей Южного склона Большого Кавказа, относят их к доюрским образованиям (Варданянц, 1932; Вассоевич, 1932; Беликов, 1940; Белянкин и Петров, 1945; Кахадзе, 1947; Крестников и Робинсон, 1955; Куман, 1954; Славин, 1931; Чихелидзе, 1948 и др.). Другие исследователи многие из вышеописанных выходов датируют нижним лейасом, а породы хребта Спероза и ущелья р. Стори — нижним лейасом — верхним триасом (Авалишвили, 1957, 1958).

Решение вопроса затрудняется из-за сложности геологического строения района, в частности из-за неясности взаимоотношения нижнего лейаса с описанными метаморфизованными толщами.

За пределами Грузии верхнепалеозойские — триасовые отложения известны в пригребневой полосе западной части Большого Кавказского хребта — в верховьях рек Пслух и Уруштена и к югу от горы Фишт.

По данным В. И. Славина (1960), здесь развиты лишь образования перми и триаса, представленные сходными со Сванетией фациями геосинклинального типа.

Грузинская глыба

В пределах Грузинской глыбы верхнепалеозойские образования выделяются в области Дзирульского массива. Здесь распространена свита кварцевых порфиров, полная петрографическая характеристика которой впервые была дана А. Г. Бетехтиным по р. Квирила — между станциями Салиети и Чиатура, по рекам Садзеле-геле, Буджа и р. Гвиторы.

По данным А. Г. Бетехтина (1936), Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе и И. Д. Чечелашвили (1950, 1953), свита складывается из покровов кварцевых альбитофиров, кварцевых порфиров и такого же состава пирокластолитов. Среди последних можно различить все разновидности туфов, а также брекчий. Кроме того, в пирокластолитах, которые иногда напоминают полосчатые яшмы, в виде обломков наблюдаются: углистые сланцы, кварциты, кремневые стволы деревьев и породы древнего субстрата — филлиты, слюдястые сланцы и обломки микроклинового гранита. Со свитой связаны также сильно измененные жилы основных пород (базальтовые порфириты), имеющие в основном северо-западное простирание. По всем признакам свита кварцевых порфиров является континентальным образованием. Строение этой свиты в пределах всего массива полностью еще не выяснено, но некоторое представление о нем дает следующий восходящий разрез, составленный Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе и И. Д. Чечелашвили по р. Квирила от Салиети до Чиатура:

1. Древний кристаллический субстрат, сложенный из гнейсовидных кварцевых диоритов, несогласно перекрывается покровами кварцевых порфиров и их туфами¹.
2. Стратиграфически выше господствующее положение занимают светло-серые и зеленоватые кристаллокластические, витрокластические и местами агломератовые туфы, с отпечатками флоры.
3. Выше залегают главным образом лавовые покровы, представленные красноватыми, а иногда и сероватыми кварцевыми альбитофирами и кварцевыми порфирами.
4. Мощная пачка розовато-белых туфов (большей частью пелитовых и литокластических) с покровами кварцевых порфиров и жилами основных пород.
5. Трансгрессивный средний лейас (в некоторых местах и известняки верхнего мела).
Общая мощность свиты достигает приблизительно 1 км.

В других местах картина разреза в достаточной степени усложняется. Так, например, по р. Садзеле-геле пирокластический материал по сравнению с Квирильским разрезом становится более крупнообломочным, часты брекчии и агломератовые туфы. Здесь же нижняя часть свиты в значительной степени окремнена и в ней встречаются даже глыбовые агломераты и местами растительные остатки плохой сохранности. Несмотря на это, общий характер свиты такой же, как и по р. Квирила.

* Из-за массивности пород мощность отдельных пачек трудно определить.

Большой интерес заслуживает вопрос взаимоотношения свиты кварцевых порфиров и древних гранитоидов массива. П. А. Топурия, Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе допускают несогласное залегание этой свиты на гнейсовидных кварцевых диоритах. П. Ф. Киласония между ними вообще не видит непосредственного соприкосновения или же допускает тектонический контакт, однако А. Г. Бетехтин считает свиту моложе гранитоидов, А. А. Чиковани же высказывалось также мнение о постепенном переходе микроклиновых гранитов в свиту кварцевых порфиров. В будущем этот вопрос потребует специального изучения.

В области Дзирульского массива развита еще одна своеобразная континентальная вулканогенная толща, возраст которой до сего времени остается спорным. Поскольку она залегает под среднелейсовыми отложениями, описание их целесообразно вести вместе с верхнепалеозойскими — триасовыми образованиями, тем более, что петрографически она очень сходна с кварц-порфирами Чиатурского района и Храмского массива. Эта толща нижних туффитов, считавшихся до последнего времени аналогами кварцевых порфиров, выделяется на юго-западной периферии массива: в бассейнах рек Нарула, Квирила, Глинавис-геле, Котроула и Мачарула. Небольшие выходы толщи отмечаются в низовьях ущелья р. Дзуса, но здесь она сразу же погружается под миоценовые отложения.

В Дзирульском массиве толща нижних туффитов впервые была выделена в 1928 г. П. Д. Гамкрелидзе и Г. Д. Джигаури, а впоследствии более полно охарактеризована П. Д. Гамкрелидзе и С. С. Чихелидзе (1932) и была названа нижними туффитами.

Петрографическое изучение нижних туффитов было начато Г. С. Дзоценидзе (1948), а позже, в пределах всего массива толщу изучали Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе и И. Д. Чечелашвили (1949, 1950, 1953).

П. Д. Гамкрелидзе и С. С. Чихелидзе было установлено, а в дальнейшем Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе и И. Д. Чечелашвили (1953) более подробно обосновано континентальное происхождение этой толщи. Было установлено также изменение мощности и в особенности фациального характера свиты по простиранию, о чем более полное представление могут дать приводимые ниже разрезы.

Разрез по р. Нарула следующий (снизу вверх):

- | | |
|---|-----------|
| 1. Гнейсовидные кварцевые диориты, над которыми залегают: | |
| 2. Конгломераты и грубозернистые аркозы с прослоями флоросодержащих слюдястых песчаников и песчаных глин. Часты пластовые жилы вулканита. Общая мощность | 50—60 м |
| 3. Мощная пачка туффитов, в которых, по Г. С. Дзоценидзе (1948), выделяются: а) горизонт светло-серых туфов, б) горизонт зеленовато-серых туфов, в) горизонт буровато-красноватых туфов и г) самый верхний горизонт зеленых туфов | 600—700 м |
| 4. Диабаз-порфирит | 40—50 „ |
| 5. Базальная формация среднего лейаса, представленная кварц-порфировыми и гранитовыми конгломератами и грубозернистыми песчаниками | 5—10 „ |

Несколько иная картина наблюдается в бассейне р. Квирила около ст. Мартоубани. Здесь среди красноватых и фиолетовых кислых туфов обнажаются мощные (600—700 м) выходы мандельштейновых базальтов и диабаз-порфиритов. При этом, кислые пирокластиты в разрезе играют подчиненную роль (мощность их около 200—300 м). В отличие от предыдущего разреза здесь грубозернистые аркозы и конгломераты вовсе отсутствуют.

Несколько своеобразен Шрошинский разрез. Здесь по р. Котроула он следующий (снизу вверх):

1. На размытую поверхность древнего субстрата налегает слой сероватого витрофирового туфа. За ним следуют кислые туфы (туффиты), мощность которых на этом участке около 20—30 м, но к западу уже значительно возрастает и достигает 100 м.
2. Грубозернистые (почти конгломератового типа) песчаники с прослоями большей частью массивных но мелкозернистых слоистых песчаников. Материал, слагающий песчаники, в основном представлен окатанными обломками кварцевых порфиров, альбитофиров и их туфов и породами древнего кристаллического субстрата (70%). Есть также основные породы — диабазы и порфириды (29%) и жильный кварц (1%) 50—60 м
3. Жила сильно измененного хлоритового диабаза со сферической отдельностью 2—3 „
4. Пачка мелкозернистых песчаников и углистых сланцев, очень богатых флорой (гингковые, папоротниковые и др.). С этой пачкой связано Шрошинское месторождение каолинов 40—50 м
5. Грубозернистые (в некоторых участках гравелитовые) песчаники с гранитовым материалом и песчаники, особенно богатые кварцем, которые постепенно становятся мелкозернистыми и, наконец, переходят в кварцево-слюдистые песчаники 15—20 „
6. Слюдисто-гематитовые песчаники и известняки со среднелейасовой фауной.

В приведенном разрезе пачки 1, 2, 3, 4, по Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе и И. Д. Чечелашвили, рассматриваются как единая континентальная толща; что же касается пачки 5, то это базальная формация, и отсюда начинается морская фация среднего лейаса, несмотря на то, что видимого несогласия между ними нет. Указанные исследователи видят также фациальное замещение туффитов по простиранию песчаниками, что и подтверждается данными буровых скважин. Так, например, устанавливается чередование туффитов с грубозернистыми песчаниками и замещение по простиранию туффитов песчаниками.

На основании приведенных данных нижняя часть разреза (пачки 1—4 мощностью 130—150 м) рассматривается как эквивалент нижних туффитов.

Иного взгляда по этому вопросу придерживается П. Д. Гамкредидзе, который считает нижними туффитами только первую пачку и границу между туффитами и лейасом проводит над первой пачкой (по литологическим признакам). По его мнению, не совсем ясно рисуется картина чередования туффитов с песчаниками, а также фациального замещения туффитов песчаниками по простиранию.

Однако вопрос о взаимоотношении среднего лейаса с туффитами уточняется в соседнем разрезе по р. Мачарула. Здесь за породами древнего субстрата следует (с перерывом) пачка тонкослоистых туфов, алевролитов и углистых сланцев мощностью 50—60 м; выше идут массивные туфы, которые заканчиваются покровом вулканита мощностью 2—3 м; за покровом вулканита следует черная глина, которая по простиранию размывается, и над вулканитом непосредственно залегает слой крупногалечного конгломерата мощностью 2,5 м. Выше начинается характерный разрез среднего лейаса Дзирульского массива. Таким образом, здесь хорошо видно несогласное — трансгрессивное залегание среднего лейаса на туффитах. При этом верхняя часть толщи туффитов в разрезе представлена покровом вулканита и черными глинами, а вышележащая пачка конгломератов (мощностью 2,5 м) является базальной формацией нормального морского лейаса. Следовательно, выходит, что нижние туффиты безусловно древнее среднего лейаса. Что же касается нижней границы (нижний предельный возраст) этой толщи, вопрос этот пока не уточнен. Хотя некоторые обстоятельства заставляют

думать, что толща нижних туффитов должна быть моложе свиты чиатурских кварцевых порфиров и скорее всего является мезозойским образованием. Фактические данные, которые подтверждают это соотношение, следующие.

Породы нижних туффитов выявляют более слабые признаки метаморфизма, чем свита чиатурских кварцевых порфиров, возраст которой условно принимается как верхнепалеозойский. Терригенный материал нижних туффитов большей частью (90%) представлен переотложенными породами свиты кварцевых порфиров. Флора, собранная в верхней части толщи нижних туффитов (по определению Ц. И. Сванидзе состоит из гингковых *Phoenicopsis*, *Czekanowskia*, *Ginkgo*; из папоротниковых *Cladophlebis*; из хвойных *Podozamites*; а из окаменелых стволов М. Д. Узнадзе определены гингковые мезозойского облика)*. Однако, как нам кажется, этот вопрос все же требует дальнейшего уточнения.

Артвинско-Болнисская глыба

Наличие верхнего палеозоя на Артвинско-Болнисской глыбе было установлено в Храмском массиве лишь за последние годы (Гамкрелидзе, Рубинштейн, Схиртладзе, 1960). До этого верхнепалеозойские образования В. Я. Эдилашвили, П. Д. Гамкрелидзе описывали под названием нижних туффитов и условно считали их нижнелейасовыми — триасовыми.

По новейшим данным, верхнепалеозойская вулканогенно-осадочная толща, представленная как морской, так и континентальной фациями, в виде узкой полосы огибает Храмский массив с юга, востока и севера, а на западе она вместе с древними гранитоидами, по-видимому, погружается под плиоценовые лавы Кечутского хребта.

По литологическим признакам верхнепалеозойские образования Храмского массива расчленяются на три горизонта: 1) нижний горизонт кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров, 2) средний горизонт вторичных кварцитов, 3) верхний горизонт слоистых туфов и брекчий, с прослоями углистых кремней, аргиллитов и линзами мраморовидных известняков.

Горизонт кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров занимает самую нижнюю часть разреза и тесно связан с гранитоидами массива. Ввиду широкого развития вторичных процессов резкая граница между кварцевыми порфирами и гранитоидами четко не улавливается, они постепенно сменяют серые и розовые гранитоиды.

Горизонт в основном слагается из сильно трещиноватых и брекчированных, в разной степени метаморфизованных типичных кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров, для которых характерно явное порфировое строение со сферолитовой, гранофировой и фельзитовой структурами основной массы. С этим же горизонтом связаны жилы и ксенолитоподобные участки основных пород — диабазов и порфиров. Мощностью горизонта несколько сотен метров.

Горизонт вторичных кварцитов выделяется почти во всех разрезах. Они без какой-либо резкой границы следуют за горизонтом кварцевых порфиров и представлены весьма компактными, слегка полосчатыми беловато-зеленоватыми кварцитами. Местами, особенно в верхней части горизонта, отдельные участки сильно брекчированы, по-видимому, по тектоническим причинам.

* Флоросодержащий горизонт, по П. Д. Гамкрелидзе, является составляющим элементом средней лейасовой базальной формации и не относится к нижним туффитам.

Микроскопическое исследование показывает, что вторичные кварциты образовались за счет изменений кварцевых порфиров и их туфов, что в ряде случаев подтверждается наличием характерных реликтовых структур. Мощность горизонта несколько десятков метров.

Более мощным (200—700 м) является третий горизонт слоистых туфов и брекчий, который состоит из тонкослоистых туфов и почти массивных брекчий. Со слоистыми туфами местами чередуются плейчатые углистые сланцы, аргиллиты, силициты черного цвета и крупнообломочные брекчии, а также пластовые жилы диабазов и порфиритов. Кроме того, в верхней части горизонта среди слоистых туфов имеются линзы мраморизованных известняков.

Петрографическим анализом установлено, что слоистые туфы и брекчии по своему кислому составу не отличаются от пород нижележащего горизонта кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров. Всюду здесь развиты разные туфы кварц-порфирового состава.

По р. Клдеисис-цкали в низах горизонта слоистых туфов и брекчий были найдены отпечатки флоры: *Lepidodendron dichotomum* Sternb., *Lepidophloios laricinus* Sternb., *L. vsevolodi* Zalessky, *Stigmara ficoides* Sternb., *Asterotheca miltonii* (Artis.) Zeill. (определения М. Д. Узнадзе).

Все эти формы, за исключением четвертой, как в СССР (на Северном Кавказе), так и в Западной Европе, характерны для среднего карбона, а четвертая форма распространена в карбоне и нижней перми.

В средней части этого же горизонта, в зеленых слоистых туфах найдены одиночные кораллы, а в брекчиях — остатки табулят. Очень интересными оказались линзы известняков. Здесь наряду с многочисленными обломками криноидей найдены гигантские и мелкие формы плеченогих, среди которых К. Ш. Нуцубидзе определен *Productus* ex gr. *donetzianus* Lich., характерный для верхнего карбона и нижней перми. В этих же известняках найдены одиночные и колониальные кораллы *Donophyllum intermedium* Fom., *Arachnastraea* cf. *molli* (Stuck), *Clisiophyllum* sp. (определения Н. С. Бендукидзе). Первая форма характерна для среднего и верхнего карбона Донецкого бассейна, вторая распространена там же, в среднем карбоне.

Таким образом, в Храмском массиве палеонтологически бесспорно устанавливается наличие среднего и верхнего карбона.

Верхнепалеозойские формации Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб генетически сходны с отложениями среднего и верхнего карбона и нижней перми Северного Кавказа и являются посторогенными, главным образом континентальными образованиями.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения на территории Грузии развиты неравномерно. Наибольшую площадь они занимают в складчатой системе Южного склона Большого Кавказа. На Грузинской и Артвинско-Болнисской глыбах они развиты значительно слабее, а в Аджаро-Триалетской системе совершенно неизвестны. Полный разрез юры наблюдается только в системе Южного склона Большого Кавказа, причем отложения представлены различно в разных зонах. В Казбегско-Лагодехской и Местийско-Триалетской зонах имеется единый разрез, начинающийся серией основных сланцев нижней и средней юры и заканчивающийся карбонатной флишевой серией верхней юры (и валанжина). В Гагрско-Джавской зоне полные разрезы верхней юры имеются только в Верхней Раче и Западной Абхазии; в остальных частях зоны верхняя юра представлена лагунно-континентальной пестроцветной свитой кимериджа.

Учитывая сказанное, юру здесь можно подразделить на три четко обособленные серии, соответствующие отделам системы. Нижняя юра представлена серией основных сланцев, средняя — порфиритовой свитой байоса и регрессивными угленосными отложениями бата, а верхняя — терригенно-карбонатными отложениями келловей — кимериджа (в Раче) или келловей — титона (в Западной Абхазии).

На Грузинской глыбе развиты две нижние серии, причем нижняя юра представлена в отличие от Гагрско-Джавской зоны терригенно-карбонатными отложениями. Средняя юра представлена порфиритовой свитой байоса и угленосными отложениями бата, верхняя юра только пестроцветной свитой кимериджа.

На Артвинско-Болнисской глыбе нижняя юра представлена терригенной серией, а средняя только порфиритовой свитой байоса. Верхняя юра отсутствует.

Юрская система, подразделяющаяся на три серии, отражает три самостоятельных цикла осадконакопления.

НИЖНЯЯ ЮРА

Нижнеюрские отложения широко распространены в Грузии, особенно в системе Южного склона Большого Кавказа, где лейас представлен наиболее полно и тянется почти непрерывной полосой от Абхазии до Кахетии. Здесь они слагают Чхалтинско-Лайлинскую, Казбегско-Лагодехскую зоны и частично Гагрско-Джавскую и Местийско-Тианетскую зоны.

На Грузинской глыбе лейасовые отложения встречаются лишь на периферии Дзирульского кристаллического массива (зона Центрального, или Дзирульского поднятия), а также на Артвинско-Болнисской глыбе, где они выступают на перифериях Храмской и Локской зон поднятия.

Сланцевая серия, играющая важную роль в геологическом строении Южного склона Кавказского хребта, привлекала внимание исследователей Кавказа еще с середины прошлого столетия. Так называемые «основные» сланцы долгое время датировались палеозоем. Дюбуа де Монпере (1839) предполагал доюрский возраст этих сланцев, не подтверждая его однако палеонтологически. Г. Абих (1858—1875) высказал соображение о нижнеюрском возрасте «основных» сланцев на основании того, что они литологически похожи на фаунистически охарактеризованные нижнеюрские отложения Северного Кавказа. З. Фавр (1875) на основании найденного им проблематика, определенного как *Bythrotrephis* отнес «основные» сланцы к палеозою. Несмотря на то что как *Bythrotrephis* Э. Фавра, так и впоследствии найденные Е. Фурнье и А. Иностранцевым обломки каламитов оказались неорганического происхождения, среди исследователей Кавказа нашлось много сторонников взгляда Э. Фавра (Симонович, 1880—1902; Сорокин, 1883; Смирнов, 1909 и др.).

В 1901 г. Л. Аммон описал найденный В. Селла на Сванетском хребте среднелейасовый *Pentacrinus (Extracrinus) laevisutus* Ротм., и благодаря этому вопрос «основных» сланцев разрешился в пользу лейаса. Такого же мнения придерживался и А. К. Богданович (1902).

Поворотным этапом в изучении «основных» сланцев явилась работа И. Г. Кузнецова (1926), в которой автор, основываясь на личных наблюдениях и используя выводы других исследователей, окончательно отнес эти сланцы к нижней юре.

В. П. Ренгартен (1932) впервые подразделил сланцевую серию на свиты в районе Военно-Грузинской дороги. Расчленением сланцев в дру-

гих районах занимались П. Д. Гамкрелидзе (1940) — в Сванетии (в основных сланцах им найдена лейасовая фауна), затем В. И. Курочкин, Г. Р. Чхотуа, В. Я. Эдилашвили — в Абхазии. Большая заслуга в изучении юры Грузии принадлежит И. Р. Кахадзе, давшему геологическое описание различных районов полосы распространения сланцев, сведенное им в монографии (1947).

В различных районах Южного склона С. Г. Букия, В. Я. Эдилашвили, П. И. Авалишвили и другими исследователями (1948—1960 гг.) была проведена большая работа по изучению сланцевой серии.

На периферии Дзирульского кристаллического массива присутствие лейаса было доказано М. Неймайром и В. Улигом (1892), которые обработали собранную Г. Абигом фауну из красных известняков. Сам Г. Абих (1865) ошибочно приписал им верхнеюрский возраст на основании неправильно определенной *Quenstedticeras alternans* Buch., оказавшейся впоследствии *Amaltheus margaritatus* Montf. Верхнеюрскими считали эти отложения Э. Фавр (1875), С. Симонович и А. Сорокин (1886) и Л. Бацевич (1877). Э. Фурнье (1896) приписывал им байос-оксфордский возраст. Лейасовый возраст рассматриваемых отложений был подтвержден К. Е. Габуния, П. Д. Гамкрелидзе и С. С. Чихелидзе (1932). На основании богатой фауны, собранной указанными исследователями, А. И. Джанелидзе (1946) и К. Ш. Нуцубидзе установили наличие среднего лейаса, тоара (полностью) и нижнего аалена в красных известняках периферии Дзирульского массива.

На периферии Локского массива лейас впервые был установлен К. Е. Габуния (1926). До исследований Е. К. Габуния эти отложения рассматривались в едином комплексе пород кристаллического массива. Впоследствии здесь работали В. Г. Грушевой (1930), К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе (1942), К. А. Комар, В. П. Высоцкий и Н. А. Кандаки (1945, 1946).

Лейасовые отложения на Храмском массиве впервые были выделены условно П. И. Желтовым и др. Условно они выделялись и Т. Г. Казахашвили и Г. Н. Лоладзе. П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили окончательно доказали лейасовый возраст этих отложений.

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа

В складчатой системе Южного склона Большого Кавказа нижнеюрские отложения представлены однородной мощной глинисто-сланцевой серией. Там, где вскрыта подошва серии, наблюдается несогласное, а местами согласное налегание ее на подстилающие отложения. На всем протяжении полосы полнота разрезов неодинакова.

Наиболее полно охарактеризована нижняя юра в Сванетии. Здесь и в Верхней Раче наблюдаются три основных полосы выходов лейасовых отложений: на севере, между кристаллическим ядром Главного хребта и карбонатным флишем, южнее — между карбонатным флишем и дизской серией и к югу от последней. В верховьях р. Цхенис-цкали две последние полосы соединяются. В указанных полосах литологический состав отложений одинаков, различаются отложения только степенью метаморфизма. Нижняя граница лейасовых отложений в контакте с кристаллической формацией, на которой за линией надвига сохранились останцы покрышки лейаса, трансгрессивная, и начинаются эти отложения базальным конгломератом. На дизскую серию по р. Ингури лейас согласно налегает с севера, но по р. Цхенис-цкали наблюдается несогласие. С юга граница с дизской серией не ясна, местами залегание согласное, местами несогласное.

Верхняя граница лейасовых отложений на севере и северо-востоке согласная — сланцевая серия постепенно переходит в карбонатный флиш, охватывая и среднюю юру. На юге лейасовые отложения с резкой сменой и местами с явлениями размыва перекрываются порфиритовой свитой байоса. В отложениях, собранных в опрокинутые на юг изоклиналильные складки, выделяются нижний, средний и верхний лейас.

На западе, в пределах Абхазии лейасовые отложения развиты в двух полосах: вдоль южного края кристаллического ядра Главного хребта и к югу от него, в ядрах размытых антиклиналей. Первая полоса является продолжением лейасовых отложений Сванетии и распространена в бассейнах р. Бзыби и ее притоков Лашипсе, Гега и Бавью, а также в бассейнах р. Кодори и ее притоков Амхели, Чхалта и Сакени.

Более южные выходы лейаса обнажаются в долинах рек Гумисты, Келасури и среднего течения р. Кодори и прослеживаются в Гагрско-Джавской зоне. Кроме того, отдельные выходы наблюдаются в верховьях рек Дуаби, Мокви и Окуми.

Нижняя граница лейасовых отложений неясная, так как подошва нигде не вскрыта и картина в большинстве случаев скрывается надвигом Главного хребта. Местами в низах лейасовых отложений встречаются конгломераты. По последним данным (Эдилашвили, 1961), в районе Авадхарского минерального источника под лейасом согласно залегает дизкая серия (бассейн р. Бзыби).

Верхняя граница более четкая — на отложениях лейаса залегает порфиритовая свита байоса, кое-где с небольшим несогласием. Общая мощность лейасовых отложений 2000—3000 м.

В Восточной зоне погружения аспидных сланцев лейасовые отложения развиты в бассейне р. Терека и восточнее непрерывной полосой выходят в бассейнах рек Шан-дона, Ассы, Пирикитской и Тушетской Алазани. Севернее они продолжают в Чечено-Ингушетию. Лейас представлен сильно метаморфизованными аспидными сланцами, смятыми в изоклиналильные складки. Стратиграфически он включает только нижний и средний подотделы.

Лейасовые отложения широко развиты также в Казбегско-Лагодехской зоне, в Заалазанской, или Горной Кахетии, в верховье р. Иори и правых притоков р. Алазани до р. Байсубани. На юге лейас надвинут на флишевые отложения Шовско-Пасанаурской подзоны и отложения Алазанской подзоны погружения, а на севере выходит за пределы Грузии. Вся полоса лейасовых отложений представляет собой антиклинальное поднятие, усложненное множеством продольных разрывов. Лейас фаунистически рхарактеризован и представлен полностью, — его нижняя граница согласная, он без перерыва продолжает подстилающие мраморы и кварциты палеозойско-триасового возраста. До последнего времени существовало мнение о трансгрессивном залегании лейасовых отложений на мраморах (Кахадзе, 1947 и др.). Сейчас П. Д. Гамкрелидзе и другие исследователи считают их аналогами дизкой серии. Верхняя граница лейасовых отложений также согласная, но местами она проводится по смене фации там, где средняя юра представлена порфиритовой свитой.

Нижний и средний лейас. Отложения нижнего и среднего лейаса в большинстве случаев не удастся разделить. В Сванетии в полосе между Главным хребтом и карбонатным флишем эти отложения трансгрессивно налегают на кристаллическое ядро Главного хребта и начинаются конгломератами, кварцитами, песчаниками, графитизированными сланцами, альбитофирами и их туфами мощностью 200—250 м. В них наблюдаются пластовые жилы диабазов, порфиритов и габбро-

диоритов мощностью 5—35 м (Левченко, 1940). Этот горизонт выше согласно сменяет мощная свита (1300—1500 м) аспидных сланцев, темно-серого цвета, часто слюdistых, с резкими прослоями мелкозернистых темно-серых песчаников. Свита сильно метаморфизована и лишена ископаемых. По р. Ингури, северо-восточнее дизской серии, мощность лейасовых аспидных сланцев, согласно продолжающих указанную серию, достигает 1500—2000 м.

Некоторыми исследователями в низах аспидных сланцев отмечается наличие конгломерата и крупнозернистых кварцево-аркозовых песчаников и туфов, которые выше переходят в сильно метаморфизованные глинистые сланцы и песчаники общей мощностью до 500 м. Эту свиту

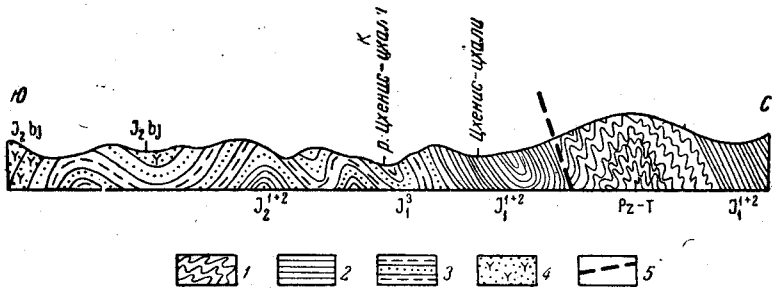


Рис. 3. Разрез лейасовых отложений по р. Цхенис-цкали (по П. Д. Гамкрелидзе)

1 — дизская серия; 2 — аспидные сланцы и песчаники; 3 — глинистые сланцы и песчаники с линзами мергелей и известняков; 4 — порфирировая свита; 5 — линия разрыва

С. Г. Букия считает нижним лейасом и выделяет ее под названием лашипсинской. Аналогичные отложения развиты и южнее выходов дизской серии, где С. Г. Букия отмечает несогласное залегание лейаса на последней, с конгломератом и кварцево-аркозовыми песчаниками в основании. В бассейне р. Цхенис-цкали в ущельях ее левых притоков (реки Ашхашура, Ханишура, Пшехоба и др.) нижний и средний лейас несогласно налегает на дизскую серию и его нижняя часть представлена чередованием конгломератов, кварцево-аркозовых песчаников и аспидных сланцев. Мощность пачки 15—30 м. Выше следует свита аспидных сланцев мощностью 1000—1500 м. Песчаники играют подчиненную роль. По плоскости напластования сланцев наблюдаются чешуйки слюд. Часты зерна и даже кристаллы пирита. В окрестностях сел. Муаши в аспидных сланцах найден домерский *Amaltheus margaritatus* Montf. (Гамкрелидзе, 1938; Авалишвили, 1955) и среднелейасовый *Oxynticerias haueri* F u s. (Авалишвили, 1954). По р. Моргоулис-геле, левому притоку р. Цхенис-цкали, в низах аспидных сланцев вблизи контакта с дизской серией (рис. 3) обнаружены синемюрские *Vermiceras scylla* Re u n. и *Vermiceras* sp. (Гамкрелидзе, 1940).

Рассматриваемые отложения простираются далеко на запад и увязываются с аналогичными отложениями южного склона Сванетского хребта и правых притоков р. Цхенис-цкали.

Таким образом, на основании найденной фауны с достоверностью можно сказать, что мощная свита аспидных сланцев с конгломератом, кварцитами и песчаниками в основании датируется нижним и средним лейасом. К сожалению, разграничить точно эти два подотдела очень сложно, так как фауна найдена не в одном последовательном разрезе. По-видимому, на долю нижнего лейаса приходится свита конгломератов, песчаников и частично аспидных сланцев, а большая часть послед-

них относится к среднему лейасу. Аналогичные отложения развиты восточнее в Верхней Раче, в долине р. Риони, которые увязываются с лейасскими отложениями северной полосы Сванетии. Здесь они так же трансгрессивно налегают на кристаллическую формацию и начинаются грубозернистым конгломератом мощностью в несколько метров (гора Эдена, склоны р. Часахтоми и др.).

В Абхазии на всем протяжении северной полосы, от верховьев р. Бзыби и ее притоков до верховьев р. Кодори, лейас представлен большей частью однородной фацией темно-серых или черных аспидных сланцев с прослоями мелкозернистых, темных, слюдистых и часто кварцевых песчаников. Сланцы сильно метаморфизованы, часты конкреции и вкрапленники пирита. Мощность отложений около 1800—2200 м. Подошва их не обнажена, только в низах свиты С. Г. Букия (1953) на водоразделе рек Лашипсе и Бавью отмечает наличие конгломерата. Здесь указанные отложения делятся на две свиты: нижнюю, песчано-конгломератово-сланцевую, состоящую из крупно- и грубозернистых, средне-слоистых кварцевых песчаников, чередующихся со слюдисто-углистыми песчанистыми глинами и мелкогалечными конгломератами из кристаллических пород и кремня, и верхнюю, представленную аспидными сланцами с прослоями окварцованных слюдистых песчаников (loc. cit.).

По р. Лашипсе в нижней части серии, в глинах найдены *Nucula tunicosta* Quenst., *Leda* aff. *claviformis* Sow., *L.* aff. *complanata* Goldf., *Astarte subtetragona* Mü nst., *Mytiloides dubius* Sow., *Chlamys textorius* Schl., *Plagiostoma hermannii* Quenst., *Pl.* cf. *succincta* Schl., *Microderoceras* cf. *steinmanni* Hug, *Oxynoticerias* sp. ind и др.

Указанная фауна датирует вмещающие слои нижним и средним (и частично верхним) лейасом. Присутствующий *Microderoceras* cf. *steinmanni* Hug характерен для лотарингского яруса, что касается *Mytiloides dubius* Sow., то он повсеместно встречается в верхнем лейасе.

В аспидных сланцах в бассейне р. Ахей найдены домерский *Amaltheus margaritatus* Montf. и *Amaltheus* sp. П. И. Авалишвили отмечает горизонт микроконгломератов и песчаников мощностью 200—300 м в долине р. Хецквара и на водоразделе рек Сакени и Гвандра. В верхах свиты аспидных сланцев увеличивается песчанность и местами образуются горизонты песчаных сланцев. Это хорошо наблюдается на водоразделе рек Гвандра и Сакени, а также в долине правых притоков р. Брамбы. Песчаный горизонт постепенно и согласно переходит в свиту песчаников и сланцев верхнего лейаса.

Аналогичные отложения развиты южнее, в долинах рек Гумисты, Келасури и среднего течения р. Кодори. Лейас здесь обнажается в ядрах антиклиналей, и подошва его также не вскрыта. Видимая мощность отложений 1000—1100 м. Метаморфизм слабее, зато усиливается песчанность, особенно в верхних горизонтах. Найдена фауна *Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp. и *Spiriferina* sp., указывающая на наличие в осадках нижнего и среднего лейаса.

Вдоль Военно-Грузинской дороги наиболее древние отложения обнажаются по краям Дарьяльского массива, трансгрессивно налегая на последний. Здесь выделяются кистинская и циклаурская свиты (Ренгартен, 1932; Кахадзе, 1947).

Кистинская свита представлена чередованием кварцитов с темными плотными сланцами. В низах ее встречаются кварцевые конгломераты, графитизированные сланцы и альбитофиры и их туфы. По рекам Чата, Хидис-цкали и Кистиня ее мощность 400—500 м.

Циклаурская свита сложена темными метаморфизованными аспидными сланцами. Песчаники и кварциты встречаются редко. Часты диабазовые дайки и на плоскостях напластования чешуи слюды и конкре-

ции пирита. Имеются прослойки окремненных глинистых сланцев. Мощность 1000 м.

Возраст кистинской свиты принят за нижнелейасовый на основании ее трансгрессивного залегания на Дарьяльском кристаллическом массиве и литологического сходства с разновозрастными отложениями, развитыми западнее. Кроме того, А. Криштофовичем из аналогичных отложений по р. Фиаг-дон определена нижнелейасовая флора. В пользу нижнелейасового возраста кистинской свиты говорит ее согласный переход в циклаурскую свиту, в которой в бассейне р. Андийской Койсу В. Крестниковым собрана домерская фауна: *Harporceras exiguum* Fuc., *H. falciplicatum* Fuc., *Arieticeras berthrandi* Kill., *A. algovianum* Opp., *Grammoceras* cf. *normanianum* d'Orb., *Passaloteuthis apicicurvata* В. I. По И. Р. Кахадзе и Н. А. Канделаки, большая мощность циклаурской свиты разрешает допустить в ней наличие плинсбаха и частично нижнего лейаса.

За среднелейасовый возраст циклаурской свиты говорит непосредственный переход ее на севере в долинах рек Ассы и Арм-Хи в пуйскую, а затем джерахскую свиты. В нижних горизонтах последней найдены верхнелейасовые *Posidonia buchi* Roem., *Mytiloides quenstedtii* Pčel., а чуть выше *Posidonia daghestanica* Uhl., *M. dubius* Sow., *M. amygdaloides* Goldf. Восточнее кистинская свита не обнажается ввиду ее погружения, а отложения циклаурской свиты в долинах рек Аргуна, Пирикитской Алазани и в верховьях р. Андийской Койсу представлены значительно более мощными осадками, достигающими 2500 м.

В Заазаланской Кахетии нижне- и среднелейасовые отложения на всем своем протяжении однородны и неотделимы друг от друга, они согласно переходят в вышележащие отложения, но контакт между ними тектонический (здесь проходит несколько разрывов общекавказского направления). По данным П. И. Авалишвили, разрез (снизу вверх) следующий:

1. Конгломераты, кварциты, альбитофиры и их туфы, сланцы и дайки диабазы 500 м
2. Аспидные сланцы с редкими прослойками песчаников. Часты чешуйки серицита. Сланцы темные, часто полосчатые. В большом количестве встречаются диабазовые жилы. В долине р. Лопота найден *Amaltheus* sp. (aff. *margaritatus* Montf.), а в других местах взяты *Pentacrinus* cf. *laevisutus* Pomr., *P.* cf. *goniogenos* Pomr., *Oxytoma* sp. (aff. *oppeli* Roll.), *Mytiloides ventricosus* Sow. 1000—2000 „

По стратиграфическому положению пачка 1 соответствует нижнему лейасу, так как литологически она похожа на кистинскую свиту и перекрывает фаунистически датированным средним лейасом. Присутствие в пачке 2 *Amaltheus* sp. указывает на ее домерский возраст; остальная же фауна вообще среднелейасовая. П. И. Авалишвили условно допускает в этой пачке наличие и плинсбахского яруса.

Среднелейасовые аспидные сланцы на западе увязываются с циклаурской свитой. Н. Б. Вассоевич аспидные сланцы среднего лейаса, развитые в долине р. Инцоба у перевала Кадори, назвал кадорской свитой (1932).

В юго-восточном направлении благодаря погружению структур в долинах рек Шоро-хеви, Кабала и Байсубани на дневную поверхность выходит только свита сланцев среднего лейаса. Здесь видимая мощность 800—1000 м. В низах свиты наблюдаются уплотненные глинистые песчаники, образующие 20-метровые пачки. Они особенно часто встречаются в верховьях р. Ареша.

Аналогичные отложения по рекам Челта и Дуруджи Н. Б. Васоевич назвал сепорской свитой (1932).

Верхний лейас. Верхнелейасовые отложения согласно продолжают среднелейасовые аспидные сланцы. В Сванетии они в основном представлены чередованием неметаморфизованных глинистых сланцев и песчаников. Песчаники серовато-желтые, в их состав входят кварц и мусковит, полевой шпат встречается редко. Они часто образуют пачки мощностью 20—25 м. На поверхности напластования характерны флишевые фигуры. Глинистые сланцы бурые или черноватые, иногда углестые. В верхних горизонтах свиты появляются конкреции сферосидерита и пачки известняков или мергелей. Кверху наблюдается увеличение песчаности. Мощность свиты 1000—1500 м.

Рассматриваемая свита по всей Сванетии одинакового характера и аналогична сорской свите, выделенной в Верхней Раче. У сел. Кведриши в этих отложениях найдены *Harpoceras cf. serpentinum* Rein. и верхнелейасовые *Mytiloides gryphoides* Schl., *M. cinctus* Goldf. и *M. dubius* Sow. В аналогичных отложениях сел. Хайши взяты верхнелейасовые *Mytiloides amygdaloides* Goldf., *M. quenstedti* Pčel. и *Mytiloceras polyplacum* Roem.

В северной полосе свита глинистых сланцев и песчаников фациально замещается аспидными сланцами, которые без перерыва продолжают аспидные сланцы среднего лейаса. В окрестностях горы Тетнульди в них найден верхнетюарский *Pseudogrammoceras fallaciosum* V ayle.

Как уже отмечалось ранее, на севере и северо-востоке от дизъюнкционной песчано-сланцевой отложения верхнего лейаса согласно переходят в карбонатный флиш. Это дает основание думать, что свита глинистых сланцев и песчаников охватывает полностью верхний лейас и среднюю юру (свита зесхо, по Левченко, 1940). Южнее дизъюнкционной сорская свита согласно перекрывается порфириновой свитой байоса.

Непосредственным продолжением верхнего лейаса Сванетии являются аналогичные отложения Верхней Рачи, развитые в окрестностях сел. Сори и в бассейне р. Джеджори у селений Ири и Цедиси, пор. Квирила на южном склоне хребта Сырх-Леберда-Хихата. Здесь повсюду верхний лейас обнажается в ядрах антиклиналей, и подошва его не вскрыта. Литологически он представлен свитой песчаников и сланцев, выделенной А. И. Джанелидзе под названием сорской свиты (1946). Им же определена фауна, найденная в этих отложениях: *Harpoceras cf. serpentinum* Rein., *Tatrophylloceras tatricum* Push., *Tatrichonophalum* V ač., *Leioceras costosum* Quenst (ibid.). Эта фауна датирует вмещающие отложения тоаром и нижним ааленом. Видимая мощность осадков 1500 м. Переход в порфириновую свиту резкий, но согласный. По р. Джеджори в этих отложениях найдены верхнелейасовые *Mytiloides quenstedti* Pčel. и *M. amygdaloides* Goldf.

В Абхазии верхний лейас представлен мощной (1000—1500 м) толщей песчаников и глинистых сланцев. Глинистые сланцы темные, чередующиеся с плотными сероватыми или сиреневатыми аркозовыми песчаниками. Последние часто несут на плоскостях напластования флишевые фигуры. Эти отложения впервые выделил С. Г. Букия на правом берегу р. Бзыби, у слияния с р. Грибза, и в верховьях р. Баул (Ахей); Г. Р. Чхотуа же относил их к свите аспидных сланцев. Песчаники и глинистые сланцы сильно углестые и слюдистые. В свите встречаются линзы известковистых песчаников, а в верхних горизонтах жилы порфирита. В аналогичных отложениях по рекам Лашипсе, Бавью и Авадхара в верхних горизонтах свиты наблюдаются секущие и пластовые жилы диоритов, габбро-диоритов, порфиритов и их туфов. Восточнее, по-

р. Генцвиши, в верхней части свиты встречаются известняки и конгломерат мощностью 1,5 м с галькой кристаллических пород и кремня. Линзы известняков наблюдаются в верхних горизонтах свиты и на водоразделах и склонах р. Кодори и ее притоков.

В южной полосе распространения лейасовых отложений, в бассейнах рек Гумиста и Келасури, в свите песчаников и глинистых сланцев встречаются крупногалечные конгломераты и светлые, частично мраморизованные известняки. В верхах свиты наблюдается чередование альбитофировых покровов и туфов со сланцами.

По р. Зими, в рассматриваемых отложениях найдены: *Mytiloides cinctus* Goldf., *M. quenstedti* Pčel., *Phylloceras heterophyllum* Sow. и *Grammoceras* cf. *thouarsense* d'Orb. а по рекам Гумиста, Келасури и Генцвиши *Mytiloceras* cf. *polyplocus* Roem., *M. quenstedti* Pčel., *M. fuscus* Quenst. и *M. amygdaloides* Goldf. Фауна явно верхнелейасовая, при этом *Grammoceras* cf. *thouarsense* d'Orb. характерен для верхнего тоара.

Еще южнее, в верховьях рек Мокви и Окуми, верхний лейас представлен двумя фациями: в нижней части песчаниками и сланцами, а в верхней — сланцами и аргиллитами. Видимая мощность отложений 1600—1700 м. Здесь в Окумской антиклинали в верхах свиты появляются плотные углистые, известковистые глины с конкрециями сферосидерита. Верхний лейас почти всюду согласно переходит в порфиритовую свиту байоса и только по рекам Баклановке, Гумиста и Келасури в его верхних горизонтах наблюдаются следы перерыва, а в Окумской антиклинали замечается угловое несогласие.

В пределах Гагрско-Джавской зоны верхнелейасовые отложения распространены в Горной Мегрелии, на южном склоне Мегрельского хребта, и в верховьях рек Хобис-цкали и Техури. Здесь самыми древними отложениями является верхнелейасовая свита песчаников и глинистых сланцев. Они обнажаются в своде антиклинали и узкой полосой прослеживаются с северо-запада на восток между рек Ингури и Цхенис-цкали. На северо-востоке эти отложения встречаются в долине р. Лаштхахи и в окрестности сел. Бавари. По направлению к Раче они расширяясь увязываются с сорской свитой.

Песчаники толстослоистые, мощность пластов колеблется от 0—1 до 3 м. Они часто образуют пачки в 60—70 м.

В свите нередко встречаются секущие дайки диабазов и порфириров. Видимая мощность отложений 200—1000 м. В верхних горизонтах появляется туфогенный материал, который чередуется с песчаниками и сланцами. Переход в порфиритовую свиту согласный.

Верхнелейасовый возраст описанных отложений подтверждается найденной в окрестностях сел. Бавари фауной *Leioceras* cf. *opalinum* Rein., *Mytiloides quenstedti* Pčel., *M. gryphoides* Schl., *M. amygdaloides* Goldf. Находка *Leioceras* cf. *opalinum* Rein. указывает на нижнеааленский возраст вмещающих отложений.

В районе Военно-Грузинской дороги граница между циклаурской свитой и последующими отложениями скрыта надвигом.

В районе сел. Казбеги, по обоим берегам р. Терека обнажаются (снизу вверх) казбегская, гудушаурская и бурсачирская свиты.

Казбегская свита сложена чередованием полосчатых сланцев и кварцитоподобных песчаников. Местами преобладают сланцы, местами песчаники. Последние образуют пласты мощностью до 2 м. Встречаются вкрапленники пирита и реже чем в предыдущей свите, дайки диабазы и порфирита. Мощность 1000 м.

Гудушаурская свита отделена от предыдущей небольшим надвигом. Она представлена серыми сланцами с редкими прослоями слабо

карбонатизированных песчаников. Встречаются конкреции сферосидеритов. Мощность 1500 м. Эта свита развита в долине Гудушаурской Арагви до Бурсачирского перевала. Южнее, вдоль большого разрыва, который несколько косо сечет Главный хребет, гудушаурская свита надвинута на более молодые отложения, хорошо представленные в сел. Бурсачири.

Бурсачирская свита сложена рыхлыми глинистыми сланцами черного цвета. Количество песчаников по сравнению с предыдущей свитой возрастает, местами они образуют пачки в 30 м. На поверхности напластования песчаников наблюдаются флишевые фигуры. В свите найдены *Helminthopsis labirintica* Heer, *Gyrophyllites multiradiatus* Heer, *Palaeodyction textum* Heer, *Chondrites divaricatus* Heer, *Ch. bollensis* Heer и др. и *Posidonia*. Мощность 1000 м. Верхняя часть рассматриваемой свиты названа млетской и отнесена к верхней юре.

Возраст казбегской и гудушаурской свит принят за верхнелейасовый по аналогии с фаунистически датированными на севере пуйской и джерахской свитами. Кроме того, найденная за пределами Грузии в аналогичных отложениях циклаурской свиты домерская фауна позволяет отнести к верхнему лейасу согласно следующие за ней отложения. Не исключена возможность, что нижняя часть казбегской свиты спускается в средний лейас, как это предполагает И. Р. Кахадзе (1947). По его же мнению, рассматривать в отдельности в пределах Восточной Грузии казбегскую и гудушаурскую свиты не представляется возможным, так как первая отличается от второй только преобладанием песчаников, но, как показали наблюдения, в гудушаурской свите тоже встречаются участки, обогащенные песчаниками. По-видимому, обе свиты фациально замещают друг друга, что хорошо видно по р. Пшавской Арагви. Следовательно, восточнее р. Арагви до р. Алазани обе свиты можно рассматривать как единую. По р. Пшавской Арагви найдена фауна, датирующая эти отложения тоаром и нижним ааленом: *Mesofeuthis conoideus* Орр., *M. cf. tripartita* Schl., *M. triscissa* Jan., *Dactylioteuthis* sp. и *Grammoceras cf. mactra* Dum. Что касается следующей за ними выше бурсачирской свиты, отнесенной В. П. Ренгартемом к средней юре, то И. Р. Кахадзе, П. И. Авалишвили и другие исследователи большую ее часть относят к верхнему лейасу, основываясь на ее сходстве с сорской свитой, фаунистически датируемой верхним лейасом. Рассматриваемая свита включает и среднюю юру и, таким образом, переход в последнюю согласный. В аналогичных отложениях Горной Кахетии найдена фауна верхнего лейаса.

Восточнее описанного разреза, в Тушетии и Хевсуретии мощность бурсачирской свиты 1200 м. Последняя согласно сменяется верхнеюрским флишем.

Небольшой выход верхнелейасовых отложений в пределах складчатой системы Южного склона имеется в долинах рек Ксани и Арагви, в Жинвальско-Гомборской подзоне. Здесь наблюдаются две полосы выходов: северная — от р. Ксани до сел. Араниси и южная, более узкая, между селениями Мглиани и Ведзатхеви. Литологически свита делится на две части: нижнюю, представленную глинистыми сланцами и тонкослоистыми аркозовыми песчаниками, и верхнюю, представленную толстослоистыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев. Подошва свиты не вскрыта. Выше свита согласно, а местами несогласно перекрывается порфиритовой свитой байоса. Долгое время на основании литологического сходства описываемые отложения относились к эоцену (Сорокин, 1883). Впоследствии М. И. Варенцов (1939), а затем Д. А. Булейшвили (1950) высказали мнение о лейасовом возрасте ука-

занных отложений. Н. И. Мревлишвили (1957) и Ш. А. Адамия (1958) фаунистически подтвердили высказанное предположение.

В долине р. Ксани наблюдается следующий разрез (снизу вверх).

1. Темного цвета глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников. В изобилии встречаются растительный детритус и углстое вещество. Найдены верхнелейасовые *Mytiloides quenstedti* Pčel., *M. amygdaloides* Gold., *M. dubius* Sow., *Posidonia buchi* Roem. и нижнеааленские *Grammoceras maetra* Dum., *Pleydellia aalense* Ziet., *Dumortieria gundershofensis* Buck., *Dum. brancoi* Ven. 300—400 м
2. Толстослоистые аркозовые песчаники с прослоями сланцев. На правом берегу р. Ксани в верхних горизонтах встречаются линзы известняков с прослоями мергелей мощностью 2—6 м
3. В верхних горизонтах наблюдается обогащение аркозовых песчаников туфоженным материалом. Местами согласно залегает порфиритовая свита байоса.

По фауне вмещающие осадки датируются верхним лейасом и, в частности, устанавливается наличие нижнего аалена.

В южной полосе, между реками Зотикиант-хеви и Шаликиант-хеви, верхний лейас представлен крупнозернистыми аркозовыми песчаниками и выше конгломератом мощностью 70—80 м. По Шаликиант-хеви найдена верхнелейасовая фауна: *Posidonia buchi* Roem., *Variamusium personatum* Ziet. и *Mytiloides* sp. Небольшой выход лейасовых отложений с *Mytiloides quenstedti* Pčel. обнажается еще в долине р. Саманис-хеви. Отложения верхнего лейаса обнажаются на северном и южном крыльях антиклинали Горной Кахетии, в сводовой части которой развит средний лейас.

Во всей рассматриваемой полосе верхний лейас представлен фацией глинистых сланцев и песчаников. Они без перерыва продолжают фаунистически охарактеризованные осадки среднего лейаса и в свою очередь согласно перекрываются глинами и песчаниками средней юры. В долине р. Стори на северо-восточном склоне горы Шаκριани они согласно переходят в порфиритовую свиту байоса. Н. Б. Вассоевич эти отложения назвал алматской свитой (1932), а Л. А. Варданянц (1932), — бездиабазовой свитой песчаников и сланцев.

В данной полосе имеется следующий разрез верхнего лейаса.

1. Темного цвета песчаники и глинистые сланцы. Песчаники преобладают. Встречаются в небольшом количестве диабазовые дайки. На нижней поверхности пластов песчаников наблюдаются флишевые фигуры. Здесь найдена фауна *Grammoceras* cf. *thouarsense* d'Orb., *Pseudolioceras lythense* J. a. B., *Mytiloides tsiplavakensis* Kakh., *M. dubius* Sow., *M. quenstedti* Pčel., *M. gryphoides* Schl. 700—900 м
2. Глинистые сланцы и песчаники. Количество последних увеличивается, а метаморфизм убывает. В большом количестве встречаются флишевые фигуры. Встречается следующая фауна: *Leioceras* cf. *götzenдорфensis* Dorn, *Leioceras costosa* Quenst., *Callyphyloceras azirulensis* Djan., *Pleuromya goldjussi* Roll., *Astarte* cf. *opalina* Quenst., *Posidonia buchi* Roem., *Mytiloides quenstedti* Pčel., *M. amygdaloides* Goldf. 800—900 „
3. Отложения пачки 2 согласно перекрываются глинистыми сланцами и песчаниками средней юры, а на склоне горы Шаκριани порфиритовой свитой байоса.

На основании аммонитовой фауны пачка 1 датируется верхним тоаром, а пачка 2 — нижним ааленом. Остальная фауна распространена в тоаре и аалене. Если принять во внимание, что отложения верхнего лейаса согласно переходят в среднюю юру, то следует допустить наличие и верхнего аалена.

Как отмечалось выше, верхнелейасовые отложения Горной Кахетии всюду однообразны, но фаунистически они охарактеризованы не одинаково. Ввиду того что датированные отложения по простиранию

увязываются с отложениями, бедными фауной, стратиграфическое положение последних легко определимо. Верхнелейасовые отложения на западе увязываются с казбегской и гудушаурской свитами и частично с бурсачирской.

Сравнивая описанные разрезы, мы видим, что на протяжении всего Южного склона лейас представлен однородными осадками. Подошва лейасовых отложений вскрыта не везде. В северной полосе распространения, на горе Эдена и по р. Мулхура наблюдается трансгрессивное налегание их на кристаллические породы Главного хребта. Трансгрессивен лейас и на Дарьяльском массиве и местами в южных выходах дизской серии. На северной и частично южной периферии дизской серии и в Горной Кахетии нижняя граница лейаса согласная. Почти повсеместно к нижним горизонтам рассматриваемых отложений приурочена свита, сложенная конгломератами, кварцитами, песчаниками, сланцами и альбитофирами и их туфами. Средний лейас литологически представлен аспидными сланцами. На востоке и юго-востоке (в Горной Кахетии и по Военно-Грузинской дороге) эта свита известна под названием циклаурской. Аңалогичные отложения Сванетии и Абхазии названы С. Г. Букия ацгарской свитой, а подстилающая ее нижнелейасовая свита конгломератов, песчаников и сланцев — лашипсинской свитой.

Верхний лейас представлен свитой глинистых сланцев и песчаников. Исключение составляет северная полоса в Сванетии, где в верхнем лейасе развиты сильно метаморфизованные аспидные сланцы.

Свита глинистых сланцев и песчаников, известная под названием сорской, представляет собой выдержанный горизонт, распространенный по всей складчатой системе Южного склона. На востоке ей соответствуют казбегская, гудушаурская и частично бурсачирская свиты, а на западе гумистинская (по С. Г. Букия) и частично свита зесхо (по Левченко). Местами по рекам Гумиста, Келасури и Кодори в верхних горизонтах верхнего лейаса появляются крупнозернистые аркозовые песчаники, брекчии, конгломераты и альбитофиры и их туфы в чередовании со сланцами, а также линзы известняков. Последние встречаются и в других местах в верхах лейаса. В этой полосе местами лейас несогласно переходит в среднюю юру, которая в большинстве случаев представлена порфиритовой свитой и только в Сванетии, в долине р. Арагви, и в Горной Кахетии в средней юре развита глинисто-песчаная фацция.

Таким образом, верхняя граница верхнего лейаса в общем согласная, а местами несогласная, но она резко отбивается благодаря смене фаций. Значительно более трудно провести границу там, где средняя юра представлена глинисто-песчаной фацией. Здесь она проводится условно, так как в пределах Грузии верхнеааленская фауна нигде не обнаружена. Безусловно, верхний аален представлен регрессивными отложениями, на что указывают появление в верхних горизонтах лейаса аркозовых песчаников и в ряде случаев наличие в песчаниках слабо окатанных обломков глинистых сланцев. Кое-где в Абхазии в бассейнах рек Гумиста, Келасури и среднего течения р. Кодори, наблюдается небольшое несогласие в сводовых частях антиклиналей между лейасом и байосом. То же явление отмечает С. Г. Букия и в Окумской антиклинали.

Несмотря на бедность фауны, в некоторых случаях удается выделить ярусы. Так, наличие синемюрского яруса в Сванетии подтверждается находкой *Vermiceras cf. scylla* Reun., *Vermiceras* sp. Домер охарактеризован в Абхазии, Сванетии и Горной Кахетии присутствием *Amaltheus margaritatus* Montf. На существование нижнего тоара указывают найденные в Раче *Harpoceras cf. serpentinum* Rein., а среднего — в верховьях р. Стори, в Кахетии *Hildoceras cf. bifrons*

В г. Верхний тоар выделяется в Сванетии по находке *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, а в Кахетии — по *Grammoceras* cf. *thouarense* d'Orb. и *Pseudolioceras lythense* J. et B. Нижний аален датируется в Раче присутствием *Leioceras costosum* Quenst., *Tatrophylloceras tatricum* Push. и *T. chonomphalum* Vač., а в Горной Кахетии *Leioceras* cf. *götzendorfsensis* Dogh и *Leioceras costosum* Quenst.

Грузинская глыба

Лейасовые отложения на Грузинской глыбе обнажаются только на периферии Дзирульского кристаллического массива. На южной, юго-западной и северо-западной периферии массива лейас фациально представлен конгломератами, песчаниками и известняками, а на восточной и северо-восточной периферии — аргиллитами и глинистыми мергелями. Мощность осадков колеблется в пределах 50—300 м. Они трансгрессивно налегают на массив, или на так называемые нижние туффиты, и в свою очередь несогласно перекрываются порфиритовой свитой байоса. На северной периферии в районе сел. Беретиса на них несогласно залегает верхний мел. Отложения, в особенности известняки, богаты фауной. По аммонитовой фауне в лейасовых отложениях периферии массива устанавливается наличие домера, тоара и нижнего аалена (Джанелидзе, 1946).

На юго-западной периферии массива лейасовые отложения прерывистой полосой обнажаются по рекам Нарула и Бжинеура и еще южнее — в долине р. Чхеримела.

В долинах рек Нарула и Квирила, между селениями Шорапани и Мартотубани, лейасовые отложения расположены на нижних туффитах и начинаются кварцевыми песчаниками, в основании которых наблюдаются линзы конгломератов. Выше кварцевые песчаники переходят в слоистые песчаники, за которыми следуют красные органогенные известняки с фауной. Общая мощность отложений 120—240 м. В сел. Мартотубани в слоистых песчаниках найден среднелейасовый *Lima hausmanni* Dupk., а в известняках *Mytiloides amygdaloides* Goldf., *Callyphylloceras capitanei* Cat., *C. dzirulensis* Djan., *Phylloceras meneghini* Fuc., *Rhacophyllites* cf. *diopsis* Gemm., *Rh.* cf. *libertus* Gemm., *Arietoceras bertrandi* Kill. Фауна среднелейасовая, причем *Arietoceras bertrandi* Kill. характерен для верхов домера. Таким образом, красные известняки и частично песчаники среднелейасового возраста, причем, как это будет видно и в дальнейшем, известняки охватывают и верхний лейас. Небольшой выход лейасовых отложений мощностью 4—10 м наблюдается на водоразделе рек Нарула и Квирила. Восточнее описанных выходов в районе сел. Шроша лейасовые отложения трансгрессивно залегают на нижних туффитах (рис. 4). Здесь имеется следующий сводный разрез (снизу вверх):

1. Конгломераты, в состав которых входит материал туффитов и массива. Выше следуют неясно слоистые, серые, грубозернистые аркозовые песчаники 17 м
2. Тонко- и среднеслоистые, мелко- или крупнозернистые, плотные серые песчаники. Местами они аркозовые. Содержат в большом количестве растительные остатки. Наблюдаются прослой сланцеватых огнеупорных глин. Кверху аркозовый материал увеличивается и, кроме того, песчаники становятся слоистыми 90—200 „
3. Предыдущую свиту согласно сменяют сперва железистые песчанитые, а затем красные известняки. Встречаются пласты бурого цвета. Известняки ясно слоистые, зоогенные и мраморовидные. Мощность отдельных слоев 0,5—2 м 40—60 „
4. На размытую поверхность известняков несогласно налегает порфирировая свита байоса.

Восточнее сел. Шроша, в окрестностях сел. Убиси, имеется небольшой выход красных известняков, подстилаемых тонким слоем слюдистых песчаников.

Крайний выход лейасовых отложений южной полосы наблюдается на востоке по рекам Сакасрия и Бжинеура. Здесь обнажаются бурые и красные известняки, налегающие на граниты и подстилаемые конгломератами и брекчиями, в состав которых входит материал массива. В верхних горизонтах известняков появляется песчаный материал. Мощность известняков 80—85 м. Известняки несогласно перекрываются порфиритовой свитой, а западнее р. Сакасрия — нижним мелом.

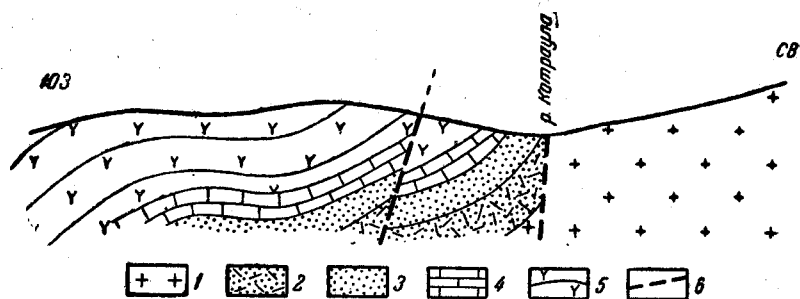


Рис. 4. Разрез лейасовых отложений района сел. Шроша (по П. Д. Гамкрелидзе)

1 — кристаллический массив; 2 — нижние туфиты; 3 — конгломераты, кварцевые и слюдистые песчаники; 4 — красные известняки; 5 — порфиритовая свита; 6 — разрывы

В красных известняках Шрошинского района была собрана богатая фауна, на основании которой точно датируется их возраст. Ниже приводится список основных форм (полный список см. А. И. Джанелидзе, 1946): домерские *Amaltheus margaritatus* Montf., *Pleuroceras spinatus* Br., верхнетоарские *Pseudolioceras lythense* J. et B., *Hammato-ceras speciosum* J a n., среднетоарские *Dactyloceras raquinianum* d'O r b., *Peronoceras fibulatum* S o w., нижнеааленские *Dumortieria* cf. *levesquei* d'O r b., *D. gundershofensis* B u c k m., *Pleydellia aalense* Z i e t., *Hammato-ceras subinsigne* Or p.

Как видно из приведенного списка, красные известняки охватывают домер, тоар полностью и нижний аален. Отложения древнее домера фаунистически не охарактеризованы. Что же касается кварцевых и слюдистых песчаников в целом, об их возрасте трудно что-либо сказать определенное, так как свита очень бедна фауной. В пользу их плинсбахского возраста говорит находка в основании красных известняков, в сел. Шроша *Amaltheus margaritatus* Montf., но следует принять во внимание и то, что в красных известняках найдены нижнелейасовые *Spiriferina obtusa* Or p., *Sp. moschi* var. *krimastonensis* Mo i s s. и *Pleurotomaria turneri* Sie b. (Нуцубидзе, 1949), а в сел. Шроша, на границе с песчаниками — небольшой неопределимый аммонит, похожий на *Arietites*. Вполне допустимо, что известняки частично относятся к среднему лейасу, а частично спускаются ниже.

На юге лейасовые отложения распространены в долине р. Чхеримела, где их выводы известны в балках Чарталис-геле и Циагис-геле, по р. Ваханис-цкали и на Марелиском плато. Мощность отложений 60—150 м. Они трансгрессивно залегают на гранитах и представлены кварцевыми и слюдистыми песчаниками в верхних горизонтах с линзами известняков, сменяющимися выше белыми, бурыми или красноватыми известняками. Песчаники аркозовые с известковистым цементом. Они

переполнены плеченогими и фораминиферами. На описанные отложения несогласно налегает порфирировая свита. На восточной периферии Дзиркульского массива наблюдаются прерывистые выходы лейасовых отложений в районе Сурами между долинами рек Орхеви и Бурнеули. Кроме того, эти же отложения обнажаются между селениями Чорчана и Цнелиси. Лейас здесь представлен конгломератами, за которыми следуют песчаники, а затем известняки. Общая мощность отложений равна 100—120 м. Они несогласно перекрываются порфирировой свитой. Между селениями Чорчана и Уцлеви в основании песчаников конгломерат уже не наблюдается и лейас тектонически соприкасается с подстилающими отложениями.

На северо-восточной периферии массива, между р. Лопанис-цкали и средним течением р. Дзирула, красные известняки фациально замещаются свитой мергелей и глинистых сланцев. Красные известняки в виде линз встречаются в основании последних. Мощность свиты 260—350 м. Она налегает на массив и начинается 18-метровой пачкой крупнозернистых и толстослоистых аркозовых песчаников, в которых встречаются включения угля. В окрестностях селений Джвари и Твиргвина в нижней части сланцев найден домерский *Amaltheus margaritatus* Monti., а в верхней — верхнеюарский *Grammoceras thouarense* d'Orb. Выше лейасовые отложения здесь согласно переходят в порфиритовую свиту байоса. Как показывает фауна, отложения древнее домера здесь неизвестны. Что касается аалена, то он, безусловно, представлен полностью, так как переход в среднюю юру согласный.

На северной периферии массива, в долине р. Думала, западнее сел. Беретиса, лейас представлен кварцевыми конгломератами и песчаниками мощностью 120 м. Отложения заканчиваются регрессивной пачкой крупнозернистых песчаников, в верхах которой наблюдается горизонт кварцевого конгломерата. На нем несогласно залегает верхний мел. В нижней части свиты встречаются верхнелейасовые *Mytiloides amygdaloides* Goldf., *M. quenstedti* Pčel., *Pholadomya angusta* Reg. и др.

На северо-западной периферии массива лейасовые отложения обнажаются в сел. Салиети и по р. Кацхура.

В сел. Салиети лейас непосредственно налегает на граниты. Его мощность 100—150 м (Дзоценидзе, Схиртладзе, Чечелашвили, 1953). Некоторые исследователи (Кахадзе, 1947) в основании известняков отмечают наличие слоя мощностью 8—25 м базального конгломерата. Известняки обломочные с примесью терригенного материала. В нижней части они массивные и брекчиевидные, в верхней — слоистые. Отложения переполнены плеченогими. Встречаются множество *Spiriferina* из групп *tumida* Buch. и среднелейасовая *Zeilleria subdigona* Orp. Наличие в этих отложениях более древних горизонтов фаунистически не устанавливается.

Аналогичные отложения развиты по р. Кацхура, где они обнажаются в крыльях размытой антиклинали и трансгрессивно налегают на граниты. Терригенный материал представлен только в виде единичных зерен кварца, рассеянных по всей свите. Мощность известняка 100 м. Отложения богаты фауной плеченогих, фораминифер и спикулами (Неймайр и Улиг, 1892). Впоследствии здесь была найдена еще фауна плеченогих, которые в большинстве своем оказались среднелейасовыми, за исключением *Spiriferina alpina* Orp. и *Spiriferina tumida* Buch., встречающихся от геттанга до тоара включительно (Нуцубидзе, 1949). В этих же отложениях собраны: среднелейасовый *Lytoceras capellini* Bett., домерский *Fuciniceras boscense* Reup. и верхнелейасовый *Lytoceras francisci* Orp. (Гамкрелидзе и Чихелидзе, 1932).

Следует отметить, что в рассматриваемых отложениях встречаются *Mytiloides dzirulensis* К а к h., *M. katskhiensis* К а к h., *M. nunuae* К а к h. и *Inoceramus pseudoinconstans* К а к h. Приведенные виды являются новыми и не устанавливают возраста вмещающих слоев, но первые два вида встречаются в аналогичных отложениях Шрошинского района, датированных фаунистически средним лейасом — нижним ааленом. Можно заключить, что лейасовые отложения сел. Салиети-Кацхи являются средне-лейасовыми — нижеааленскими.

Таким образом, лейасовые отложения периферии Дзирульского массива всюду трансгрессивно налегают на массив или нижние туффиты. За исключением северо-восточной периферии, верхний лейас регрессивен и несогласно перекрыт порфиритовой свитой байоса. На северо-восточной периферии переход в среднюю юру согласный. На севере и северо-востоке известняки фациально замещаются песчано-терригенными отложениями, которые, по-видимому, являются береговой фацией существовавшего на севере моря, наступавшего на Дзирульский остров.

На основании фауны удается местами выделить ярусы. Так, по находкам *Amaltheus margaritatus* М о n t f. и *Pleuroceras spinatus* В г. в красных известняках сел. Шроша и *Amaltheus margaritatus* М о n t f. в глинистых сланцах сел. Джвари устанавливается наличие домерского яруса. В красных же известняках сел. Шроша найдены *Dactyloceras raquinianum* d'О г b. и *Peronoceras aff. fibulatum* S o w., которые указывают на среднетоарский возраст, а *Pseudolioceras lythense* J. et V. и в селениях Джвари и Гвиргвина *Grammoceras thouarensis* d'О г b. устанавливает присутствие верхнего тоара. В красных известняках сел. Шроша встречаются *Dumortieria levesquei* d'О г b., *D. gundershofensis* В и с k. и *D. bleicheri* D u m., характерные формы для низов аалена (зона *Dumortieria pseudoradiosa*), а найденные там же *Pleydellia aalense* Z i e t. и *Hammatoceras subinsigne* О р р. — для его более высоких горизонтов (зона *Leioceras opalinum*).

Артвинско-Болнисская глыба

В пределах Артвинско-Болнисской глыбы лейасовые отложения распространены на периферии Храмского и Локского массивов.

В районе Локского массива лейасовые отложения впервые были установлены К. Е. Габуния, а затем фаунистически их наличие подтверждено детальными работами К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе (1942).

Лейасовые отложения почти непрерывной полосой окаймляют массив. Они трансгрессивно налегают на него и представлены свитой кварцевых песчаников и конгломератов и свитой слюдистых песчаников. Мощность отложений 400—600 м. Верхняя граница лейаса четкая благодаря несогласному залеганию порфиритовой свиты байоса. Отложения лейаса богаты фауной, благодаря которой устанавливается наличие синемюра, среднего лейаса, тоара и нижнего аалена. По стратиграфическому положению свита кварцевых песчаников и конгломератов, по-видимому, относится к геттангу.

Ниже приводится описание сводного разреза лейасовых отложений.

Геттанг (J₁h). На кристаллические породы массива трансгрессивно налегают конгломераты мощностью от 2—3 до 30—40 м (размеры галек 8—12 см), сцементированные кварцево-аркозовыми песчаниками. На восточной периферии массива в состав конгломератов входят кислые эффузивы: кварцевые порфиры, альбитофиры и кварциты. Породы мас-

сива играют незначительную роль. В долинах рек Дамблуты и Пиназаури в составе конгломератов встречаются так же в обилии и породы массива. Конгломераты выше постепенно сменяются свитой серых или розоватых кварцевых песчаников. Мощность 150 м.

На северо-западной периферии массива свита выклинивается — в верховьях правых притоков р. Джандари слюдистые песчаники непосредственно налегают на массив, без подстилающих кварцевых песчаников.

Описанная свита конгломератов и кварцевых песчаников по своему стратиграфическому положению должна соответствовать геттангскому ярусу, так как она трансгрессивно залегает на массиве и в свою очередь перекрывается фаунистически датированными синемюрскими слюдистыми песчаниками.

Синемюр — аален (J_{1s}—al). Предыдущую свиту согласно сменяют слюдистые песчаники и глинистые сланцы (песчаники псаммитовые и алевролитовые мощностью 400—600 м) и пачка кварцевых песчаников, конгломератов с линзами известняков и тонкослоистых известковистых мергелей мощностью 40 м. Выше несогласно залегает порфирировая свита.

В разных горизонтах слюдистых песчаников собрана богатая фауна, а в линзах известняков встречаются плеченогие и двустворки. К востоку от массива свита слюдистых песчаников обнажается в верховьях р. Кизилкая-чай и левых притоков рек Бежаназар-су и Гурджидара-су. Здесь мощность свиты 250—280 м. По р. Бежаназар-су обнажаются темно-серые среднеслоистые песчаники, которые чередуются с редкими прослоями глинистых сланцев и окремненных песчаников. В этих отложениях найдены плинсбахский *Tropidoceras* cf. *masseanum* d'Orb., тоарские *Hildoceras lateplicata* Djan., *Pseudogrammoceras* sp. (ex gr. *fallaciosum* Bayle) и нижнеааленский *Hammatoceras subinsigne* Орр. Домерский ярус и отложения древнее плинсбаха фауной не охарактеризованы.

Аналогичные отложения встречаются по р. Баритис-хеви, где свита кварцевых песчаников и конгломератов находится в тектоническом контакте со слюдистыми песчаниками и глинистыми сланцами. Мощность последних 400 м. Здесь найдены *Pentacrinus laevisutus* Romp., *Mytiloides quenstedti* Pcel., *M. cinctus* Goldf., *M. amygdaloides* Goldf. и ее новый вариант *gibba* Sess., *M. pholadauriensis* Sess., *Modiola gregaria* Goldf., *M. baritiensis* Sess. и др. (Зесашвили, 1955, 1959). Фауна индифферентная и указывает только на средне- и верхнелейасовый возраст осадков.

В долине р. Локис-цкали в свите слюдистых песчаников и глинистых сланцев на разных уровнях собрана богатая фауна. Ниже приводится список стратиграфически интересных форм: нижнелейасовая *Vermiceras* aff. *supraspiratus* Wahn., *Coroniceras cordieri* Can. var. *bifurcata* Nuz., лотарингская *Echioceras raricostatus* Bayle, *Microderoceras birchii* Sow., *M. steinmanni* Hug., домерский *Amaltheus margaritatus* Montf., среднелейасовые *Oxynoticeras* cf. *haueri* Fuc., *Pentacrinus laevisutus* Romp. и верхнелейасовые *Mytiloides dudius* Sow., *M. amygdaloides* Goldf., *Mytiloides quenstedti* Pcel. (Зесашвили 1955, 1959).

Приведенная фауна устанавливает на р. Локис-цкали наличие лейаса с его тремя подотделами.

Положение горизонта кварцевых песчаников и конгломератов мощностью 40—45 м под свитой слюдистых песчаников и глинистых сланцев и его трансгрессивное залегание позволяют отнести его к геттангу. На северной периферии массива, по р. Дамблуты, мощность лейасовых

отложенный падает до 300 м. Несмотря на небольшую мощность лейас представлен полностью. Здесь наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

- | | | |
|--------------------|--|-----------|
| I _h | 1. Брекчия-конгломерат с крупными обломками графитизированных серицитизированных сланцев. Встречаются обломки порфирита, жильного кварца и гранодиоритов. Цементом является гранитный материал | 30—35 м |
| | 2. Неравнообломочный конгломерат с галькой кварцитов жильного кварца и кислых эффузивов. Конгломерат чередуется с крупнозернистыми песчаниками. Цемент состоит из аркозовых песчанников | 90—100 „ |
| | 3. Светлые массивные кварцевые песчаники с тонкими слоями конгломератов. В верхней части появляются прослой темных глинистых сланцев и аргиллитов | 120—130 „ |
| I _h -al | 4. Темные средне- и тонкослоистые слюдястые песчаники и глинистые сланцы с прослоями аргиллитов. В верхней части встречаются секущие жилы порфирита. Найдена фауна: <i>Pentacrinus</i> cf. <i>goniogenos</i> Romp., <i>Pholadomya nuzubidzei</i> Sess., <i>Mytiloides amygdaloides</i> Goldf., <i>M. gryphoides</i> Schl., <i>Chlamys textorius</i> Schl. и <i>Ludwigia</i> ex gr. <i>murchisonae</i> Sow. | 70—80 „ |
| | 5. Окварцованные и пиритизированные белесые породы, перекрытые порфиритовой свитой байоса. | |

Первые три пачки соответствуют свите кварцевых песчаников и конгломератов и должны быть отнесены к геттангу, а пачка 4 — к среднему и верхнему лейасу. Нижний лейас (синемюр — лотаринг) в данном разрезе фаунистически не устанавливается. Что же касается *Ludwigia* ex gr. *murchisonae* Sow., его находка указывает на наличие элементов верхнего аалена.

К западу свита слюдястых песчаников и сланцев выклинивается под более молодыми отложениями и в районе слияния рек Кара-су и Мошевани она не наблюдается. Эти отложения вновь появляются на юго-западной периферии Локского массива в долине р. Горас-цкали. Здесь они имеют мощность 500 м. В разных местах указанной долины встречается фауна нижнего и верхнего лейаса — *Vermiceras* sp., *Atractites* sp., среднеаарский *Peronoceras fibulatum* Sow., нижнеааленские *Grammoceras* cf. *fluitans* Dum. и *Leioceras costosa* Quenst.

Аналогичные отложения развиты на южной периферии массива, в верховьях р. Локис-цкали, и на левом берегу нижнего течения р. Гюльмагомет-чай. В верховьях р. Локис-цкали мощность лейаса 120—150 м; здесь найден верхнелейасовый *Pholadomya nuzubidzei* Sess.

В свите слюдястых песчаников и глинистых сланцев по р. Гюльмагомет-чай мощностью 300—350 м собраны: нижнелейасовый *Vermiceras* aff. *supraspiratus* Wä h n., *Partschiceras* cf. *partschii* Stur., домерский *Pleuroceras* cf. *spinatus* Br., тоарский *Peronoceras fibulatum* Sow. и верхнелейасовые *Mytiloides dubius* Sow., *M. pholadauriensis* Sess., *Ctenostreon electra* d'Orb., *Pinna opalina* Quenst. (рис. 5).

Как показывает фауна, рассматриваемые отложения охватывают нижний, средний и верхний лейас. Здесь же следует отметить, что нижнелейасовая фауна в данном районе найдена в нижней части свиты слюдястых песчаников и глинистых сланцев на высоте 20 м от ее подошвы.

Таким образом, на периферии Локского массива лейасовые отложения почти непрерывной полосой окаймляют массив и представлены двумя свитами: внизу свитой кварцевых песчаников и конгломератов и выше свитой слюдястых песчаников и глинистых сланцев, в верхних горизонтах которой появляются линзы известняков и регрессивный конгломерат. Фауна устанавливает наличие в этих отложениях синемюрского, лотарингского, домерского, тоарского и нижнеааленского ярусов.

Местами появляются элементы и верхнего аалена, но в основном он регрессивен. Лейас несогласно перекрыт трансгрессивным байосом.

На Храмском массиве лейасовые отложения впервые условно были отмечены П. И. Желтовым, а затем Т. Г. Казахашвили и Г. Лолодзе. Впоследствии П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили доказали их лейасовый возраст. Отложения выступают на двух изолированных участках: на южной и восточной периферии массива. На южной периферии они обнажаются в районе селений Диди-Гомарети и Мамула. Лейасовые отложения начинаются базальным конгломератом мощностью 5—7 м и аркозовыми песчаниками, которые выше переходят в слюдистые песчаники и глинистые сланцы, местами битуминозные. Мощность свиты колеблется от нескольких метров (сел. Мамула) до 80—90 м (сел. Ди-

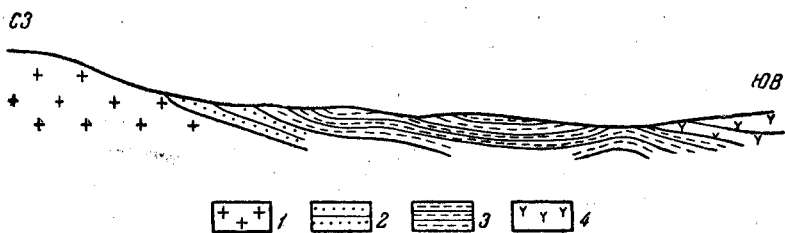


Рис 5. Разрез по р. Гюльмагомет-чай (по В. И. Зесашвили)

1 — гранитоиды; 2 — кварцевые песчаники и конгломераты; 3 — слюдистые сланцы и песчаники; 4 — порфириновая свита

ди-Гомарети). К востоку от массива лейасовые отложения мощностью 130—300 м обнажаются на водоразделе рек Храми и Асланура, протягиваются через р. Питаретис-хеви, урочище Мошети и в сложных тектонических условиях приходят в притык с вулканогенной свитой верхнего мела.

Описанные отложения трансгрессивно залегают на нижних туффи-тах и несогласно перекрываются верхним мелом. Они бедны фауной. Между селениями Навтиани и Ахкалафа в них найдены *Pentacrinus* sp., *Cardinia* aff. *hybrida* Sow., *Pleuromya* aff. *striata* Agass., *Astarte elegans* Sow., *Cypricardia* aff. *breisis* Wright, *Gresslya* cf. *striata* Agass., *Mytiloides dubius* Sow., *M.* aff. *dzirulensis* Kakh. и *Posidonia buchi* Roem.

Фауна верхнелейасовая, а *Pentacrinus* и *Gresslya* cf. *striata* Agass. встречаются в среднем лейасе. Эти отложения относятся к верхнему лейасу и, возможно, частично к среднему. Более древние отложения фаунистически не установлены.

Выводы

Наиболее полно лейас охарактеризован в Сванетии и на Локском массиве. Геттангский ярус фаунистически нигде не устанавливается, но в складчатой системе Южного склона, в области развития дизойской серии, там, где лейас согласно налегает на последнюю, можно предположить присутствие данного яруса. Наличие синемюра подтверждается фауной *Vermiceras scylla* Reip. (и *Vermiceras* sp.).

На Локском массиве к геттангу относят кварцевые песчаники и конгломераты, несогласно залегающие на массиве и перекрытые отложениями с синемюрской фауной *Vermiceras* aff. *supraspiratus* Wähn. и *Coroniceras cordieri* Can. var. *bifurcata* Nuz. Здесь же выделяется

лотарингский ярус с зональной формой *Microderoceras birchii* Sow. Наличие плинсбаха на Локском массиве устанавливается по *Tropidoceras* cf. *masseanum* d'Orb. Домерский ярус хорошо охарактеризован на Дзирульском массиве зональными видами *Amaltheus margaritatus* Montf. и *Pleuroceras spinatus* Brug. Присутствие домера устанавливается также и на южном склоне Главного хребта в Абхазии, Сванетии и Горной Кахетии находкой *Amaltheus margaritatus* Montf. Нижний тоар фаунистически охарактеризован в складчатой системе Южного склона, в Раче, где в сорской свите найден *Harpoceras* cf. *serpentinum* Rein. Средний тоар выделяется по фауне *Peronoceras fibulatum* Sow. и *Dactylioceras* cf. *raquinianum* d'Orb. на Дзирульском и Локском массивах. Верхний тоар датируется во многих местах: на Дзирульском массиве по присутствию *Pseudolioceras lythense* J. et V., *Hammatoce- ras speciosum* Jap., *Grammoceras thouarsense* d'Orb. и др., в Горной Кахетии по *Pseudolioceras lythense* J. et V. и *Grammoceras thouarsense* d'Orb. и на горе Тетнульд (в Сванетии) по *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, руководящей формой указанного яруса. Нижний аален выделяется во многих местах складчатой системы Южного склона — в Раче в сорской свите найдены *Leioceras costosum* Quenst., *Tatrophylloceras chonomphalum* Vač. и *T. tatricum* Push., а в Горной Кахетии — *Hammatoce- ras* cf. *subinsigne* Opp., *Leioceras götzendorfen- sis* Dogp., и *Leioceras costosum* Quenst. Перечисленные формы характерны для зоны *Leioceras opalinum*. Наличие более нижних горизонтов аалена устанавливается на Дзирульском массиве по находкам *Dumortieria gundershofensis* Buckm., *Dum. bleicheri* Ven. и *D. levesquei* d'Orb. (зона *Dumortieria pseudoradiosa*). Более высокий горизонт аалена (зона *Leioceras opalinum*) выделяется по наличию *Pleydel- lia aalense* Ziet. и *Hammatoce- ras subinsigne* Opp. На Локском массиве аналогичный горизонт устанавливается по следующей фауне: *Grammoceras* cf. *fluitans* Dum., *Leioceras* cf. *costosum* Qu. и *Hammatoce- ras* cf. *subinsigne* Opp.

Итак, можно заключить, что в Грузии в отложениях лейаса ярусы во многих местах выделяются по фауне и в ряде случаев удается установить зоны на основании руководящих форм или комплекса последних (табл. 3).

* * *

Различные фации лейасовых отложений Грузии имеют свои аналоги и за ее пределами. Сланцевые отложения, развитые в складчатой системе Южного склона Большого Кавказа, переходят в Азербайджан, где они представлены в низах аспидными сланцами, а выше глинистыми сланцами с фауной среднего и верхнего лейаса. Присутствие последнего подтверждается находкой *Leioceras opalinum* Rein.

Аналогичные фации встречаются и в Западном Дагестане, где они непосредственно продолжают лейасовые отложения Закавказской Кахетии и обладают почти такой же мощностью. Несколько более отличается фация Южного Дагестана. Здесь обнажаются отложения только ааленского яруса, нижняя часть которого представлена смешанной континентально-морской угленосной свитой, а верхняя — глинистыми песчаниками. Они хорошо охарактеризованы в основном фауной средневропейского типа. Мощность отложений 1500—2700 м. Значительная мощность угленосной свиты Дагестана, по-видимому, объясняется условиями осадконакопления — у борта геосинклинали.

Восточнее, в Закаспии, сходные отложения развиты в Туркмении на Балханском хребте. Они представлены плотными темными глинистыми сланцами с конкрециями сидерита и содержат верхнелейасовую

Сводная стратиграфическая схема нижнеюрских отложений

Единая унифицированная региональная схема Кавказа			Стратиграфическая схема Грузии	Складчатая система Южного склона Большого Кавказа			Грузинская глыба	Артвинско-Болнисская глыба										
Отдел	Ярус	Зона	Характерный комплекс фауны	Абхазия, Сванетия, Рача	Военно-Грузинская дорога	Горная Кахетия	Дзирульский массив	Локский массив	Храмский массив									
Покрывающие образования	Верхний	Ааленский	Ludwigia concava	Глинистые сланцы и песчаники (сорская свита)	На севере аспидные сланцы	Глинистые сланцы и песчаники (нижняя часть бурсачирской свиты) 1000 м	Глинистые сланцы и песчаники (аналогичные сорской свите и низов бурсачирской свиты)	Порфиритовая свита байоса	Порфиритовая свита байоса	Средний мел								
			Ludwigia murchisonae															
			Leioceras opalinum								<i>Leioceras costosa</i> , <i>Pleydellia aalense</i> , <i>Hammatoceras subinsigne</i>	<i>Tatrophylloceras chonophalum</i> , <i>Leioceras costosa</i> , <i>Dum. gundershofensis</i> , <i>Harpoceras</i> cf. <i>serpentinum</i> , <i>Grammoceras thouarsense</i>	<i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> 1000 м	Песчаники и глинистые сланцы (казбегская и гудшаурская свиты) 2000 м	<i>Hammatoceras</i> cf. <i>subinsigne</i> , <i>Leioceras götzendorferensis</i> , <i>Grammoceras</i> cf. <i>thouarsense</i> 1500 м	Красные зоогенные мраморовидные известняки часто криноидные	На северо-востоке мергели и глинистые сланцы	Пачка кварцевых песчаников, линзы конгломератов и известняков и тонкослоистых известковистых мергелей 40 м
			Dumortieria levesquei Grammoceras mactra								<i>Dumortieria levesquei</i> , <i>D. gundershofensis</i> , <i>D. bleicheri</i> , <i>Grammoceras</i> cf. <i>mactra</i>	0—1000 м	Чередование темных слюдистых песчаников и глинистых сланцев. Из разных горизонтов известны <i>Leioceras costosa</i> , <i>Grammoceras</i> cf. <i>fluitans</i> , <i>Hammatoceras</i> cf. <i>subinsigne</i> , <i>Peronoceras fibulatum</i> , <i>Oxyntoceras</i> cf. <i>haueri</i> , <i>Amaltheus margaritatus</i> , <i>Tropidoceras masseanum</i> , <i>Microderoceras birchii</i> , <i>M.</i> cf. <i>steinmanni</i> , <i>Vermiceras</i> aff. <i>supraspiratus</i> , <i>Coroniceras cordieri</i> var. <i>bifurcata</i> 400 м					
		Grammoceras thouarsense Pseudogrammoceras fallaciosum	<i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> , <i>Grammoceras thouarsense</i> , <i>Pseudolioceras lythense</i> , <i>Pseud.</i> cf. <i>carezi</i> , <i>Calliphylloceras aveyronense</i>	Тонкий слой конгломерата														
		Haugia variabilis Hildoceras bifrons	<i>Peronoceras fibulatum</i> , <i>Dactyloceras</i> cf. <i>raquinianus</i> , <i>Hildoceras</i> cf. <i>bifrons</i>															
		Harpoceras exaratum	<i>Harpoceras</i> cf. <i>serpentinum</i>															
		Средний	Домерский	Pleuroceras spinatus Amaltheus margaritatus	Аспидные сланцы с редкими прослойками песчаников	Аспидные сланцы с редкими прослойками песчаников	Аспидные сланцы с редкими прослойками песчаников и кварцитов (циклаурская свита) 1000 м				Аспидные сланцы с редкими прослойками песчаников	Кварцевые песчаники с конгломератом в основании. Песчаники плотные, толсто- и тонкослоистые 25—200 м	Порфиритовая свита байоса	Порфиритовая свита байоса	Средний мел			
				Плинсбахский												<i>Tropidoceras</i> cf. <i>masseanum</i>	<i>Amaltheus margaritatus</i> , <i>Pentacrinus laevisutus</i> , <i>Vermiceras scylla</i> 1000—2000 м	<i>Pentacrinus</i> cf. <i>laevisutus</i> , <i>P.</i> cf. <i>gonidgenos</i> , <i>Amaltheus</i> cf. <i>margaritatus</i> 1600—2000 м
		Нижний	Лота-рингский	<i>Oxyntoceras oxynotum</i> <i>Microderoceras birchii</i>	Конгломераты, кварциты, песчаники, графитизированные сланцы 50—250 м	Конгломераты, кварциты, графитизированные сланцы, покровы альбитофиров и их туфы (кистинская свита) 400—500 м	Конгломераты, кварциты, сланцы. Альбитофировые покровы и их туфы				Отсутствуют	Порфиритовая свита байоса	Порфиритовая свита байоса	Средний мел				
Синемюрский	<i>Vermiceras scylla</i> , <i>Echinoceras raricostatus</i> , <i>Vermiceras</i> aff. <i>supraspiratus</i> , <i>Coroniceras cordieri</i> var. <i>bifurcata</i>		Конгломераты, кварцевые песчаники. В песчаниках имеются растительные остатки 150 м															
Геттангский																		
Подстилающие образования				Кристаллические породы главного хребта. Дизская серия. Несогласное налегание местами же согласный переход Pz-T	Дариальский массив Pz	Мраморы, кварциты Pz-T	Туфогенные образования, нижние туффиты Pz-T 20—300 м	Кристаллические породы массива Pz	Кристаллические породы массива Pz									

фауну: *Holcophylloceras* cf. *ultramontanum* Zitt., *Dactylioceras* cf. *gyrale* Simps.

Иная картина наблюдается на Северном и Северо-Западном Кавказе. Здесь имеются сравнительно маломощные платформенные отложения, резко отличающиеся от отложений Южного склона. Лейас начинается преимущественно континентальной угленосной свитой плинсбахского возраста, а выше сменяется фациями мелкого моря с фауной в основном средневропейского типа.

В пределах Ирана лейасовые отложения наблюдаются на Эльбурсе, где обнажается толща континентально-морских отложений, мощностью 2000 м, нижняя часть которой представлена глинисто-песчанистыми сланцами и песчанистыми глинами с фауной аммонитов, относимых к нижней юре. Выше залегает угленосная свита, содержащая глинистые сланцы и бурые песчаники с пластами угля. На южном склоне Эльбурса на угленосной свите трансгрессивно залегает аален, представленный песчанистыми известняками с фауной *Harpoceras* ex gr. *radians* Rein. и *Ludwigia murchisonae* Sow., а на северном склоне Эльбурса в глинистых песчаниках, залегающих на палеозое, найден ааленский *Leioceras* ex gr. *opalinum* Rein.

Угленосный лейас мощностью 35—50 м встречается на Туаркыре. По флоре эти отложения датируются нижним лейасом.

На юго-западном склоне Гиссарского хребта распространена континентальная фация лейаса. Здесь наблюдается чередование песчаников и глинистых сланцев с пластами углистых сланцев и углей. Мощность отложений 300 м. Нижняя часть по остаткам флоры отнесена к нижнему лейасу, а вышележащая — к верхнему лейасу и низам байоса.

Континентально-морской терригенный лейас развит также и в Центральном Памире с остатками флоры и верхнелейасовой фауной двустворок: *Pleuromya unioides* Roem., *Mytiloides quenstedti* Pčel. и др. Литологически он представлен конгломератами, пестроцветными песчаниками и глинистыми сланцами. В юго-восточном Памире лейас терригенно-карбонатный. Разрез полный и охарактеризован аммонитами *Vermiceras* cf. *spiratissimum* Quenst., *Arietoceras* cf. *algovianum* Orp., *Grammoceras thouarsense* d'Orb., *Fontannesia curvata* Buckm. и др. Мощность 100—400 м. Южнопамирский лейас в фациальном отношении является переходным к гималайскому. В Гималаях лейас, представленный исключительно карбонатными фациями, мало изучен и в большинстве случаев не подразделен.

К западу от Кавказа сланцевые геосинклинальные отложения встречаются в Крыму, где развиты сходные с фациями Южного склона отложения таврической серии. Последняя делится на три свиты: нижнетаврическую, эксиординскую и верхнетаврическую. Нижняя соответствует верхнему триасу, а эксиординская и верхнетаврическая — лейасу. Литологически эта серия представлена чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Эксиординская свита содержит более грубозернистые песчаники и линзы известняков, в которых найдена нижне- и среднелейасовая фауна: *Echioceras raricostatus* Zitt., *Calliphylloceras* cf. *capitanea* Catt. и *Arietoceras* ex gr. *algovianum* Orp. Указанная свита в низах еще содержит триасовую фауну. Она пользуется ограниченным распространением в Крыму.

Верхнетаврическая свита охватывает весь лейас, замещая эксиординскую. В ней найдены *Schlotheimia angulata* (верхний геттанг), *Schl. charmasi* d'Orb. (нижний синемюр), *Arnioceras mendax* Fuc. var. *taurica* Moiss., *Coroniceras* ex gr. *bucklandi* Sow. (синемюр). В линзах известняков, встречающихся в данной свите, найдены в большом

количестве среднелейасовые криноидеи, брахиоподы и аммониты: *Arieticerias* sp., *Oxynoticerias* sp., *Aegoceras* sp., *Rhacophyllites planispira* Re yn., *Grammoceras penenudum* M o n e s t., *Nannobelus pawloviensis* M e n. и др. В верхней части свиты в аргиллитах встречены *Dactylioceras* sp. и *Grammoceras saemani* D u m. (тоар). Ааленской фауны здесь не найдено.

По мнению М. В. Муратова, аален регрессивен, а байос трансгрессивно расположен на отложениях таврической серии. Несогласие, наблюдаемое в Крыму между средней и нижней юрой, значительно более четкое, чем на Южном склоне Главного хребта.

Сходная сланцевая фация встречается в Южных Карпатах, в Дунайской области. Здесь лейас представлен морской фацией. В синклинориях полосы Свиницы — Коблу и Мироч — Байя — Арамах распространены битуминизированные и глинистые сланцы, мергели и мергелистые сланцы с тоарской фауной. Западнее в Гетской области в основном развиты континентальные фации лейаса — темные глинистые сланцы с прослоями каменного угля и антрацита и графитизированные углистые сланцы (грестенская фация).

В остальных районах Карпат, в полосе Баната и гор Апушени, в районе Мармарошского массива и в полосе Карпатских Утесов развиты фации розоватых часто брекчиевидных известняков, сходных с известняками Дзирульского массива.

Как видно из приведенного обзора, севернее обширной полосы сланцевых отложений геосинклинального типа распространена полоса платформенных, или переходных к геосинклинальным угленосных отложений.

Большое сходство обнаруживают лейасовые отложения Турции с одновозрастными отложениями Дзирульского массива. Лейас в Турции представлен двумя фациями: континентальной, развитой в районе Зонгулдака, в которой встречаются угли, и морской, распространенный в Понтических горах, к югу от угленосного бассейна Зонгулдака, к северу-западу от Эрзума. В противоположность континентальным отложениям, которые называют «черным лейасом», морские отложения именуются «красным лейасом», так как они представлены красными мергелистыми известняками с богатой фауной, и охватывают геттанг-аален. Геттанг-синемюр охарактеризованы следующей фауной: *Partschicerias partschi* St u r., *Vermiceras spiratissimus* Q u e n s t., *Coroniceras rotiformis* S o w., *Tmaegoceras latisulcatus* H a u e r, *Oxynoticerias oxynotum* H a u e r и др. Средний лейас устанавливается в Кизил-Таше по находкам *Pentacrinus laevisutus* P o t r., *Pent. goniogenos* P o t r., *Phylloceras hebertinum* R e y n., *Phyll. frondosum* R e y n. и др., в тоаре встречаются *Phylloceras heterophyllum* S o w., а аален датируется по наличию *Dumortieria levesquei* d' O g b. и *Pleydellia aalense* Z i e t. Фауна в основном средиземноморского типа.

За исключением верхнего аалена, лейас представлен полностью и согласно переходит в известняки средней юры.

Большое фаунистическое сходство проявляют среднелейасовые отложения Дзирульского массива с одновозрастными отложениями Болгарии. Здесь так же, как и на Дзирульском массиве, средний лейас богат брахиоподами, хотя фация несколько иная: в подавляющем большинстве лейас карбонатный, но чистые известняки встречаются редко. Лейасовые отложения развиты вдоль северного склона Старой Планины и в Крайштадской синклинали. Они начинаются конгломератами и песчаниками, за которыми следуют мергелистые песчаники и песчаные известняки с прослоями глинисто-мергелистых известняков.

Фации, сходные с лейасовыми отложениями Дзирульского массива и в особенности с красными брахиоподовыми известняками селений Кацци и Салиети, развиты в Восточных Альпах, в Ломбардии и Нижней Австрии. Здесь встречаются красного цвета криноидные известняки, переполненные брахиоподами. Они охватывают нижний и средний лейас и частично тоар. В Альпах их именуют различно: в Ломбардии красные известняки домерского возраста называются известняками медоло, а аналогичные известняки тоара — аммонитовыми красными известняками (*calcare rosso ammonitica*). Особенное сходство наблюдается с красными известняками Гирлятта.

Верхний лейас в Альпах в большинстве случаев представлен иной фацией, чем карбонатный нижний и средний лейас. В верхнем лейасе распространены глинистые сланцы, иногда аспидные, мощность которых местами достигает 1000—2000 м (Французские Альпы). По своему характеру они напоминают лейасовые отложения Южного склона Большого Кавказа.

На Храмском и Локском массивах, как это было отмечено выше, развиты терригенные фации. К югу аналогичные отложения продолжают в Армении и Азербайджане.

В верховьях р. Гасансу в Армении лейас представлен аргиллитами и песчано-глинистыми сланцами мощностью 100 м.

В Азербайджане лейас выступает в бассейне р. Асрик-чай. Здесь наблюдаются отложения мощностью 300 м конгломератов, песчаников и песчано-глинистых сланцев. В толще обнаружена фауна среднего лейаса — *Pentacrinus cf. laevisutus* Ротр. и верхнего лейаса — *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Hammoceras insigne* Schubl., *Leioceras opalinum* Rein. и др. По аналогии с Азербайджаном лейасовые отложения р. Гасансу относят к верхнему лейасу. Фация лейаса, аналогичная отложениям Локского массива, предполагается в районе Артвинского массива, в бассейне р. Чорохи в Турции.

СРЕДНЯЯ ЮРА

Среднеюрские отложения Грузии представляют один полный цикл осадконакопления и приурочены к геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, Грузинской глыбе и Антикавказской геосинклинали. Представлены они в объеме байосского и батского ярусов; байосский ярус пользуется большим распространением.

Первые сведения о стратиграфии среднеюрских отложений Грузии имеются в трудах Дюбуа де Монпере (1839), Г. Абиха (1858, 1875), Э. Фавра (1875), С. Симоновича (1877—1880), А. Сорокина (1877, 1883), Л. Бацевича (1873, 1877₂), Е. Фурнье (1896).

Действительный характер и стратиграфическое положение широко развитой в Грузии и Закавказье байосской порфиритовой свиты впервые установлены А. И. Джанелидзе (1926₁). В дальнейшем Б. Ф. Меффертом (1930) и А. И. Джанелидзе (1930) фаунистически был доказан байосский возраст этих образований. Позднее И. Р. Кахадзе (1936, 1942₂) обработал богатую байосскую фауну, собранную в результате работ А. И. Джанелидзе, И. Р. Кахадзе, П. Д. Гамкрелидзе, С. С. Чихелидзе, И. М. Рухадзе, Г. Р. Чхотуа, Л. А. Геловани, А. Г. Лалиева, Н. А. Канделаки, В. А. Аленникова, П. И. Авалишвили. И. Р. Кахадзе доказал наличие в порфиритовой свите трех фаунистических зон байоса Западной Европы. После работы М. Неймайра и В. Улига (1892), посвященной описанию коллекции Г. Абиха, работы И. Р. Кахадзе являются первыми палеонтологическими сводками по байосской фауне Грузии.

В дальнейшем список байосской фауны был пополнен В. И. Зесашвили (1963).

Ценные данные по стратиграфии байосских отложений можно почерпнуть в работах А. И. Джанелидзе, И. Р. Кахадзе, П. Д. Гамкрелидзе, С. С. Чихелидзе, Н. А. Канделаки, В. Я. Эдилашвили, Н. А. Маркозия, П. И. Авалишвили, В. И. Зесашвили, Г. Е. Гуджабидзе, Ш. А. Адамия и С. Г. Букия.

Предположение о присутствии средней юры в терригенно-флишевых отложениях геосинклинали Южного склона Большого Кавказа было высказано В. П. Ренгартеном (1932). В дальнейшем полоса распространения среднеюрских отложений была прослежена на восток в результате работ Н. Б. Вассоевича (1932₁) и В. Н. Крестникова (1944, 1947), а на запад — Н. Б. Вассоевича (1930₁), И. Г. Кузнецова (1931₁₋₂, 1933₁), З. О. Мишуниной, С. В. Левченко (1940), И. А. Маркозия, П. Д. Гамкрелидзе, И. Р. Кахадзе и др.

Батские отложения, развитые вдоль северной периферии Грузинской глыбы, ввиду приуроченности к ним каменноугольных месторождений давно привлекали внимание исследователей. Нормальная последовательность седиментации, а также их возраст для Окрибы в основном были установлены Б. Ф. Меффертом (1930₄, 1931). Последующие исследования А. И. Джанелидзе (1940₂) и И. Р. Кахадзе (1940_{1, 2}, 1943) уточнили стратиграфию этих отложений. В работах В. Н. Вебера (1902), Л. К. Конюшевского (1926), В. В. Мокринского (1928—1937), В. Я. Эдилашвили, В. И. Курочкина, Г. Е. Гуджабидзе и др. освещены вопросы стратиграфии и геологии среднеюрских месторождений каменного угля Магана, Ткварчели и Бзыби.

Нормальные морские геосинклинальные отложения батского возраста в верховьях р. Бзыби были выделены еще Л. К. Конюшевским (1926), однако их принадлежность к бату фаунистически впервые была доказана Г. Р. Чхотуа (1938).

Для выяснения литологии и условий образования юрских угленосных отложений большая работа была проведена Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе, И. Д. Чечелашвили (1956_{1, 2}) и М. Г. Хучуа, Э. С. Лебанидзе, Б. К. Чичуа и др.

Пресноводная фауна из батских отложений была описана И. Р. Кахадзе (1949), а флора — Г. Геппертом (1861), В. Д. Принадой (1933) и Ц. И. Сванидзе (1960).

В монографиях И. Р. Кахадзе (1947) и Г. С. Дзоценидзе (1948₁) широко освещены вопросы стратиграфии и вулканизма.

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа

На Южном склоне Большого Кавказа среднеюрские отложения представлены образованиями байоса и бата. В них можно выделить две фациально различные полосы общекавказского направления (рис. 6).

Первая, северная полоса приурочена к Казбегско-Лагодехской и Местийско-Тианетской зонам Южного склона Кавказа и состоит из однообразных морских терригенных отложений, не содержащих фауны; их расчленение на ярусы произведено по литологическим признакам и носит условный характер. Отложения этой полосы непрерывно тянутся от бассейна правого притока р. Ингури — р. Накра через Мамисонский перевал до Северной Осетии. К востоку они отмечаются в верховьях рек Ксани, Арагви и их притоков. В Заалазанской Кахетии, к северу от сел. Лагодехи, эти отложения вновь появляются и в виде узкой полосы протягиваются до границы Азербайджана и далее.

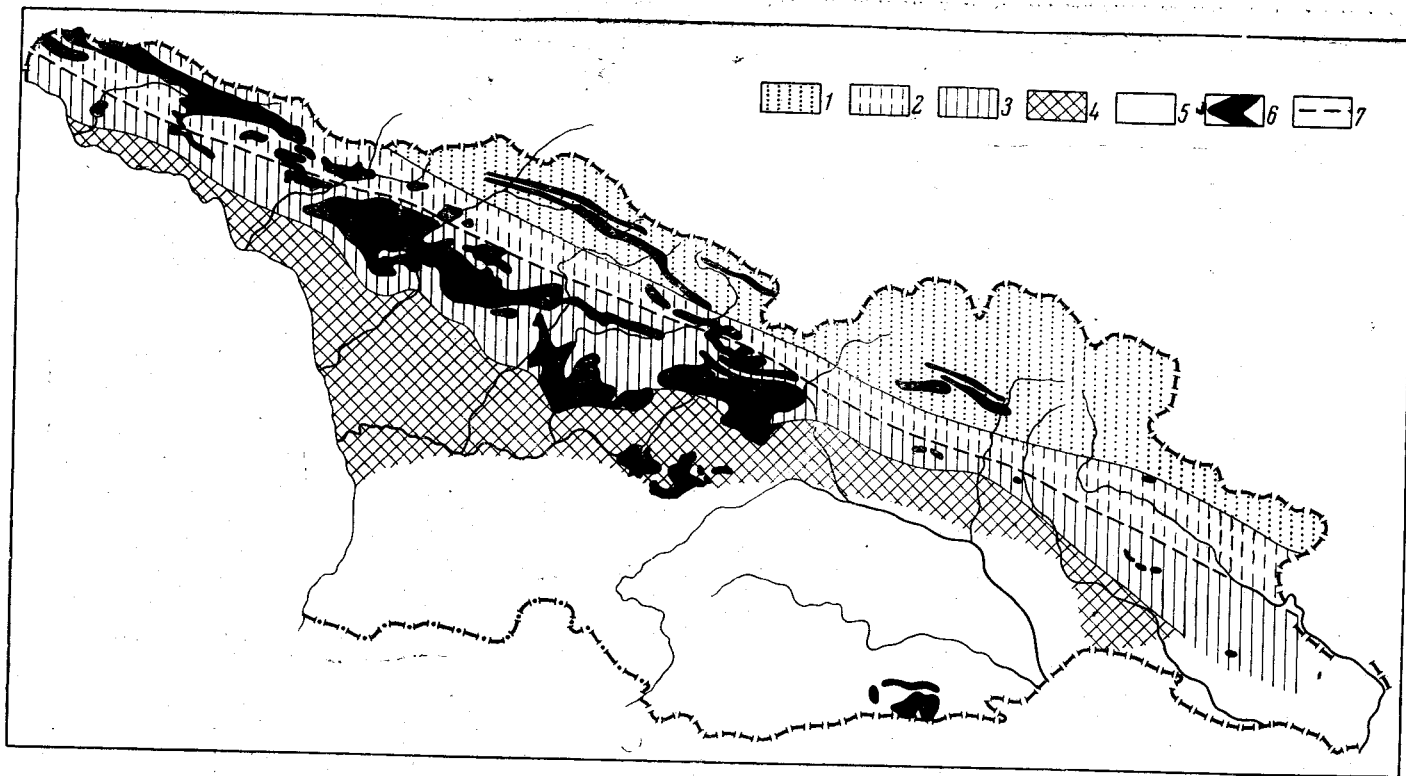


Рис. 6. Среднеюрские отложения и их фации

1—3 — геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа: 1 — Северная полоса распространения порфиритовой свиты; 2 — Северная зона; 3 — Южная зона; 4 — Грузинская глыба; 5 — Антикавказ; 6 — выходы среднеюрских отложений; 7 — граница между зонами

Вторая, южная полоса непосредственно примыкает к Грузинской глыбе и целиком приурочена к Гагрско-Джавской зоне (см. рис. 6), которая тянется от Абхазии к востоку до Кахетинского хребта.

В северной полосе распространения нормально-морских отложений ввиду однообразия фаций и отсутствия в них фауны весьма затруднительно установление отдельных горизонтов.

Относимые условно к средней юре отложения слагают оба крыла опрокинутого на юг и выполненного верхнеюрско-нижнемеловыми флишевыми отложениями синклинория между р. Ингури и Мамисонским перевалом. К северу от выходов карбонатного флиша в пределах Верхней Сванетии и Горной Рачи они известны под названием сланцевой свиты*. В этой свите условно могут быть выделены как байосские, так и батские отложения. Первые согласно

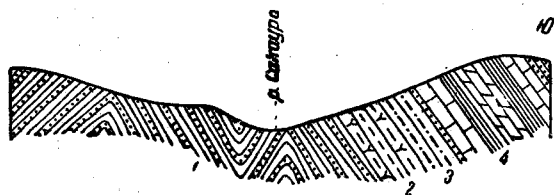


Рис. 7. Разрез юрских отложений в бассейне р. Сакаура (правый приток р. Риони)

1 — глинистые сланцы и песчаники верхнего лейаса; 2 — то же, с пропластками порфиритов байоса; 3 — чередование сланцев и песчаников бата; 4 — глинистые и мергелистые сланцы, песчаники и известняки верхней юры

перекрывают фаунистически установленные верхнелейасовые отложения и представлены чередованием тонкослоистых светло-коричневых сланцев с конкрециями глинистого сидерита и черных глинистых сланцев; в свою очередь они так же согласно перекрываются отложениями условно батскими. Последние от байосских отличаются постепенно увеличивающимися кверху прослоями среднеслоистых песчаников.

В этой полосе (бассейн р. Чвешура) выделяются две свиты: глинистые сланцы с диабазовыми покровами (спилитовый горизонт) мощностью в несколько сотен метров и свита глинистых сланцев и кварцевых песчаников с рассланцованными туфами и туфогенными песчаниками в нижней части (талахианский горизонт) мощностью до 200 м. Первая свита условно отнесена к байосу, а вторая — к бату (Чичинадзе, 1945).

Вдоль южной границы распространения верхнеюрско-нижнемеловых карбонатных флишевых отложений байос выражен глинистыми сланцами и туфогенными песчаниками с пропластками спилитовых туфов; с последними связаны диабазовые дайки и покровы (диабазовый горизонт Н. Шония).

Установлено, что в западном направлении количество вулканогенного материала постепенно убывает и в бассейне р. Цхенис-цкали встречаются исключительно глинистые сланцы с редкими прослойками песчаников.

Соотношение терригенного и вулканогенного материалов хорошо выражено в северном крыле Сакаурской синклинали на территории селений Хидешлеби и Дзеглеви (рис. 7), где, по Н. А. Маркозия, вдоль р. Оджанури за свитой верхнелейасовых песчаников и сланцев согласно следует мощная толща, состоящая из чередования сланцев и вулканогенных пород.

В этом разрезе мощностью 2000—2500 м около 400—500 м представлено вулканогенными породами — диабаз-порфиритами и их туфами. Сланцы слагаются рассеянными в глинистом цементе кварцевыми зер-

* Эти отложения С. В. Левченко (1940) включал в свиту зесхо, которую относил целиком к верхнему лейасу.

нами размером в среднем 0,015 см, а в песчаниках встречаются кварц, плагиоклаз, серицит и углистые образования.

В верхнем течении р. Цхенис-цкали в средней части свиты содержание туфогенного материала уменьшается до 15—20 м; к западу же он полностью замещается глинистыми сланцами. К северу от выходов карбонатного флиша этой части разреза соответствует спилитовый горизонт.

В ущельях правых притоков р. Ингури, к югу от полосы распространения карбонатного флиша, на свите верхнелейасовых сланцев и песчаников залегают отложения, представленные в нижней своей части песчаниками и глинистыми сланцами, а в верхней — сланцами. Первые из них условно приняты за отложения байоса, а вторые — бата.

Ниже приводим разрез, по И. А. Маркозия, отложений байоса в районе селений Кала и Халде (снизу вверх):

1. Черные глинистые сланцы типа кровельных	500 м
2. Прослой серых песчаников	0,5 "
3. Чередование глинистых сланцев и песчанистых глинистых сланцев	100 "
4. Прослой песчаников	0,2 "
5. Глинистые сланцы	175 "
6. Чередование глинистых сланцев и песчаников	200 "
7. Глинистые сланцы типа кровельных с редкими прослоями песчанистых глинистых сланцев	550 "
8. Пачка песчаников и песчанистых сланцев	15 "
9. Глинистые сланцы	150 "
10. Чередование глинистых сланцев и сланцеватых песчаников	190 "
11. Черные глинистые сланцы типа кровельных	40 "
12. Чередование глинистых сланцев и песчанистых глинистых сланцев с прослоями песчаников	35 "
13. Черные глинистые сланцы	70 "
14. Чередование глинистых сланцев и песчанистых глинистых сланцев с прослоями песчаников	15 "
15. Черные глинистые сланцы с прослоями песчаников	230 "

На последней пачке 15 залегают слои мощностью 1000 м, состоящие из глинистых сланцев с нередкими включениями карбонатных конкреций. Они условно отнесены к батскому ярусу.

По долине р. Маншура (правый приток р. Ингури) С. Г. Букия к байосскому ярусу относит 300—350-метровую пачку, представленную чередованием черных глинистых сланцев и мергелей. Разрез этих отложений следующий (снизу вверх):

1. Темно-серые глинистые сланцы с прослоями и линзами окремненных мергелей	65—70 м
2. Темно-серые листоватые сланцы с прослоями мергелей	25—30 "
3. Мергелистые глины и глинистые мергели	65—70 "
4. Полосчатые мергелистые глины (0,4—0,5 м) с прослоями карбонатных песчаников (0,1—0,2 м). Последние очень часты в верхней части этой пачки	56—60 "
5. Чередование глин, серых мергелей и песчаников (0,3—0,5 м)	35—40 "
6. Чередование глин и карбонатных песчаников	40—45 "
7. Чередование полосчатых глин и средне- и крупнозернистых мергелистых слюдястых песчаников	45—50 "

Последняя пачка перекрыта отложениями, условно отнесенными к бату и представленными чередованием песчаников и глинистых сланцев; песчаники содержат в изобилии растительный детритус.

Среднеюрские отложения в долине р. Арагви и к востоку от нее трудно отделить как от подстилающих, так и от вышележащих образований и поэтому нет возможности выделить в них отдельные, более дробные стратиграфические единицы. В этой полосе, вдоль Военно-Грузинской дороги среднеюрские отложения впервые были установлены В. П. Ренгартеном (1932). Обнажаются они в районе Крестового

перевала в ядрах изоклинальных, опрокинутых на юг антиклинальных складок, сложенных юрскими и нижнемеловыми флишевыми отложениями.

К западу от бассейнов рек Арагви и Ксани среднеюрские отложения погружаются под молодые лавы Кельского плато и под более молодой карбонатный флиш, а к востоку в результате общего погружения структур и чешуйчатой тектоники они не выходят за пределы бассейна р. Пшавской Арагви.

К северу от описанных выходов, в бассейнах рек Черной и Гудамкарской Арагви, простирается вторая полоса среднеюрских отложений. Самые восточные выходы этих отложений появляются в районе сел. Лагодехи в бассейнах левых притоков р. Алазани. Эти отложения под названием бурсачирской свиты выделены В. П. Ренгартеном как среднеюрские. Значительная часть бурсачирской свиты И. Р. Кахадзе (1947) относится к верхнему лейасу.

В районе сел. Бурсачири, где В. П. Ренгартеном был описан типичный разрез свиты, она представлена черными, менее метаморфизованными глинистыми сланцами (Крестников, 1944), которые несколько отличаются от лейасовых отложений. В них наблюдаются сидеритовые конкреции и частые прослои песчаников, мощность которых иногда достигает 30—40 м; песчаники в основном карбонатные. Весьма характерным для свиты является наличие флишевых фигур в ее основании. Здесь найдены *Cephalites*, *Helmintopsis labyrinthica* Неег., *Gyrophyllites multiradiatus* Неег., *Paleodinction textum* Неег., *Chondrites divaricatus* Неег., *Ch. bollensis* Неег. и др.

Свита весьма бедна фауной, в ней найдено только несколько килеватых аммонитов плохой сохранности и *Posidonia*; габитус аммонитов, *Posidonia* и проблематики, характерные для доггера Альп, дают возможность отнести свиту к средней юре. Следы вулканической деятельности, характерные для среднеюрских отложений Сванетии и Верхней Рачи, в разрезах по Военно-Грузинской дороге не наблюдаются.

В этой полосе фациальный характер указанных отложений весьма однообразен, так что разрезы по левым притокам р. Алазани неотличимы.

Приведем разрез П. И. Авалишвили по р. Шарохеви.

На Чадунианском хребте на пачке толстослоистых песчаников и глинистых сланцев верхнего лейаса залегают (снизу вверх):

1. Серовато-зеленоватые глинистые сланцы с тонкими прослоями песчаников	400—500 м
2. Переры в	200—300 „
3. Глинистые сланцы с тонкими прослоями песчаников	400—500 „
4. Глинистые сланцы	300 „
5. Глинистые сланцы с прослоями песчаников	300 „
6. Тонкослоистые сланцы с прослоями глинистых и песчаных сланцев	60 „
7. Глинистые сланцы с редкими конкрециями	75—80 „
8. Глинистые сланцы, в которых наблюдаются прослои песчаников в 5—10 см на расстоянии 5—7 м	65—70 „
9. Глинистые сланцы с прослоями слюдистых песчаников; часты участки мергелистых глин	120—130 „

В описанном разрезе, подобно Бурсачирскому, не представляется возможным выделить отдельные ярусы.

Мощность нормальных морских терригенных отложений составляет несколько сотен метров.

В южной полосе хорошо различимы отложения как байоса, так и бата. Отложения байоса выражены вулканогенной фацией (порфирировая свита), а бата — нормальными морскими (сланцевая свита) или континентально-лагунными (угленосная свита Западной Грузии).

По фаціальным особенностям в этой полосе можно выделить две зоны.

В первой, *северной зоне* среднеюрские отложения в основном выполняют мульды кулисообразно замещающихся синклинальных складок, разобщенных отложениями лейаса (см. рис. 6). Байос представлен порфиритовой свитой; батские отложения в основном размыты, а уцелевшие от размыва останцы представлены отложениями нормальной морской фации. К этой зоне относятся: среднеюрские отложения бассейнов рек Мзымта, Псоу, Бзыби и ее притоков Геги и Лашипсе, порфиритовая свита Абхазского хребта, верховьев р. Кодори, р. Ингури у сел. Хаиши, хребта Чутхаро-Самерцхле, отложения долины среднего течения рек Сакао и Джджоры (Цедисско-Квайсинская полоса); выходы отложений байоса в Заалазанской Кахетии, на хребте Шакриани.

Непосредственное соседство южной полосы с северной полосой нормально-морских отложений обусловило своеобразный фаціальный характер как байосских, так и батских отложений. Зона, по-видимому, осталась лабильной и после батской орофазы — не срослась с Грузинской глыбой, а близость ее с северной полосой обусловила чрезвычайную бедность органическими остатками. Отложения южной полосы в большинстве случаев согласно перекрывают отложения верхнего лейаса, но в некоторых местах на кордильерах, возникших в результате донецкой орофазы (Абхазия, Сванетия), отмечается и трансгрессивное залегание.

В Северо-Западной Абхазии, по данным Г. Р. Чхотуа, В. И. Курочкина и С. Г. Букия, вулканогенная свита байоса делится на две части. Нижняя представлена массивными породами: авгит-порфириновыми покровами и их туфами, полосчатыми туфосланцами, туфами авгит-порфиритов, туфобрекчиями и мандельштейнами. Здесь встречаются тонкослоистые кремневые мелкозернистые породы с прослоями туфов, а в верхней — туфы и туфобрекчии; мощность свиты 2,5—3 км. Верхняя часть свиты сложена чередующимися граувакковыми песчаниками и песчанистыми глинами; встречаются также прослои конгломератов: мощность верхней части свиты 150—200 м.

Отдельные изолированные выходы порфиритовой свиты имеются в районе среднего течения р. Геги, в верховьях р. Псоу, на хребте Кацирха. Свита согласно перекрывается батскими нормально-морскими терригенными отложениями.

Рассмотрим разрез по долине р. Псоу (Кахадзе, 1947). Здесь верхние горизонты порфиритовой свиты байоса выражены чередованием песчаников и конгломератов, богатых порфириновым и гранитным материалом, с прослоями темных песчанистых глин, за которыми вполне согласно следуют:

- 1_{bt} 1. Чередование песчаников и темно-серых глин. Песчаники состоят из смеси порфиритового и аркозового материала; в них встречаются обугленные остатки растений. Кверху количество песчаников постепенно уменьшается и, наконец, в верхах пачки представлены тонкослоистые глины с глинистыми включениями и глинисто-карбонатными конкрециями. Мощность 120—200 м
2. Среднеслоистые темно-серовато-зеленоватые граувакково-аркозовые песчаники с глинистыми и глинисто-карбонатными сферическими конкрециями, содержащими в незначительном количестве остатки растений. В песчаниках наблюдаются прослои песчанистых глин и мелкозернистые конгломераты, а также прослои брекчии с обломками глинистых пород. Мощность 40 ..

По долине р. Геги за пачкой 2 следуют толстослоистые конгломераты, образовавшиеся за счет размыва нижележащих слоев и которые

принято считать за основание келловейской трансгрессии (Кахадзе, 1947). Эти две пачки условно отнесены к бату на основании их стратиграфического положения, фациального характера и аналогии с соседним районом, где подобные отложения содержат характерную батскую фауну.

Порфиритовая свита Северо-Западной Абхазии непосредственно увязывается с аналогичной свитой верховьев р. Бзыби (район сел. Псху) и бассейнов ее притоков — Решава, Бавью, Бетага (рис. 8). Эти отложения, согласно перекрывая песчаниково-сланцевую свиту лейаса, расчленяются на две части: нижнюю, состоящую из массивных пород, слагающих Чедымский, Анчхасский, Грибзинский и частично Пибишхинский хребты, и верхнюю, состоящую из слоистых пород.

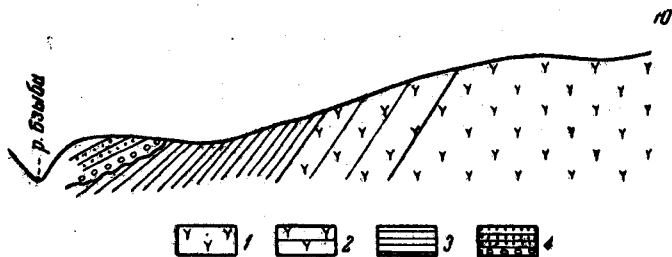


Рис. 8. Разрез юрских отложений по р. Бзыби
(по В. Я. Эдилашвили)

1 — массивные туфобрекчи и туфоконгломераты байоса; 2 — слоистые туфы верхнего байоса; 3 — глинистые сланцы и песчаники нижнего бата; 4 — конгломераты и песчаники келловей

Слоистые породы представлены туфами разного состава, туфопесчаниками и туфовыми сланцами; в них в районе сел. Псху по долине р. Бетага Г. Р. Чхотуа найден *Eurystomiceras polyhelictum* В ü s k. var. *okribense* К а k h., встречающийся обычно в Грузии вместе с аммонитами верхнего байоса.

Свита в основном состоит из авгитовых порфиритов, где полевые шпаты чаще представлены лабрадором. Туфопесчаники состоят из обломков плагиоклазов ряда андезин-лабрадора, кристаллов авгита и обломков измененной порфиритовой породы.

В разрезах за слоистыми туфами согласно следуют батские отложения с фауной. Ниже приводится, по Г. Р. Чхотуа, описание одного из характерных разрезов.

1. Песчаники с переотложенным туфогенным материалом и аммонитом *Polystomiceras ilanense* Ström.
2. Глинистые сланцы с конкрециями, линзами угля; слюдястые и аркозовые песчаники и конгломераты. В пачке найдена богатая фауна с руководящими ископаемыми: *Nucula bethagensis* Kakh., *Astarte tenuicostata* Kakh., *Posidonia buchii* Rœm., *Chlamys* cf. *meriani* Grepp., *Variamussium personatum* Ziet., *Discohelix bispinata* Cossm., *Pseudophylloceras* cf. *kudernatschi* Hauer, *Thysanolytoceras* cf. *adeloides* Kud., *Oppelia fusca* Quenst.

Свита имеет изменчивую мощность (до 200 м) и трансгрессивно перекрывается нижнекелловейскими отложениями. Фауна указывает на нижнебатский возраст вмещающих ее отложений.

Порфиритовой свитой слагается западная часть Абхазского хребта. В верховьях р. Джампал (правый приток р. Кодори), на правом берегу р. Кодори, к северу от сел. Чхалта, и в бассейне р. Сакени прослежены изолированные выходы описываемой свиты, связанные всегда с синклинальными складками. В этих структурах сохранились только отложения

байоса, залегающие на верхнелейасовой песчано-сланцевой свите. В верховьях р. Кодори байос трансгрессивно залегает на размытом верхнем лейасе. И здесь в сложении порфиритовой свиты принимают участие зеленовато-серые туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туффиты и спилиты, покровы лабрадоровых и кварцевых порфиритов. По простиранию они замещают друг друга и потому судить об их закономерном распределении не приходится, кроме того, что спилиты, как правило, всегда приурочены к низам свиты.

В верхней части свиты в большинстве случаев массивные вулканогенные породы сменяются слоистыми. Мощность свиты 2500 м.

Отложения северной зоны в районе селений Хаиши и Джарквали обнажаются в мульде Хаишской крупной широтной синклинальной складки. По р. Ингури эти отложения изучены Б. П. Беликовым (1948₁), П. Д. Гамкрелидзе и И. Р. Кахадзе, Г. С. Дзоценидзе (1948₂) и др. Здесь порфиритовая свита согласно залегает на верхнелейасовых отложениях, но в некоторых случаях, например по р. Тхеиши, в основании байоса отмечен переотложенный материал лейаса. Мощность свиты в южном крыле этой синклинали достигает 2600 м, из которых 220 м составляют эффузивные породы, а остальные — пирокластиты. Северное же крыло синклинали сложено только грубообломочными туфобрекчиями; порфиритовые покровы отсутствуют.

Порфиритовая свита на участке сел. Хаиши представлена авгит-альбитовыми порфиритами (спилитами) и авгит-лабрадоровыми порфиритами и их туфами. Спилитами и их пирокластическими туфами представлена довольно мощная часть порфиритовой свиты (Дзоценидзе, 1948).

К востоку в пределах Сванетии порфиритовая свита размыта и байосские отложения появляются в районе г. Они, где обнажаются на правом берегу р. Риони в виде двух изолированных выходов на хребте Чутхаро-Самерцхле. Они связаны с опрокинутой на юг синклинальной складкой, пропиленной р. Лухуми. Этот участок заслуживает особого внимания в виду развития переходной фации от типичной порфиритовой свиты к так называемому диабазовому горизонту. Байосская свита хребта Чутхаро изучена А. И. Джанелидзе (1940₂), И. Р. Кахадзе (1947), Г. С. Дзоценидзе (1948₁), И. А. Маркозия и др. На южном крыле этой синклинали на темные глинистые сланцы налегают:

1. Пачка из чередующихся темных сланцев и спилитовых кристаллических туфов мощностью в несколько сотен метров.
2. Слой зеленоватых порфиритовых туфов в 80—100 м.
3. Темно-зеленые спилитовые сланцеватые породы в 2—3 м.
4. Мощная пачка туфобрекчий, в которой кластический материал представлен мандельштейновыми авгит-альбитовыми порфиритами (спилитами), сцементированными агломератовой массой спилитового состава.

Западная часть хребта Чутхаро, в верховьях р. Цкалмачари, сложена массивными авгит-альбитовыми диабазовыми порфиритами и порфиритами.

Свита в целом представляет эффузивную формацию, сложенную авгит-роговообманковыми порфиритами, диабаз-порфиритами и их туфами.

Выходы байосской порфиритовой свиты хребта Чутхаро непосредственно увязываются с аналогичными отложениями, распространенными в бассейне р. Дзеджори, где имеется полный разрез этих отложений. Ядро отмеченной здесь антиклинали в основном сложено спилитами (Дзоценидзе, 1938), нижняя часть представлена мощным покровом, верхняя же — чередованием покровов наибольшей мощности с туфовыми слоями. Верхние спилитового горизонта обнажаются в долине р. Квед-

рула. По р. Ончеви за спилитовым покровом следует покров авгит-анортитовых порфиритов; верхний горизонт свиты представлен зеленовато-серыми, богатыми туфовым материалом песчанистыми глинами и граувакковыми песчаниками (Кахадзе, 1936).

К востоку от бассейна р. Джебжори порфириновая свита прослеживается в бассейне р. Лиави, где она выражена аналогичной фацией. Близ сел. Джава в небольшом обнажении О. С. Вяловым (1934₁) найдены *Garantiana* sp. и *Parkinsonia* sp. верхнего байоса.

К этой же северной зоне распространения среднеюрских отложений относятся вулканогенные породы горы Шакриани в Зааазанской Кахетии. Здесь песчаники и сланцы верхнего лейаса постепенно сменяются пачкой чередующихся туфобрекчий, туфоконгломератов, туфопесчаников и сланцев и связанных с ними порфиритов и мандельштейновсдайками диабазов. Пирокластический материал этой пачки весьма разнообразен. Встречаются мандельштейновые и альбитовые порфириты. По составу материала отложения очень похожи на порфириновую свиту других районов и в частности хребта Чутхаро.

По П. И. Авалишвили, выходы вулканогенной свиты горы Шакриани распространены на 3—4 км, при ширине в 1,5 км, мощность их около 100—200 м.

Суммируя сказанное о среднеюрских отложениях северной зоны южной полосы, можно заключить следующее.

1. В этой полосе на основании фаунистических и фациальных данных выделяются отложения как байоса, так и бата.

2. Батские отложения представлены в нормально-морской терригенной фации и распространены только в пределах Западной Абхазии.

3. Байосские отложения — вулканогенные и состоят из массивных лав и туфогенных пород; в большинстве случаев только верхняя часть свиты состоит из слоистых туфов, туфопесчаников, граувакковых песчаников, а также глинистых песчаников; в верхней части свиты встречается и аркозовый материал. Среди массивных лавовых пород наряду с различными порфиритами встречаются и диабазы, характерные для геосинклинальных терригенных отложений Большого Кавказа.

Описанная полоса представляет собой своеобразную переходную фацию между геосинклинальными терригенными и вулканогенными отложениями.

Ископаемой фауной полоса бедна. В Северо-Западной Абхазии порфириновая свита стратиграфически определяется как байос, подстилается она верхнелейасовой свитой песчаников и сланцев и перекрыта батскими отложениями, датированными на основании фауны аммонитов и двустворок. В верхах свиты в долине р. Кодори найдена фауна верхнего байоса: *Eurystomiceras polyhellectum* Вöck. var. *okribense* К а к h. Восточнее, до бассейна р. Квирила, фауна не найдена, лишь в окрестностях сел. Цона, где верхняя часть свиты представлена конгломератами, содержащими переотложенный материал самой порфириновой свиты, А. Г. Лалиевым собрана следующая фауна: *Anabacia orbulites* L a m. var. *plana* К а к h., *Trigonia (Lyriodon)* cf. *denticulata* A g., *Astarte* cf. *parkinsoni* Q u e n s t., *Oxytoma* cf. *münsteri* B r o n n., *Gervillia* sp. ind., *Lima (Limatula) tsonensis* К а к h., *Ctenostreon pectiniforme* S c h l o t h., *Chlamys dewalquei* O p p., *Entolium (Synclonema) demissum* (P h i l l) G o l d f. Перечисленный комплекс фауны датирует отложения верхним байосом.

Кроме того, как мы уже отметили, О. С. Вяловым (1954₂) в окрестностях курорта «Джава» найдены *Garantiana* sp. и *Parkinsonia* sp.

В южной зоне среднеюрские отложения пользуются более широким развитием, чем в северной, и изучены детальнее. В основном они пред-

ставлены байосской порфиритовой свитой; батские же, известные под названием угленосной свиты, встречаются только в Западной Грузии. Крайние западные выходы этой полосы наблюдаются по нижнему течению р. Бзыби у сел. Калдахвара (см. рис. 6).

В связи с изучением Бзыбского каменноугольного месторождения порфиритовая свита этого участка изучалась В. В. Мокринским (1930), В. Н. Робинсоном, В. И. Курочкиным, Е. К. Вахания, Г. Е. Гуджабидзе и Д. И. Купарадзе.

По материалам скважины (керна) в антиклинали района каменноугольного месторождения имеется следующий разрез.

На темных глинистых сланцах, относимых по стратиграфическому положению и фациальному характеру к лейасу, залегают:

- | | |
|--|-------|
| 1. Спилитовые порфириды, в нижней части интенсивно окварцованные | 40 м |
| Они подстилаются аркозовыми кварцевыми песчаниками, измененными плагиоклазовыми порфиридами мощностью 32 м и габбро-диабазам. | |
| 2. Зеленоватые кристаллокластические туфы альбитовых порфиридов | 40 " |
| 3. Альбитовые порфиры (спилиты) и их литокристаллокластические туфы | 200 " |
| 4. Чередование зеленоватых пиритизированных, пелитовых и кристаллокластических туфов | 350 " |
| 5. Кварцевый альбитофиновый туф | 40 " |
| 6. Авгит-плагиоклазовые порфириды и их пирокластолиты | 350 " |
| 7. Чередование песчаников, туфов и богатых туфовым материалом глинистых сланцев | 230 " |
| 8. Чередование туфобрекчий, туфоконгломератов, туфогенных песчаников, туфов и глинистых песчаников с порфиритовым покровом в основании | 300 " |
| 9. Тонкослоистые слюдястые песчаники, чередующиеся с туфогенными песчаниками; в верхней части ее найдены <i>Posidonia buchii</i> Roem.; отмечены и порфиристые покровы | 300 " |

Пачки 7—9 прослеживаются уже в естественном обнажении.

В основании пачки 8 в северном крыле складки наблюдаются следы местного размыва (брекчий).

Последняя 9-я пачка перекрыта слоями уже батской угленосной свиты. На левом берегу р. Бзыби на порфиритовой свите залегают глинистые песчаные отложения, имеющие локальное распространение (Чечелашвили, 1959).

- | | |
|---|---------|
| 10. Глинистые сланцы и углистые сланцы с тонкими прослойками и линзами угля | 7—8 м |
| 11. Алевролиты и углистые сланцы с обугленными остатками растений | 5—6 " |
| 12. Кварцево-граувакковые песчаники с линзами конгломератов (с порфиритовой галькой). В основании пачки взята следующая фауна: <i>Parallelodon</i> sp., <i>Pholadomya murchisoni</i> Sow., <i>Tancredia</i> sp. ind., <i>Chlamys</i> sp. ind., <i>Spondylopecten</i> sp., <i>Inoceramus (Mytiloides)</i> sp., <i>Natica</i> sp., <i>Paracidaris</i> (?) sp. | 16—20 " |

Свита перекрывается трансгрессивными келловейскими отложениями.

Первые три пачки описанного разреза общей мощностью 380 м имеют спилитовый состав, а пачки 4—9 имеют более основной характер. Из фауны пачки 12 до вида определена только одна форма, и та, не имеющая стратиграфического значения ввиду ее большого вертикального распространения — от байоса до келловей включительно. Батский возраст отложений обусловлен стратиграфическим положением последних трех пачек (они залегают на байосской порфиритовой свите и перекрыты трансгрессивными келловейскими отложениями) и регрессивным характером отложений.

К востоку от р. Бзыби отдельные разных размеров выходы порфиритовой свиты наблюдаются в верховьях р. Баклановки, в бассейне р. Гумиста, в северном крыле хребта Гумишха и на западной периферии Келасурского массива.

В долинах рек Восточной и Западной Гумиста, а также р. Келасури в полосе развития меловых отложений в ядре брахиантиклинали обнажаются три небольших изолированных выхода порфиритовой свиты, которые по петрографическому характеру (спилитовая фация) Г. С. Дзоценидзе (1959) относятся к нижнему байосу.

Порфиритовая свита, широко распространенная в бассейне р. Кодори, обнажается между Келасурским массивом и Горабской интрузией, на Амтхельском хребте и в ущелье р. Бзыби. К востоку, протягиваясь полосой неодинаковой ширины, она смыкается с аналогичными отложениями Окрибы.

По среднему течению р. Кодори порфиритовая свита, согласно залегающая на верхнелейасовых отложениях, представлена туфами, туфогенными песчаниками, туфобрекчиями, покровами порфиритов и частично туфосланцами. В основном свита мощностью 2—2,5 км сложена авгит-лабрадоровыми порфиритами и их пирокластолитами.

В порфиритовой свите бассейна р. Мокви различают две фации: нижнюю, состоящую из лав и туфобрекчий, порфиритовых покровов и пелитовых и псаммитовых туфов, и верхнюю, сложенную слюдинокварцевыми песчаниками и сланцами с прослоями туфогенных песчаников. Спилитовой фации здесь нет. Мощность свиты достигает 2 км (Дзоценидзе и др., 1958₂).

О порфиритовой свите бассейна р. Гализга имеются сведения в работах В. Н. Вебера (1902, 1903), Л. К. Конюшевского (1915₁), Б. Ф. Мефферта (1931), В. В. Мокринского (1928, 1930), В. Я. Эдилашвили, Е. К. Вахания, И. Р. Кахадзе (1940₁, 1943, 1947) и др.

Порфиритовая свита, по Г. С. Дзоценидзе (1958₁), сложена:

- 1₂bj 1. Массивные туфы и туфобрекчии; цемент последних — альбитовые порфириты, а обломки — авгит-лабрадоровые порфириты. В пачке найдены *Gervillia acuta* Sow., *Lima duplicata* Sow. и *Velopecten* sp. ind.
2. Авгит-лабрадоровые и роговообманково-лабрадоровые порфириты и их туфы, кверху постепенно переходящие в чередующиеся литокластические туфы и граувакковые песчаники. В слоистых туфах найдена фауна верхнего байоса: *Pseudophylloceras* cf. *kudernatschi* Haueg var. *samtshikiensis* Kakh., *Dinolytoceras adalae* d'Orb., *Nannolytoceras stremouchovi* Pčel., *Parkinsonia compressa* Qu. и *Procerites* sp.

На описанной свите залегают угленосная свита, обнажающаяся в двух участках: на севере в верховьях р. Гализга в крыльях Ларакваквской синклинали (IV и V площади Ткварчельского каменноугольного месторождения) и на юге — полосой в Акармарской синклинали, смыкающейся с границей нижнемеловых отложений в районе р. Мокви — г. Ткварчели; эта полоса с запада на восток расширяется, представляя I, III и VI площади Ткварчельского месторождения.

На площадях II и III Ткварчельского месторождения, по В. С. Коява, за отложениями порфиритовой свиты, содержащими фауну верхнего байоса, согласно следуют:

- 1₂bt 1. Кварцево-аркозовые песчаники, алевролиты и пелитолиты в нижней части с угловыми пластинами и растительным детритусом, с фауной *Okribella elliptica* Kakh., *O. elegans* Kakh., *O. bathonica* Kakh. *Unio* sp. 100—120 м
2. Черные сланцеватые аргиллиты 60—70 м

На площадях I и VI аргиллитов нет; на продуктивной толще непосредственно залегают верхнеюрская пестроцветная свита.

Возраст угленосной свиты довольно точно определяется по стратиграфическому положению над верхним байосом как батский.

Свита содержит богатую ископаемую флору, которую А. Сьюорд (1907) и В. Д. Принада (1933) считали лейасовой. Однако специальные исследования последних лет Г. В. Делле (1960) показали, что тварчельская флора имеет несомненно среднеюрский облик. Здесь отмечаются *Klukia marginata* Ргун., *Coniopteris lobata* (Oldh.) Halle, *Pachypteris* cf. *lanceolata* Brongh., *Otozamites iziumensis* Thom., *Ptylophyllyllum acutifolium* Морг., *Pt. cutchense* Морг., *Nilssonia gigantea* (Schenk) Ргун., *N. inouyei* Iokoyama, *N. variabilis* Ргун., *N. princeps* (Oldh. et Mорг.), *Xenoxylon latiporosum* (Gram.) Goth.

В долине р. Окуми среднеюрские отложения представлены только порфиритовой свитой. Обнажаясь под карнизами меловых известняков, она выражена массивными лабрадоровыми порфиритами и их пирокластолитами; нижняя часть представлена спилитовым горизонтом.

По долине р. Ингури имеются как байосские, так и батские отложения. Первые — синхронны и аналогичны порфиритовой свите Абхазии, являясь здесь ее продолжением; батские отложения включают угольные пласты.

Порфирировая свита этого района впервые выделена С. Е. Симоновичем (1887) как оксфордская; в последующие годы она описана рядом авторов (Мокринский, 1930; Мефферт, 1931; Букия, 1949; Гуджабидзе, 1957 и др.). Байосский возраст отложений фаунистически впервые доказал В. Я. Эдилашвили. Порфирировая свита постепенно переходит в свиту верхних песчаников и сланцев, в низах состоит из массивных лавовых пород и их пирокластолитов. В них Г. Е. Гуджабидзе найден среднеюрский аммонит *Callyphylloceras heterophylloides* Орр.

Верхи свиты выражены слоистыми туфогенными и граувакковыми песчаниками, по Г. Е. Гуджабидзе и В. Я. Эдилашвили содержащими богатую фауну верхнего байоса: *Rhynchonella* sp., *Astarte pulla* Roem., *Entolium cingulatum* Goldf., *Velopecten jason* d'Orb., *Partschiceras* cf. *abichi* Uhl., *Eurystomiceras polyhelictum* Böck. var. *okribense* Kakh., *Parkinsonia* cf. *parkinsoni* Sow., *P.* cf. *depressa* Quenst., *Procerites* sp. ind. Мощность свиты 2,5 км. В узкой, широтного направления полосе длиной 20 м в бассейне р. Магана верхнюю часть свиты непосредственно продолжает угленосная свита. Литологически она состоит из чередования песчаников, глин и углистых сланцев с пластами и линзами угля. Свита, максимальная мощность которой, по данным буровых скважин, не превышает 90 м, залегает на байосских отложениях и перекрывает трансгрессивными кимериджскими отложениями. Установить какую-либо закономерность в распределении составляющих свиту компонентов не удается.

В южной подзоне геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, к востоку от бассейна р. Ингури, средняя юра представлена только байосскими отложениями вулканогенной фации.

В Раче и в соседних с ней районах отмечается согласное залегание порфиритовой свиты на лейасовых отложениях, в Окрибе она согласно переходит в батскую угленосную свиту.

Нижняя, основная часть свиты состоит из разных порфиритов и их пирокластолитов, туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов, сменяющихся как по простирацию, так и в вертикальном направлении. В них фаунистически доказано наличие лишь верхней зоны байоса.

Верхняя часть свиты фациально отличается от нижней. В разных районах она представлена то туфобрекчиями и туфопесчаниками (долины рек Цхенис-цкали и Риони), то туфами (Северная Окриба),

туфобрекчиями, туфопесчаниками, «зелеными сланцами» и глинистыми сланцами (сел. Дзмуиси), богатыми кварцем туфогенными песчаниками (месторождение Ткибули), кварцевыми слюдистыми песчаниками и конгломератами (селения Мухура—Хрейти), пелитовыми туфами, глинами и песчаниками (правый берег р. Квирила) и, наконец, песчаниками с линзами угля и конгломератами гранитов (верховья р. Квирила, сел. Чала).

Мощность верхней слоистой части свиты меняется в пределах от 50—70 до 400 м. В этой части свиты найдена фауна *Astarte pulla* Roem. var. *grandis* Kakh., *Camptonectes lens* Sow., *Entolium spatulatum* Roem., *Pseudophylloceras* cf. *kudernatschi* Hauser, *Partschiceras abichi* Uhl., *Parkinsonia* cf. *planulata* Quenst., *Okribites okribensis* Kakh. и др., доказывающая, что включающие ее отложения не выходят за пределы верхнего байоса.

Прослеживая среднеюрские отложения уже в восточной части Грузии по долине р. Ксани, отметим, что они здесь были указаны в виде нескольких незначительных выходов еще Г. Абигом (1865); упоминаются они и в работе Э. Фавра (1875).

Фаунистически их возраст установлен М. И. Варенцовым (1950) и А. Г. Лалиевым. Затем свита эта была детально изучена И. Р. Кахадзе (1947), Д. А. Булейшвили (1960), Н. А. Мревлишвили (1957) и Ш. А. Адамы (1958₁).

Порфиритовая свита состоит из спилитов и их пирокластолитов (в нижней части) и авгит-лабрадоровых порфиритов и их пирокластолитов (в верхней). В верхах свиты преобладают аркозовые песчаники и глинистые сланцы с фауной *Alaria hamus* Deslong., *Actaeonina tenuistriata* Hudl., *Pleurotomaria* sp. ind., *Astarte* sp. ind., *Posidonia buchi* Roem., *Chlamys* sp. ind., *Eurystomiceras polyhelictum* Böck.

Мощность свиты превышает 1200 м, из которых 500 м приходится на песчаники и сланцы.

Восточнее, по долине р. Иори, близ сел. Сакарауло в полосе распространения эоценовых отложений в мелкозернистых туфогенных песчаниках Н. Б. Вассоевичем найдена фауна, определенная И. Р. Кахадзе (1942): *Arca* sp. ind., *Gervillia* cf. *consorbina* d'Orb., *Eurystomiceras polyhelictum* Böck. var. *okribensis* Kakh. Она указывает на верхнебайосский возраст вмещающих отложений.

На Кахетинском хребте наличие авгитовых порфиритов было известно еще А. Н. Рябинину с 1911 г. Затем И. Э. Карстенсом (1932₂) было оконтурено пять выходов порфиритовой свиты: в верхнем течении р. Турдо, в верховьях р. Кисис-хеви, на правом берегу долины р. Чаилури, близ вершины Карас-цвери и в бассейне р. Черемис-хеви. Позднее В. Я. Эдилашвили эти вулканогенные отложения отнес к маастрихту. А. И. Джанелидзе (1950) выходы этих отложений в верховьях р. Турдо принял за базальные конгломераты свиты кинта, а для вулканогенных образований р. Черемис-хеви и горы Кара установил байосский возраст.

Отложения байоса Кахетинского хребта состоят из чередования порфиритовых туфобрекчий, туфопесчаников и песчаников. В них на вершине горы Кара А. И. Джанелидзе (1950₁) найдены *Astarte* cf. *minima* Qu., *Posidonia buchi* Roem., *Phylloceras* sp. ind., а И. Э. Карстенсом — *Perisphinctes* sp.

На восточном окончании Кахетинского хребта в районе Цителицкаро под массивными верхнеюрскими известняками, по Н. Б. Вассоевичу, имеются небольшие выходы порфиритовой свиты, выраженные порфиристыми туфобрекчиями и туфоконгломератами. Видимая мощность их 500 м.

Грузинская глыба

На Грузинской глыбе среднеюрские отложения распространены в приподнятых ее частях — на Дзирульском массиве и в смежных с ним районах (среднее течение рек Цхенис-цкали и Риони, Ткибули — Мухура — Хрейти). Здесь имеются как байосские, так и батские отложения. Первые представлены порфиритовой свитой, вторые — листоватыми сланцами и угленосной свитой.

Свита хорошо охарактеризована фаунистически. По долине р. Цхенис-цкали в окрестностях селений Опитара и Гведи, по И. Р. Кахадзе (1947), наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

Зона Otoites sauzei	1. Массивные, крупнообломочные туфобрекчии с покровами авгит-лабрадоровых порфиритов с фауной, взятой на разных уровнях: <i>Holcophylloceras mediterraneum</i> Neum., <i>Calliphylloceras</i> aff. <i>heterophylloides</i> Opp., <i>Lytoceras</i> sp. aff. <i>dilucidum</i> Opp., <i>Otoites polymerum</i> Waag. Видимая мощность	500 м
Зона Witchellia romani	2. Мелкообломочные брекчии с <i>Holcophylloceras mediterraneum</i> Neum., <i>H. zignodianum</i> d'Orb., <i>Thysanolytoceras tshonthonse</i> Kakh., <i>Otoites pyritosum</i> Quenst	60 „
Garantiana garantiana	3. Мелко- и крупнозернистые, твердые туфогенные песчаники, богатые кварцем и биотитом, с фауной: <i>Paralledon</i> (<i>Beushausenia</i>) sp. ind., <i>Chlamys ambigua</i> Münst., <i>Chl.</i> ex gr. <i>subulata</i> Münst., <i>Entolium</i> cf. <i>renevieri</i> Opp., <i>Holcophylloceras mediterraneum</i> Neum., <i>Garantiana</i> aff. <i>baculata</i> Quenst.	100—150 „
	4. Чередование тонкослоистых туфобрекчий, туфогенных песчаников и глинистых песчаников, с фауной: <i>Entolium</i> (<i>Syncyclonema</i>) <i>spatulatum</i> Roem., <i>Pleurotomaria</i> sp., <i>Natica</i> cf. <i>zeilina</i> d'Orb., <i>Eurystomiceras polyhelictum</i> Böck. var. <i>okribense</i> Kakh., <i>Holcophylloceras</i> aff. <i>zignodianum</i> d'Orb., <i>Oppelia subradiata</i> Sow., <i>Parkinsonia depressa</i> Quenst. var. <i>crassa</i> Nicol., <i>Okribites djanelidzei</i> Kakh., <i>Procerites</i> cf. <i>nartiusi</i> d'Orb., <i>Procerites</i> sp. ind.	120—200 м
	5. Мелко- и среднезернистые туфы с включениями кварца, биотита и циркона; фауна: <i>Pleuromya</i> cf. <i>rhenana</i> Schlip., <i>Pl. alduini</i> Bron., <i>Perna</i> aff. <i>isognomonoides</i> Stahl., <i>Chlamys dechaseauxi</i> Kakh., <i>Modiola</i> aff. <i>leckembyi</i> Mor. et Lyc., <i>Garantiana baculata</i> Quenst.	20—40 „

Последняя пачка перекрывается верхнеюрской пестроцветной свитой.

На южной и северо-западной перифериях Дзирульского массива порфиритовая свита трансгрессивно залегает на более древних отложениях, а на северо-восточной — согласно следует за свитой верхнелессовых сланцев. В основании свита представлена разного состава туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфами и покровами порфиритов. Перечисленные компоненты сменяют друг друга как по простирацию, так и по падению.

Отложения верхней части свиты отличаются малой мощностью, терригенный материал в их составе играет незначительную роль.

В Мухура-Хреитском районе обнажается лишь верхняя часть порфиритовой свиты, представленная чередованием туфобрекчий, туфоконгломератов и туфогенных песчаников. Верхняя часть свиты состоит из крупных и мелкозернистых конгломератов, песчаников и глинистых сланцев, которые сверху постепенно сменяются кварцево-аркозовыми песчаниками; в них отмечено много гранитных и кварц-порфировых галек. Мощность видимой части свиты около 800 м.

На Дзирульском массиве фаунистически охарактеризованный разрез описан на юго-западной периферии по р. Дзирула (Гамкрелидзе и

Чихелидзе, 1932; Кахадзе, 1947). Здесь на размытой поверхности верхне-лейасовых красных известняков трансгрессивно залегают (снизу вверх):

- | | | |
|---|--|---------|
| Зоны
Otoites
sauzei и
Witchellia
romani | 1. Туфобрекчии, в низах которых богато представлены продукты размыва массива и лейаса; в пачке найден <i>Calliphylloceras</i> ex gr. <i>heterophylloides</i> Opp. | 26 м |
| | 2. Разного состава туфобрекчии, туфогенные песчаники, туфы и порфириновые покровы; в нижних горизонтах содержится следующая фауна: <i>Parallelodon</i> (<i>Beuschausenia</i>) <i>samebense</i> Kak h., <i>Astarte pulla</i> Roem., <i>Entolium</i> (<i>Syncyclonema</i>) <i>cingulatum</i> Goldf., <i>Variamusium personatum</i> Ziet., <i>Spondylopecten</i> cf. <i>bouchardi</i> Opp., <i>Sp. samebense</i> Kak h., <i>Mytiloides quenstedti</i> P čel., <i>Stephanoceras freycineti</i> Beyle, <i>St.</i> cf. <i>zietenii</i> Quenst., <i>St. linguiferum</i> d'Orb., <i>Otoites contractus</i> Sow., <i>O. polyschides</i> Waag. | 1300 " |
| Зона
Garantiana
garantiana | 3. Мелкозернистые слюдистые туфогенные песчаники с <i>Eurystomiceras polyhelictum</i> Böck. и <i>Parkinsonia</i> sp. | 15—25 " |

Несколько иная картина, по И. Р. Кахадзе (1947) и Г. С. Дзоценидзе (1948), наблюдается на северо-восточной периферии Дзирульского массива (рис. 9), где на темных мергелистых глинистых сланцах, содержащих фауну среднего и верхнего лейаса, нормально, без всякого перерыва залегают:

- | | | |
|--------------------------------------|--|-------|
| Зона
Witchellia
laeviuscula(?) | 1. Тонкослоистые туфогенные песчаники и чередующиеся с ними сланцы. В низах — мергелистая фация, кверху сменяющаяся туфогенной | 85 м |
| | 2. Чередование толстослоистых туфобрекчий и плотных тонкослоистых туфогенных песчаников с редкими тонкими покровами порфиритов. В низах пачки покровы спилитов с прослоями их пирокластолитов. Кверху авгит-лабрадоровые порфириты и их туфы | 160 " |
| Зона
Otoites
sauzei | 3. Тонкослоистые зеленоватые сланцеватые песчаники со сферическим выветриванием и микротуфобрекчиями. В нижней части пачки фауна: <i>Holcophylloceras zignodianum</i> d'Orb., <i>H. mediterraneum</i> Neum. var. <i>rarecostata</i> Kak h., <i>Thysanolytoceras tchontheense</i> Kak h., <i>Stephanoceras freycineti</i> Bayle, <i>Sphaeroceras dzirulensis</i> Kak h. | 42 " |
| Зона
Witchellia
romani | 4. Серые и зеленоватые туфогенные песчаники с двумя прослоями микробрекчий и аркозовых микроконгломератов; в нижней части пачки найдена фауна: <i>Pleurotomaria</i> sp., <i>Partschiceras wermedeae</i> Kak h., <i>Eurystomiceras polyhelictum</i> Böck., <i>Stephanoceras humphriesianum</i> Sow., <i>Otoites braikenridgei</i> Sow. | 94 м |
| Зона
Garantiana
garantiana | 5. Чередование тонкозернистых, тонкослоистых песчаников. В них роговообманковый лабрадорный порфириновый покров. В низах пачки найдены <i>Garantiana</i> cf. <i>garantiana</i> Ziet. | 21 " |

В Окрибе (рис. 10) над фаунистически доказанным горизонтом верхнего байоса, состоящим из чередования тонкослоистых, туфогенных, часто богатых слюдой песчаников, туфогенных сланцев и туфобрекчий (Джанелидзе, 1940₂; Кахадзе, 1947; Дзоценидзе, Схиртладзе, Чечелашвили, 1956₂), залегают:

- | | |
|--------------------------------|--|
| Свита
листоватых
сланцев | 1. Чередующиеся серые и темные, однообразные, тонкослоистые, выветрелые на поверхности листоватые аргиллиты, алевролитовые и псаммитовые слюдистые, аркозовые песчаники, а редко и каолиновые глины. В песчаниках отмечен растительный детритус. Найдена следующая пресноводная фауна: <i>Okribella elliptica</i> Kak h., <i>O. elegans</i> Kak h., <i>O. bathonica</i> Kak h., <i>Valvata</i> (?) sp. |
|--------------------------------|--|

По данным Г. С. Дзоценидзе и др. (1956₁), в листоватых сланцах часты прослои туфов с первичными пирокластолитами (селения Оджола, Гумати, Орпири и Цуцхвати), а также покровы плагиоклазовых порфиритов и диабаз-порфиритов (селения Гумати, Орпири и Цуцхвати).

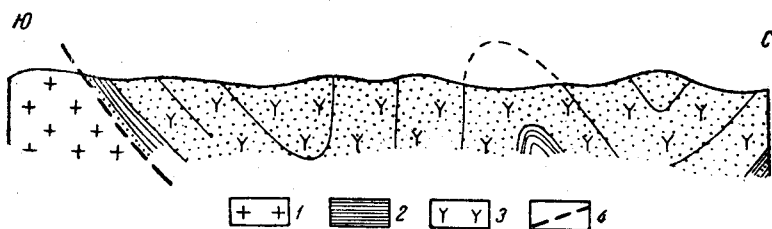


Рис. 9. Разрез юрских отложений на северной периферии Дзирульско-го массива (по И. Р. Кахадзе и Н. А. Канделаки)
1 — кристаллический массив палеозоя; 2 — глинистые сланцы и песчаники лейаса; 3 — порфиритовая свита байоса; 4 — разрыв

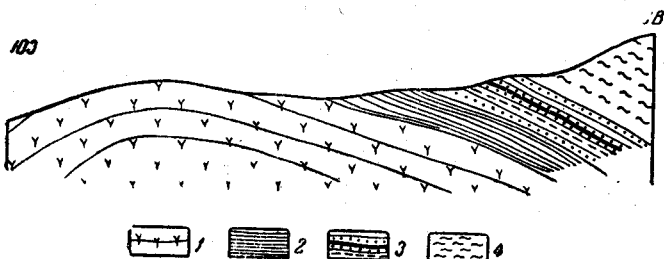


Рис. 10. Разрез по левобережью р. Ткибула (по Ш. Х. Гегучадзе)

1 — верхняя часть порфиритовой свиты верхнего байоса; 2 — листоватые аргиллиты, алевролиты и песчаники нижнего бата; 3 — песчаники и аргиллиты с прослоями каменного угля нижнего бата; 4 — пестроцветная свита кимериджа

Свита отличается весьма изменчивой мощностью; если в Джима-старо-Сатаплиа, Гелати и Ткибули она порядка 150—200 м, то на севере и северо-востоке (Дзмуисский район) не превышает 65 м.

- Угленосная свита**
2. Нижние песчаники: тонкозернистые, алевролит-псаммитовые аркоз-овые кварцево-слюдистые, тонкослоистые, часто сланцеватые песчаники, тонкослоистые аргиллиты и изредка чередование глин с отпечатками обугленных растений.
 3. Угленосная пачка. Чередование аргиллитов и углистых аргиллитов, с редкими прослоями песчаников и угольных пластов.
 4. Верхние песчаники: толстослоистые, иногда косои слоистости, грубо-зернистые, аркозовые (Кутаиси—Гелати) и аркозово-граувакковые (Ткибули—Дзмуиси) песчаники с конгломератом (кварц-порфиры, кварц, граниты).

В Кутаиси-Гелатском районе в мелкозернистых породах верхних песчаников (пелитолиты и алевролиты) встречается анальцим осадоч-ного происхождения (анальцимовый горизонт, по Г. С. Дзоценидзе, 1943₂).

Угленосная свита фауны не содержит, но в ней рядом исследова-телей (Гипперт, 1861; Принада, 1933; Сванидзе, 1960) обнаружена богатая ископаемая флора: *Klukia exilis* (Phill.) Pас., *Taeniopteris* cf. *vittata* Br., *Cladophlebis whitbiensis* Br., *Cl. denticulata* (Br.) Font., *Coniopteris hymenophylloides* Br., *Pterophyllum abichianum* Грепп., *Pt. aequale* (Br.) Nath., *Ptilophyllum acutifolium* Монг. et

Oldh., *Pt. cutchense* Moгг., *Cycadites rectangularis* Brauns, *Nilsso-nia princeps* (Oldh. et. Moгг.) Sow., *Ginkgo digitata* Br., *Sphenobaiera pulchella* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Podozamites lanceolata* (Z. et H.) Schimp., *Brachiphyllum expansum* (Sternb.) Sow., *Elatides curvifolia* (Dunker) Nath. Мощность свиты колеблется от 70 м (Дзмуиси, Сатаплиа) до 350 м (Ткибули, Гелати).

На батских отложениях Окрибы несогласно залегает верхнеюрская пестроцветная свита.

Полоса распространения среднеюрских отложений из Окрибы тянется в Мухура-Хреитский район (Кахадзе, 1947; Дзоценидзе и др., 1958₁), где ими сложены две антиклинальные складки.

В Мухурском районе верхнебайосская часть порфиритовой свиты представлена кварцево-аркозовыми песчаниками, кверху сменяющимися свитой листоватых сланцев, состоящих в основном из алевролитов аркозового состава и чередующихся с ними аргиллитов; мощность этого горизонта 90—100 м.

В южном крыле Хреитской антиклинали батские отложения представлены тонкослоистыми аргиллитами, кварцево-аркозовыми алевролитовыми песчаниками и чередованием прослоев оглинившихся туфов. В верхах свиты в основном представлены песчаники, в нижней части — аргиллиты.

На северном крыле Хреитской антиклинали ввиду оползней характер верхней части свиты не ясен, низы ее сложены толстослоистыми кварцево-аркозовыми песчаниками с прослоями тонкослоистых алевролитов и аргиллитов. Западная часть этой антиклинали слагается типичными батскими листоватыми сланцами; они представлены микро- и тонкослоистыми аргиллитами и чередующимися с ними псаммитовыми и алевролитовыми песчаниками. Алевролиты, в которых встречаются прослойки и конкреции кила, преобладают над песчаниками. Максимальная мощность листоватых сланцев 220 м. Батские отложения полосы Мухура—Хреити, обильно содержащие пресноводных *Okribella*, аналогичны листоватым сланцам района Гелати—Ткибули.

Регрессивные батские отложения Грузинской глыбы, залегающие на порфиритовой свите, из-за отсутствия фаунистических данных датированы стратиграфически; подстилающая порфиритовая свита содержит в верхах верхнебайосскую фауну, перекрыты же они либо трансгрессивными верхнеюрскими, либо меловыми отложениями.

Б. Ф. Мефферт (1930₁) на основании в зеленых сланцах Окрибы верхнебайосской фауны залегающие на них листоватые сланцы принял за нижнебатские, а угленосную свиту отнес к верхнему бату.

А. И. Джанелидзе (1940₂) более осторожно подошел к решению вопроса; из-за отсутствия характерной фауны обе свиты он отнес к бату, без детализации. Это мнение разделено И. Р. Кахадзе (1947), который развитые к западу от Окрибы отложения угленосной свиты (р. Маган, Ткварчели, Бзыби), залегающие в аналогичных геологических условиях, отнес также к бату.

Артвинско-Болнисская глыба

Болнисская зона

Подзона Локского поднятия

К югу от Грузинской глыбы среднеюрские отложения представлены исключительно байосской порфиритовой свитой, распространенной в юго-восточной части Грузии в районе Локского массива. Отсюда, продолжаясь на восток, они смыкаются с аналогичными синхронными отложениями Азербайджана и Армении.

Окаймляя узкой изолированной полосой северную и восточную периферии Локского массива, порфиритовая свита широко представлена на южной периферии в бассейне р. Поладаури; литологически она делится на три части. Здесь на фаунистически охарактеризованной свите слюдястых песчаников и сланцев лейаса трансгрессивно, с угловым несогласием залегают:

Нижний
и средний
байос

Зона
Garantiana
garantiana

1. Массивные авгитово-плагиоклазовые порфириды и их пирокластолиты. В нижней части полевые шпаты порфиритов представлены кислыми плагиоклазами (альбито-олигоклазовый ряд), а в верхней — средними и основными плагиоклазами; при этом увеличивается содержание авгита к верхней части. Массивные породы по простиранию замещаются слоистыми пирокластолитами. В массивных туфобрекчиях найден *Calliphylloceras heterophulloides* Орр. Мощность пачки 1700—2000 м
2. Слоистые туфогенные песчаники и туфобрекчии. В нижней части преобладают алевролиты и песчаники с растительным детритусом. Найдена фауна: *Pseudophylloceras* cf. *kudernatschi* Haueг, *Partschiceras* cf. *abichi* Uhl., *Eurystomiceras polyhelictum* Вöск., *Stephanoceras* sp., *Procerites martiusi* d'Orb., *Parkinsonia* cf. *parkinsoni* Sow., *Oppelia subradiata* Sow. и др. 350 "
3. Чередование андезитовых, кварцевых, роговообманково-плагиоклазовых порфиритов и их пирокластолитов. Указанные компоненты по простиранию без всякой закономерности замещают друг друга. В пачке найден аммонит *Procerites martiusi* d'Orb. 1000 "

Выводы

Как видно из сводной таблицы (табл. 4), отложения северной полосы геосинклинали Южного склона фауну не содержат, но надо полагать, что в условиях непрерывной седиментации здесь имеется полный разрез как байосских, так и батских отложений.

Следующая к югу, южная полоса очень бедна фауной; лишь верхняя часть порфиритовой свиты содержит руководящие формы, но так как в большинстве случаев эта свита согласно продолжает верхний лейас, по-видимому, и здесь имеется полный разрез байоса. Порфиритовая свита сверху постепенно переходит в фаунистически охарактеризованную свиту бата, верхняя часть которого отсутствует.

Порфиритовая свита Грузинской глыбы содержит фауну всех биостратиграфических зон Западной Европы, за исключением самой нижней зоны. Налгающие на них отложения (свита листоватых сланцев и угленосная свита) руководящую фауну не содержат и датируются по стратиграфическому положению.

Фаунистически в порфиритовой свите Локского массива доказываются присутствие второй снизу и верхней зон байоса.

Вопрос о присутствии нижнебайосской зоны (зона *Witchellia laeviuscula*) в Грузии пока что остается открытым.

При общей характеристике байосской порфиритовой свиты нельзя не заострить внимания на одной весьма значительной закономерности. В результате детального петрографического изучения свиты (Дзоцендзе, 1938, 1942) выяснилась весьма интересная картина эволюции магмы, в частности в местах постепенного перехода лейасовых отложений в байосские, низы порфиритовой свиты представлены альбитовыми порфиритами (спилитами) и их пирокластолитами. За ними следуют авгитово-лабрадоровые и авгитово-андезиновые порфириты с пирокластолитами. Подобные явления наблюдаются и в других разрезах. Вопрос пока еще не решен окончательно, но на современном уровне

Сводная стратиграфическая

Сводная стратиграфическая схема				Геосинклиналь Южного		
Система	Отдел	Ярус	Зона	Характерный комплекс фауны Грузии	Северная зона	
Юрская	Средний	Батский	Oppelia aspidoites	Отсутствует	Верхняя часть сланцевой и бурсачирской свит	
			Oppelia fusca	<i>Thysanolytoceras</i> cf. <i>adeloides</i> , <i>Nannolytoceras ilanensis</i> , <i>Oppelia fusca</i> , <i>Chlamys mariani</i> , <i>Okribella</i>		Чередование глинистых и аспидных сланцев и песчаников
		Байосский	Garantiana garantiana	<i>Pseudophylloceras kuder-natschi</i> , <i>Parkinsonia parkinsoni</i> , <i>P. depressa</i> , <i>Garantiana baculata</i> , <i>G. bifurcata</i> , <i>Procerites martiusi</i> , <i>Oppelia subradiata</i>		Глинистые сланцы и аспидные сланцы с сидеритовыми конкрециями и с прослоями кварцевых песчаников. Местами (Верхняя Рача) с покровами и туфами диабазов
			Witchellia romani	<i>Eurystomiceras polyhelictum</i> , <i>Stephanoceras humphriesianum</i> , <i>Otoites braikenridgi</i> , <i>O. pyritosum</i>		
			Otoites sauzei	<i>Calliphylloceras heterophylliudes</i> , <i>Sphaeroseras (Emileia) polymerum</i> , <i>Stephanoceras freycineti</i> , <i>St. linguiferum</i> , <i>Otoites contractus</i>		
Witchellia laeviuscula	?					
Подстилающие отложения				I ₁ ³	I ₁ ³	

схема среднеюрских отложений

Таблица 4

склона Большого Кавказа		Грузинская глыба (Дзирульский массив, Окриба)	Антикавказ (Локский массив)
Южная зона			
Северная подзона	Южная подзона		
?	?	?	?
Песчаники, глины, конгло- мераты с <i>Oppelia fusca</i> 600 м	Угленосная свита; кварцево-сло- дистые песчаники, конгломераты, прослой угля с <i>Okribella</i> 220 м	Угленосная свита; кварцево- аркозовые песчаники с прослоями угля с <i>Okri- bella</i> до 100 м. Свита листо- ватых сланцев с <i>Okribella</i> 200 м	?
Порфиритовая свита: плагиоклазовые порфириды, их пирокластоиды и диабазы; в нижней части спилиты и их пирокластоиды 2000 м	<i>Eurystomicerias polyhelictum</i> var. <i>okribense</i> , <i>Garantiana</i> sp., <i>Parkinsonia</i> sp.	<i>Garantiana baculata</i> , <i>Parkinsonia depressa</i> , <i>Okribites djanelidzei</i>	<i>Parkinsonia</i> cf. <i>parkinsoni</i> , <i>Oppelia subradiata</i>
Не охарактеризован	Порфиритовая свита: разные порфириды и их пирокластоиды, в нижней части спилиты и их пирокластоиды 2500—3000 м	Не охарактеризован	Не охарактеризован
		Порфиритовая свита: разные порфириды и их пирокластоиды; в нижней части спилиты и их пирокластоиды 2000 м	<i>Stephanoceras humphriesianum</i> , <i>Otoites breikenridgi</i>
			<i>Calliphylloceras heterophylloides</i> , <i>Stephanoceras freycineti</i>
		?	?
		Порфиритовая свита: разные порфириды и их пирокластоиды, в нижней части спилиты и их пирокластоиды 3000 м	<i>Calliphylloceras heterophylloides</i>
			?
I ₁ ³	I ₁ ³	I ₁ ³	I ₁ ³

изучения, когда другого критерия для подразделения свиты нет, указанной схемой можно воспользоваться в стратиграфических целях.

Для сравнения среднеюрских отложений Грузии рассмотрим синхронные образования в соседних с ней регионах.

Начнем с Азербайджана, где интересующие нас отложения развиты как на Большом, так и на Малом Кавказе. Азербайджанская часть Большого Кавказа по существу является частью геосинклинали Южного склона. Здесь условно к байосскому ярусу относят терригенную свиту хиналугских песчаников, представленных толстослоистыми серыми, мелко- и грубозернистыми, слабо известковистыми разностями (500—800 м). Местами в составе свиты отмечается примесь туфогенного материала.

Выше идет, так же условно относимая к батскому ярусу, кайванская свита, представленная ленточным чередованием темно-серых глинистых сланцев и известковистых алевролитов (200—300 м).

К югу от полосы распространения терригенной средней юры синхронные отложения выражены вулканогенной фацией, несколько отличной от порфиритовой свиты Грузии. На Малом Кавказе они несогласно налегают на нижний аален и представлены (снизу вверх): 1) чередованием мощных покровов плагиоклазовых, авгитовых и авгито-плагиоклазовых порфиритов и их пирокластолитов (более 2000 м; «нижняя вулканогенная свита»), 2) эффузивно-туфогенной толщей кварцевых порфиритов, их туфов и туфобрекчий (до 600 м, свита кварцевых плагиопорфиритов) и 3) терригенно-вулканогенной толщей песчаников, туфопесчаников, глин, аргиллитов, туфоконгломератов, туфобрекчий, порфиритов (до 2000 м, нижняя часть верхней вулканогенной свиты).

Первая свита по стратиграфическому положению относится к нижнему байосу, во второй найдена руководящая фауна верхнего байоса, а в верхней — нижебатские формы.

Вышеописанные отложения без изменения прослеживаются и в Армянской части Малого Кавказа.

В Даралагезе байос представлен глинистыми сланцами и песчаниками (50 м) с верхнебайосской фауной.

В Нахичеванской АССР в глинисто-песчанистой фации нижней части разреза и в глинистых сланцах, мергелях и известняках верхней части (50—160 м) фаунистически доказано присутствие всех зон средней юры.

На Северном Кавказе средняя юра представляет полный цикл осадконакопления — она трансгрессивно с базальными образованиями налегает на более древние члены разреза юры и перекрывается трансгрессивной верхней юрой; на крайних юго-восточном и северо-западном участках она постепенно сменяет ааленские отложения. Представлены среднеюрские отложения мощной свитой (500—600 м в центральной части и до 2500 м в Дагестане) глин и аргиллитов, содержащих редкие прослой мелкозернистых песчаников. Местами в нижних горизонтах наблюдается большое количество конкреций сидерита. Часто из-за широко развитых по всему Кавказу байосской и келловейской трансгрессий нижняя и верхняя части средней юры выпадают из разреза.

В Закаспии средняя юра представлена в двух фациях: морской (Большой Балхан, Мангышлак, Гиссарский хребет, Памир) и континентальной (Фергана, Казахстан). Первая фация в основном представлена глинистыми сланцами с прослоями песчаников. Эта часть разреза мощностью до 1200 м по редким фаунистическим находкам относится к байосскому ярусу. Выше в песчано-сланцевых угленосных отложениях найдена батская фауна. На Памире к средней юре относится однообраз-

ная толща тонкослоистых известняков и мергелей мощностью 350—650 м.

В Горном Крыму на таврическую формацию с разрывом ложатся батские глинистые сланцы и песчаники, иногда довольно грубозернистые. В них местами встречаются прослои угля. На отдельных участках с ними связаны эффузивные туфолововые образования (карадагская спилито-кератофировая серия). Батские отложения Крыма выражены в глинистых фациях и они постепенно переходят в верхнюю юру.

В Карпатах средняя юра обнажается лишь на отдельных разрозненных участках (Закарпатье, Чичвинские горы, р. Днестр). Нерасчлененная пачка известняков с кремнями на западе и песчано-мергельные отложения (20—50 м) на востоке относятся к верхнему лейасу — нижнему байосу. Залегающие выше розовые и серые криноидные известняки (10—20 м) по фауне являются верхнебайосско-келловейскими.

В средней юре карбонатные фации (массивные известняки, мергели и доломиты) развиты в Турции, Иране и Индии, так же как и в сел. Нахичевани и местами Закаспии.

ВЕРХНЯЯ ЮРА

В Грузии верхнеюрские отложения распространены в складчатой системе Южного склона Большого Кавказа и на Грузинской глыбе. В области Южного склона выходы их приурочены к Гагрско-Джавской и Местийско-Тианетской и Туапсе-Новороссийской зонам.

В Местийско-Тианетской зоне верхняя юра представлена терригенно-карбонатным флишем, а в Гагрско-Джавской зоне нормально-морскими отложениями. Они развиты на западе в Абхазии и на востоке в Верхней Раче, Юго-Осетии, в долинах рек Ксани, Араги, Иори и в окрестностях Цители-Цкаро, т. е. южнее распространения предполагаемого глубинного регионального разлома вдоль границы между флишевым бассейном и северной периферией Грузинской глыбы. К этой полосе в лузитанско-титонское время было приурочено интенсивное развитие коралловых рифов барьерного типа. Восточная полоса рифовых барьеров отделяла флишевый бассейн от ареала накопления эпиконтинентальных и лагунных отложений.

В Грузии низы мальма в основном терригенные (келловей — оксфорд), а верхи в основном рифогенно-карбонатные (лузитан — титон). В полосе Цеси — Баджихеви в кимеридж-титоне рифогенно-карбонатные отложения сменяются лагунной пестроцветной свитой с прослоями гипса. За пределами указанных участков на Грузинской глыбе верхняя юра представлена только лагунно-континентальной пестроцветной свитой; последняя распространена в Окрибе, Мегрелии и в Абхазии (Магана, Ткварчели, Мокви).

Изучение верхней юры Грузии началось в 40-х годах прошлого столетия. Раньше всех из верхнеюрских отложений стали известны богатые фауной «слои Корты», их впервые описал Г. Абиш, датировавший вначале оксфордом, а потом байосом. Впоследствии «слоев Корты» коснулись Э. Фавр (1875), С. Симонович (1880), М. Неймайр и В. Улиг (1892), Э. Фурнье (1896) и Б. Ф. Мефферт (1930). Возраст этих слоев оставался спорным — между оксфордским и байосским. А. И. Джанелидзе (1926—1932) установил в «слоях Корты» присутствие фауны келловей, оксфорда, а также лузитана и выделил соответствующие зоны. Он же выделил келловейский ярус в сел. Цеси и установил келловейскую трансгрессию. Эти данные впоследствии были подтверждены В. Ф. Пчелинцевым (1934), З. А. Мишуниной, И. Р. Қахадзе

(1947), Н. А. Канделаки, Е. К. Вахания (1937), К. Ш. Нуцубидзе (1948), Н. С. Бендукидзе (1949), Н. Г. Химшиашвили (1957) и др.

Стратиграфией верхней юры Абхазии занимались А. Сорокин (1877), В. Н. Вебер (1903₂) и Л. К. Конюшевский (1915₁), который установил там присутствие келловеев.

Прослеживание келловеев на большой площади в Абхазии и выделение здесь оксфорда стало возможным благодаря детальным картировочным работам, проводившимся в 1932—1939 гг. В. И. Курочкиным и Г. Р. Чхотуа.

Массивные известняки, развитые в Раче и Юго-Осетии, Г. Абих, Э. Фавр, Э. Фурнье, С. Симонович ошибочно относили к нижнему мелу. Присутствие в известняках Рачи элементов лузитанского яруса на основании найденной фауны, характерной для арговея и рорака, первый отметил А. И. Джанелидзе (1932—1940). Секванский подъярус впервые был установлен в массивных известняках в окрестностях Корта И. Г. Кузнецовым.

Массивные известняки Рачи и Юго-Осетии по их стратиграфическому положению и редким ископаемым И. Р. Кахадзе и Н. А. Канделаки (1943) в основном считали лузитанскими и частично кимериджитонскими. На основании изучения кораллов Н. С. Бендукидзе (1947—1949) удалось установить их детальную стратиграфию и присутствие в них лузитанского и кимериджского ярусов. Кимериджский возраст (в верхах, возможно, титонский) пестроцветной свиты установлен А. И. Джанелидзе (1940), а возраст массивных известняков, развитых в Абхазии, по аналогии с Юго-Осетией и Рачой, В. И. Курочкиным и Г. Р. Чхотуа. Брахиоподы из этих известняков изучены К. Ш. Нуцубидзе (1948), а их детальную стратиграфию опять-таки по кораллам установила Н. С. Бендукидзе (1949—1959 гг.), подтвердив присутствие лузитана, кимериджа и титона. Верхнеюрская моллюсковая фауна Абхазии изучалась В. Ф. Пчелинцевым (1934), И. Р. Кахадзе и Н. Г. Химшиашвили (1957). Сводная схема стратиграфии верхней юры Абхазии дана в монографиях И. Р. Кахадзе (1947) и Н. Г. Химшиашвили (1957).

Особо важное значение для изучения стратиграфии верхнеюрских отложений имеют монографии о верхнеюрских фаунах Грузии А. И. Джанелидзе (1932), В. Ф. Пчелинцева (1934), И. Р. Кахадзе (1942), К. Ш. Нуцубидзе (1948), Н. С. Бендукидзе (1949, 1960), Н. Г. Химшиашвили (1957) и Т. К. Двали (1960).

Богатый фактический материал по верхней юре собран во время проводившихся геологосъемочных работ А. И. Джанелидзе, И. Р. Кахадзе, В. И. Курочкиным, Г. Р. Чхотуа, Н. А. Канделаки, Е. К. Вахания, П. Д. Гамкрелидзе, В. Я. Эдилашвили и Р. Д. Леквинадзе, Д. Ю. Папава, В. И. Чанишвили, М. Ф. Хучуа, В. Табагари, Г. Е. Гуджабидзе, Ш. Х. Гегучадзе, О. Т. Шириашивили и др.

Следует отметить также работы по стратиграфии и литологии верхнеюрских отложений Т. Шатиришвили, М. Ф. Хучуа, Э. Лебанидзе, Г. Чихрадзе (1956), И. Д. Чечелашвили (1959), Ш. А. Адамия (1958₁).

Изучением и расчленением геосинклинальных флишевых отложений занимались В. П. Ренгартен (1929—1932) по Военно-Грузинской дороге, Н. Б. Вассоевич (1928—1933) в Кахетии, а И. Г. Кузнецов (1932) в долине р. Риони.

В основу зонального расчленения верхней юры принимается схема, предложенная А. И. Джанелидзе. Она несколько дополнена на основании материалов, собранных И. Р. Кахадзе (1947—1952), Н. С. Бендукидзе (1949—1960) и Н. Г. Химшиашвили (1957).

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа

Туапсе-Новороссийская зона

Верхнеюрские отложения, представленные флишеподобными фадами, переходными к геосинклинальным, встречаются в Северо-Западной Абхазии, в ущелье р. Агепста. Здесь В. И. Курочкиным описан (1938) следующий разрез.

Сланцы и песчаники бата сменяются кверху:

1. Карбонатно-терригенные отложения келловей-оксфорда с конгломератом в основании 150 м
 2. Слоистые органогенные известняки, содержащие в верхней части линзы и конкреции кремня 30—60 "
 3. Пестрые мергели и мергелистые известняки с фауной *Perisphinctes filiplex* Quenst. и *Per. ultmensis* Opp. (определения И. Р. Кахадзе)
 4. Битуминосные и доломитизированные известняки. Здесь найдены *Chlamys quenstedti* Blake (определения В. Ф. Пчелинцева)
- Общая мощность пачек 3 и 4 1000 м.

Восточнее, в Абхазии эти отложения переходного характера уже не встречаются.

Местийско-Тианетская зона

В Местийско-Тианетской зоне распространены мощные флишевые отложения верхней юры. Они согласно налегают на среднюю юру и согласно перекрываются нижнемеловыми флишевыми отложениями.

Описание начнем с типичного разреза по Военно-Грузинской дороге, изучавшегося В. П. Ренгартенем (1932). Среднеюрскую бурсачирскую свиту с *Posidonia* sp. в этом разрезе согласно продолжают (снизу вверх):

1. *Млетская свита*. Маломощные сланцы с остатками угля и мелкими зернами пирита, которые часто обогащены карбонатом кальция; редко встречаются прослой мергелей; часты прослой тонкослоистых песчаников. Местами эти песчаники чередуются с глинистыми слоями, что придает отложениям тонкополосчатую текстуру 100—150 м

Эту свиту В. П. Ренгартен сначала предположительно считал батской (1932), а впоследствии (1940) датировал ее келловеем.

2. *Свита бахани (оксфорд-лузитан)*. Плотные, сланцеватые, темно-серые мергели, с редкими прослоями или пачками известняков. На поверхностях выветривания мергели покрыты белесоватыми пленками. Встречаются прослой песчаных известняков, особенно в нижних горизонтах свиты, иногда замещенные мощными пачками слоистых известняков. Мергели содержат *Chondrites alpestris* Heeg, *Ch. inaequalis* Heeg, *Gyrochorte vermicularis* Heeg, *Gyr. comosa* Heeg и др. 800—1000 м
3. *Касарская свита (кимеридж)*. Темные, часто листоватые, мергелистые сланцы, обогащенные сернистым железом 100 "
4. *Свита ципори*. Темно-серые плотные мергели и известняки, часто переходящие в светло-серые разности более или менее сильно окремненные; часто встречаются слои псевдооолитовых известняков (известняки свиты думачо, по В. П. Батурину). В нижней части свиты имеется грубо-обломочный полимиктовый материал, иногда конгломераты, в которых окатанные гальки представлены мергелями, сланцами и песчаниками, а кварц и полевой шпат играют подчиненную роль. Органические остатки встречаются в виде проблематиков *Chonarites inaequalis* Heeg и обломков *Echinodermata* 500 "

Нижнюю часть свиты ципори В. П. Ренгартен отнес к титону, а верхнюю к валанжину, особо отмечая, что для складчатой системы Кавказа характерна смена среднеюрских терригенных отложений карбонатными отложениями в начале мальма.

Для сравнения с описанным типичным разрезом верхнеюрского флиша рассмотрим другие разрезы этой зоны, начиная с запада на восток, т. е. от Верхней Сванетии до восточной границы Грузии.

С. В. Левченко (1940), так же как и И. Г. Кузнецов (1938), карбонатные флишевые отложения рассматривал как титон — неоком, а контакт между ними и нижележащими отложениями считал тектоническим. В верхней свите темных известняков им были найдены *Duvalia* sp. и *Hibolites* sp. Представители рода *Duvalia* встречаются с титона до апта включительно. Белемниты рода *Hibolites* менее характерны, так как встречаются с доггера до апта включительно.

Данные П. Д. Гамкрелидзе и И. Р. Кахадзе по Верхней Сванетии совпадают со схемой К. И. Чичинадзе (1945) для Верхней Рачи. Флиш здесь делится на две свиты: нижнюю — келловей-нижнекимериджскую (мергели и мергелистые сланцы), которая в большинстве случаев согласно продолжает среднеюрский терригенный флиш, и верхнюю — титон-неокомскую (известняки), которая отделена от нижней конгломератом, а иногда прямо ложится на лейас-доггер.

С. Г. Букия для Верхней Сванетии предлагает местное подразделение свит. В изоклинальной синклинальной складке ущелий рек Маншура и Ладлин он указывает следующую последовательность. На углеродсодержащие среднеюрские песчаники согласно налегает карбонатная ладлинская свита, в которой выделяются две подсвиты: 1) нижняя — глинисто-мергельная и 2) верхняя — известково-глинистая. Нижняя подсвита в основном представлена однообразными темно-серыми и черными мергелистыми глинами с прослоями мергелей, ее общая мощность 40—50 м. Верхняя подсвита содержит средне- и грубослоистые желтовато-серые доломитизированные известняки, кверху переходящие в средне- и тонкослоистые серые и желтовато-серые песчанисто-мергелистые известняки с прослоями известковых песчаников. Фауна в них не найдена. С. Г. Букия нижнюю свиту датирует келловей-оксфордом, а верхнюю — лузитаном. По его данным, в Сванетии обнажена только нижняя часть карбонатного флиша, а кимеридж, титон и нижний мел не представлены.

Если пересмотреть эти разноречивые данные по флишу Верхней Сванетии, достовернее кажутся данные П. Д. Гамкрелидзе и И. Р. Кахадзе. По их наблюдениям, в верхнеюрских флишевых отложениях выделяются две свиты: нижняя, соответствующая свите бахани (по В. П. Ренгартену) и датируемая келловеем — нижним кимериджем, и верхняя, аналогичная свите ципори верхнекимеридж-неокомская.

Восточнее, в Горной Раче и Юго-Осетии, флишевые карбонатные свиты изучались И. Г. Кузнецовым (1931); О. С. Вяловым (1934), Н. Б. Вассовичем (1930), Н. А. Кацделаки, К. И. Чичинадзе (1945), Н. Ф. Шония, И. А. Маркозия, Г. И. Харашвили, О. И. Шириашвили и другими исследователями. Сравнительно полно изучен верхнеюрский флиш Юго-Осетии и Горной Рачи И. Г. Кузнецовым (1930), который делит его на две свиты: 1) нижнюю — известняковую и 2) верхнюю — мергельную. На основании найденного в районе Рокского перевала *Pseudobelus* cf. *bipartitus* В. И. Г. Кузнецов отнес верхнюю свиту к нижнему мелу, а нижнюю — к верхней юре — титону.

В Горной Раче, по данным К. И. Чичинадзе (1945), во флишевых отложениях выделяются две свиты, разделенные конгломератом, принимаемым за базальные образования нижнего мела. Нижнюю, мергельную свиту К. И. Чичинадзе датирует верхней юрой, а верхнюю, известняково-мергельную свиту считает нижним мелом. Однако А. В. Пейве отмечает, что карбонатные отложения в северной полосе их развития

везде трансгрессивно налегают на лейас, и их возраст он считает не древнее титон-неокома.

Восточнее, в Юго-Осетии, по данным О. И. Шириашвили, в верховьях р. Ксани к северу от оз. Кели на свиту бахани налегает свита ципори. Разрез свиты ципори (снизу вверх) следующий:

1. Известняки	550 м
2. Черная мергельная свита, в основании найден <i>Himalaites cf. seideli</i> Орр. (определение М. С. Эристави)	350 ..
3. Известняки свиты эдиси (по О. С. Вялову)	110—120 ..
4. Светлая мергельная свита	250 ..

О. И. Шириашвили свиту эдиси относит к валанжину, так как черная мергельная свита уверенно датируется титоном, а нижняя, известняковая свита по стратиграфическому положению соответствует киме-риджу.

Итак, можно заключить, что для Рачи и Сванетии по аналогии с Юго-Осетией следует принять схему деления верхнеюрских флишевых отложений, по которой низы верхнеюрского флиша соответствуют свите бахани, а верхи — свите ципори (Чичинадзе, 1945; Кахадзе, 1947).

Восточнее Юго-Осетии, в районе Военно-Грузинской дороги, ширина полосы распространения верхнеюрского флиша составляет 12—15 км. К востоку непрерывной полосой они прослеживаются до границы Грузии и далее. При этом полоса их распространения постепенно суживается до 3 км. Обнажения флиша известны как на р. Пшавской Арагве, так и в верховьях р. Иори и в поперечных долинах левобережных притоков р. Алазани (бассейны рек Стори, Дид-хеви, Лопота, Инцоба, Чельти, Дуруджи). Здесь верхнеюрский флиш изучался рядом исследователей (Вассоевич, 1928—1933; Славин, 1931; Крестников, 1944; Пац, 1939). Изучением верхнеюрского флиша многие годы занимался П. И. Авалишвили.

По данным Н. Б. Вассоевича (1928—1933), верхнеюрские флишевые отложения представлены двумя свитами: *свита болия* — серые тонкослоистые мергелистые сланцы и известняки с пачками глинистых сланцев; низы ее представлены медкооскольчатыми некарбонатными сланцами (мощность не указана) и *свита енисели* — в основном серые плотные псевдоолитовые, оскольчатые и песчаные известняки мощностью 350 м.

Возраст свиты болия Б. Н. Вассоевич в основном считает среднеюрским, а свиты енисели — верхнеюрско-нижнемеловым (аналог свиты ципори). В. И. Славин и В. М. Пац эти свиты датируют верхней юрой. По В. П. Ренгартену, верхняя, карбонатная, часть свиты болия синхронна млетской свите, а свита енисели должна быть аналогом не только свиты ципори, но и фациально замещать касарскую и бахани.

По данным П. И. Авалишвили, полоса этих отложений шириной 2—3 км в левобережной части долины р. Алазани в бассейнах рек Шоро-хеви, Ареши, Кабали, Баисубани представлена известняково-песчанистыми сланцеватыми осадками. На севере с ними граничат среднеюрские песчанисто-глинистые отложения, переход между ними в некоторых местах постепенный, в других имеются тектонические разрывы. К югу эта свита постепенно сменяется свитой известковистых мергелей верхнеюрско-нижнемелового возраста. П. И. Авалишвили во флишевой серии верхней юры выделяет две свиты: нижнюю — песчанисто-сланцевую (аналог свиты бахани) и верхнюю — карбонатную (аналог свиты ципори). Общая мощность этих свит не превышает 800—1000 м. Отложения смяты в изоклинальные складки, опрокинутые на юг. С верхней свитой к западу по простиранию хорошо увязывается свита енисели. По схеме П. И. Авалишвили свита болия соответствует свите бахани.

У восточной границы Грузии по р. Мацими эти отложения изучались Г. И. Харашвили и М. М. Алиевым, выделяющими их как карбонатную свиту и считающими ее аналогом свиты бахани.

Рассмотрев разрезы флишевых отложений, следует согласиться с мнением И. Р. Кахадзе (1947, 1952), что местами присутствие конгломерата в низах карбонатных флишевых свит (Рача—Сванетия) связано с образованием кордильер. В большей части флишевой полосы (на р. Арагви и в Заалазанской Кахетии, в пределах Горной Рачи и Юго-Осетии) седиментация шла непрерывно и поэтому имеется согласное залегание без конгломерата в основании верхнеюрского карбонатного флиша на терригенные флишевые отложения средней юры. Это касается свит, синхронных свите бахани. В основании же верхней свиты (аналог свиты дипори) имеются конгломераты (Горная Рача), приуроченные к кордильерам андийской орофазы флишевого бассейна (Кахадзе, 1947).

Гагрско-Джавская зона

Келловей—оксфорд. В Гагрско-Джавской зоне верхнеюрские отложения образуют два различных фациальных комплекса: нижний — терригенный и трансгрессивный (келловей — оксфорд) и верхний — в основном карбонатный и регрессивный рифогенно-лагунный (лузитан — титон).

Келловейские отложения в Гагрско-Джавской зоне приурочены к двум заливам моря — к Западно-Абхазскому и Верхне-Рачинскому. Между ними располагалась область размыва (Кахадзе, 1947), связанная с меридиональным воздыманием (А. И. Джanelидзе).

В Абхазии, в низовьях р. Бзыби в урочище Джирхва верхнеюрские отложения залегают местами на порфиритовой свите байоса, слагающей ядро антиклинали, местами же на батской угленосной свите. Сводный разрез, по И. Р. Кахадзе (1947), В. И. Курочкину, Г. Е. Гуджабидзе, Н. Г. Химшишвили (1957) и И. Д. Чечелашвили (1959), следующий:

На угленосной свите залегают (сверху вниз):

1. Базальный конгломерат с песчано-известковым цементом 1—5 м
2. Серые, местами зеленоватые песчаные глины с прослоями известковистых песчаников и со сферическими конкрециями 60—120 „
В этой пачке собрана богатая моллюсковая фауна (Кахадзе, 1947; Химшишвили, 1957): *Perisphinctes pseudopatina* Par. et Bon., *Phylloceras antecedens* Pomr., *Hecticoceras puvlawi* Tsyт., *Camptonectes virdunensis* Buk., *Lima subrigidula* Schlippe, *L. laeviuscula* Sow., *L. tumida* Roem. и др., а также и множество кораллов *Montlivaultia* sp.
3. Серые известковистые песчаники с прослоями мергелей, переходящие кверху в песчаные известняки с конкрециями кремня 30—40 „
4. Массивные доломитизированные рифовые известняки с кораллами *Calamophyllia flabellum* Bl.

В основании пачки 3 в некоторых разрезах Абхазии имеются прослойки туфогенных пород мощностью 5—15 м (Чечелашвили, 1959). Это сильно измененные туфы кварцевых альбитофиров и туфогенных песчаников. Восточнее в урочище Псху (устье р. Бавью) Г. Р. Чхотуа отмечены морские батские отложения с *Oppelia fusca* Quenst., за которыми следует келловей. Однако в большинстве соседних разрезов келловей трансгрессивно и посредством базального конгломерата ложится на порфиритовую свиту байоса. У пос. Решава по тропе к перевалам Ачавчара и Доу на порфиритовой свите залегают:

1. Конгломераты 1—4 м
2. Чередование глинисто-известковистых песчаников и песчаных глин с известковистыми стяжениями. В урочище Псху Л. К. Коношевским, Г. Р. Чхотуа, В. И. Курочкиным, И. Р. Кахадзе, Н. Г. Химшишвили указывается богатая фауна моллюсков: нижний келловей — *Macroce-*

- phalites lamellosus* Sow., *M. macrocephalus* var. *caizzaroi* Gemm., *M. subcompressus* Waag., *Perisphinctes pseudopatina* Par. et Bonar., верхний келловей—*Macrocephalites transiens* Waag., *Hecticoceras lunuloides* Kil; оксфорд—*Oxytoma censoriensis* Cotteau, *Lima mutabilis* Arkell и др. Завершающие эту пачку слои известковистых песчаников и песчаных известняков фациально идентичны верхам слоев корта; в них обильно встречаются *Aequipecten fibrosus* Sow., по которым Г. П. Чхотуа выделил отдельный «фибровый» горизонт.
3. Светло-серые слоистые известковистые песчаники и песчаные известняки с *Ctenostreon proboscideum* Sow. 40—200 „
4. Серые массивные известняки. 15—20 „

Восточнее, у Ачавчарского перевала, за «фибровыми» слоями без следов перерыва следуют красные глины пестроцветной свиты. Это обстоятельство позволило Г. Р. Чхотуа отметить здесь согласный переход между келловей-оксфордскими отложениями и пестроцветной свитой. Наличие же в пестроцветах линз массивных коралловых известняков датирует здесь пестроцветную свиту лузитаном.

Однако пестроцветные отложения в Абхазии присутствуют и на более низком стратиграфическом уровне. Так, по данным Г. Р. Чхотуа и Н. Г. Химшиашвили (1957), на южном склоне Ачавчарского хребта глины и песчаники келловей—оксфорда по простирацию фациально замещаются грубозернистыми красными песчаниками и конгломератами, трансгрессивно залегающими на порфиритовой свите. В отличие от пестроцветной свиты Ткварчельского района, Окрибы и Рачи эти пестроцветы нельзя считать за лагунные или субаэральные образования, так как они нигде не содержат прослоев гипсов и фациально замещают трансгрессивную нижнюю часть верхней юры. Келловей-оксфордские пестроцветы Абхазии, по-видимому, являются прибрежно-мелководными накоплениями материала размыва продуктов субаэрального выветривания порфиритовой свиты.

В разрезе по р. Гега (правый приток р. Бзыби) мощность нижней части мальма значительно сокращена. Здесь за порфиритовой свитой байоса, по В. И. Курочкину и Н. Г. Химшиашвили, следуют:

1. Конгломерат с галькой порфиритов, сцементированный известково-песчаным материалом и содержащий богатую смешанную фауну моллюсков келловейского и оксфордского ярусов и элементы фауны лузитанского яруса 2—4 м
2. Массивные, местами брекчиевидные рифовые известняки, слабобитуминозные с лузитанской коралловой фауной 150 „

Конгломераты, по всей вероятности, являются базальными образованиями лузитана соответственно с самыми молодыми элементами смешанной фауны, а более древние келловейские и оксфордские формы следует считать переотложенными. Менее вероятна другая возможность, допускающая отложение в течение келловей и оксфорда только конгломератов (Кахадзе, 1947; Химшиашвили, 1957). В обоих случаях не вызывает сомнения наличие здесь в келловее и оксфорде морского режима и условий неустойчивого погружения дна.

Отсутствие келловей и оксфорда на отдельных участках развития верхней юры в Абхазии не является неожиданным, так как по соседству в долинах рек Псоу и Мзымта фаунистически датированные лузитанские коралловые известняки залегают непосредственно на порфиритовой свите байоса (Бендукидзе, 1959).

Предположение об образовании кораллогенных рифов уже в оксфорде не подтверждается фаунистически. Возраст кораллов из низов рифогенных известняков Абхазии лузитанский.

Восточнее, от Центральной Абхазии до бассейна р. Риони (Рача), нижняя часть мальма отсутствует и разрез верхней юры представлен

только континентально-лагунной пестроцветной свитой, относимой к кимериджу.

В Раче у сел. Цеси (рис. 11), по А. И. Джанелидзе (1932), И. Р. Кахадзе (1947) и наблюдениям Н. С. Бендукидзе, на размытой поверхности порфиритовой свиты залегают:

1. Базальный конгломерат или глыбовая брекчия и песчаники, сложенные материалом размыта порфиритовой свиты. Встречены в изобилии крупнотворчатые *Trigonia* sp. 5—15 м
2. Зеленоватые и серые известковистые песчаники с остатками гастропод, крупных двустворок и флоры 10—15 „
3. Ржаво-коричневые, темно-серые, зеленовато-белые полосчатые и мелкооскольчатые, листоватые песчаные сланцы; в верхах пачки в конкрециях найдены *Macrocephalites* sp. и *Keplerites georgicus* Chimsh. 20—30 м
4. Серые глины и плотные песчаники, содержащие в конкрециях богатую моллюсковую фауну: *Macrocephalites* cf. *macrocephalus* (Schloth.) Waagen, *M. tumidus* Rein., *Perisphinctes subtilis* Neum и др. 30—50 „
5. Серые и желтые песчаные глины с прослоями серых песчаников с *Macrocephalites macrocephalus* Waagen var. *madagascariensis* Lem., *M. transiens* Waagen. Из верхней части пачки указан комплекс фауны (Химшиашвили, 1957), известный из оксфорда Грузии: *Trigonia perlata* Ag., *T. clavata* Park., *Stenostreon proboscideum* Sow., *Astarte ovata* Phill. и *Lucina lirata* Phill. 70—80 „
6. Темно-серые, сильно известковистые песчаные глины с двусторчатými *Mytilus unguolata* Yong. et. Bird. и члениками криноидей. После значительного перерыва в обнажении наблюдается пестроцветная свита.

Западнее сел. Цеси нижняя часть мальма известна на водоразделе хребта Саелио в виде узкой полосы, а еще западнее, на северном борту Рачинско-Лечхумской синклинали, низы мальма выклиниваются, и из верхней юры присутствует лишь кимериджская пестроцветная свита.

К востоку от сел. Цеси, в полосе селений Бари—Сева—Шромисубани разрез отложений келловей—оксфорда не отличается от описанного.

Отложения, развитые еще восточнее, полнее всего представлены в селениях Хирхониси и Корта. В сел. Корта (рис. 12), по А. И. Джанелидзе (1932), И. Р. Кахадзе (1947), Н. Г. Химшиашвили (1957), известен следующий разрез:

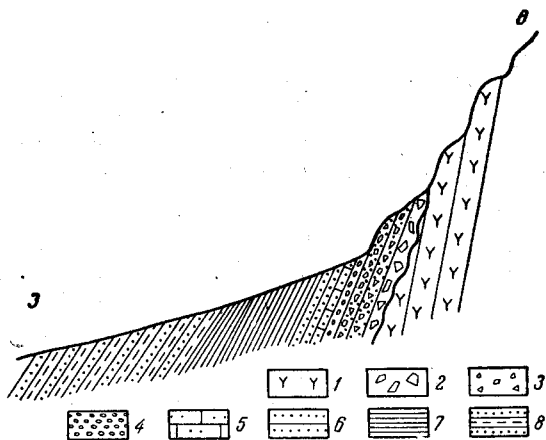


Рис. 11. Разрез низов келловей у сел. Цеси (по Н. С. Бендукидзе)

1 — массивные туфобрекчия порфиритов байоса; 2 — базальная глыбовая брекчия (17 м); 3 — мелкозернистый конгломерат; 4 — гравелит; 5 — известковый песчаник с гастроподами; 6 — песчаник; 7 — полосчатый и листоватые глинистые сланцы; 8 — чередование глин и песчаников с конкрециями

1. Зеленовато-серые песчаные глины с прослоями песчаников, части конкреции сидерита и прослои сравнительно плотных глин, с растительными остатками, часто встречаются *Posidonia buchi* Roem. Верхи свиты обогащены известняковыми песчаниками, низы не обнажены, мощность свыше 100 м. В низах этой пачки А. И. Джанелидзе нашел нижнекелловейские аммониты *Macrocephalites macrocephalus* Waagen и *Cadoceras modiolare* d'Orb. В прослоях песчаников из этой пачки Н. Г. Химшиашвили (1957 г.) отмечает келловейскую фауну: *Macrocephalites subcompressus* Waagen, *M. caucasicus* Djap. и *M. cf. transiens* Waagen.

- 2. Желтовато-серые песчаники с прослоями песчанистых известняков и мергелей; эта пачка известна под названием «слоев корты» 35—40 „
- 3. Согласно залегающая пачка немых, серовато-коричневых, слюдястых, иногда рыхлых песчаников 30—60 „

Из слоев корты еще в 1932 г. А. И. Джанелидзе отмечена богатая фауна двустворчатых и головоногих: *Avicula inaequalis* Sow., *Ctenostreon proboscideum* Sow., *Aequipten fibrosus* Sow., *A. subinaequicostatus* Kas., *Phylloceras isomorphum* Gemm., *Ph. subobtusum*

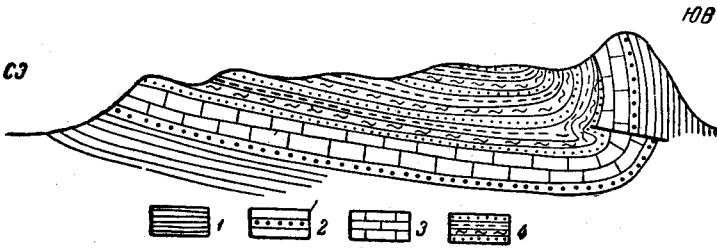


Рис. 12. Разрез между селениями Хирхониси и Корта (по А. И. Джанелидзе с добавлениями Н. С. Бендукидзе)
 1—чередование песчаников и глин в верхах известковых, келловей-оксфорда; 2—слюдястые песчаники; 3—массивные рифовые известняки лузитан-кимериджа; 4—пестроцветная свита: глины, мергели и известняки с линзами гипса кимериджа и титана (?)

Kud., *Ph. manfredi* Opp., *Ph. viator* d'Orb., *Sowerbyceras tietzei* Till., *Subbonarellia spathi* Djan., *Quenstedtoceras lamberti* Sow., *Aspidoceras* aff. *babeani* Opp., *Asp. hirstum* Bayle и др., на основании которых им установлено присутствие следующих четырех зон: 1) *Peltoceras transversarium*, 2) *Cordioceras cardatum*, 3) *Peltoceras athleta*, 4) *Reineckeia ancers* (условно). Впоследствии Н. Г. Химшиашвили удалось установить присутствие

верхнекелловейской зоны уже на основании найденной там характерной для зоны *Reineckeia ancers* формы *Cosmoceras proniae* Teiss.

Фауна слоев корты детально изучена и ее списки неоднократно публиковались А. И. Джанелидзе (1932), И. Г. Кузнецовым, В. Ф. Пчелинцевым, И. Р. Кахадзе (1947), Н. Г. Химшиашвили (1957).

Состав пачки 3 указывает, что в конце оксфорда — начале лузитана произошло воздымание, море начало мелеть и отлагался крупнозернистый материал, привнесенный с Дзирульского массива. Над песчаниками расположены рифовые известняки, низы которых представлены песчанистыми слоистыми известняками уже с коралловой фауной рорака, частично и секвана.

Разрез келловей и оксфорда сел. Корты в общих чертах характерен как для всей Рачи, так и для Осетии и Абхазии. Далее на восток в полосе селений Псори — Баджихеви, по данным Н. А. Канделаки и И. Р. Кахадзе (1939), а также Н. Г. Химшиашвили (1957), на размытой поверхности порфиритовой свиты байоса, а по наблюдениям

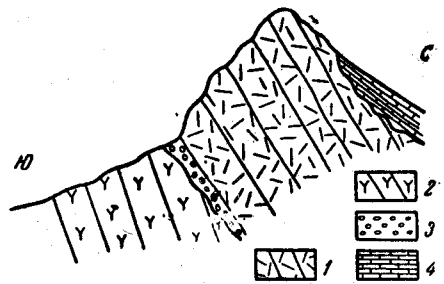


Рис. 13. Разрез рифогенных известняков в низовьях р. Кведрула (по Н. С. Бендукидзе)
 1 — порфирировая свита байоса; 2 — базальный конгломерат; 3 — рифовые известняки; 4 — слоистые известняки нижнего мела

П. Д. Гамкрелидзе, и на глинистые сланцы верхнего лейаса (селения Псори и Чорди) с угловым несогласием залегают:

1. Конгломераты . 1—15 м
2. Зеленовато-серые песчанистые, слабоизвестковистые глины с прослоями известковистых песчаников и конкрециями глинистого сидерита. В нижней части взяты *Perisphinctes pseudopatina* Par. et Bon., *Platystotomoceras cuenoty* Corr., *Aequipecten subinaequicostatus* Kas.
3. Серые среднезернистые известковистые песчаники с фауной *Oxytoma inaequivalvis* Sow., *Entolium cingulatum* Goldf., *Aequipecten fibrosus* Sow., *Velopecten bonjourii* Lor. U. *Astarte episcopalis* Lor. 25—30 „
4. Темно-серые песчанистые глины с плитчатыми пропластками известковистых песчаников с богатой фауной гастропод и агерматинных кораллов: *Montlivaltia truncata* Edw. et Haime, *M. choffati* Kobu, *Thamnasteria concica* Goldf., *Dimorpharaea lineata* Eichw., *D. koehlini* Haime, *Microsolena fromenteli* Kobu и др.

Пачку 3 И. Р. Кахадзе (1947) сопоставляет с верхней частью слоев корты (дивес); пачку 4 Н. С. Бендукидзе (1949) относит к низам рорака.

В Юго-Осетии у сел. Шади-кау (западный склон горы Алхашенда) имеется разрез, где на размытой поверхности байосской порфиритовой свиты залегают:

1. Конгломераты и глыбовая брекчия, переходящие кверху в песчаники . 4—20 м
2. Полосчатые листоватые глинистые сланцы с растительными остатками . 6—10 „
3. Темно-серые крупнозернистые песчаники с прослоями гравелита; верхняя часть пачки переходит в серовато-голубоватые и коричневые известковистые песчаники, аналоги «слоев корты», с фауной *Aequipecten fibrosus* Sow., *Aspidoceras* aff. *babeaui* Orr. . 60—80 „
4. Массивные грубослойные кремнистые известняки с губками и иглами ежей . 2—15 „
5. Рифогенные коралловые известняки.

В аналогах пачки 3 у северного борта Цонской котловины найдены *Aequipecten fibrosus* Sow., *Phylloceras* cf. *kudernatschi* Haueg, *Phylloceras* d'Orb., *Stephanoceras extinctum* Roll., *Macrocephalites sub-tumidus* Waag., *M. macrocephalus* (Schloth.) Waag. var. *compressus* Quenst., *Cadoceras modiolare* d'Orb., *Perisphinctes pseudopatina* Par. et Bon. (Кахадзе и Канделаки, 1939).

Аналогичный разрез наблюдается на южных склонах горы Рибиса.

В долине р. Ксани келловей-оксфорд известен лишь по фауне, переотложенной в мелу и эоцене (Адамия, 1959).

Далее на восток келловей — оксфорд в коренном залегании известен на левобережье р. Иори у горы Сатибе, где в глинисто-известковистых породах Н. Б. Вассоевичем (1933) найдены аммониты *Phylloceras tortisulcatum* d'Orb., *Holcophylloceras* cf. *heterophyllum* Sow., *Oppelia flexuosa* Buch., *Aspidoceras perarmatum* и др., указывающие на дивес. Этот пункт является крайним восточным выходом нижнего мальма, известным в Грузии.

Лузитан — титон. В северной части Гагра-Джавской зоны в лузитанском* веке в результате движений, предшествовавших андийской фазе, шло обмеление и создались условия для образования рифов. К концу кимериджа отложения регрессивного моря в Раче заполнили лагунно-гипсоносной пестроцветной свитой отшнурованный от открытого моря залив. В Абхазии, в ее западной части в кимеридже, до титона включительно, шло медленное опускание. Здесь и южнее полосы

* Отложения, залегающие выше зоны *Aspidoceras perarmatum*, резко отличаются от подстилающих и хорошо картируются, поэтому мы считаем в настоящее время возможным выделять их, как лузитанский ярус. Однако это не исключает необходимости дальнейшего изучения этих отложений с целью выяснения стратиграфического положения лузитанского яруса.

барьерных рифов шло интенсивное накопление хемогенных отложений в виде доломитов (Кахадзе, 1947).

У западной границы Грузии в долине р. Псоу, в северном крыле Кацирхской антиклинали (Кахадзе, 1947; Бендукидзе, 1959, 1960) на байосской порфиритовой свите залегают:

1. Грубослоистые и массивные брекчиевидные известняки с чередованием песчанистых известняков и мергелей в основании. В песчаных известняках встречаются членики криноидей, а в осыпях массивных известняков *Calamophyllia flabellum* Bl. В соседнем разрезе по р. Мзымта в соответствующих слоях взяты: *Montlivallia truncata* Edw. et Haime, *Calamophyllia furcata* Kobu, *Cal. tubiporaeformis* Felix и *Pleurosmilia maxima* Kobu
2. Сахаровидные розовато-белые массивные известняки 30—40 м
70—80 "
3. Массивные и брекчиевидные известняки с кораллами *Stylosmilia michelini* Edw. et Haime, *Montlivallia truncata* Edw. et Haime и *Ptychochaetetes globosus* Koechlin и плеченогие *Rhynchonella moeschi* Roll. 200—250 "
4. Массивные известняки *Diplocoenia coespitosa* Etallon 40 "
5. Слоистые мергели с линзами песчанистых известняков, из средней части пачки взят *Cladofilia choffati* Kobu 10 "
6. Брекчиевидные массивные известняки с кораллами *Cladophyllia picteti* Kobu, *Diplocoenia stellata* Etallon, *D. mathei* Kobu 38—40 "
7. Брекчиевидные известняки с титонским *Thecosmilia moraviensis* Ogilvie; в основании — кимеридж-титонская *Calamophyllia etaloni* Kobu, выше *Cyathophora bourguetti* Defr., *Stylina parvipora* Ogilvie, *Heliocoenia humberti* Etallon, *Thecosmilia longimana* Quenst. var. magna Etallon, *Latiphyllia suevica* Quenst. 100—120 "

Выше наблюдается тектонический контакт с альб-сеноманскими мергелями, а на южном крыле — несогласное налегание на них палеогеновых мергелей (Эристави, 1947). Пачки 1—3 общей мощностью 330—350 м охватывают роракский и секванский подъярусы лузитана; пачки 4—6 общей мощностью около 100 м соответствуют кимериджу; пачка 7 мощностью 100—120 м охарактеризована титонским комплексом кораллов.

В среднем течении р. Гега (правый приток р. Бзыби) (Курочкин, 1938; Бендукидзе, 1939) на размытой поверхности порфиритовой свиты, слагающей ядро антиклинали, залегают:

1. Конгломерат из материала порфиритовой свиты с богатой моллюсковой фауной (Курочкин, 1938; Кахадзе, 1947; Химшнашвили, 1957), состоящей из келловейско-оксфордских и лузитанских форм *Phylloceras antecedens* Romr., *Ph. isomorphum* Gemm., *Ph. korthense* Djap., *Aspidoceras appenninicum* Liet, *Alectrionia cf. pyrha* Lor., *Chlamys spendens* Dollf. и др. 2—4 м
2. Слабо битуминозные, местами брекчиевидные массивные известняки (слагающие уступ Гегинского водопада) с кораллами: роракским *Dimorphastraca lamellosa* Sol. и лузитан-кимериджским *Aplosmilia semisulcata* Michelin 150 "
3. Тонкозернистые слоистые известняки с кремнистыми конкрециями 10 "
4. Средне- и грубослоистые, слабобитуминозные, местами доломитизированные известняки с отдельными прослоями псевдооолитовых известняков 100 "
5. Грубослоистые мергели, мергелистые известняки с кремнями и сахаровидные известняки, в низах свиты найден *Polyphyloseris* aff. *convexa* d'Orb. 1000 "

В осыпях пачек 2 и 5 найдены следующие кораллы: *Thecosmilia irregularis* Et. — лузитан-кимеридж, *Th. maxima* Kobu — кимеридж, *Cal. etaloni* Kobu — кимеридж-титон, *Microsolena fromenteli* Kobu — лузитан и *Dimorpharaea cf. koechlini* Edw. et H. — рорак. Следовательно, пачки 2—5 содержат лузитанский и кимериджский ярусы. Из верхней части пачки 5 Е. К. Вахания (1937) собрана фауна, которая датирует ее титоном (Кахадзе, 1947).

Как и в известняках р. Гега, кораллы, собранные в глыбовых осыпях массивных известняков у оз. Рица и в долине р. Юпшары, указывают на присутствие здесь лузитанского, кимериджского и титонского ярусов. Базальную пачку конгломератов, подстилающую карбонатную толщу на р. Гега, по-видимому, следует вслед за В. И. Курочкиным считать лузитанской, допуская переотложение келловейских и оксфордских форм, тем более, что из самых низов массивных известняков указываются уже лузитанские кораллы (Бендукидзе, 1959). Однако нахождение келловейско-оксфордской фауны, хотя бы и во вторичном залегании, свидетельствует о наличии здесь в это время морского режима. Надо полагать, что в конце оксфорда восходящие движения вызвали поднятие кордильер, сформированных в бате в виде цепи островов. На них размывались нижнемальмские отложения и на вскрытом байосском субстрате началась постройка рифов.

Полоса рифовых известняков простирается на восток (сел. Псху, р. Решава, истоки Белой речки). На склонах горы Ахибох (В. И. Курочкин, Г. Р. Чхотуа, Н. Г. Химшиашвили, Н. С. Бендукидзе) наблюдаются:

1. Пестрые песчаные глины и песчаники с роракскими кораллами *Montlivaltia obconica* Münst., *M. rosula* Eichw., *M. truncata* Etw. et Haime, *Thecosmilia dichotoma* Kobу (определения Бендукидзе) 60—80 "
2. Чередование пестрых песчаников и глин с известняками; в песчаниках найдены лузитанский коралл *Microsolena fromenteli* Kobу и лузитан-кимериджская *Calamophyllia flabellum* Bl. 40—50 "
3. Чередование белых известняков с буро-серыми песчанстыми мергелями; в верхах пачки появляются прослойки чередующихся пестрых глин и песчаников; из пестроцветной пачки Н. Г. Химшиашвили (1957) указывает кимериджский комплекс двустворок, а из известняков Н. С. Бендукидзе называет кимериджские кораллы: *Cryptocoenia bonanomia* Kobу, *Cr. octonaria* d'Orb., *Calamophyllia flabellum* Blainv. и *Cal. etaloni* Kobу 35—40 "
4. Чередование пестроцветных песчаников и глин с белыми известняками 80—100 "
5. Белые слоистые известняки, верхи которых, по Г. Р. Чхотуа и В. И. Курочкину, содержат неокомскую фауну, а в низах допускается присутствие титона 200—250 "

К югу от описанной полосы рифов, в нижнем течении р. Бзыби, близ сел. Джирхва, за уже описанным келловей-оксфордом следуют:

1. Массивные коралловые песчанстые известняки 45—105 "
2. Пестрые глины, песчаники, мергели и известняки, доломиты, покров порфирита (15 м) 290 "
3. Слоистые доломитизированные, кавернозные песчанстые известняки с прослоями глин и песчаников. Верхняя половина толщи представлена темно-коричневыми, местами серыми слоистыми битуминозными известняками 450 "
4. Массивные брекчиевидные слабобитуминозные известняки, датированные титон-берриасом (Кахадзе, 1947).

Битуминозные карбонатные породы Джирхвинского разреза Е. К. Вахания и Т. А. Мордвилко увязываются с «асфальтовой свитой», типично выраженной в Гагрском районе. Порфиритовый покров И. Р. Кахадзе сопоставляет с вулканогенными образованиями кимериджского возраста Окрибы и Лечхуми. Песчано-карбонатные отложения южного крыла Бзыбской антиклинали на ее северном крыле замещаются сплошь карбонатными породами.

Восточнее бассейна р. Гумиста до Рачи верхнеюрские отложения представлены лагунно-континентальной пестроцветной свитой в основном кимериджского возраста.

Лузитан-титонские отложения западного прибрежного участка верхнеюрского Рачинского морского залива у сел. Цеси представлены

следующим образом. На правом берегу р. Риони за крутопадающими отложениями келловея — оксфорда следуют:

1. Светло-серые крупнозернистые песчаники, местами косослоистые, с множеством растительных остатков, двустворчатыми *Exogyra nana* Sow. и одиночным кораллом *Montlivaltia subdispar* F r o m. 40 м
2. Серые кварцево-аркозовые, местами рыхлые крупнозернистые песчаники 10—15 „
3. Коричневато-красные и зеленоватые глины, песчаники и известняки; на левом берегу реки в верхней части свиты линзы гипса 40—50 „
4. Нижнеокомские песчаные известняки.

Пачку 1 Н. Г. Химшиашвили (1957 г.) считает за низы лузитана. Косая слоистость в ней указывает на близость берега. Пачка 3 уже относится к кимериджской пестроцветной свите.

К западу от этого разреза на хребте Саэлио мощность лузитана не превышает 15 м. К востоку от сел. Цеси, у сел. Сева, по данным Н. Г. Химшиашвили (1957), мощность лузитана 40 м, сложен он серыми средне- и крупнозернистыми известковистыми песчаниками, в которых наряду с двустворчатыми и аммонитами (*Astarte episcopalis* Lov., *Aspidoceras faustum* Bayle, *Perisphinctes chirchonensis* D j a n.) содержатся одиночные и колониальные кораллы *Montlivaltia* sp. и *Con vexastraea bernensis* Etall. За лузитаном и здесь следуют красные и серые сланцеватые глины кимериджской пестроцветной свиты.

К востоку от сел. Сева, у сел. Шромисубани, за оксфордом следуют:

1. Немые слюдистые кварцевые песчаники.
2. Рифовые известняки с *Calamophyllia flabellum* Blainv. 25—40 м
3. Крупнозернистые песчаники пестроцветной свиты и микроконгломераты из материала порфиритовой свиты 50—60 „

Еще восточнее, у с. Хирхониси за слоями корты следуют:

1. Чередование немых плотных и рыхлых слюдистых песчаников с обуглившимися остатками растительности; в верхней части пачки с песчаниками чередуются плотные песчаные известняки 38—40 „
2. Песчаники с угловатыми обломками известняков, содержащие в изобилии панцири ежей и их иглы, часто коралловые колонии малых размеров 11 „
3. Массивный, частично раскристаллизованный известняк, с брекчиевидными участками, содержащий остатки кораллов и брахиопод 30—40 „
4. Слоистые пестроцветные микроконгломераты с обломками кораллов 3—5 „
5. Чередование тонкослоистых известняков и мергелей; в пачке встречаются гастроподы 10—15 „
6. Постепенный переход в пестроцветные глины и песчаники с линзами гипса 8—12 „

И. Г. Кузнецов (1937) из пачки 2 указывает роракские и секванские ежи *Paracidaris florigemma* Prill., *Rhabdocidaris orbygnyi* Des. и др. Из нее же взяты кораллы: *Stylina tubifera* P., *Thecosmilia irregularis* Et., и лузитанская *Dimorpharaea lineata* Eichw. (Бендукидзе, 1949). Низы пачки 3 содержат все еще лузитанские формы, а большую верхнюю часть следует относить к кимериджу по кимеридж-титонской фауне *Calamophyllia etalloni* Kobu. Из этой же пачки для окрестностей сел. Чибреви В. Ф. Пчелинцев указывает кимериджскую *Lima tumida* Roem., кимеридж-титонскую *Exogyra bruntrunata* Thugm. и др. Верхние пачки 4, 5 и 6 относятся уже к пестроцветной свите и считаются также кимериджскими (Кахадзе, 1947). Сходный разрез наблюдается и в сел. Корта, где мощность массивных известняков до 60 м. К востоку от сел. Корта, в полосе Псори-Баджихеви, за явно дивезскими отложениями (Кахадзе, 1947; Химшиашвили, 1957) следуют песчаные глины с тонкими прослоями песчаников и роракскими кораллами *Montlivaltia truncata* Edw. et H a i m e, *Microsolena rotula* Kobu,

M. ornata Кобы, *Dimorpharaea koechlini* Haime, *D. lineata* Eichw. Из следующей пачки чередующихся известняков и песчанистых известняков взят опять-таки роракский комплекс кораллов. Следующие за ней массивные и грубослойные известняки датируются по гастроподам секваном (Кахадзе, 1947), а за ними следует уже пестроцветная свита, датируемая по стратиграфическому положению и аналогии с соседними разрезами кимериджем (Кахадзе и Канделаки, 1940). На пестроцветках трансгрессивно лежит олигоцен.

По сравнению с предыдущими разрезами здесь низы разреза содержат больше глинистого материала, а его верхи более карбонатны. Представленная у сел. Корта аммонитовая фация замещена осадками мелкого моря (нижнероракские кораллы в песчаниках и глинах).

В полосе барьерного рифа верхняя часть мальма сложена почти повсеместно карбонатными отложениями. Эта полоса простирается от горы Квацхе на восток через долину р. Кведрула, пересекает р. Джебджори у сел. Часавали и, минуя Квайсу и гору Валхох, слагает Рибиса-Алхашендский массив.

По р. Кведрула в западной части Цханарской синклинали по дороге к сел. Кведи (см. рис. 13) на размытой поверхности туфопесчаников порфиритовой свиты залегают:

- | | |
|---|-----------|
| 1. Грубый конгломерат из материала размыва порфиритовой свиты байоса | 9—10 м |
| 2. Тонкослойные пестрые песчаники, сложенные аналогичным материалом, но с постепенным убыванием крупности зерна кверху | 8 „ |
| 3. Детритусовый известняк, состоящий из члеников криноидей, игл ежей и обломков двустворчатых | 0,5 „ |
| 4. Массивные, местами брекчиевидные рифовые известняки, грубослойные в верхней части. В них кораллы: в низах — лузитанская <i>Stylosmilia michelini</i> Edw. et H., выше лузитано-кимериджская <i>Calamophyllia flabellum</i> Blainv., в средней части кимериджская <i>Etallochelia elegans</i> Münst. и кимеридж-титонская <i>Calamophyllia etalloni</i> Кобы. Из этой же пачки известна (Мишунина, 1939) кимериджская <i>Terebratulula immens</i> Zeusch. Из самых верхов Н. Б. Вассоевич (1935) указывает <i>Calpionella</i> sp. (титон—барриас) | 100—150 „ |

Пачки 1 и 2 являются базальными образованиями. Пачка 3 по массовому присутствию игл ежей увязывается с аналогичной роракской пачкой района сел. Корта. Большая часть пачки 4 по фауне кораллов лузитано-кимериджская. Титонский возраст самой верхней слоистой части, вероятно, подтверждается упомянутой *Calpionella* sp.

В сел. Цханари верхняя юра покрывается мелом.

К востоку от р. Кведрулы массивные рифогенные известняки описаны на горе Велуанта у сел. Часавали (Кахадзе, 1947; Бендукидзе, 1949), а также у горы Валхох (Н. С. Бендукидзе), где они выражены сходными отложениями с кведрульскими и содержат лузитанскую и кимериджскую фауну кораллов.

Низы известняков содержат лузитанские формы *Rhipidogyra elegans* Кобы, *Stylosmilia michelini* Edw. et Haime, *Montlivaltia truncata* Edw. et Haime, *Ptychochaetetes globosus* Koechlin и др., а верхи кимериджские *Stylosmilia suevica* Becker, *Rhabdophyllia disputabilis* Becker и кимеридж-титонские *Stylosmilia rugosa* Becker и *Calamophyllia etalloni* Кобы. Наряду с этой фауной по всей мощности найдены формы менее характерные, встречающиеся с лузитана до титона включительно.

В разрезах горы Валхох, сел. Шади-кау и горы Рибиса в отличие от Кведрула-Часавальских выходов в основании лузитана выделяется горизонт массивных кремнистых известняков с губками мощностью 2—15 м (рис. 14).

На горе Валхох лужитан и кимеридж представлены в массивных кораллогенных рифовых известняках, в то время как на склонах гор Алхашенда — Рибиса кимеридж местами частично, местами же полностью замещен мергелистыми известняками, часто пестрыми мергелями с прослоями микроконгломерата. На горах Алхашенда-Рибиса в нижней части массивных известняков имеются лужитанские кораллы *Cladophyllia ramea* Kobу, *Stylosmilia michelini* Edw. et Haime, *Stylina sexradiata* Münst., *Cryptocoenia decipiens* Etallon и *Ptychochaetetes globosus* Koechlin, выше кимериджские *Stylosmilia suevica* Becker, *Cryptocoenia bonanomii* Kobу, *Diplocoenia coespitosa* Etall.,

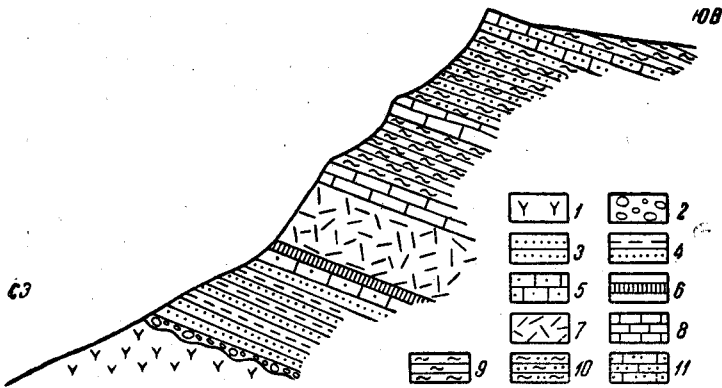


Рис. 14. Разрез у перевала между вершинами Алхашенда и Рибиса (по Н. С. Бендукидзе)

1 — порфиритовая свита байоса; 2—5 — келловой—оксфорд: 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — глины и песчаники; 5 — известковые песчаники; 6 — кремнистый известняк с губками арговий; 7 — массивные и брекчиевидные рифовые известняки с кораллами рорак и секван; 8—11 — кимеридж; 8 — грубослойные известняки; 9 — серые и пестрые мергели; 10 — песчанистые мергели; 11 — песчанистые известняки

Ovalastrea tenuistriata Kobу и кимеридж-титонские *Stylosmilia rugosa*. На горе Рибиса мощность кимериджской карбонатной свиты достигает до 200 м. На ее северном подножии в мергелях, по долине р. Тетра-геле. небольшого левого притока р. Квирила в 1949 г. А. А. Чиковани была обнаружена богатая фауна аммонитов, в дальнейшем детально изученная Н. Г. Химшиашвили (1957), которому удалось выделить здесь нижнекимериджскую зону *Streblites tenuilobatus* (*Calliphylloceras benacense* Cat., *Lytoceras orsinii* Gem., *Idoceras planula* Nehl., *I. malle-tianus* Font.).

К северу от горы Рибиса на западных склонах горы Алхашенда мощность рифогенных массивных известняков достигает 80—100 м, в то время как на южном склоне горы Рибиса она не превышает 12 м. В первом случае они содержат лужитан и часть кимериджа, а во втором — лишь лужитан. Большая часть южного склона горы Рибиси сложена морскими кимериджскими пестроцветными мергелями и мергелистыми известняками с прослоями микроконгломерата (прибрежная фация). Титонский ярус и здесь выделен предположительно (Химшиашвили, 1959; Вассоевич, 1935; Кахадзе, 1947; Лалиев, 1936₂).

В долине р. Ксани, близ сел. Джварис-убани, у подножия горы Унагира отложения верхней части мальма, по данным Ш. А. Адамия (1956) и наблюдениям Н. С. Бендукидзе, залегают непосредственно на порфиритовой свите байоса. Следы присутствия здесь морского режима в начале мальма сохранились лишь в виде перемытых в послелурские

отложения терригенных пород, напоминающих слои корты и содержащих оксфордские ископаемые (Адамия, 1956).

Разрез верхов юры, залегающей на байосе, следующий:

- | | |
|---|---------|
| 1. Массивные серовато-белые местами брекчиевидные, порой же сахаровидные известняки | 50—60 м |
| 2. Оолитовые слоистые известняки | 4—5 „ |
| 3. Палеогеновые известняки. | |

Пачка 1 в низах содержит рорак-секванские кораллы: *Rhipidogyra elegans* Kobу, *Stylosmilia michelini* Edw. et Haime, *Syлина semi-radiata* Etallon, *St. sexradiata* Münster, *Ptychochaetetes globosus* Koechlin, лузитан-кимериджские *Aplosmilia semisulcata* Münster и *Calamophyllia flabellum* Blainv., в верхах массивных известняков встречены кимеридж-титонские *Styлина tenax* Etallon и *Calamophyllia etalloni* Kobу.

Пачка 2 содержит кораллы лузитанского и кимериджского возраста; вопрос о титоне остается открытым.

В долине р. Арагви (у селений Араниси и Жинвали) известны разрозненные выходы массивных известняков (Мревлишвили, 1957), откуда Н. С. Бендукидзе указываются кораллы.

В низах массивных известняков взяты рорак-секванские кораллы: *Cladophyllia ramea* Kobу, *Heliocoenia etalloni* Kobу, *Montlivaltia truncata* Edw. et Haime и *Ptychochaetetes globosus* Koechlin и лузитан-кимериджский *Calamophyllia flabellum* Blainv, а выше взяты кимеридж-титонские *Stilina tenax* Etallon и *Calamophyllia etalloni* Kobу. Массивные известняки из этих выходов, так же как и джаварисубанские, В. П. Ренгартен считает переотложенными из верхней юры в эоцен и выходящими на поверхность благодаря дизъюнктивным нарушениям. По мнению А. И. Джанелидзе, выходы юрских известняков в с. Жинвали носят такой же характер, как и в Раче и Осетии, т. е. они находятся в коренном залегании, представляя выступы верхнеюрских зоогенных известняков в области развития эоценовых отложений, что и вызвало присутствие в последних переотложенных глыбовых отторженцев массивных известняков.

Далее на восток, в долине р. Иори, верхняя юра известна на горах Кох и Сатибе. На горе Кох юрские карбонатные толщи у основания неслоисты, а на вершине (у молельни) сложены яснослоистыми сахаровидными желтовато-белыми известняками с кораллами, среди которых различаются лузитан-кимериджская *Calamophyllia flabellum* Bl., кимериджская *Thecosmilia irregularis* Etall. и лузитан-кимериджская *Heliocoenia variabilis* Etall., указывающие на возможность присутствия обоих ярусов. По другим данным (Вассоевич, 1934; Кахадзе, 1947; Химшиашвили, 1957), в известняках предполагается только титон с *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb. var. *tithonica* Khud., *Protetragonites quadrisulcatum* d'Orb. (определение Н. Г. Химшиашвили); эта фауна, по-видимому, приурочена к верхам толщи. При этом можно заключить, что в течение лузитана — титона рассматриваемая полоса испытывала относительное погружение, которое привело к образованию у Цители-цкаро известняковой толщи мощностью 150—200 м. В верхах толщи Н. Б. Вассоевич (1928—1933) указывает титонскую фауну *Nerinea zeuschneri* Peters., *Polyptixis lorioli* Zitt., *Phaneroptyxis renevieri* Lohr., *Petersia granulosa* Gemm.

Описанная полоса развития верхней юры продолжается, местами прерываясь, далее на восток — в Азербайджан.

Между Рачинским и Западно-Абхазским заливами верхнеюрского моря как в Гагрско-Джавской зоне, так и на Грузинской глыбе верхняя

юра представлена только пестроцветной свитой кимериджа, которая С. Симоновичем, Л. Бацевичем и А. Сорокиным (1873—1875 гг.) ошибочно параллелизовалась с шрошинскими красными известняками, считавшимися верхнеоксфордскими. Л. К. Конюшевский (1926) этой свите дал название «пестроцветной», а Б. Ф. Мефферт назвал ее «красноцветной» и ошибочно отнес полностью к титону.

Эта свита в основном лагунно-континентального происхождения и фациально очень разнообразна. Она образовалась за счет перемыва продуктов интенсивного выветривания порфировой свиты, продуктов вулканической деятельности, хемогенных отложений (иногда доломитов) и лагунных, часто гипсоносных осадков. В Окрибе отлагался также аркозовый материал вследствие размыва дзирульских гранитов (Химшишвили, 1957). В Абхазии и Юго-Осетии в пестроцветной свите имеются и карбонатные отложения. Свита характеризуется частой сменной фацей. Она ингрессивно налегает на разные горизонты средней юры (синклинальные депрессии Ткварчели, Магана, Ткибули и др.) и сверху покрыта трансгрессивным нижним мелом (кварцевые песчаники). Свита почти не содержит остатков фауны, не считая очень плохо сохранившихся моллюсков.

В Окрибе пестроцветная свита представлена в различных фациях. По данным А. И. Джанелидзе (1940), в бассейне Восточной Окрибы (Ткибули—Дзмуси) представлена лагунная фация; в Гелати—Кутаиси и Орхеви—Дгнориса—смешанная фация, а к северу от Гумати на западе и под г. Хвамли на севере—вулканогенная, континентальная.

Мощность свиты колеблется в широких пределах, достигая 500—700 м (Ткварчели, Магана).

Возраст свиты в основном кимериджский, не исключается, что ее верхи заключают и титон (Джанелидзе, 1940; Кахадзе, 1947). Мнение, что пестроцветная свита отлагалась в течение всего мальма (Леквинадзе, Эдилашвили, 1956; Химшишвили, 1957), требует дополнительных доказательств.

Выводы

Богатая фауна, встречающаяся в келлове и оксфорде и способствующая их расчленению на зоны, содержит как представителей альпийской и средневропейской фауны, так и большое количество эндемичных видов аммонитов: *Lissoceras minimum* Djan., *Macrocephalites caucasicus* Djan., *M. colchicus* Djan., *M. rionensis* Djan., *Kepplerites rionensis* Chimsh., *Perisphinctes orionoides* Djan., *Phylloceras djanelidzei* Kasch. и др. Брахиоподы, двустворчатые и гастроподы в основном не имеют значения для расчленения келловея и оксфорда. Но некоторые виды двустворчатых встречаются в большом количестве и в определенных слоях и по ним выделяют местные горизонты (например, в Абхазии по *Aequiptecten fibrosus* Sow.); наряду с ними есть келловейский *Aequiptecten subinaequicostatus* Kas., *Geromya calloviensis* Kas., *Modiola plicata* Sow. (Химшишвили, 1959), из гастропод встречаются *Pleurotomaria cypraea* d'Orb. и *Alaria athalia* d'Orb. (Двали, 1956).

Кроме форм, переходящих из бата в келловей *Lissoceras psilodiscus* Schloenb., *Macrocephalites subtrapezinus* Waag. и др., и многочисленных *Phylloceras mediterraneum* Neum., встречающихся с бата до оксфорда включительно, часты формы, характерные для нижнего и верхнего келловея: *Calliphylloceras disputabile* Zitt., *Lytoceras polyanchomenum* Gemm., *Hecticoceras paulowi* Tsyт., *Platystomoceras*

jacobi Соггоу и др. Нижний келловей охарактеризован формами зоны *Macrocephalites macrocephalus*: *M. macrocephalus* (Schlotthaim) Waag., *M. tumidus* Waag., *M. lamellosus* Sow., *Kepplerites gowerianum* Sow., *Cadoceras modiolare* d'Orb., *Perisphinctes pseudopatina* Par. et Bon., верхний же келловей содержит формы, характерные для зоны *Reineckeia anceps*: *Heticoceras punctatum* Stahl., *H. metomphalum* Bonar., *H. zieteni* Tsyт., *Platystomoceras cuenoti* Согг., *Cosmoceras proniae* Teiss.

Общие формы для келловей — оксфорда представлены в большом количестве; особо часто встречаются *Partschiceras pseudoviator* Djan., *Sowerbyceras tietzei* Till., *Lytoceras adelaе* d'Orb., *Macrocephalites transiens* Waag.

Оксфорд богато охарактеризован как двустворчатými *Astarte episcopalis* Log., *Oxytoma censoriensis* Cotteau, *Pleuromya varians* Ag. и др., так и головоногими, по которым его можно расчленить на зоны: *Peltoceras athleta* и *Quenstedtoceras lamberti* с фауной *Heticoceras bisulcatum* Spath, *H. dynastes* Spath, *Oppelia discoides* Spath и зону *Cardioceras cordatum*. Характерная фауна зоны *Cardioceras cordatum* приводится в списке фауны слоев корта (Джанелидзе, 1932).

Зона *Aspidoceras perarmatum* выделена на основании находок *Aspidoceras perarmatum* Sow. и *Aspidoceras faustum* Bayle (Химшиашвили, 1957). К арговею приурочена фауна зоны *Peltoceras transversarium*: *Phylloceras manfredi* Opp., *Ph. plicatum* Neum. и *Perisphinctes (Divisosphinctes) chirchonenis* Djan.

Низы лужитана в Рачинском заливе, как уже было сказано, представлены в слоях корта арговею (зона *Peltoceras transversarium*), выше же низы массивных известняков содержат роракских и секванских рифостроящих кораллов: *Rhipidogyra elegans* Кобу (эта форма характерна для зоны *Epipeltoceras bimammatum*), *Aplosmilia semisulcata* Mich., *Stylosmilia michelini* Edw. et Haime, *St. ceralina* Кобу, *Montlivallia truncata* Edw. et Haime и лужитан-кимериджскую *Calamophyllia flabellum* Bl. В сел. Баджихеви рорак представлен чередованием песчаников с глинами (верхи кортинских слоев). Пачка изобилует агерматипными кораллами: *Montlivallia rosula* Eichw., *M. obconica* Münst., *Dimorphastraea lamellosa* Solomko, *Dimorpharaea lineata* Eichw., *Microsolena fromenteli* Кобу. Кроме фауны кораллов, в рифогенных известняках встречается лужитанская фауна плеченогих, брюхоногих и двустворчатых. Кимеридж представлен на Грузинской глыбе почти немой лагунно-континентальной свитой пестроцветов, которая в заливах и на рифовом барьере сменяется рифогенными известняками с фауной кимериджских кораллов *Helicoenia variabilis* Кобу, *Diplocoenia coespitosa* Etallon, *D. mathei* Кобу, *Cladophyllia picteti* Кобу, *Thecosmilia maxima* Кобу и кимеридж-титонским *Calamophyllia etalloni* Кобу, а также *Exogyra virgula* Deif. и в исключительных случаях (подножие горы Рибиса) — мергелями с богатой фауной аммонитов, характерной для нижнего кимериджа зоны *Streblites tenuilobatus*: *Idoceras malletianus* Font., *Id. planula* Hell., *Phylloceras praeposterium* Font. (Химшиашвили, 1957). Кроме них, есть формы, встречающиеся и в верхнем кимеридже Европы: *Lytoceras orsinii* Gemm., *Oppelia froto* Opp., а также формы кимеридж-титона.

В восточном краевом (прибрежном) участке Абхазского верхнеюрского залива (гора Ахибох) имеется фауна кимериджских двустворчатых (Химшиашвили, 1957) и кораллов (по Бендукидзе), указывающая на мелководный характер бассейна. В массивных же рифогенных

известняках наряду с кораллами встречаются плеченогие, брюхоногие и двустворчатые.

Отложения титона в Северо-Западной Абхазии постепенно переходят в нижний мел, поэтому здесь, вероятно, титон представлен полностью. Он хорошо охарактеризован в барьерном рифовом массиве кораллами, встречающимися в нижнем титоне Штрамберга: *Stylina parvipora* Ogilvie, *St. tuberosa* Ogilvie, *Cyathophora bourgueti* Defr., *Thecosmilia moraviensis* Ogilvie, *Th. longimana* Quenstedt var. *magna* Etall., *Latiphyllia suevica* Quenst.

Восточнее Абхазского залива, вплоть до Рачинского залива, вероятно, титон представлен в верхах пестроцветной свиты, а на границе Рачи и Юго-Осетии (гора Велуанта) над массивными лузитан-кимериджскими кораллогенными известняками в грубослоистых известняках встречены титонские *Calpionella*. В Восточной Грузии в глыбовых известняках, переотложенных в верхнем мелу и в эоцене (иногда и в плиоцене), встречается богатая моллюсковая фауна титона: *Phylloceras beneckeii* Zitt., *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb. var. *tithonica* Kund., *Protetragonites quadrisulcatum* d'Orb., *Ostrea quadrata* Etall., *Ohis suprajurensis* Contej, *Exogyra nana* Sow., *Pleolus ooster* Pčel., *Nerinea zeuschneri* Peters., *Polyptyxis lorioli* Zitt., *Cryptoplocus consorbinus* Zitt. (Вассоевич, 1928—1933).

Богатый фаунистический и литологический материал верхнеюрских отложений Грузии позволил составить схемы сопоставления их по различным зонам (табл. 5 и 6).

Верхнеюрские фации, аналогичные развитым в Грузии, довольно широко распространены и за ее пределами.

В полосе геосинклинали Южного склона, в Азербайджане, верхняя юра представлена флишевыми отложениями, аналогичными образованиям Местийско-Тианетской зоны на участке Заалазанской Кахетии. На восточном окончании Кавказского хребта, в пределах Азербайджана, к келловею, оксфорду и лузитану относят карбонатно-терригенную флишевую серию, которая согласно продолжает отложения бата и покрывается кимериджским конгломератом; последний к осевой части Дибрарской впадины заменяется мелкообломочным материалом. В отличие от Грузии глинистые сланцы кимериджа здесь кремнистые, светлой окраски; имеются прослойки маломощных пелитоморфных известняков и конгломератов. Эта свита покрывается отложениями титона, которые распространены на большой площади и содержат известняки, пестроцветные глинисто-песчаные лагунные отложения, зоогенные известняки и грубообломочные терригенные образования. Последние на юге и юго-западе постепенно переходят в глинистую фацию. Имеется также фация грубослоистых перекристаллизованных известняков с фауной титона, сходная с цители-цкаройской.

На Малом Кавказе верхнеюрские отложения Азербайджана и Армении представлены как карбонатными фациями, так и вулканогенными. Келловой встречается в среднегорной полосе северо-восточного склона Малого Кавказа. Здесь келловой сохранился в синклинальных депрессиях и согласно продолжает отложения бата (Дашкесан). Келловой представлен в основном туфогенными песчаниками, сланцами, туфобрекчиями и охарактеризован фауной аммонитов. Келловой перекрыт трансгрессивно с незначительным угловым несогласием верхнеюрской карбонатной толщей. Большую часть этой толщи датируют как лузитан; верхи ее содержат также и кимеридж. Так, в известняках Дашкесана собрана коралловая фауна кимериджа.

В Сомхитско-Карабахской зоне лузитан трансгрессивно залегает на средней юре и представлен, как и в Грузии, зоогенными коралловыми

Биостратиграфическая схема верхнеюрских отложений Гагрско-Джавской зоны

Ярус	Подъярус	Зона	Зап. барьерный риф р. Псоу — хр. Кацирха	Абхазский залив	
				Джирхва	хр. Ачавчара
Титон			<i>Stylina tuberosa, St. parvipora, Thecosmilia kiliani</i>	<i>Calpionella</i> sp.	<i>Gervillia linearis, Cardium collineum</i>
Кимеридж	верхний	<i>Waagenia beckeri</i>	<i>Cryptocoenia octonaria, Cr. tabulata, Dermoseris schardti</i>	<i>Chlamys subtektorius, Hinnites aequistriatus</i>	<i>Cryptocoenia octonaria, Avicula ophiopne, Anisocardia limbata</i>
	нижний	<i>Streblites tenuilobatus</i>			
Лузитан	секван		<i>Schizosmilia rollieri</i>		
	порак	<i>Epipeltoceras bimammatum = Rhipidogyra elegans</i>	<i>Rhipidogyra elegans, Montlivaltia truncata</i>	<i>Calamophyllia flabellum, Pseudomelania heddingtonensis</i>	<i>Stylosmilia coralina, Heliocoenia etaloni, Cryptocoenia decipiens, Montlivaltia obconica</i>
	арговий	<i>Peltoceras transversarium</i>	Не охарактеризована		

Оксфорд	верхний	Aspidoceras perarmatum	Отсутствуют или размыты		
	средний	Cardioceras cordatum			
	нижний	Peltoceras athleta и Quenstedtoceras lam- berti			
Келловей	верхний	Reineckeia anceps			Hecticoceras puvlowi, Phylloceras antecedens
	нижний	Macrocephalites macrocephalus			
Подстилающие отложения			Порфиритовая свита байоса	Угленосная свита бата и порфиритовая свита байоса	Порфиритовая свита байоса

Ярус	Подъярус	Зона	Рачинско-Осетинский залив			Рачинско-Кахетинский барьерный риф	
			селения Цеси — Сева	селения Корта — Хирхониси	селения Цона — Эрцо, горы Рибиса	Кведрула — г. Велуанта — горы Валхох	с. Джварисубани — гора Кох — с. Цителицкаро
Титон			Отсутствует (?)	Отсутствует (?)	<i>Calpionella</i> sp.	Отсутствует (?)	<i>Calpionella</i> <i>Stylina parvipora</i> , <i>Phylloceras tortisulcatum</i> var. <i>tithonica</i> , <i>Lytoc. quadrisulcatum</i> , <i>Chlamys strambergensis</i> , <i>Camptonectes tithonica</i>
Кимеридж	верхний	<i>Waagenia beckeri</i>	Не охарактеризована	<i>Isastraea helianthoides</i> , <i>Calamophyllia flabellum</i> , <i>C. etalloni</i>	<i>Calamoph. etalloni</i> <i>Baryphyllia crassa</i>	<i>Enalohelia elegans</i> , <i>Calamophyllia etalloni</i> , <i>Thamnasteria prolifera</i>	<i>Stylina valfinensis</i> , <i>Calamophyllia etalloni</i> , <i>Calamophyllia flabellum</i> , <i>Montlivaltia truncata</i> , <i>Thecosmilia irregularis</i> , <i>Microsolena</i> sp., <i>Rhipidogyra elegans</i>
	нижний	<i>Streblites tenuilobatus</i>			<i>Idoceras malletianus</i> , <i>Id. planula</i>		
Лузитан	секван		<i>Latimaeandra fringeliana</i> , <i>Montlivaltia subdispar</i>	<i>Paractidaris florigemma</i>	Не охарактеризован	<i>Rhipidogyra elegans</i> , <i>Montlivaltia truncata</i> , <i>Calamophyllia flabellum</i> , <i>Cal. stockesi</i> , <i>Thamnasteria explanata</i> , <i>Neumayria flexuosa</i> , <i>Aspidoceras eucyphus</i>	
	поран	<i>Epipeltoceras bimammatum</i> = <i>Rhipidogyra elegans</i>		<i>Montlivaltia truncata</i> , <i>Dimorpharaea lineata</i>	<i>Rhipidogyra elegans</i> , <i>Stylosmilia corallina</i> , <i>Montlivaltia truncata</i>		
	арговий	<i>Peltoceras transversarium</i>		<i>Phylloc. plicatum</i> , <i>Lyt. rex</i>	Не охарактеризован кораллами, имеются губки		

Оксфорд	верхний	Aspidoceras perarmatum	<i>Aspidoc. perarmatum, Asp. faustum</i>	<i>Aspidoc. perarmatum, Asp. faustum</i>	<i>Aequipecten fibrosus, Aspidoceras babeaui</i>	Отсутствуют или не вскрыты	<i>Aspidoceras perarmatum</i>
	средний	Cardioceras cordatum	Не охарактеризована	Не охарактеризована			
	нижний	Peltoceras athleta и Quenstedtoceras lam-berti (дивез)	<i>Oppelia discoides, Hecticoc. dypastes, H. bisulcatum</i>	<i>Hecticoc. bisulcatum, H. dynastes</i>			
Келловей	верхний	Reineckeia anceps	<i>Hecticoc. lunuloides, H. metomphalum, H. zieteni, H. punctatum</i>	<i>Cosmoceras proniae</i>	Отсутствуют	<i>Macrocephalites macrocephalus, Stepheoceras extinctum, Perisphinctes pseudopatina, Hecticoceras evolutus, Cado-ceras modiolare, Astarte episcopalis, Pinna lanceolata</i>	
	нижний	Macrocephalites macrocephalus	<i>Macroceph. macrocephalus, M. tumdus, Cado-ceras modiolare</i>	<i>Macroceph. macrocephalus, M. caucasicus, Cadoceras modiolare</i>			
Подстилающие отложения			Порфиритовая свита байоса	Байос и Лейас	Порфиритовая свита байоса	Порфиритовая свита байоса	Порфиритовая свита байоса

и гастроподовыми известняками. В этой же зоне кимеридж распространён сравнительно меньше и в основном представлен вулканогенными фациями. В титоне снова отлагается известняковая фация, иногда пестроцветная, часто содержащая прослой гипса, что указывает на усиление регрессии.

На Большом Балхане верхнеюрские отложения согласно залегают на средней юре и представлены всеми ярусами мальма, как и в Грузии; келловой-оксфорд в нижней части терригенный, а верхи известковистые. Верхняя часть мальма сложена мощными карбонатными осадками (400—700 м).

На Куба-Даге низы верхней части мальма представлены массивными или тонкослоистыми известняками, часто доломитизированными (200 м), относящимися к оксфордскому и частично кимериджскому ярусам. Заканчивается разрез красноцветной песчанисто-глинистой гипсоносной толщей (до 250 м), относящейся к кимеридж-титону. Аналогично с Грузинской глыбой здесь кимеридж-титону соответствует регрессия.

Севернее, в Туаркыре, низы мальма представлены глинами с прослоями известняков, содержащих фауну келловея (25—55 м). Оксфорд представлен известняками (с кремниями), он несогласно перекрывается красноцветными песчаниками и глинами титона и неокома. Здесь, как и в Грузии, в кимеридже отмечаются восходящие движения.

В хребте Эльбурс установлены все ярусы от келловея до кимериджа включительно. Отложения титона — нижнего мела представлены красноцветными конгломерато-песчаниками. В восточной части Эльбурса представлена уже вся верхняя юра мощностью 1600 м. Далее на восток, в Туркмено-Хоросанских горах, верхняя юра согласно сменяется нижним мелом — известняками мощностью 3000 м. Этот бассейн соединялся с верхнеюрским морем Гималаев. Южнее хребтов Эльбурс — Биналунда верхнеюрские отложения неизвестны.

На северо-востоке туркмено-хоросанское море было связано с памирским, где в верхнеюрское время также отлагались известняки. Здесь выделяют трансгрессивный келловой, а также оксфорд-титон, которые представлены в Восточном Памире аналогично Абхазии в рифовой фации.

На Северном Кавказе верхняя юра везде трансгрессивно ложится на различные горизонты древних отложений. Отложения келловея здесь, как и в Грузии, в основном, терригенные. Нижний келловой имеется в бассейнах рек Белой, Малой Лабы, в Нальчикском районе и Центральном Дагестане, а средний и верхний келловой встречается почти повсеместно на Северном Кавказе. Оксфорд и кимеридж карбонатны и их отложения присутствуют вдоль всего северного склона Кавказа. В оксфордских известняках выделяют верхнюю часть с фауной лузитана Западной Европы. Лузитан так же, как и в Грузии, представлен рифогенными массивными известняками. К северо-западу известняки оксфорд-кимериджа заменяются флишевой фацией (чередование известковистых песчаников и глин, мощность 500—600 м). Кимеридж охарактеризован фаунистически. В Прикисловодском районе аналогично с Грузинской глыбой нижние горизонты верхней юры отсутствуют.

В Центральном Дагестане оксфорд-кимеридж представлен песчанистыми отложениями, а титон — известняковыми брекчиями, песчанистыми, глинистыми и доломитизированными известняками с линзами и гнездами гипса. К северо-западу карбонатные отложения титона сменяются глинистыми и песчанистыми флишевыми породами.

В северо-западной части Большого Кавказа в бассейнах рек Пшехи и Белой верхняя юра представлена отложениями, аналогичными абхаз-

Сводная стратиграфическая схема верхнеюрских отложений

Ярус	Абхазский барьерный риф (Псоу-Гега-Юпшара)	Абхазский залив		Грузинская глыба		Рачинско-Осетинский залив			Рачинско-Кохетинский барьерный риф		Местийско-Тянетская зона		
		Джирхва	хр. Ачавчара	Ткварчели	Окриба	села Цеси — Сева	села Корта — Баджихеви	сел. Цона — гора Рибиса	Кведрула — Велуанта — Валхох	с. Джварисубани — гора Кох — с. Цители-Цкаро			
Титон	Массивные и брекчиевидные известняки и доломиты с фауной кораллов, брахиопод с водорослями 400—500 м	Известняки и доломиты брекчиевидного строения 500 м		Слоистые известняки		Перерыв	Перерыв	Перерыв	Перерыв (?)	Размыты / Известняки и песчаные известняки с <i>Calpionella</i> sp.	Размыты / Грубослоистые органогенные известняки с <i>Calpionella</i>	Размыты / Грубослоистые известняки 10—50 м	Известняки, мергели, известняки частью доломитизированные 500—600 м
Кимеридж		Известняки, пестрые глины и песчаники, порфириновый покров (15 м) и мергели 290 м		Пестроцветные глины, песчаники, конгломераты и брекчи. В верхней части линзы известняков с фауной двусторчатых 250 м		Пестроцветные глины и песчаники с линзами гипса 700—500 м	Пестроцветные глины и песчаники с покровами порфиринов и базальтов, с залежами гипса 80—300 м	Пестрые песчаники и доломиты с гипсовыми пластинами 15—20 м	Пестрые глины и песчаники в низах мергели и известняки, подстилаемые конгломератом (гравелит) 30—40 м	Мергелистые и песчаные известняки и мергели 200 м	Массивные и брекчиевидные известняки; там, где они расположены, на байосе иногда подстилаются мощным слоем конгломератов 60—180 м	Массивные известняки, иногда брекчиевидные, с кораллами, брахиоподами и моллюсками 40—200 м	Мергельные сланцы и известняки с пачками глинистых сланцев 700—1000 м
Лузитан		Массивные коралловые известняки, подстилаемые слоистыми известняками с кремнями 60—120 м		Массивные коралловые и слоистые известняки, мергели, пестроцветные песчаники и глины 80—200 м		Перерыв	Перерыв	Известковистые песчаники и песчаные известняки 30—40 м	Коралловые известняки, в низах песчаные (40—60 м), подстилаемые слюдястыми песчаниками 30—40 м	Коралловые известняки, в низах кремнистые губковые известняки 30—100 м	Перерыв / Пестрые глины, мергели и песчаные известняки, подстилаемые конгломератом или крупнозернистым песчаником	Перерыв / Глины, мергели и известковые песчаники; подошва не обнажена	
Оксфорд	Размыты / Перерыв	Глинисто-известковистые песчаники, мергели, песчаные известняки 25—50 м		Глины и песчаники, подстилаемые конгломератом 130—200 м				Известковистые и глинистые песчаники 30—50 м	Слоистые песчаные известняки и мергели, известковистые песчаники 20—30 м	Известковистые песчаники и мергели 15—30 м			
Келловей		Глины и песчаники, подстилаемые конгломератом 100—110 м		Глины и песчаники, подстилаемые известковистым песчаником и конгломератом 200 м				Глины с прослоями песчаников 200 м	Глины и песчаники, подстилаемые конгломератом 40—80 м				
Подстилающие отложения	Порфиритовая свита байоса	Батская угленосная свита		Порфиритовая свита байоса		Батская угленосная свита	Батская угленосная свита	Порфиритовая свита байоса	Порфиритовая свита байоса	Порфиритовая свита байоса	Порфиритовая свита байоса	Порфиритовая свита байоса	Глинистые сланцы средней юры

ским, и является их продолжением, и выражена как во флишевой, так и в эпиконтинентальной фации. Эпиконтинентальный келловей-оксфорд здесь, как и в Грузии, сложен глинистыми и известняковыми песчаниками, а лузитан-титон — карбонатными отложениями. Местами титон согласно переходит в нижний мел. Верхнеюрская фауна богато представлена и состоит из смешанных средневропейских и средиземноморских форм. Коралловая фауна рифогенных известняков идентична таковой абхазского лузитан-титона.

Западнее Кавказский бассейн, по-видимому, был непосредственно связан с верхнеюрским бассейном Крыма. Верхняя юра здесь слагает главную гряду Крымских гор и представлена всеми ярусами. Наиболее распространены лузитан, кимеридж и титон. На востоке гряды в области Судакского синклиория верхняя юра начинается нижним келловеем и согласно продолжает среднюю юру; в зонах поднятий она залегает трансгрессивно и с большим угловым несогласием на средней юре или на таврической серии, начинаясь средним келловеем, оксфордом и большей частью лузитаном. Оксфорд преимущественно терригенный и по распространению связан с келловеем. Эпиконтинентальный лузитан, как и в Грузии, представлен в рифогенной фации с аналогичной богатой фауной. Кимеридж и титон сложены слоистыми известняками, мергелями, массивными зоогенными известняками, глинистыми флишевыми отложениями и мощными регрессивными конгломератами. Этот комплекс кимеридж-титонских отложений обычно отделен от подстилающих пород резким несогласием. Признаки регрессии, как и в Грузии, по-видимому, связаны с андийской фазой.

В Восточно-Карпатском флишевом бассейне верхняя юра представлена в двух фациях: субпеннинской, богатой фауной, и более бедной — пеннинской. В субпеннинской фации келловей сложен криноидными известняками с брахиоподами и красными конкреционными известняками. Последние охватывают также остальные ярусы верхней юры до титона включительно и содержат богатую фауну аммонитов, белемнитов и брахиопод. Различаются зоны развития рифогенных известняков (на севере) и мергелистых, местами песчанистых. В пеннинских фациях келловей-оксфорду соответствуют радиоляриты, кремнистые и криноидные известняки, кимериджу — красные известняки с мелкими аптихами, а титону — более плотные массивные известняки с *Calpionella alpina* Logan.

На Мармарошском массиве за келловей-оксфордскими конгломератами и песчаниками, залегающими непосредственно на кристаллических сланцах, следуют известняки и мергелистые сланцы, охватывающие остальные ярусы, включая титон.

Трансгрессивно залегает келловей на более древних породах также в Южных Карпатах — Банате.

В Альпах основание мальма (Пиоли) представлено глубоководной фацией, оксфорд заканчивается радиоляритами, верхняя же часть мальма (лузитан-титон) представлена мощными массивными известняками с кораллами (кордильеры). Нельзя не подчеркнуть большое сходство этих известняков с абхазским и восточногрузинским барьерными рифами.

Верхняя юра Грузии наибольшее сходство обнаруживает с мальмом Франко-Швейцарских юрских гор. Там келловей богато охарактеризован фауной. Оксфорд мергелистый и в верхах содержит окремненные ископаемые. Выше следуют мощные известняки лузитан-титона, содержащие, как в Раче и Юго-Осетии, в арговии крупные губки (арговская юра). Рорак и секван (район Безансон) почти полностью представлены коралловыми рифами. Кимеридж образует утесы глини-

стых известняков, иногда коралловых рифов. Портланд в нижней части представлен известняками с редкими аммонитами или доломитами, а в верхней — мергелями с гипсом, брекчиями, озерными известняками (пербекская фация).

Сходство этих отложений с грузинскими выражено в наличии относительно глубоководной аммонитовой фации в нижнем мальме и мелководных отложений, связанных с тенденцией воздымания, в лузитане, представленных преимущественно рифовыми фациями. Арговий часто с губками, рорак, секван коралловый (как в Раче), кимеридж местами, как в Юго-Осетии, аммонитовый, местами же коралловый, подобно абхазскому и рача-кахетинскому барьерным рифам. Титон не сохранился или сложен лагунными гипсоносными отложениями.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения меловой системы пользуются большим распространением на территории Грузии. В зависимости от геотектонических условий наблюдается большая фациальная изменчивость отложений (см. рис. 42). В системе Южного склона в Местийско-Тианетской и Туапсе-Новороссийской зонах развиты флишевые отложения, которые подразделяются на две серии: терригенную (готерив—сеноман) и карбонатную (турон—датский ярус). Валанжин вместе с верхней юрой образует нижнюю карбонатную серию.

В Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе меловые отложения представлены нормально-морскими фациями. Они подразделяются на три серии: нижнюю — карбонатную (валанжин — апт), среднюю — терригенную (альб — сеноман) и верхнюю карбонатную (турон — датский ярус). Относительно небольшую роль играет вулканогенная фация.

В Аджаро-Триалетской системе мощным развитием пользуется основная вулканогенная фация. Она образует нижнюю серию отложений (апт — сеноман, частично нижний турон), подошва которой не вскрыта. Выше следует карбонатная серия, охватывающая турон — датский ярус.

На Артвинско-Болнисской глыбе представлен только верхний мел. Он делится на две серии: вулканогенную (сеноман — нижний кампан) и карбонатную (верхний кампан — датский ярус). Первая серия широко развита и отличается средним и кислым составом.

НИЖНИЙ МЕЛ

Присутствие нижнемеловых отложений в Грузии установил еще Дюбуа де Монпере, наметив основные черты подразделения нижнего мела Грузии. В разрезе окрестностей г. Кутаиси им были установлены песчаники нижнего неокома, доломитизированные известняки с нериньями, известняки с дицерасами (ургон), мергели с богатой фауной (апт) и верхне-неокомские (альбские) глины и песчаники. По существу это были те же свиты, которые описывались впоследствии Г. Абигом и С. Симоновичем. Если вначале Г. Абигом, С. Симонович, А. Сорокин и Л. Бацевич (1874) ургонские известняки и мергели апта относили к неокому, то впоследствии в результате ошибки в определении ургонских рудистов как среднемеловых *Caprotina* они эти свиты считали за тольт.

Лишь в 1892 г. С. Симонович, а затем Э. Фурнье правильно сопоставили выделявшиеся на Грузинской глыбе свиты с ярусами нижнего мела; предложенное ими подразделение по существу оставалось без изменений до 30-х годов XX века.

М. С. Швецов (1911, 1913) установил присутствие пелагической (аммонитовой) фации неокома в Западной Абхазии, выделив в этих отложениях валанжин, готерив и баррем. В 20-х годах В. П. Ренгартен, И. Г. Кузнецов, Н. Б. Вассоевич и др. приступили к изучению стратиграфии нижнемелового флиша Южного склона Большого Кавказа, до тех пор совершенно неисследованного. Составленная В. П. Ренгартеном схема расчленения нижнемелового флиша и в настоящее время остается почти без изменений. Б. Ф. Мефферт (1924, 1931) несколько детализировал стратиграфию нижнемеловых отложений Имеретии, выделив несколько местных горизонтов. Однако он необоснованно отрицал неокомскую трансгрессию, объединяя кварцевые песчаники с пестроцветной свитой, которую относил к титону.

Уже с середины 20-х годов геологи Грузии начали исследования по стратиграфии нижнего мела Грузии. А. И. Джанелидзе (1930, 1940, 1940₁) доказал трансгрессию неокома, выделил нижнеокомскую свиту кварцевых песчаников, относимую ранее к верхней юре, установил аммонитовую фацию неокома и враконский подъярус в Раче. И. В. Качарава (1932) выделил берриас (нижний валанжин), а П. Д. Гамкрелидзе (1933) — альбскую туфогенную свиту. Стратиграфические исследования опирались на монографическое изучение нижнемеловой фауны, начатое еще А. И. Джанелидзе (1926) и И. М. Рухадзе (1933).

В результате этих работ ярусы нижнего мела Грузинской глыбы и Гагрско-Джавской зоны были расчленены на биостратиграфические зоны (Эристави, 1951, 1952); предложенная первоначально схема подразделения ярусов на зоны уточнена на основании собранного за последние годы материала (Эристави, 1960; Котетишвили, 1958).

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа

Туапсе-Новороссийская зона

Нижнемеловые отложения, представленные геосинклинальными фациями, характерными для южной части Туапсе-Новороссийской зоны, развиты в Западной Абхазии, к северу от хребта Кацирха.

В бассейне р. Псоу нижний мел согласно налегает на титон и согласно покрывается сеноманом. Он представлен карбонатными осадками с бедной фауной. В этом районе В. В. Меннер и Б. М. Келлер выделили две свиты: кэпш и медовеевскую. Ниже приводится сводный разрез этих свит. Свита кэпш представлена следующими горизонтами:

Cr_{1v1}	1. Нижний горизонт — мергели с отдельными пластами и прослоями глинистых известняков с <i>Berriasella</i> cf. <i>pontica</i> Ret. и др.	40—60 м
$Cr_{1ht}+b_1$	2. Средний и верхний горизонты — мергели с прослоями мергелистых сланцев и реже глинистых известняков с <i>Matheronites ferraudi</i> d'Orb., <i>Barrenutes difficilis</i> d'Orb. и др.	150—200 „
На свиту кэпш согласно налегает медовеевская свита, в которой выделяются:		
Cr_{1ap1}	3. Чередование мергелистых сланцев, известковистых, глинистых и песчаных мергелей с <i>Phylloceras moreli</i> d'Orb., <i>Costidiscus microcostatus</i> Sim., <i>Deshayesites dechy</i> Par.	35—40 „
Cr_{1ap2}	4. Породы, аналогичные горизонту 3 с <i>Neohibolites inflexus</i> Stol.	25—30 „
Cr_{1al1}	5. Чередование мергелистых сланцев и известковистых мергелей с <i>Inoceramus anglicus</i> Woods, <i>Neohibolites minor</i> Stol., <i>N. wollemanni</i> Stol.	30—40 „
Cr_{1al2+3}	6. Мергелистые сланцы с прослоями песчаных мергелей	60—70 „

В разрезах, расположенных севернее р. Псоу, нижнемеловые отложения обогащены терригенным материалом. Здесь свита кэпш пред-

ставлена листоватыми мергелями, с которыми в верхних горизонтах чередуются прослои кварцево-аркозовых песчаников. Медовеевская свита в тех же разрезах слагается чередованием мергелистых сланцев, глин и прослоев мелкозернистых песчаников.

Местийско-Тианетская зона

В Местийско-Тианетской зоне нижний мел согласно налегает на верхнеюрские отложения. Повсюду на нижний мел налегает сеноман. В Шовско-Пасанаурской подзоне установлено согласное залегание сеномана на альбе, в Жинвальско-Гомборской — местами наблюдается согласное залегание сеномана, а местами трансгрессивное (Кახетинский хребет).

В районе Военно-Грузинской дороги В. П. Ренгартен (1932) расчленил нижнемеловой флиш на следующие свиты: 1) свита ципори — титон и валанжин; 2) пасанаурская свита — готерив и баррем; 3) свита дгнали — апт и нижний альб; 4) свита павлеури — верхний альб.

Эта схема И. Г. Кузнецовым (1931, 1932), Н. Б. Вассоевичем (1931, 1932) и другими геологами была распространена на соседние районы; с незначительными изменениями она принята и теперь.

Валанжин (верхняя часть свиты ципори). В Местийско-Тианетской зоне валанжину соответствует верхняя часть свиты ципори — карбонатный флиш. Эта свита слагается чередующимися мергелистыми известняками, мергелями и прослоями песчанистых известняков, глинистых сланцев и известковистых песчаников.

За последние годы удалось собрать материалы, позволяющие расчленить свиту ципори на несколько горизонтов (нижние из них относятся к верхней юре и описаны выше).

В Горной Раче в окрестностях селений Шови, Уцера и Геби верхняя часть свиты ципори представлена чередованием мергелей, мергелистых и песчанистых известняков и известковистых песчаников мощностью до 500 м.

В бассейне р. Большой Лиахви, в окрестностях селений Ванели и Джлита обнажается лишь верхняя часть свиты ципори, представленная мергелями мощностью до 300—400 м.

Севернее и северо-восточнее, у Рокского перевала, в верховьях рек Малой Лиахви и Ксани и у Кельского озера в верхней части свиты ципори выделяются два горизонта: 1) известняки эдиси, представленные чередованием пачек и слоев песчанистых известняков, массивных и сланцеватых мергелистых известняков, мергелей и прослоев мергелистых сланцев мощностью 110—120 м, и 2) согласно налегающая на известняки эдиси «светлая мергелистая свита», слагающаяся чередующимися глинисто-мергелистыми сланцами, мергелями, мергелистыми известняками с прослоями известковистых песчаников. В верхах свиты встречаются пачки массивных мергелистых известняков, мощность 250—300 м.

И. Г. Кузнецов предполагал, что в свите ципори выделяется несколько литологических горизонтов. И. Р. Кахадзе (1951) считал, что известняковая и мергелистая свиты являются лишь фациями. Несомненно, что в Юго-Осетии выделяются горизонты, установленные И. Г. Кузнецовым, но не ясно, какое они имеют распространение и выдерживаются ли в других районах. С другой стороны, нет оснований отрицать фациальной изменчивости в свите ципори, что особенно отчетливо видно в районе Военно-Грузинской дороги.

В южной части района Военно-Грузинской дороги, у селений Пасанаури и Магриулта, верхняя часть свиты ципори слагается в основном мергелями с прослоями мергелистых сланцев. Севернее с мергелями

чередуются слоистые мергелистые известняки и реже кремнистые и псевдооолитовые известняки, а в самой северной полосе встречаются обломочные известняки и известковистые песчаники. Мощность валанжинской части свиты ципори около 200—300 м. Здесь несомненно устанавливается появление обломочного материала на севере и замещение известняков мергелями к югу.

В Заалазанской Кахетии эквивалентом свиты ципори является выделенная Н. Б. Вассоевичем (1932) енисельская свита. Верхняя часть енисельской свиты, относимая к валанжину, слагается псевдооолитовыми обломочными мергелистыми известняками, мергелями и мергелистыми сланцами. Мощность валанжина до 400 м.

На Кахетинском хребте в сложных тектонических условиях обнажается пачка толстослоистых известняков, возраст которых еще не ясен: возможно, что они валанжинские, но не исключена их принадлежность к титону.

Валанжинский карбонатный флиш беден фауной, однако единичные находки все же позволяют отнести верхнюю часть свиты ципори к валанжину. В окрестностях сел. Геби найден верхневаланжинский *Lamellaptychus didayi* Со qu., а в бассейне р. Большой Лиахви валанжин-готеривский *Pseudobelus bipartitus* Bl. Еще один плохо сохранившийся аммонит был найден в ущелье р. Хваргула, но даже род его не был определенно установлен (*Barriasella* или *Perisphinctes*). Однако ясно, что в бассейне рек Лиахви и Ксани относимая к валанжину верхняя часть свиты ципори подстилается титоном с *Himalaytes* cf. *seideli* Orr. и покрывается готеривом с *Lytoceras* cf. *denisubfimbriatum* Uhl.

Готерив — баррем (свита пасанаурская, или геске). В Раче, в долине р. Риони и в Юго-Осетии, в бассейнах рек Большой и Малой Лиахви и Паца к готериву и баррему относится свита геске, выделенная И. Г. Кузнецовым (1931). Эта свита начинается пачкой глинисто-мергелистых сланцев, чередующихся с прослоями известковистых песчаников, мергелей и глинистых известняков мощностью 100—120 м. Из верхней части ее, в долине р. Тли-дон, Н. А. Канделаки обнаружен *Lytoceras* cf. *denisubfimbriatum* Uhl. Выше следуют глинистые сланцы, чередующиеся с редкими прослоями мергелистых сланцев и мелкозернистых песчаников с отдельными пачками средне- и крупнозернистых массивных песчаников. Общая мощность свиты геске 400—450 м.

В районе Военно-Грузинской дороги готериву и баррему соответствует выделенная В. П. Ренгартеном пасанаурская свита, в которой различаются три горизонта:

- | | |
|---|---------|
| 1. Глинистые сланцы с тонкими прослоями известковистых песчаников . . . | 50—60 м |
| 2. Глинистые сланцы с тонкими прослоями известковистых и кварцевых песчаников. В этом горизонте нередки <i>Helminthoidea appendiculata</i> Heeg, <i>Cylindrites zickzack</i> Heeg . . . | 300 „ |
| 3. Глинистые и мергелистые сланцы, с которыми чередуются тонкие пачки песчаников и линзы детритусовых известняков. Фауна очень скудная и плохо сохранившаяся: <i>Neitheia</i> cf. <i>atava</i> Roem., <i>Exogyra tuberculifera</i> Koch. et Dunk. | 200 „ |

К северу от сел. Пасанаури в песчаниках встречается более грубозернистый материал. В Северной Кахетии, в бассейнах рек Иури и Алазани, пасанаурская свита слагается толстослоистыми среднезернистыми песчаниками и прослоями и пачками листоватых мергелей в нижней части свиты и карбонатных глинистых сланцев в верхней. В ущелье р. Бухребис-хеви П. И. Авалишвили нашел *Lima dubisiensis* Pict., *L. undata* Des., *Camptonectes robinaldinus* d'Orb., *Thetironia* cf. *picteti* Kar., *Exogyra subsinuata* Leym., *Ex. tuberculifera* Koch. et

Dunk., *Arctostrea* cf. *rectangularis* Roem., устанавливающие присутствие готерива. Мощность пасанаурской свиты 400—500 м.

Апт и нижний альб (свита дгнали, или тетра-хеви). В бассейнах рек Большой и Малой Лиахви и Ксани свита дгнали слагается глинистыми сланцами и аргиллитами с прослоями мергелей и мелкозернистых песчаников мощностью до 500—600 м. По материалам О. И. Шириашили (1959), в свите дгнали в этом районе встречается микрофауна: *Globigerina infracretacea* Glaes., *Gl. aff. aptica* Agal., устанавливающая наличие апта.

В районе Военно-Грузинской дороги свита дгнали слагается хрупкими, иногда листоватыми сланцами, с которыми чередуются прослойки сланцеватых мергелей, песчаных глин и известковистых сланцев. Встречаются фукоиды: *Chondrites inaequalis* Heer, *Ch. serpentius* Heer, *Ch. bolvensis* Heer, *Nulliporites granulosus* Heer. Мощность свиты до 1000 м (?).

В Тианетском районе распространена выделенная Н. Вассовичем свита тетра-хеви, являющаяся стратиграфическим эквивалентом свиты дгнали. В этом районе свита тетра-хеви слагается аргиллитами, сланцеватыми глинами и чередующимися с ними прослоями мергелей и мелкозернистых песчаников. Мощность свиты тетра-хеви до 500—600 м.

Приблизительно такого же характера свита тетра-хеви на Кахетинском хребте, где в ее строении преобладают песчаные глины и глинистые сланцы, с которыми чередуются мергели и мелкозернистые песчаники. В мергелях встречаются фукоиды *Chondrites targionii* Brongn., *Ch. filiformis* Heer., *Ch. inclincatus* Brongn. и очень редкие плохо сохранившиеся аммониты *Acanthoplites* sp. ind. Мощность свиты 400—500 м.

Из вышеизложенного видно, что хотя общий характер свит дгнали и тетра-хеви выдерживается в пределах системы Южного склона, тем не менее в них намечаются фациальные изменения.

В. П. Ренгартен определял возраст свиты дгнали как апт — нижний альб. Наличие апта подтверждается вышеприведенной микрофауной, однако неясно, охватывает ли свита и нижний альб. О. И. Шириашили предполагает, что свита дгнали соответствует лишь апту, но, с другой стороны, А. И. Джанелидзе и И. М. Рубинштейн (1957), В. Я. Эдилашвили и др. считают, что вышезалегающая свита навтис-хеви (или павлеури) является лишь фацией верхов свиты дгнали и, следовательно, граница между этими свитами не везде приурочена к одному и тому же горизонту. Это предположение подтверждается наличием фациальных изменений в свите дгнали. Возможно, что в бассейне р. Лиахви свита дгнали не выходит за пределы апта, как предполагает О. И. Шириашили, но в других районах охватывает и нижний альб.

Средний и верхний альб (свита павлеури, или навтис-хеви). Как уже отмечалось выше, свиту павлеури А. И. Джанелидзе, М. М. Рубинштейн (1957) и В. Я. Эдилашвили считают за фацию верхней части свиты дгнали. Однако эта свита хорошо прослеживается в пределах системы Южного склона, занимая определенное стратиграфическое положение, поэтому ее следует считать за определенный стратиграфический горизонт.

В бассейнах рек Большой и Малой Лиахви и Ксани свита слагается пестрыми — темно-серыми, светло-серыми, зеленоватыми и красноватыми — глинистыми сланцами и аргиллитами, чередующимися с прослоями песчаников, глин и мергелей. По данным О. И. Шириашили (1959), в ней встречается альбская микрофауна *Globigerina globigerinoides* Subb., *Gl. infracretacea* Glaes., *Miliolina* aff. *problematica* Agal., а также редкие плохо сохранившиеся двустворчатые *Cucullaea*

ex gr. *glabra* Park., *Aucellina* cf. *parva* Stol., *Neithea* sp. ind. Находка *A. parva* указывает на присутствие верхнего альба, но, учитывая согласное залегание свиты навтис-хеви на свите дгнали (апте), следует считать, что свита навтис-хеви охватывает и более низкие горизонты альба.

Мощность свиты навтис-хеви в Юго-Осетии от 60 до 110 м, к северу она уменьшается, а прослои песчаников становятся более грубозернистыми и многочисленными.

В районе Военно-Грузинской дороги свита павлеури представлена пестрыми аргиллитами, чередующимися с прослоями мергелистых сланцев. Мощность свиты до 150 м.

В Кахетии распространена выделенная Н. Б. Вассоевичем свита навтис-хеви, являющаяся эквивалентом свиты павлеури. В Тианетском и Ахметском районах она слагается чередованием пестрых сланцев, аргиллитов и мергелей. На Кахетинском хребте свита навтис-хеви состоит из чередования пестрых глин, аргиллитов и прослоев мергелей и реже тонкозернистых песчаников с очень редкими верхнеальбскими *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. parva* Stol. Мощность свиты до 150 м.

Из вышеизложенного видно, что в свите наблюдается фациальная изменчивость, при этом свита отличается от подстилающих отложений в основном пестрой окраской.

Учитывая фациальную изменчивость отложений, можно допустить, что стратиграфический объем свиты павлеури, или навтис-хеви, не везде одинаков; устанавливается присутствие верхнего альба, но нижние горизонты свиты, по-видимому, относятся к среднему и, возможно, к нижнему альбу.

Фронтальная полоса Орхевского надвига Местийско-Тианетской зоны

В этом районе нижнемеловые отложения представлены своеобразными фациями — карбонатными осадками небольшой мощности с фауной открытого моря. Известны два изолированных выхода нижнего мела — в сел. Цханари и в ущелье р. Ксани. В окрестностях селений Цханари и Фасраги нижний мел налегает трансгрессивно на верхнеюрские известняки. По материалам П. Д. Гамкрелидзе, Н. С. Бендукидзе и М. С. Эристави (1952), разрез нижнего мела следующий:

- | | | | |
|-----------------------|--|---|---------|
| Cr ₁ VI 1. | Известняковые брекчи, покрывающиеся слоистыми пелитоморфными известняками с фауной <i>Aucella crassicolis</i> Keys. v. <i>psyloraschensis</i> Bog., <i>Neocomites</i> cf. <i>neocomiensis</i> Bog., <i>N.</i> cf. <i>trezaniensis</i> Lory, <i>Kilianella</i> cf. <i>pexyptycha</i> Uhl., <i>Thurmanniceras</i> cf. <i>camplytoxus</i> Uhl., <i>Duvalia binervia</i> Rasp. | } | 15—30 м |
| Cr ₁ ht 2. | Слоистые пелитоморфные известняки с <i>Olcostephanus</i> cf. <i>jeannoti</i> d'Orb., <i>Rogersites</i> cf. <i>atherstoni</i> Scharpe, <i>Pseudothurmannia</i> cf. <i>angulicostata</i> d'Orb. и др. | | |
| Cr ₁ b 3. | Те же породы: <i>Phylloceras</i> cf. <i>mitaschewitchi</i> Kar. | | |
| Cr ₁ ap 4. | Слоистые серые мергели с <i>Colchidites lakhephaence</i> Roukh., <i>C. microcostatus</i> Roukh., <i>Neohibolites inguriensis</i> Roukh. | | 4—5 „ |
| Cr ₁ al 5. | Слоистые сероватые и розоватые мергели с <i>Aucellina</i> cf. <i>aptiensis</i> Pompr., <i>A.</i> ex gr. <i>caucasica</i> Buch., <i>Mesohibolites brevis</i> Schw. | | 15—20 „ |

Следует отметить, что аммониты из пачки I характерны для среднего и верхнего валанжина.

Другой выход нижнемеловых отложений известен в ущелье р. Ксани, у сел. Икоти. По данным Ш. А. Адамия (1958), здесь нижний мел трансгрессивно налегает на порфиритовую свиту байоса. В нижнемеловых отложениях выделяются:

Cr ₁ vl	1. Известковистые песчаники с прослоями микроконгломератов и глин. В этой пачке обнаружены <i>Phynchonella valangiensis</i> Log., <i>Neocomites trezanensis</i> Logu, <i>Fibula plana</i> Psel. и др.	12—15 „
Cr ₁ ht—b2	2. Толстослоистые, иногда брекчиевидные известняки; из нижней части пачки собраны готеривские формы <i>Exogyra subsinuata</i> Leum. var. <i>carinatoplicata</i> Reppg., а из верхней — барремские <i>Astieridiscus</i> ex gr. <i>moreti</i> Kil.	20—25 „
Cr ₁ ap	3. Чередование мергелистых известняков и мергелей с <i>Thetirionia minor</i> Sow., <i>Panopaea</i> cf. <i>gurgitis</i> Brongn., <i>Mesohibolites uhligi</i> Schw.	10 „
Cr ₁ al	4. Органогенно-оолитовые известняки, содержащие гальки порфиритов, гранитов и песчаников	7 „

В этом разрезе характер осадков нижнего мела более платформенный, однако все же эти отложения следует отнести к переходным фациям.

Гагрско-Джавская зона и Грузинская глыба

В Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе мел представлен сходными фациями.

Нижний мел согласно налегает на титон лишь в Западной Абхазии. В других районах Гагрско-Джавской зоны и на Грузинской глыбе нижний мел налегает трансгрессивно на разные горизонты юры: на верхнеюрскую пестроцветную свиту (бассейн р. Гализга, южное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали, окрестности г. Кутаиси), иногда на багские отложения (окрестности сел. Цуцхвати), часто на байос (бассейны рек Кодори, Окуми и Цхенис-цкала, окрестности селений Гореша и Лаше на Дзирульском массиве) и даже на лейасе (бассейн р. Восточной Гумисты). На Дзирульском массиве в районе сел. Сурами нижний мел трансгрессивно залегает на палеозое.

Следует отметить, что на южной и восточной перифериях Дзирульского массива нижний мел начинается барремом.

Повсюду в Гагрско-Джавской зоне нижний мел согласно покрывается сеноманом. На Грузинской глыбе, в Кутаисском, Цхалтубском и Сурамском районах и в Молитской синклинали в долине р. Чхеримела сеноман согласно налегает на альб, но на юго-западной, западной и северной перифериях Дзирульского массива в Чхарском и Чиатурском районах он трансгрессивно налегает на верхний альб, нижний апт (окрестности сел. Гогна и Чиатурский район) и неоком (бассейн р. Буджа).

В Гагрско-Джавской зоне нижнемеловые отложения широко распространены, протягиваясь почти непрерывной полосой от Гагрского района до окрестностей сел. Шкмери в Раче, а на Грузинской глыбе они представляют собой непосредственное продолжение полосы Гагрско-Джавской зоны. Здесь везде преобладают разнообразные карбонатные осадки нижнего мела, и лишь в валанжине и альбе встречаются терригенные и туфогенные фации. Нижнемеловые отложения этих районов изучались многими геологами. В Абхазии работали М. С. Швецов (1911, 1929), Т. А. Мордвилко (1937), Г. Р. Чхоуга, В. И. Курочкин, С. Г. Букия, В. Я. Эдилашвили, в Мегрелии — С. С. Чихелидзе (1945) и Б. Ф. Мефферт (1931), в Имеретии — Б. Ф. Мефферт (1924, 1932, 1934), Рачу и Окрибу изучал А. И. Джanelидзе (1936а, 1931, 1940, 1940а), на Дзирульском массиве работали П. Д. Гамкрелидзе (1932, 1948), Э. В. Котетишвили (1961). Исследования Е. К. Вахания, Г. Гуджабидзе, Р. Д. Левинадзе охватывали Гагрско-Джавскую зону, И. М. Рухадзе — Грузинскую глыбу. М. С. Эристави изучал большинство районов Грузинской глыбы и Гагрско-Джавской зоны (1940, 1946, 1951, 1952, 1960).

Валанжин и готерив. Расчленил валанжин и готерив на Грузинской глыбе и в большинстве районов Гагрско-Джавской зоны очень трудно. Они представлены мелководными карбонатными осадками, лишь местами в Гагрско-Джавской зоне встречаются карбонатные осадки с головоногими. На Грузинской глыбе в основании валанжина выделяется пачка базальных терригенных осадков. На южной и восточной перифериях Дзирульского массива, а также, по-видимому, в центральной части массива и в значительной части Мухранско-Тирифонской депрессии валанжин и готерив отсутствуют.

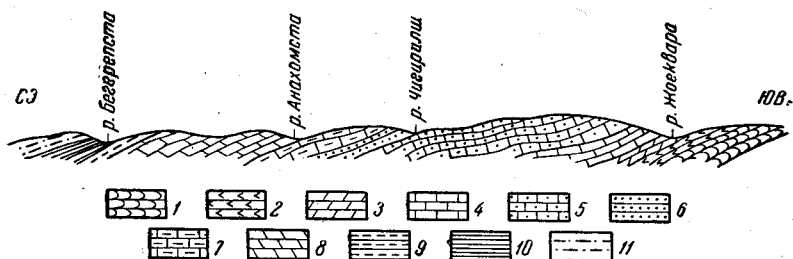


Рис. 15. Разрез нижнемеловых отложений в окрестностях Гагра (по М. С. Эристави)

1 — брекчиевидные известняки титона; 2 — известняки нижнего валанжина; 3 — известняки среднего и верхнего валанжина; 4 — известняки с экзогирами готерива; 5 — известняки с кремнистыми стяжениями готерива; 6 — глинистые и глауконитовые известняки готерива; 7 — известняки нижнего баррема; 8 — известняки верхнего баррема; 9 — пелитоморфные известняки и мергели апта; 10 — мергели альба; 11 — мергели и песчаники сеномана

В Западной Абхазии валанжин и готерив сложены слоистыми пелитоморфными известняками (рис. 15). В окрестностях Гагра валанжин и готерив расчленяются на следующие горизонты:

C_{r1v1}	1. Глинистые и пелитоморфные слоистые известняки с брахиоподами <i>Zeillera abchazica</i> Nutz. и редкими головоногими <i>Protetragonites quadrisulcatus</i> d'Orb.	40—50 м
$C_{r1v1+2+3}$	2. Слоистые пелитоморфные известняки с экзогирами и очень редкими аммонитами <i>Exogyra subsinuata</i> Leym., <i>Ex. etaloni</i> Pict. et Camp., <i>Lima dubisiensis</i> Pict., <i>Thurmanniceras thurmanni</i> Pict.	35—40 „
C_{r1ht}	3. Те же породы с <i>Exogyra subsinuata</i> Leym. var. <i>falciformis</i> Leym.	30—40 „
C_{r1}	4. Толстослоистые пелитоморфные известняки с кремнистыми стяжениями и бедной фауной <i>Rhynchonella malbosi</i> Pict., <i>Grammatodon securis</i> Leym., <i>Aucella keyserlingi</i> Lah., <i>Hibolites jaculum</i> Phil., <i>H. longior</i> Schw., <i>H. subfusiformis</i> Rasp., <i>Lyticoceras</i> cf. <i>amblygonium</i> Neum. et Uhl., <i>Crioceratites duvali</i> Zev.	200—220 „
	5. Пелитоморфные глауконитовые известняки с фауной зоны <i>Pseudothurmannia angulicostata</i> : <i>Phyllopachyceras infundibulum</i> d'Orb., <i>Spitidiscus</i> cf. <i>intermedius</i> d'Orb., <i>Barremites cassidoides</i> N. et Uhl., <i>Hibolites jaculum</i> Phil., <i>H. subfusiformis</i> Rasp., <i>Duvalia binervia</i> Rasp.	25—30 „

Горизонт 1 обычно называется брахиоподовым, а горизонты 2—3 — экзогировыми.

Сходные разрезы известны в нижней части ущелья р. Бзыби у сел. Калдахара и в ущелье р. Хипста. В нижнем валанжине (брахиоподовый горизонт) в ущелье р. Хипста найдена *Berriasella pontica* Ret., а в ущелье р. Бзыби из готеривских известняков с кремнистыми стяжениями — нижнеготеривская *Leopoldia bargamensis* Baum. var. *dubisiensis* Kil.

Севернее г. Гагра на хребте Берчиль мощности валанжина и готерива всего около 100—120 м.

В средней части ущелья р. Бзыби фации неокома изменяются: трансгрессивно залегающий здесь неоком начинается песчанистыми известняками, на которые налегают известняки с неринейми и кораллами, сменяющиеся выше криптокристаллическими известняками. Изменение фаций наблюдается и к востоку от г. Гагра; между ущельями рек Хипста и Западной Гумисты нижняя часть неокома слагается пачкой доломитизированных и криптокристаллических известняков (30 м), выше которых залегают криптокристаллические и пелитоморфные известняки. Эти осадки очень бедны фауной, лишь на горе Хипста в низах неокома встречаются мелкие экзогиры.

В Центральной и Восточной Абхазии, Мегрелии, Сванетии, Раче и Лечхуми (северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали) в основании трансгрессивно залегающего неокома выделяется базальная пачка микроконгломератов, кварцево-аркозовых и граувакковых песчаников и реже брекчиевидных известняков (ущелье р. Гализга). Мощность базальной пачки от 0,5 до 10—12 м, состав изменчивый, зависящий от литологии пород подстилающего субстрата.

На базальную пачку налегают неокоские известняки; в Центральной Абхазии к валанжин-готериву условно относят пачку известняков (5—15 м) с *Nerinea* (Чхотуа, 1939; Эристави, 1952).

В Восточной Абхазии (ущелья рек Гализга и Окуми), в Сванетии (ущелье р. Ларакваква) и в некоторых разрезах Мегрелии (ущелья рек. Ингури и Чегуала) в низах неокомских известняков выделяется нижний валанжин — брахиоподовый горизонт, представленный чередованием доломитизированных, пелитоморфных, песчанистых и брекчиевидных известняков (5—20 м) с *Rhynchonella kvezanensis* Nutz., *Zeilleria abchasica* Nutz. и очень редкими нижневаланжинскими аммонитами *Negrelliceras* cf. *negreli* Math., *Protacanthodiscus* cf. *transfigurabilis* Bogos. (Качарава, 1933; Эристави, 1952). Выше залегают горизонт криптокристаллических, пелитоморфных и реже (ущелье р. Ларакваква) песчанистых известняков мощностью 20—40 м. Бедная фауна плохо сохранившихся гастропод и двустворчатых не устанавливает возраста этого горизонта. По стратиграфическому положению его нужно относить к среднему и верхнему валанжину и готериву (Качарава, 1933). В ущелье р. Магана в низах этого горизонта Г. Е. Гуджабидзе устанавливаются слои с экзогирами.

В Мегрелии в бассейнах рек Хобис-цкали и Техури и в большинстве разрезов северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали валанжин и готерив слагаются доломитизированными криптокристаллическими известняками с очень бедной и плохо сохранившейся фауной. Лишь местами встречаются пелитоморфные известняки с редкой фауной, поддающейся определению. Подобные разрезы (рис. 16) известны в ущельях рек Риони (теснина Хидикари) и Рицеула (Джанелидзе, 1940; Эристави, 1952). Здесь на юру трансгрессивно налегают:

- | | | |
|--------------------------------|--|---------|
| Cr ₁ vl | 1. Толстослоистые и массивные доломитизированные известняки, чередующиеся с отдельными слоями криптокристаллических известняков. В ущелье р. Рицеула из средней части этой пачки найдены <i>Zeilleria abchasica</i> Nutz., <i>Nerinea</i> sp. ind. | 60—80 м |
| Cr ₁ ht | 2. Слоистые и тонкослоистые, пелитоморфные, слегка окрашенные известняки с кремниевыми стяжениями. В ущелье р. Рицеула найдены <i>Hibolites</i> cf. <i>longior</i> Schw., <i>Oxyteuthus</i> cf. <i>jazikowi</i> | 40—50 „ |
| Cr ₁ t ₂ | 3. Слоистые пелитоморфные известняки, содержащие в Хидикари <i>Olcostephanus</i> sp., <i>Crioceratites duvali</i> Lev., <i>Cr. nolani</i> Kil. | 15—20 „ |
| | 4. Слоистые пелитоморфные известняки <i>Phyllopacyceras infundibulum</i> d'Orb., <i>Puzosia pontica</i> Kar., <i>Pseudothurmannia angulicostata</i> d'Orb., <i>Barremites cassidoides</i> N. et Uhl., <i>Duvalia binervia</i> Ras p. | 20 „ |

На южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали и на Грузинской глыбе в Окрибе, в Цхалтубском и Чиатурском районах трансгрессивно залегающий неомом начинается свитой кварцевых песчаников (Джанелидзе, 1931, 1940). Эту свиту Б. Ф. Мефферт относил к титону, объединяя с подстилающей верхнеюрской пестроцветной свитой. Свита слагается аркозовыми, кварцево-аркозовыми и известково-аркозовыми песчаниками, местами же встречаются гравелиты и микроконгломераты и прослой глины. Мощность свиты к северу уменьшается и в ущелье р. Сарецкела не превышает нескольких метров, но к югу и юго-востоку увеличивается до 50—80 м (ущелья рек Дзуса и Кацхура). В верховьях р. Дзуса в песчаниках найдены неомомские двустворчатые *Rapana cf. prevosti* Leym., *Cyrena* sp., *Perna* sp. и др.

На песчаники согласно налегает свита средне- и толстослоистых доломитизированных известняков, в нижних слоях песчаных; местами (хребет Накерала, гора Аски) с известняками чередуются тонкие прослой песчаников, глины и мергелистых сланцев. Мощность свиты 30—80 м, к югу (ущелье р. Кацхура, окрестности сел. Гогна) она

уменьшается до 2—10 м. По-видимому, к югу же нижние горизонты свиты слоистых известняков замещаются кварцевыми песчаниками, мощность которых увеличивается.

Скудная фауна свиты слоистых известняков состоит из брахиопод, двустворчатых и гастропод. Из этой свиты указывают *Rhynchonella valangiensis* Log., *Astarte cf. subformosa* Sow., *Trigonia longa* Agass., *Pholadomya gigantea* Sow., *Ph. elongata* Münst., *Integricardium cf. deshayesi* Leym., *Natica koklusensis* Pchel., *Phaneroptyxis aff. valangiensis* Pchel. Хотя разделить валанжин и готерив очень трудно, все же устанавливается, что валанжинские гастроподы приурочены к нижнему горизонту свиты, а готеривские *Integricardium deshayesi* и *Trigonia longa* — к более высокому.

В ущелье р. Хеори и у сел. Шкмери валанжин и готерив представлены доломитизированными и криптокристаллическими известняками (80 м) — фацией, переходной к распространенной на северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали; здесь устанавливается валанжин с *Rhynchonella valangiensis* Log. и готерив с *Toxaster amplius* Des., *Exogyra subsinuata* Leym., *E. aquilina* Lam. (Котетишвили, 1958).

В Колхидской депрессии, по данным бурения, устанавливается свита известняков с линзами гипса мощностью до 400 м (Лалиев, 1957); неясно, эта свита относится к неомому или к верхней юре.

На южной и восточной перифериях Дзирульского массива валанжин и готерив отсутствуют. Восточнее в западной части Горийско-Мухранской депрессии, по данным бурения, на байос налегает пачка песчаных, пелитоморфных и доломитизированных известняков мощностью до 77 м (Чубинишвили, 1957).

Из вышеизложенного видно, что в краевых участках Гагрско-Джавской зоны удается расчленивать валанжин и готерив. Нижний валанжин — брахиоподовый горизонт — составляет зону с *Zeilleria abchasica* Nutz., *Negrelliceras negreli* Math., *Berriassella pontica* Ret., про-

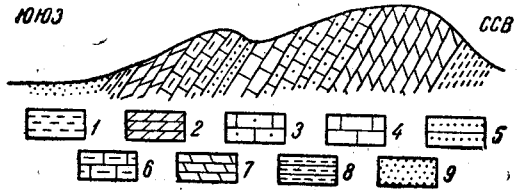


Рис. 16. Разрез теснины р. Хидикари (по М. С. Эристави)

1 — пестроцветная свита кимеридж-титона; 2 — доломитизированные известняки валанжина; 3 — известняки с кремневыми стяжениями готерива; 4 — известняки с *Crioceratites duvali* готерива; 5 — известняки с *Pseudothurmannia angulicostata* готерива; 6 — нижний баррем; 7 — верхний баррем; 8 — апт; 9 — четвертичные отложения.

слеживающуюся в ряде разрезов от Западной Абхазии до Рачи. Средний и верхний валанжин с *Thurmanniceras thurmanni* Pict. устанавливается лишь в Западной Абхазии. В готериве этих районов различают нижний подъярус с *Lyticoceras ambligonium* N. et Uh., *Leopoldia bargamensis* Baum., var. *dubisiensis* и верхний с двумя зонами — нижней с *Crioceratites duvali* Lev., *Cr. nolani* Kil. и верхней с *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb. В других же разрезах Гагрско-Джавской зоны и на Грузинской глыбе валанжин и готерив не расчленяются.

Баррем. В барреме море продолжало наступать на Грузинскую глыбу и покрыло южную и восточную периферии Дзирульского массива. В Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе баррем представлен тремя фациями. В Западной Абхазии и на северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали распространены пелитоморфные известняки с головоногими (аммонитовая фация). В Центральной Абхазии и на Грузинской глыбе преобладают ургонские известняки с *Requienia*. Между аммонитовой и ургонской фациями распространена смешанная фация — известняки с *Requienia* в одних горизонтах и с редкими головоногими в других.

В Западной Абхазии в окрестностях г. Гагра баррем слагается пелитоморфными известняками, которые расчленяются на следующие горизонты:

- | | | |
|-----------------------------------|---|-----------|
| Ст ₁ b ₁ 1. | Пелитоморфные и глинистые известняки с <i>Rhynchonella malbosi</i> Pict., <i>Phylloceras ponticuli</i> Rouss., <i>Holcodiscus caillaudi</i> d'Orb., <i>H. fallax</i> Coq., <i>H. perezi</i> d'Orb., <i>Spitidiscus fallacior</i> Coq., <i>Sp. seunesi</i> Kil., <i>Barremites difficilis</i> d'Orb., <i>Paracrioceras emerici</i> Lev., <i>Mesohibolites uhligi</i> Schw. | 70—80 м |
| Ст ₁ b ₂ 2. | Хрупкие пелитоморфные известняки с <i>Rhynchonella malbosi</i> Pict., <i>Barremites difficilis</i> d'Orb., <i>Heteroceras leenhardti</i> Kil., <i>Imerites giraudi</i> Kil., <i>Mesohibolites beskidensis</i> Uhl., <i>M. uhligi</i> Schw. | 110—120 „ |

К северу и востоку от г. Гагра фации меняются. На хребте Берчилъ, в ущельях рек Бзыби и Хипста и у г. Нового Афона в барреме преобладают пелитоморфные известняки с кремнистыми стяжениями, почти лишенные фауны, — фация, похожая на готерив Гагрского разреза. Разграничить готерив и баррем здесь почти невозможно; мощность же баррема (условно) около 350 м, а на хребте Берчилъ уменьшается до 150 м. Верхний горизонт баррема слагается слоистыми пелитоморфными известняками (20—60 м) с брахиоподами и белемнитами *Rhynchonella malbosi* Pict., *Terebratula moutoniana* d'Orb., *Mesohibolites longus* Schw., *M. uhligi* Schw. Находки *Barremites difficilis* d'Orb. (хребет Берчилъ), *Pseudocidaris clunifera* Ag. (Новый Афон) устанавливают барремский возраст этого горизонта.

К востоку от долины р. Хипста в барреме появляются *Requienia* и фация становится смешанной. Типичный разрез в ущелье р. Апста следующий (снизу вверх):

- | | | |
|----|--|-----------|
| 1. | Толстослоистые и массивные крипнокристаллические и пелитоморфные известняки без фауны | 150—170 м |
| 2. | Органогенные известняки с <i>Requienia</i> | 2—3 „ |
| 3. | Пелитоморфные известняки с кремнистыми стяжениями | 110—120 „ |
| 4. | Слоистые пелитоморфные известняки с <i>Mesohibolites beskidensis</i> Uhl., <i>M. fallauxi</i> Uhl. | 45—50 „ |

Нижние горизонты баррема в этом разрезе уже представлены в ургонской фации, а в верхних распространена еще фация с головоногими.

В Центральной Абхазии баррем представлен в ургонской фации; здесь распространены толстослоистые известняки с *Requienia* (20—

50 м), покрывающиеся пачкой (3—10 м) пелитоморфных известняков с *Exogyra subsinuata* Le ут. Возможно, что в более северных разрезах этого района баррем залегает трансгрессивно.

В Восточной Абхазии, Сванетии, Северной Мегрелии и на южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали распространена смешанная фация баррема, похожая на осадки этого яруса в бассейне р. Апста. В этих районах в ней выделяются два фациальных горизонта. Нижний горизонт в Восточной Абхазии, в ущелье р. Ларакваква в Сванетии, на горе Чегуала в Мегрелии и на южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали слагается кристаллическими, пелитоморфными и органогенными известняками, иногда с кремневыми стяжениями (рис. 17).

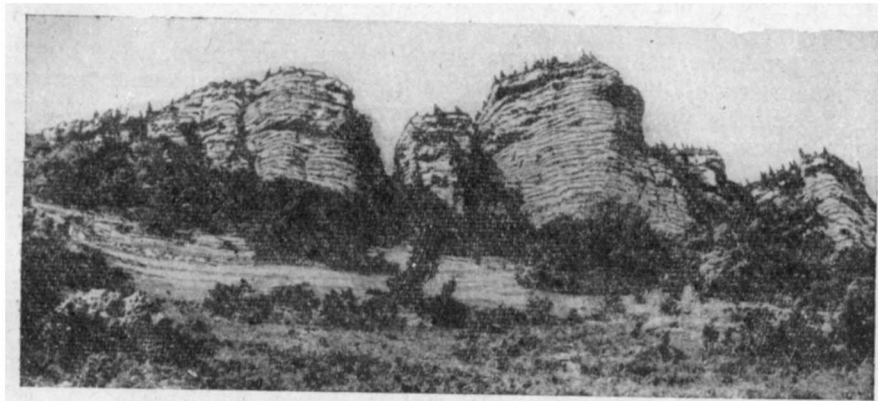


Рис. 17. Обнажение неокома у Накеральского перевала

В ущельях рек Хобис-цкали и Техури распространена иная фация — массивные и толстослоистые доломиты, доломитизированные и реже криптокристаллические известняки с единичными *Requienia*.

Верхний горизонт представлен толстослоистыми пелитоморфными известняками, местами содержащими кремневые стяжения. Бедная фауна этого горизонта состоит из брахиопод, двустворчатых и редких головоногих с *Rhynchonella lata* d'Orb., *Rh. multiformis* Roem., *Panopaea prevosti* Le ут., *Exogyra latissima* Lam., *Ex. subsinuata* Le ут., *Lytoceras subsequens* Kar., *Mesohibolites beskidensis* Uhl. Верхнебарремский возраст горизонта устанавливается находками *Barremites rebouli* Kil., *B. charrieri* d'Orb., *Matheronites ferraudi* d'Orb., *Pulchellia ouachensis* Coq., *P. changarnieri* Saun и др.

Общая мощность нижнего горизонта баррема до 300—400 м и уменьшается в ущелье р. Ларакваква до 120 м; мощность верхнего горизонта 30—60 м и возрастает до 120 м на горе Чегуала.

На северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали в барреме распространена фация пелитоморфных известняков с фауной головоногих. Типичный разрез этой фации известен в ущелье р. Риони у сел. Цеси (Джанелидзе, 1939, 1940; Эристави, 1952, 1960), где на известняки верхнего готерива с *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb. налегают:

- | | | |
|--------------------------------|--|------|
| Ст ₁ b ₁ | 1. Тонкослоистые пелитоморфные известняки с кремнистыми стяжениями | 30 м |
| | 2. Слоистые пелитоморфные и глинистые известняки с <i>Rhynchonella eichwaldi</i> Kar., <i>Terebratula moutoniana</i> d'Orb., <i>Holcodiscus uhligi</i> Kar., <i>H. gastaldi</i> d'Orb., <i>Lytoceras phestus</i> Math., <i>Barremites difficilis</i> d'Orb., <i>Pulchellia compressissima</i> d'Orb. | 20 „ |
| Ст ₁ b ₂ | 3. Слоистые пелитоморфные известняки с <i>Phylloceras ponticuli</i> Rouss., <i>Ph. prendeli</i> Kar., <i>Barremites difficilis</i> d'Orb., <i>B. strettostoma</i> Uhl., <i>Ptychoceras puzosianum</i> d'Orb. | 25 „ |

В этом разрезе выделяются две зоны, аналогичные установленным в барреме Западной Абхазии: нижняя с *Pulchellia compressissima* (пачка 2) и верхняя (пачка 3) с *Barremites*. Эти зоны устанавливаются также и в соседнем разрезе в ущелье р. Рицеула. Мощность баррема в этом районе 80—100 м.

На Грузинской глыбе распространена ургонская фация баррема. В Окрибе, Цхалтубском и Чиатурском районах баррем слагается массивными и толстослоистыми, криптокристаллическими, органогенными, пелитоморфно-органогенными, органогенно-обломочными и оолитовыми известняками с *Requienia ammonia* Goldf., *R. gryphoides* Math., *Monopleura* sp. Мощность ургонских известняков до 200—250 м, уменьшается к югу и востоку до 40—60 м (селения Квахчири, Гогна, Сачхере).

На ургонские известняки налегает пачка пелитоморфных мергелистых известняков (3—15 м), местами (Цхалтубо) содержащих кремневые стяжения. Фауна этого горизонта, называемого экзогировым, состоит в основном из брахиопод и двустворчатых: *Rhynchonella lata* d'Orb., *Zeilleria tamarindus* Sow., *Z. gumbriensis* Pop., *Kingena lata* Nutz., *Toxaster colegei* Sism., *Panopaea gurgitis* Brongn., *P. prevosti* Leym., *Neitheia atava* Sow., *Exogyra latissima* Lam., *E. subsinuata* Leym. Все формы, за исключением последнего вида, встречаются как в барреме, так и в нижнем апте, однако в экзогировом горизонте встречаются изредка барремские аммониты *Matheronites soulieri* Math., *Pulchellia provincialis* d'Orb. Экзогировый горизонт можно сопоставить с верхним горизонтом баррема смешанных фаций Гагрско-Джавской зоны, на который он похож фациально, но менее мощный и, по-видимому, соответствует лишь верхам баррема.

В Колхидской депрессии баррем (по данным бурения) также представлен ургонской фацией мощностью от 200—300 м (Урта, Сатанджио) до 700 м (Квалони). Не исключено, что низы этой свиты относятся к валанжину и готериву.

На южной и восточной перифериях Дзирульского массива баррем залегает трансгрессивно. Б. Ф. Мефферт (1934) предполагал, что здесь присутствует лишь верхний баррем, что вряд ли обосновано. П. Д. Гамкредидзе (1949) допускает, что нижние горизонты неокома принадлежат к нижнему баррему или к верхам готерива. Скорее всего здесь представлен лишь баррем, ибо в окрестностях селений Сурами и Али барремские виды *Requienia ammonia* Goldf. и *Oonia ovalis* Pčel. найдены в 3—4 м от подошвы, но нет оснований отрицать присутствие нижнего баррема.

Типичный для этого района разрез известен в окрестностях сел. Гореша; те же горизонты выделяются и в других разрезах. Базальная пачка кварцево-аркозовых песчаников обладает изменчивой мощностью от 2—3 до 10—12 м и местами замещается микроконгломератами. Не менее изменчивы и залегающие выше слоистые известняки, среди которых встречаются кремнистые, пелитоморфные и доломитизированные известняки. В некоторых разрезах слоистые известняки выклиниваются и на кварцево-аркозовые песчаники непосредственно налегает ургон, в других разрезах этого района обычно подстилаемый слоистыми известняками. Эти факты показывают, что залегающие трансгрессивно кварцево-аркозовые песчаники являются базальной пачкой баррема, а слоистые известняки — фацией низов ургона.

Ургон на южной и восточной перифериях Дзирульского массива слагается толстослоистыми и массивными органогенными известняками с *Requienia ammonia* Goldf., *R. gryphoides* Math. Мощность ургона в долине р. Чхеримела и у сел. Сурами 10—60 м, восточнее же, у селе-

ний Али в Чорчана, 60—80 м. У сел. Али в основании ургона залегает пачка с гастроподами. Ургон покрывается пачкой (2—3 м) пелитоморфных известняков с *Exogyra subsinuata* Leym. Граница между этими горизонтами не везде ясная; у сел. Гореша в верхах ургона чередуются слои с *Requienia* и *Exogyra*, а у сел. Молити нет возможности отделить ургон от экзогирового горизонта; здесь в барреме чередуются органогенные, пелитоморфные, брекчиевидные и кремнистые известняки (35 м) с *Requienia*, *Exogyra* и гастроподами.

Восточнее, в долине р. Лиахви (по данным бурения), баррем представлен криптокристаллическими и доломитизированными известняками мощностью до 90 м.

Баррем расчленяется на зоны лишь в Западной Абхазии и на северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали, где устанавливаются две зоны — одна в нижнем барреме и одна в верхнем.

Нижний баррем охарактеризован присутствием *Holcodiscus cailaudi* d'Orb., *Paracrioceras emerici* Lev., *Pulchellia compressissima* d'Orb. В этой зоне встречается богатая фауна (см. разрезы Гагра и Хидикари); по-видимому, из этой зоны взяты также *Holcodiscus andrusowii* Каг., *Astieridiscus phasiensis* Rouich., известные из баррема Западной Абхазии и Рачи.

К верхнему баррему приурочены *Heteroceras leenhardti* Kil., *H. tardieri* Kil., *Imerites giraudi* Kil., *Barremites strettostoma* Uhl., *B. hemiptychus* Kil. и в смешанных фациях *Matheronites soulieri* Math., *M. feraudi* d'Orb.

Выделяющиеся в смешанной и в ургонской фациях горизонты являются местными фаціальными.

Барремская фауна типична для альпийской провинции. Подразделения баррема в Грузии очень близко стоят к известным в Крыму и в Юго-Восточной Франции.

Апт. Почти повсюду в Гагрско-Джавской зоне апт представлен одной и той же известняково-мергелистой фацией с богатой фауной, обуславливающей выделение четырех зон (табл. 7).

В Гагрско-Джавской зоне апт слагается чередованием светлых известковистых мергелей и пелитоморфных, слабомергелистых известняков. В окрестностях г. Гагра (ущелье р. Бегерепста, уроч. Ашхабашха) в апте выделяются:

Ст _{1ар1}	1. Слоистые пелитоморфные мергелистые известняки и известковистые мергели с <i>Deshayesites</i> cf. <i>weissi</i> N. et Uh., <i>Colchidites atscharensis</i> Roukh., <i>Col. microcostatus</i> Roukh., <i>Col. securiformis</i> Sim., <i>Imerites favrei</i> Roukh., <i>Mesoholites beskidensis</i> Uhl., <i>M. uhligi</i> Schw., <i>Neoholites inguriensis</i> Roukh.	15—17 м
	2. Те же породы с <i>Deshayesites</i> cf. <i>deshayesi</i> Leym., <i>Ancyloceras renauxi</i> d'Orb.	9—10 „
Ст _{1ар2}	3. Известковистые мергели с <i>Cheloniceras</i> cf. <i>martini</i> d'Orb., <i>v. orientalis</i> Jac., <i>Melchiorites emerici</i> Rasp., <i>Neoholites inflexus</i> Stol.	1—2 „
	4. Те же породы с <i>Colombiceras tobleri</i> Jac., <i>Diadochoceras caucasicum</i> Lup., <i>Neoholites inflexus</i> Stol.	2,5—3 „

В этих разрезах устанавливаются четыре зоны, а именно: в нижнем апте зоны *Colchidites securiformis* и *Deshayesites deshayesi*, в верхнем — *Cheloniceras martini* и *Colombiceras tobleri*. Эти зоны прослеживаются и в других разрезах Гагрско-Джавской зоны и Грузинской глыбы.

К северу от г. Гагра, на хребте Берчилъ, и юго-восточнее, в бассейнах рек Игры, Апста и Псырцха, низы апта слагаются известковистыми мергелями с *Colchidites*, а выше следуют мергели с фауной зоны *Deshayesites deshayesi* и верхнего подъяруса. Мощность апта здесь от 8 до

Схема подразделения апта Гагрско-Джавской зоны и Грузинской глыбы

Поль- зрус	Зона	Гагра (устье р. Берегенста)	Лакхеп	Никорцминда	Шкмери	Кутаиси — Годогани	Гореша
Верхний апт	Colombi- ceras tobleri	Мергели с <i>Colombiceras tobleri</i> , <i>Neohibolites inflexus</i> 3 м	Мергели с <i>Colombiceras tobleri</i> , <i>Neohibolites inflexus</i> 15 м	Мергели с <i>Colombiceras tobleri</i> , <i>Col. subpeltecoroides</i> 2,5 м	Мергели с <i>Colombiceras tobleri</i> , <i>Col. sinzowi</i> , <i>Chelonicer- ceras tchernysche- wi</i> 2 м	Мергели с <i>Colombiceras tobleri</i> , <i>Neohibolites inflexus</i> 4 м	Мергели с <i>Neohibolites inflexus</i> 2 м
	Cheloni- ceras martini	Мергели с <i>Chelonicer- ceras martini</i> , <i>Neohibolites ap- tiensis</i> , <i>N. inflexus</i> 2 м	Глинистые извест- няки и мергели с <i>Neohibolites inflexus</i> , <i>N. semican- liculatus</i> 5 м	Мергели с <i>Salfeldiella guettardi</i> , <i>Chelonicer- ceras mar- tini</i> 3 м		Мергели с <i>Cheloni- ceras martini</i> , <i>Neo- hibolites aptiensis</i> , <i>N. inflexus</i> 1,2 м	Мергели с <i>Chelonicer- ceras martini</i> , <i>Chelonicer- ceras sub- nodosocastatum</i> 3—4 м
Нижний апт	Deshaye- sites deshayesi	Глинистые известняки с <i>Deshayesites cf. deshaye- si</i> , <i>Chelonicer- ceras seminod- osum</i> 9—10 м	Пелитоморфные известняки с <i>Chel- oniceras seminod- osum</i> , <i>Ancyloceras steinmanni</i> , <i>An. tzotnei</i> 10 м	Глинистые извест- няки и мергели с <i>Chelonicer- ceras cor- nueli</i> , <i>Ancyloceras abichi</i> 4—5 м	Мергели с <i>Deshay- sites deshayesi</i> , <i>D. dechy</i> 10 м	Глинистые извест- няки и мергели с <i>Chelonicer- ceras semi- nodosum</i> , <i>Deshay- sites deshayesi</i> , <i>An- cyloceras abichi</i> 3 м	Мергели с <i>Chelonicer- ceras cornu- eli</i> , <i>Ancyloceras re- nauxi</i> 8—9 м
	Colchidites securiformis	Пелитоморфные извест- няки с <i>Colchidites atsch- arensis</i> , <i>C. microcostatus</i> , <i>C. securiformis</i> , <i>Imerites favrei</i> , <i>Neohibolites ingu- riensis</i> 15—16 м	Пелитоморфные известняки с <i>Col- chidites atscharen- sis</i> , <i>C. aff. securi- formis</i> , <i>Imerites favrei</i> 18 м	Пелитоморфные известняки с <i>Chel- oniceras cornu- eli</i> , <i>Colchidites atsch- arensis</i> , <i>C. ratshen- sis</i> , <i>C. securiformis</i> 11—12 м	Мергели с <i>Costi- discus microcosta- tus</i> , <i>Colchidites ratshensis</i> , <i>C. se- curiformis</i> , <i>Imeri- tes katcharavai</i> 17 м	Глинистые извест- няки и мергели с <i>Chelonicer- ceras semi- nodosum</i> , <i>Colchidi- tes securiformis</i> , <i>C. rionensis</i> 8—9 м	Мергели с <i>Colchidites la- tecostatus</i> , <i>C. ratshensis</i> , <i>C. securiformis</i> , <i>Neohibo- lites horeshaensis</i> 3,5 м

20 м. В Центральной Абхазии фации несколько иные; разрез в ущельях рек Гумиста, Келасури и Кодори следующий:

- | | |
|---|-------|
| 1. Пелитоморфные известняки без фауны | 1—2 м |
| 2. Брекчневидные, глауконитовые известняки с богатой фауной: <i>Deshayesites</i> cf. <i>deshayesi</i> Leym., <i>Cheloniceras seminodosum</i> Sinz., <i>Puzosia falcistriata</i> Anth., <i>Neohibolites inflexus</i> Stol. и др. | 0,5 " |
| 3. Слоистые мергели с <i>Aucellina caucasica</i> Buch., <i>Neohibolites inflexus</i> Stol. | 2—3 " |

Мощность апта здесь незначительная (4—5 м); отсутствие в фауне пачки 2 видов, характерных для зоны *Colchidites securiformis*, заставляет предполагать, что к этой зоне относятся подстилающие глауконитовые известняковые слои без фауны. Пачка 2 соответствует в основном зоне *Deshayesites deshayesi* и лишь верхи ее с *Puzosia falcistriata* и *Neohibolites inflexus* принадлежат к верхнему апту.

В Восточной Абхазии, Мегрелии и Рачинско-Лечхумской синклинали распространена та же известняково-мергелистая фация, которая известна в окрестностях г. Гагра. Хорошие разрезы апта известны в окрестностях селений Лахепана, Никорцминда и Шкмери в Раче. У сел. Лахепана в апте выделяются:

- | | |
|---|---------|
| Ст ₁ ар ₁ 1. Слоистые пелитоморфные мергелистые известняки с <i>Phylloporchyceras baborense</i> Coq., <i>Colchidites atscharensis</i> Roukh., <i>C. aff. securiformis</i> Sim., <i>Imerites faurei</i> Roukh. | 17—18 м |
| 2. Те же породы с <i>Aconeceras trautscholdi</i> Sinz., <i>Cheloniceras seminodosum</i> Sim., <i>Ancyloceras steinmanni</i> Sim. | 10 " |
| Ст ₁ ар ₂ 3. Мергелистые известняки и мергели с <i>Cheloniceras sporadicum</i> Roukh., <i>Neohibolites inflexus</i> Stol., <i>N. semicahaliculatus</i> Bl. | 5 " |
| 4. Мергели с <i>Colombiceras tobleri</i> Jak., <i>Toxoceras elegans</i> d'Orb., <i>Neohibolites aptiensis</i> Kil. | 15 " |

К северу от сел. Лахепана, в ущелье р. Ладжанура, хорошо видно, как мергели постепенно замещаются глинистыми и пелитоморфными известняками. Нужно отметить, что нижние горизонты апта повсюду более карбонатные, а верхние более мергелистые (Джанелидзе, 1940).

В другом разрезе, у сел. Никорцминда в апте выделяются:

- | | |
|--|---------|
| Ст ₁ ар ₁ 1. Пелитоморфные мергелистые известняки с <i>Phylloceras moreli</i> d'Orb., <i>Cheloniceras cornuelli</i> d'Orb., <i>Heteroceras vermiformae</i> Roukh., <i>Colchidites atscharensis</i> Roukh., <i>C. microcostatus</i> Roukh., <i>C. securiformis</i> Sim., <i>C. sarasini</i> Roukh., <i>C. ratshensis</i> Roukh. | 11—12 м |
| 2. Мергелистые известняки и мергели с <i>Costidiscus microcostatus</i> Sim., <i>Cheloniceras cornuelli</i> d'Orb., <i>Ancyloceras abichi</i> Anth. | 4—5 " |
| Ст ₁ ар ₂ 3. Известковистые мергели с <i>Cheloniceras martini</i> d'Orb. var. <i>orientalis</i> Jac., <i>Neohibolites inflexus</i> Stol. | 3—4 " |
| 4. Те же породы с <i>Colombiceras tobleri</i> Jac., <i>C. subpeltoceroide</i> Sinz., <i>Neohibolites inflexus</i> Stol. | 2—3 " |

В окрестностях сел. Шкмери (Котетишвили, 1958) разрез апта следующий:

- | | |
|---|-------|
| Ст ₁ ар ₁ 1. Известковистые мергели с <i>Costidiscus microcostatus</i> Sim., <i>Colchidites latecostatus</i> Roukh., <i>C. ratshensis</i> Roukh., <i>C. securiformis</i> Sim. | 17 м |
| 2. Известковистые мергели с <i>Deshayesites deshayesi</i> Leym., <i>D. dechyi</i> Parr., <i>Mesohibolites beskidensis</i> Uhl. | 10 " |
| Ст ₁ ар ₂ 3. Известковистые мергели с <i>Colombiceras sinzowi</i> Kas., <i>C. subtobleri</i> Kas., <i>Cheloniceras tschernyschevi</i> Sinz. | 2—3 " |

Верхний апт в сел. Шкмери на зоны не подразделяется. Нужно отметить, что в верхнем апте зоны установлены лишь в нескольких разрезах; на северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали (Хидикари, Рицеула) и во многих разрезах Абхазии в верхнем апте имеются

лишь белемниты *Neohibolites aptiensis* Kil., *N. inflexus* Stol., *N. semicanaliculatus* Bl., встречающиеся в обеих зонах верхнего апта. Мощность апта в Восточной Абхазии и Раче 20—40 м.

На Грузинской глыбе в апте резко преобладают известковистые мергели, с которыми чередуются иногда мергелистые известняки, иногда же глинистые и песчанистые мергели. Нижние горизонты более известковистые, а в верхних количество глинистого материала постепенно увеличивается. В некоторых разрезах (Цхалтубо, Цхункури, Годогани) встречаются единичные тонкие прослои глауконитовых песчанистых мергелей и известковистых алевролитов. Мощность апта на Грузинской глыбе 15—20 м. Апт в этих районах хорошо расчленяется. Приводим разрез в окрестностях г. Кутаиси у сел. Годогани, где на экзогипсовый горизонт налегают:

- Ст_{1ар1} 1. Глинистые известняки и мергели с *Panopaea gurgitis* Brongn., *Opis rionensis* Roukh., *Matheronites khwamliensis* Roukh., *Heteroceras elegans* Roukh., *Colchidites rionensis* Roukh., *C. semituberculatus* Roukh., *C. djanelidzei* Roukh., *Hibolites jaculum* Phil., *Neohibolites ewaldi* Strömb., *N. inguriensis* Roukh. 7—8 м
2. Те же породы с *Chelonicerias cornuelli* d'Orb., *Ch. seminodosum* Sinz., *Ch. pachystephanum* Uhl., *Ancylloceras abichi* Sim. 3 „
- Ст_{1ар2} 3. Мергели с прослоями сильно песчанистых глауконитовых мергелей в основании пачки с *Chelonicerias martini* d'Orb. var. *orientalis* Jac., *Neohibolites strombecki* Mul., *N. wollemanni* Stol. 1—1,2 „
4. Глинистые и известковистые мергели с *Colombiceras tobleri* Jac., *Acanthoplites subangulicostatus* Kas., *Neohibolites aptiensis* Kil., *N. inflexus* Stol. 4,5—5 „

Хорошо расчленяется апт в ущелье р. Цкалцитела у г. Кутаиси (Эристави, 1946), в Цхалтубо, Цхункури. Восточнее г. Кутаиси, на северо-западной периферии Дзирульского кристаллического массива, апт большей частью был размыт перед сеноманской трансгрессией и лишь местами сохранились нижние горизонты.

В Колхидской депрессии апт (по данным бурения) представлен известняково-мергелистой свитой мощностью от 60 м (сел. Цаиши) до 100 м (сел. Квалони).

На южной и восточной перифериях Дзирульского массива, в долине р. Чхеримела и в окрестностях Сурами апт слагается чередованием песчанистых, известковистых и глинистых мергелей с богатой фауной. В окрестностях сел. Гореша П. Д. Гамкрелидзе (1949) и Э. В. Котетишвили апт расчленяют на следующие горизонты:

- Ст_{1ар1} 1. Известковистые и песчанистые мергели с *Colchidites ratshensis* Roukh., *C. securiformis* Sim., *Imerites sparcicostatus* Roukh., *Neohibolites inguriensis* Roukh. 3 м
2. Те же породы с *Chelonicerias cornuelli* d'Orb., *Ancylloceras renauxi* d'Orb. 7—8 „
- Ст_{1ар2} 2. Песчанистые и глинистые мергели с *Dufrenoya dufrenoyi* d'Orb., *Chelonicerias martini* d'Orb. var. *orientalis* Jac., *Ch. subnodosocostatum* Sinz. 5—6 „

В других разрезах этого района апт представлен теми же фациями, но у ст. Молити он слагается чередованием известковистых, глауконитовых и туфогенных песчаников, песчанистых глин, известковистых, песчанистых и глинистых мергелей мощностью до 30 м. Эта фация содержит много туфогенного материала, исчезающего в разрезах, расположенных северо-западнее и северо-восточнее. Появление туфогенного материала в районе ст. Молити нужно связать с сильной вулканической деятельностью в это время в области Аджаро-Триалетской геосинклинали.

В Горийско-Мухранской депрессии у сел. Шиндиси апт (по данным бурения) представлен 40-метровой свитой чередующихся мергелей, песчанистых мергелей и известковистых алевролитов.

Богатая фауна способствует расчленению апта на зоны. Алтская фауна альпийского типа, но содержит большое количество местных видов, к которым относятся все *Heteroceras*, *Colchidites*, *Imerites* и большинство *Ancylloceras*. Известны редкие средневропейские и бореальные виды. Из брахиопод и двустворчатых, кроме видов, переходящих из баррема в нижний апт, в апте часты *Rhynchonella gibbsiana* Sow., *Terebratula biplicata* Sow., *T. sella* Sow., *Grammatodon securis* Leym., *Aucellina aptiensis* Pompr., *A. caucasica* Buch., *Panopaea gurgitis* Brongn., *Plicatula inflata* Sow., *Pl. placunea* Lam.; к верхнему апту приурочена *Dzirulina dzirulensis* Anth.

Лишь несколько видов аммонитов — *Phylloceras moreli* d'Orb., *Phyllopachyceras baborensense* Coq., *Pseudohoploceras douvillei* Fal. распространены во всем апте, другие же приурочены к определенным горизонтам. Для нижнего апта обычны *Costidiscus microcostatus* Sim., *Chelonicerus cornuelli* d'Orb., *Ch. seminodosum* Sinz., *Ancylloceras matheroni* d'Orb., *Anc. renauxi* d'Orb., *Neohibolites ewaldi* Stromb.

Нижний апт расчленяется на две зоны: нижнюю *Colchidites securiformis* и верхнюю *Deshayesites deshayesi*.

Для зоны *Colchidites securiformis*, кроме этого аммонита, характерны *Deshayesites weissii* N. et Uhl., *Colchidites atscharensis* Roukh., *C. microcostatus* Roukh., *C. ratshensis* Roukh., *C. rionensis* Sim., *Imerites densecostatus* Reppg., *Im. favrei* Roukh. Почти все известные в Грузии *Heteroceratidae* встречаются в этой зоне вместе с редкими нижнеаптскими аммонитами и белемнитами.

Для следующей зоны руководящими формами являются *Deshayesites deshayesi* Leym., *D. dechyi* Papp., *Ancylloceras abichi* Anth., также многочисленны *Ancylloceras*.

К верхнему апту приурочены *Puzosia falcistriata* Anth., *Neohibolites aptiensis* Kil., *N. inflexus* Stol., *N. semicanaliculatus* Bl. и нередко общие для верхнего апта и нижнего альба *Phylloceras velleidae* Mich., *Salfeldiella guettardi* Rasp., *Tetragonites duvali* d'Orb. Верхний апт также расчленяется на две зоны; к нижней зоне приурочены *Chelonicerus martini orientalis* Jac., *Ch. tschernyschewi* Sinz., *Ch. subnodocostatum* Sinz., *Aconeceras nisum* d'Orb., *Melchiorites emerici* Rasp., а к верхней — *Colombiceras tobleri* Jac., *C. subtobleri* Kas., *C. subpeltoceroides* Sinz., *Cicatrites abichi* Anth., *Diadochoceras causicum* Lupp.

Альб. Отложения альбского яруса в Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе представлены несколькими фациями.

Наиболее широко распространена мергелистая фация — почти во всей Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе. В бассейне р. Цхенисцкали и в окрестностях г. Цхалтубо альб слагается слоистыми голубовато-серыми глинистыми мергелями с ауцеллинами; иногда с мергелями чередуются тонкие прослои глауконитовых туфопесчаников и туфов.

В мергелистой фации альба многочисленны двустворчатые, среди которых преобладают ауцеллины. Большинство двустворчатых — *Aucellina aptiensis* Pompr., *A. anthulai* Pavl., *A. nassibiantzi* Sok., *A. pompeckii* Pavl., *A. pavlovi* Sok., *Plicatula inflata* Sow., *Pl. gurgitis* Pict. — встречаются во всем альбе, *Aucellina caucasica* Buch., *A. renngarteni* Sok. часты в нижнем альбе, а *A. gryphaeoides* Sow., *Inoceramus concentricus* Park., *In. sulcatus* Park., *In. sub-*

sulcatus Wilts h. — в среднем и верхнем альбе; в верхнем альбе встречается *Aucellina parva* Stol., переходящая и в сеноман.

Головоногие сравнительно редки в альбе, однако в ряде разрезов удается расчленить альб на зоны, охарактеризованные определенными видами головоногих (табл. 7).

В Западной Абхазии альб хорошо расчленяется в окрестностях г. Гагра (ущелье р. Бегерспета, ур. Ашхабашха, р. Хошупсе), где выделяются:

Cr ₁ alb ₁	1. Розоватые и серые мергели с <i>Aucellina caucasica</i> Buch, <i>Acanthoplites nolani</i> Seup., <i>Ac. bigoureti</i> Seup., <i>Ac. multispinatus</i> Anth.	5—6 м
	2. Серые мергели с <i>Acanthoplites multispinatus</i> Anth., <i>Hypacanthoplites</i> cf. <i>nolaniformis</i> Glas.	1—1,5 „
	3. Серые глинистые мергели с прослоями песчаных мергелей с <i>Aucellina caucasica</i> Buch, <i>A. anthulai</i> Pavl.	14—16 „
Cr ₁ alb ₂₊₃	4. Мергели, отчасти песчаные, с <i>Neohibolites minimus</i> List.	6—7 „
	4. Тонкослоистые глинистые мергели с прослоями более плотных мергелей	23—24 „
	6. Песчаные мергели с тонкими прослоями глауконитовых песчаников. В низах пачки <i>Aucellina gryphaeoides</i> Sow., <i>A. parva</i> Stol., <i>Puzosia</i> cf. <i>planulata</i> Sow.	5 „

В Центральной Абхазии альб целиком слагается глинистыми мергелями (20—30 м) с *Aucellina*; местами (ущелье р. Восточной Гумисты) в верхней части альба с мергелями чередуются прослой глауконитовых туфопесчаников с фауной средне- и верхнеальбских головоногих: *Anisoceras saussurei* Pict., *Latidorsella latidorsata* Mich., *Neohibolites minimus* List., *N. stilioides* Reppng. (Чхотуа, 1938; Эристави, 1952).

В Восточной Абхазии, Мергелии, Рачинско-Лечхумской синклинали и в бассейне р. Цхенис-цкали распространены те же мергелистые фации. Мощность альба здесь очень изменчива: от 20 до 90—100 м, что вызвано выжиманием и раздувом мягких альбских мергелей в районах распространения краевой складчатости. На южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали в Цхалтубском районе мощность альба 60—80 м. Альб в некоторых разрезах хорошо расчленяется. Так, в ущелье р. Гализги (Эристави, 1960) в альбе выделяются:

Cr ₁ al ₁	1. Слоистые мергели с <i>Aucellina caucasica</i> Buch.	35—40 м
Cr ₁ al ₂	2. Известковистые и глинистые мергели с прослоями песчаных мергелей с <i>Aucellina aptiensis</i> Romp., <i>A. anthulai</i> Pavl., <i>Kossmatella rencurelensis</i> Jac.	17—20 „
Cr ₁ al ₃	3. Глинистые мергели с прослоями песчаных мергелей с <i>Aucellina gryphaeoides</i> Sow., <i>Pervinquieria</i> cf. <i>inflata</i> Sow., <i>Variamusium ninae</i> Kar.	23—25 „

Средний и верхний альб в этом разрезе охарактеризован типичными аммонитами. Еще подробнее альб расчленяется в окрестностях сел. Шкмери в Раче (Котетишвили, 1958), где установлены:

Cr ₁ al ₁	1. Известковистые и глинистые мергели с <i>Aucellina caucasica</i> Buch., <i>Acanthoplites nolani</i> Seup.	12 м
	2. Глинистые мергели с <i>Aucellina caucasica</i> Buch., <i>Neohibolites minor</i> Stol.	5—6 „
Cr ₁ al ₂	3. Глинистые мергели с <i>Kossmatella rencurelensis</i> Jac., <i>Neohibolites minimus</i> List.	15—20 „
Cr ₁ al ₃	4. Глинистые мергели с <i>Aucellina gryphaeoides</i> Sow., <i>Pervinquieria inflata</i> Sow., <i>Exogyra conica</i> Sow.	15—20 „

В этой части Гагрско-Джавской зоны и в бассейне р. Цхенис-цкали в ряде разрезов выделяется пачка клансейских мергелей. В некоторых разрезах в ущельях рек Цхенис-цкали и Техури, у селений Лахепа, Алпана и Шкмери клансей слагается пачкой розоватых и красноватых,

иногда глауконитовых или комковатых, мергелей (1—5 м) с *Terebratula praelonga* Sow., *Rhynchonella gibbsiana* Sow., *Aucellina caucasica* Buch., *Acanthoplites nolani* Seun., *Ac. multispinatus* Anth. Выше следуют серые мергели; в окрестностях селений Синатле и Кинча верхний альб представлен чередованием плотных слоистых мергелей с ауцеллинами и глауконитовых туфопесчаников с богатой фауной. У сел. Никорцминда в верхнем альбе выделяются две зоны: нижняя с *Pervinquieria inflata* Sow., *Hysterocheras* aff. *subtinum* Sow. и верхняя с *Anisoceras perarmatum* Pict., *Pervinquieria aequatorialis* Kossm., *P. kiliani* Lass., *P. rostrata* Sow., *Turrilites bergeri* Brongn., *Stoliz-*

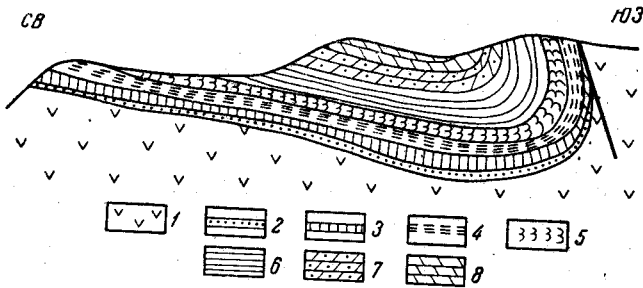


Рис. 18. Разрез нижнемеловых отложений у сел. Гореша (по М. С. Эристави)

1 — туфогенная свита байоса; 2 — конгломераты и песчаники баррема; 3 — известняки баррема; 4 — мергелистые известняки и мергели апта и клансея; 5 — туфогенная свита нижнего альба; 6 — мергели, алевролиты и глауконитовые песчаники среднего и верхнего альба; 7 — известняки сеномана; 8 — известняки турона

skaia dispar d'Orb. В обеих зонах часты *Anisoceras armatum* Sow. и *Puzosia planulata* Sow.

В Окрибе лишь нижняя часть альба — клансей слагается мергелями (30 м), выше же залегают глинисто-известковистые алевролиты (20—25 м), восточнее замещающиеся глауконитовыми туфопесчаниками. Алевролиты залегают на мергелях с признаками подводного размыва; в нижних слоях алевролитов встречаются гальки порфиринов и включения подстилающих мергелей. В г. Кутаиси в низах алевролитовой пачки найдена фауна двух верхних зон нижнего альба.

В Колхидской депрессии у сел. Цаиши обнажается верхняя часть альба, мощность которого (по данным бурения) достигает 400 м. Альб в этом районе слагается чередованием мергелей, глауконитовых песчаников и туфов (Лалиев, 1957).

На южной периферии Дзирульского массива фации альба разнообразны. Лишь клансейский горизонт представлен глинистыми мергелями мощностью 6—12 м. В этой фации у сел. Гореша (Котетишвили, 1961) устанавливаются две зоны клансея: нижняя с *Acanthoplites* cf. *nolani* Seun. и верхняя с *Hypacanthoplites* aff. *sarasini* Col. и *H. tschorlakensis* Glas. У сел. Молити этот горизонт, как и весь альб, слагается туфопесчаниками и туфобрекчиями (рис. 18).

Залегающая выше туфогенная свита в сел. Гореша на небольшом участке налегает с признаками размыва на апт и ургон; размыв П. Д. Гамкрелидзе (1932, 1949) считает подводным, связанным с вулканической активностью. Мощность туфогенной свиты изменчива и увеличивается с севера на юг от 6—7 до 60—80 м. В северных выходах (сел. Амашукети) эта свита слагается туфогенными песчаниками, южнее же в ней распространены туфы и туфобрекчии авгит-лабрадорных порфиринов (Дзоценидзе, 1948; Гамкрелидзе, 1949).

В Харагоульском и отчасти в Молитском районах туфогенная свита, согласно Э. В. Котетишвили, охватывает верхнюю часть нижнего альба — зоны *Leymeriella tardefurcata* и *Douvilleiceras mammillatum*. Здесь (селения Молити, Лаше, ущелье р. Ваханис-цкали) в нижних горизонтах свиты найдены *Leymeriella tardefurcata* Leym., *L. bogdanovitci* Glas., а в более высоких горизонтах *Latidorsella latidorsata* Mich., *Puzosia mayoriana* d'Orb., *Beudanticeras beudanti* Brognn., *Cleoniceras cf. cleoni* d'Orb., *Douvilleiceras mammillatum* Schloth.

В сел. Молити верхняя часть свиты фауны не содержит, но по стратиграфическому положению должна быть отнесена к среднему и верхнему альбу.

Северо-восточнее сел. Молити, в окрестностях селений Ципа и Сурами, туфогенная свита замещается пачкой глауконитовых туфогенных песчаников (10 м), в которой Т. Лобжанидзе выделяет две зоны: нижнюю с *Leymeriella tardefurcata* Leym. и *Douvilleiceras mammillatum* Schloth. и верхнюю с *Douvilleiceras monile* Sow.

Средний и верхний альб в Харагоульской и отчасти в Молитской синклиналиях (сел. Марелиси) представлены свитой глауконитовых песчаников; это название не вполне соответствует характеру свиты, слагающейся чередованием песчанистых мергелей, глин, алевролитов и глауконитовых песчаников; в ущелье р. Джонджоура эта свита обогащается туфогенным материалом. Мощность свиты 60—100 м. В фауне преобладают иноцерамы *Inoceramus concentricus* Park., *In. sulcatus* Park., но встречаются головоногие, позволяющие установить присутствие среднего альба: *Kosmatella rencurelensis* Jac., *Neohibolites minimus* List. и верхнего альба — *Hysterocheras Orbigny* Spath., *Kosmatella agassizi* Pict., *Pervinquieria inflata* Sow., *P. cf. pricei* Spath., *P. spinosa* Per., *Puzosia planulata* Sow.

Восточнее сел. Молити средний и верхний альб слагается мергелями.

У сел. Али клансей представлен песчанистыми мергелями с *Lima gaultina* Woods, *Acanthoplites bigoureti* Seun., выше которых залегают слоистые глинистые мергели, соответствующие остальной части альба.

В Горийско-Мухранской депрессии (по данным бурения) к альбу относят пачку глинистых мергелей и известковистых алевролитов мощностью 62 м.

Как уже отмечалось выше, в составе альбской фауны преобладают двустворчатые, реже встречаются головоногие. Аммониты преимущественно распространены в мергелях клансея и в песчанисто-туфогенных осадках более высоких горизонтов альба. В фауны же глинистых мергелей с ауцеллинами аммониты очень редки, но встречаются белемниты, позволяющие выделять подъярусы; зоны же устанавливаются лишь в фаунах с аммонитами (см. табл. 8).

В нижнем альбе устанавливаются четыре зоны:

1. Зона *Acanthoplites polani*, к которой приурочены *Ac. aplanatus* Kas., *Ac. bigoureti* Seun., *Ac. trautsholdi* Sinz., *Cheloniceras clansayense* Jac.

2. Зона *Hypacanthoplites jacobii* с *H. aff. sarasini* Col., *H. tschorlakensis* Glas.; по-видимому, в этой зоне встречаются *Douvilleiceras planum* Roukh., *D. submammillatum* Roukh.

Эти две зоны составляют клансейский горизонт, в котором распространен *Acanthoplites multispinatus* Anth.

3. Зона *Leymeriella tardefurcata* с *L. bogdanovitchi* Glas. В этой зоне появляется *Douvilleiceras mammillatum* Schloth.

Схема сопоставления подразделений альба Гагрско-Джавской зоны и Грузинской глыбы

	Зона	Западная Абхазия	Никордмивла	Шкмери	Цхалтубо
Верхний альб	<i>Pervinquieria rostrata</i> и <i>Stolizchaia dispar</i>	Песчанистые мергели с прослоями песчаников с <i>Aucellina gryphaeoides</i> , <i>A. parva</i> 20 м	Мергели и глауконитовые песчаники с <i>Pervinquieria rostrata</i> , <i>Stolizchaia dispar</i> 4—5 м	Мергели с <i>Aucellina gryphaeoides</i> , <i>Exogyra conica</i> , <i>Pervinquieria inflata</i> 15—20 м	Глинистые мергели с прослоями песчаников с <i>Neohibolites stylioides</i> , <i>N. spiniformis</i> 10—12 м
	<i>Hysterocheras orbignyи</i> и <i>Pervinquieria inflata</i>		Мергели и глауконитовые песчаники с <i>Hysterocheras aff. subbinum</i> , <i>Pervinquieria inflata</i> 17—18 м		
Средний альб	<i>Kosmatella recurelensis</i> и <i>Neohibolites minimus</i>	Мергели с <i>Neohibolites minimus</i> 18—20 м	Мергели с прослоями песчаников с <i>Neohibolites minimus</i> 15—20 м	Мергели с <i>Kosmatella recurelensis</i> , <i>Neohibolites minimus</i> 15—20 м	Глинистые мергели с прослоями песчаников с <i>Neohibolites minimus</i> 8—10 м
Нижний альб	<i>Douvilleiceras mammillatum</i> и <i>D. monile</i>	Глинистые мергели с <i>Aucellina caucasica</i> , <i>A. anthulai</i> 15—17 м	Глинистые мергели с <i>Aucellina caucasica</i> , <i>Neohibolites minor</i> 20—25 м	Глинистые мергели с <i>Aucellina caucasica</i> , <i>Neohibolites minor</i> 5—6 м	Глинистые мергели с прослоями песчаников с <i>Aucellina caucasica</i> , <i>Neohibolites minor</i> 25—26 м
	<i>Leymeriella tardefurcata</i>				
	<i>Hypacanthoplites jacobii</i>	Мергели с <i>Hypacanthoplites nolaniiformis</i> 1,5 м			
	<i>Acanthoplites nolani</i>	Мергели с <i>Acanthoplites nolani</i> , <i>Ac. bigoureti</i> 5—6 м	Мергели с <i>Aucellina caucasica</i> , <i>Neohibolites wollemanni</i> 4—5 м	Мергели с <i>Aucellina caucasica</i> , <i>Acanthoplites nolani</i> 12 м	Мергели с <i>Aucellina caucasica</i> , <i>Acanthoplites trautscholdi</i> 3 м

	Зона	Кутаиси	Гореша	Молити	Сурами
Верхний альб	<i>Pervinquieria rostrata</i> и <i>Stolizckaia dispar</i>	Глинистые алевролиты 20 м	Песчаники и гравелиты 6—7 м	Глауконитовые и туфогенные песчаники с пачками туфобрекчий 40 м	Мергели с <i>Aucellina</i> и <i>Neohibolites</i> 80—90 м
	<i>Hysterocheras orbignyi</i> и <i>Pervinquieria inflata</i>		Алевролиты и мергели с <i>Pervinquieria</i> cf. <i>pricei</i> , <i>Hysterocheras orbignyi</i> 20 м		
Средний альб	<i>Kosmatella recurelensis</i> и <i>Neohibolites minimus</i>		Мергели с прослоями алевролитов с <i>Neohibolites minimus</i> 35 м		
Нижний альб	<i>Douvilleiceras mammillatum</i> и <i>D. monile</i>	Глинистые алевролиты с <i>Douvilleiceras mammillatum</i> , <i>Leymeriella tardefurcata</i> 4—5 м	Чередование туфобрекчий и туфопесчаников 18—20 м	<i>Douvilleiceras mammillatum</i> 30 м	Туфопесчаники с <i>Douvilleiceras monile</i> 3—4 м
	<i>Leymeriella tardefurcata</i>			Туфогенные песчаники с <i>Leymeriella bogdanovitchi</i> , <i>L. tardefurcata</i> 5—6 м	Туфопесчаники с <i>Leymeriella tardefurcata</i> , <i>Douvilleiceras mammillatum</i> 8—10 м
	<i>Hypacanthoplites jacobii</i>	Мергели с <i>Aucellina caucasica</i> , <i>Neohibolites minor</i> 25—28 м	Мергели с <i>Hypacanthoplites</i> aff. <i>sarasini</i> , <i>H. tschorlakensis</i> 3—4 м	Чередование песчанитых мергелей и туфопесчаников с <i>Aucellina caucasica</i> 12—14 м	Мергели с <i>Aucellina</i> 25—30 м
<i>Acanthoplites nolani</i>	Мергели с <i>Aucellina caucasica</i> , <i>Acanthoplites nolani</i> 2—3 м	Мергели с <i>Acanthoplites</i> cf. <i>nolani</i> 3—4 м			

4. Зона *Douvilleiceras monile* с переходящим из предыдущей зоны *D. mammillatum* Schloth.

Две последние зоны известны лишь в песчанисто-туфогенных фациях Окрибы в долине р. Чхеримела и в окрестностях сел. Сурами; в мергелях с ауцеллинами зонам 2, 3 и 4 соответствует горизонт с *Neohibolites minor* Stol.

Для среднего альба характерны *Kosmatella rencurelensis* J a c., *Neohibolites minimus* List., *N. pinguis* Stol., а для верхнего *Anisoceras armatum* Sow. и переходящая в сенонан *Puzosia planulata* Sow.

Верхний альб расчленяется на две зоны: нижнюю с *Kosmatella agassizi* Pict., *Hysterocheras orbigny* Spath, *Pervinquieria inflata* Sow., *P. cf. pricei* Spath. и верхнюю с *Anisoceras perarmatum* Pict., *Pervinquieria kiliani* L a s., *P. rostrata* Sow., *P. spinosa* (Per.), *Stolizckaia dispar* d'Orb., *Turrillites bergeri* Brongn.

Аджаро-Триалетская складчатая система

В Аджаро-Триалетской складчатой системе нижний мел известен на северном склоне Триалет в ядре Хведуретской антиклинали у селений Хведурети и Гвлеви. Верхние горизонты нижнего мела обнажаются также в ущельях рек Тедзами и Дзама.

В Хведуретской антиклинали обнажаются лишь верхние горизонты апта и альба. Вскрытая бурением нижняя часть апта слагается туфопесчаниками, микротуфобрекчиями и туфами с аптской микрофауной; мощность этого горизонта более 160 м. Обнажающаяся на поверхности часть апта и альба представлена чередованием туфоконгломератов, туфобрекчий, туфов, туфопесчаников, глин, мергелей и прослоев известняков мощностью до 280 м (Гамкрелидзе, 1949; Варенцов, 1950). Терригенные и карбонатные осадки распространены в основном в верхней части альба. Эти отложения фациально очень изменчивы, на небольшом расстоянии туфобрекчии по простиранию замещаются туфами и туфопесчаниками.

Туфы и терригенные осадки к югу замещаются туфами и покровами лав; в бассейнах рек Имер-хеви, Тана и Тедзами в альбе преобладают туфы, туфобрекчии и туфопесчаники, чередующиеся с покровами авгитовых и авгит-лабрадоровых порфиринов, пачками глин и прослоями известняков. Мощность обнаженной части альба в ущелье р. Имер-хеви около 320 м.

В апт-альбских отложениях Триалет встречается бедная фауна двустворчатых и аммонитов. Из низов туфогенной свиты у сел. Гвлеви М. И. Варенцов указывает нижнеаптскую фауну *Panopaea mandibula* Sow., *Sphaera cf. corrugata* Sow., *Exogyra cf. latissima* Lam., *Chelonicerias cf. seminodosum* Sinz., *Crioceratites cf. gracile* Sinz. Граница апта и альба не ясна, а присутствие альба установлено М. И. Варенцовым. Д. Ю. Папова и Р. И. Торозовым по находкам *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus concentricus* Park., *Latidorsella cf. latidorsata* Mich., *Puzosia planulata* Sow., *Anahoplites cf. splendens* Sow., *Scaphites* sp.

Выводы

В Местийско-Тианетской зоне и в бассейне р. Псоу в Абхазии нижний мел представлен мощными флишевыми и флишеподобными осадками, в которых с трудом удается выделить ярусы.

В Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе в нижнем мелу преобладают карбонатные осадки с богатой фауной; в Западной Абхазии и на северном крыле Рачинской синклинали в неокоме распрост-

Сводная схема сопоставления подразделений нижнего мела

		Складчатая система Южного склона				Грузинская глыба	Аджаро-Триалетская система
		Местийско-Трианетская зона	Бассейн р. Псоу	с. Цхацари	Гагрско-Джавская зона		
Альб	Свита навтис-хеви, или павлеури Терригенный флиш 100—150 м	Медовеевская свита Аргиллиты и мергелистые сланцы с прослоями песчаников 200—300 м	Мергели 20 м	Мергели с <i>Aucellina gryphaeoides</i> 15—30 м	Мергели и глауконитовые песчаники, Две зоны <i>Stolizckaia dispar</i> , <i>Pervinquieria inflata</i> 30 м.	Сланцы и туфогенные песчаники, алевролиты, мергели cr ₁ al ₂ <i>Pervinquieria inflata</i> cr ₁ al ₂ <i>Kosmatella rencurelensis</i> 20—100 м	Туфогенные породы, резе глины и мергели 200—300 м
				Мергели с <i>Neohibolites minimus</i> 15—25 м			
				Мергели с <i>Aucellina caucasica</i> , <i>Neohibolites minor</i> 20—30 м			
Апт	Свита дгнали, или тетра-хеви Терригенный флиш 500—900 м		Мергели 4—5 м	Мергели с <i>Acanthoplites nolani</i> , <i>Hypacanthoplites jacobi</i> 6—10 м		Туфогенные и глауконитовые песчаники и мергели 30 м	
				Мергели и глинистые известняки, редко глауконитовые известняки 10—40 м	<i>Colombiceras tobleri</i> , <i>Chelonicerases martini</i> , <i>Deshayesites deshayesi</i> , <i>Colchidites securiformis</i>		

Баррем	Свита геске или пасанарурская Терригенный флиш 400—500 м	Свита кепш Мергели с прослоями известняков 200—300 м	Пелитоморфные известняки 15—20 м	Пелитоморфные известняки Зоны <i>Imerites giraudi</i> , <i>Holcodiscus caillaudi</i> 100—200 м	Известняки с экзогирами 5—60 м
	Готерив	Верхняя часть свиты ципори Карбонатный флиш 250—400 м	Известняковые брекчии 2—10 м	Известняки с бедной фауной 50—300 м	Органогенные и оолитовые известняки с <i>Requienia</i> (ургон), реже доломитизированные известняки 20—40 м
Известняки с бедной фауной 20—30 м				Кварцевые песчаники 2—10 м	
Валанжин			Известняки с брахиоподами 5—20 м	Криптокристаллические и доломитизированные известняки 30—80 м	Кварцевые песчаники 5—80 м

ранены фации с головоногими, а в других районах и на Грузинской глыбе — мелководные, часто органогенные осадки. Апт и альб здесь богаты головоногими и хорошо расчленяются. В Триалетах весь мел слагается туфогенно-осадочными фациями (табл. 9).

Нижнемеловые отложения хорошо расчленены на ярусы и зоны в Гагрско-Джавской зоне, на Грузинской глыбе и в краевой части геосинклинали Южного склона. Здесь валанжин местами расчленяется на два горизонта. Нижний брахиоподовый горизонт с *Zeilleria abchasica* Nutz. соответствует берриасу — зоне *Negreliceras negreli*, а верхний горизонт с *Thurmanniceras thurmanni* Pict. и *Neocomites trezanensis* Logu является эквивалентом среднего и верхнего валанжина. Готерив местами расчленяется на нижний и верхний подъярусы. Большой частью отложения валанжина и готерива не расчленены и представлены одной и той же толщей криптокристаллических и доломитизированных известняков.

Баррем в фации с головоногими расчленяется на две зоны: зона *Holcodiscus caillaudi* — нижний баррем и зона *Imerites giraudi* — верхний баррем. В ургонской фации баррем не расчленяется, а выделяющиеся в верхах баррема горизонты являются местными, фациальными.

Апт расчленяется на четыре зоны. В нижнем апте выделяются две зоны: *Colchidites securiformis* и *Deshayesites deshayesi*, и в верхнем также две: *Cheloniceras martini* и *Colombiceras tobleri*.

В альбе устанавливается ряд зон, а именно в нижнем альбе четыре зоны: *Acanthoplites polani*, *Huracanthoplites jacobii* (клансей), *Leumertiella tardefurcata* и *Douvilleiceras mammillatum*; средний альб на зоны не расчленяется, а в верхнем выделяются две зоны: *Pervinquieria inflata* и *Stolizckaia dispar*. В мергелистой фации с ауцеллинами выделяются лишь подъярусы.

* * *

В Закавказье нижнемеловые отложения известны также в Армении и Азербайджане — на Малом Кавказе и Южном склоне Большого Кавказа.

В неокоме Малого Кавказа устанавливаются известные на Грузинской глыбе карбонатные фации — ургонская и аммонитовая с фауной средиземноморского типа, очень близкой к фауне Грузии. В то же время здесь развиты туфогенные осадки (тапасардагская и арташинская свиты) и отложения опресненных бассейнов (копалоносный горизонт), отсутствующие в Грузии.

Апт и альб на Малом Кавказе представлены смешанными терригенно-туфогенно-карбонатными фациями, сходными с распространенными на северном склоне Триалетского хребта. Фауна апта и альба Малого Кавказа также сходна с фауной соответствующих отложений Грузии.

На Малом Кавказе нижний мел залегает трансгрессивно. Однако в отличие от непрерывных разрезов Грузии здесь устанавливаются предбарремский и предсреднеальбский перерывы и барремская и среднеальбская трансгрессии; последняя трансгрессия продолжается и в верхнем альбе.

На Южном склоне Большого Кавказа, в Азербайджане, распространены флишевые отложения, аналогичные осадкам нижнего мела Местийско-Тианетской зоны, но у юго-восточного окончания Большого Кавказа фации флиша несколько иные, отчасти переходные к нормальным с разнообразной фауной (*Berriasella*, *Neohibolites*, *Aucellina*), содержащей много видов, общих с нижним мелом Грузии.

На Северном Кавказе — Дагестане, Ингушетии, Северной Осетии, Кабарде и в районе Минеральных Вод — нижний мел представлен довольно мощными эпиконтинентального типа, часто мелководными осадками. В валанжине распространены карбонатные осадки, в которых выделяются две фации: мелководная с фауной двустворчатых и гастропод и более глубоководная с разнообразной фауной, содержащей аммониты. Первая из них сходна с карбонатными отложениями валанжина Грузинской глыбы, а вторая — Западной Абхазии.

Готерив, баррем, апт и нижний альб на Северном Кавказе слагаются терригенными, часто мелководными осадками с фауной преимущественно двустворчатых и брахиопод и более редких аммонитов. Это фации резко отличаются от фаций нижнего мела Грузии. В фауне, кроме форм с широким географическим распространением, отмечается ряд местных кавказских видов, известных также и в Грузии. С другой стороны, в неокоме Северного Кавказа нередки бореальные формы (*Riasanites*, *Polyptychites*, *Craspedodiscus*, *Aucella*), почти отсутствующие в Грузии.

Средний и верхний альб представлены в глинисто-мергелистой фации с *Aucellina*, *Inoceramus* и более редкими головоногими. Эти осадки отчасти напоминают альб Гагрско-Джавской зоны.

На Северо-Западном Кавказе распространены глинисто-песчанистые, флишеподобные осадки очень большой мощности с довольно редкой фауной. Эта геосинклиальная фация не имеет аналогов в Грузии; но фауна этих отложений средиземноморского типа и содержит ряд видов, известных лишь в Грузии (*Cheloniceras sporadicum* Roukh., *Imerites faurei* Roukh.).

В Крыму нижнемеловые отложения представлены двумя типами фаций: глубоководными глинисто-мергелистыми осадками и разнообразными мелководными терригенно-карбонатными. Первые из них несколько похожи на отложения нижнего мела в бассейне р. Псоу, среди вторых лишь единичные горизонты в отдельных разрезах напоминают нижний мел Грузии (нижний альб бассейнов рек Альмы и Качи). Нужно отметить, что нижневаланжинская трансгрессия в Крыму продолжала развиваться и в готериве, а в среднем альбе часто отмечается перерыв в осадкообразовании, предшествующий верхнеальбской трансгрессии. Однако, несмотря на эти различия, нижнемеловые фауны Грузии и Крыма очень близки. Обе фауны принадлежат средиземноморскому типу и содержат ряд видов, известных лишь из Крымско-Кавказской области (*Natica koklusensis* Pčel., *Holcodiscus phasiensis* Roukh., *Mesohibolites gagriensis* Schw. и др.).

Разнообразными фациями представлен нижний мел на Балканах. В Болгарии установлены преаптский и преальбский перерывы. Фации нижнего мела Балкан разнообразные, среди них лишь некоторые сходны с фациями нижнего мела Грузии. Так, например, в неокоме Балканской геосинклинали распространены мергелисто-известковистые осадки с головоногими, похожие на отложения свиты кэшш, а альб Северной Болгарии слагается глауконитовыми песчаниками и мергелями. Широко распространенная в Болгарии ургонская фация содержит не только известняки с *Requienia*, но и горизонты мергелей с *Orbitolina*, неизвестные в ургоне Грузии. Другие фации нижнего мела Балкан — мергелисто-песчанистый неоком с редкими головоногими, мелководный карбонатно-терригенный апт — отличаются от фаций мела Грузии.

В то же время средиземноморская фауна нижнего мела Балкан близка к нижнемеловой фауне Грузии. Некоторое различие между этими фаунами фациального характера вызвано наличием в апте Балкан мелководных фаций с *Orbitolina* и двустворчатыми.

На Карпатах фации нижнего мела очень разнообразны. Следует отметить преобладание флишевых отложений. Некоторые свиты флиша Карпат сходны с аналогичными свитами Грузии. Например, свиты синайя, одия и комарник могут быть сопоставлены со свитами ципори, пасанаурской и медовеевской. Наблюдается также сходство между пелагическими карбонатными отложениями, ургоном и альбскими мергелистыми фациями обеих областей. Однако «дикий флиш» нижнего мела, глинисто-песчаная «силезская фация» и конгломерато-песчанистые осадки Карпат не имеют аналогов в Грузии, а ургонская фация на Карпатах поднимается до апта. Интересно, что на Карпатах иногда во флише встречаются линзы ургонских известняков.

Эти различия в характере нижнемеловых отложений Грузии и Карпат вызваны регрессией в барреме и апте на Карпатах, регрессией, связанной с орофазой. Эта регрессия сменяется трансгрессией в альбе на Карпатах, в то время как в Грузии, наоборот, нижнемеловая трансгрессия достигает максимума в апте, и регрессия проявляется лишь в конце альба.

Нижнемеловая фауна Карпат сходна с грузинской, хотя нужно отметить редкость теплолюбивых барремских *Pulchellia* и *Heteroceras*.

В Динаридах нижний мел согласно налегает на титон. В этой области также отмечаются трансгрессии в барреме и альбе и регрессия в апте. Ряд фаций нижнемеловых отложений Динарид — ургон, мергелистые известняки с головоногими, флиш — сходны с распространенными в Грузии. В то же время в Динаридах известна титон-неокомская фация чередующихся между собой пелитоморфных известняков и радиоляритов, которая отсутствует в нижнем мелу Грузии, с фауной средиземноморского типа, как и в Грузии.

В Венгрии, на Панонском срединном массиве, нижнемеловые отложения представлены эпиконтинентальными осадками. Отмечаются регрессии в верхнем барреме и в конце апта и углубление моря в верхнем альбе. Некоторые фации — мергелистые известняки и глауконитово-песчанистые мергели с головоногими, ургон — сходны с известняками Грузии; другие же — мергели с губками и *Orbitolina*, эхинодерматовые брекчии, бокситы — в Грузии не отмечаются. Фауна и здесь средиземноморского типа, содержащая ряд форм, общих с Грузией.

В Альпах апт и альб слабо распространены в связи с проявлением австрийской орофазы. И в Альпах известны некоторые фации, отмечающиеся в Грузии, — мергелисто-известняковые осадки с головоногими, ургон, глауконитовые песчаники. Геосинклиальная фация неокома с цефалоподами — известковистые сланцы с редкими аптихами — имеет некоторое сходство со свитой ципори. Но здесь встречаются эхинодерматовые брекчии, неизвестные в Грузии, а в ургоне, кроме известняков с *Requienia*, часты мергели с *Orbitolina*.

В нижнемеловой фауне Альп много форм, известных в Грузии.

В Юго-Восточной Франции — в Предальпах и Провансе, в неокоме и апте распространены две фации: мергелисто-известняковая и ургонская, которые обычны в нижнем мелу Грузии. Различие заключается лишь в том, что в ургоне, кроме *Requienia*, часты *Orbitolina* и что ургон схватывает не только баррем, но местами и апт. В альбе преобладают глауконитовые песчаники и мергели, но в отличие от Грузии нередки горизонты с фосфатами и прослой ракушечников. Нижний мел согласно налегает на титон, а апт регрессивный.

Фауна нижнего мела Юго-Восточной Франции очень близка соответствующей фауне Грузии. Это сходство отмечалось уже давно и в настоящее время подчеркивается тем обстоятельством, что редкие за

пределами Грузии *Colchidites* и *Argvethites* были найдены в нижнем апте Прованса.

Сравним теперь нижнемеловые отложения Грузии и Средней Азии.

На Мангышлаке и в Копет-Даге фации некома карбонатные, мелководные, с очень бедной фауной, содержащей некоторые виды, известные в Грузии. Апт и альб представлены в той же терригенной фации, которая распространена на Северном Кавказе, — в фации, сильно отличающейся от осадков апта и альба Грузии. Однако фауна апта и альба Мангышлака и Копет-Дага очень близка к фауне соответствующих отложений Грузии и содержит много общих видов. Различие заключается лишь в присутствии в среднем и верхнем альбе Копет-Дага многочисленных *Hoplites*, отсутствующих в Грузии.

ВЕРХНИЙ МЕЛ

Первые обоснованные сведения об отложениях верхнего мела были даны Г. Абигом (1958), выделившим верхнемеловые известняки в Западной Грузии и установившим наличие сеномана у сел. Садахло. Более полные материалы имеются в работах С. Симоновича, А. Сорокина и Л. Бацевича, которые впервые выделили в Западной Грузии свиту глауконитовых песчаников и так называемую «псаммитовую свиту среднего мела» (свита мтавари, или вулканогенная). Ими же впервые была отмечена трансгрессия верхнемеловых известняков в бассейне р. Квирила и их большое развитие на Триалетском хребте и в долине р. Алгети. Их выводы были повторены Э. Фавром (1875).

Позже Э. Фурнье (1896) обнаружил сеноманскую фауну в глауконитовых песчаниках горы Урта и датскую фауну в верхах верхнемеловых известняков у сел. Сурами и в Раче. На южном склоне Большого Кавказа к верхнему мелу Ф. Гавриловым и С. Симоновичем (1895) были отнесены литографские известняки долины р. Иори, а А. Н. Рябининым (1911) орбитоидная свита у сел. Пховели на Цив-Гомборском хребте.

Взгляды Б. Ф. Мефферта (1924, 1930—1934) относительно стратиграфии верхнего мела Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской системы в основном правильны, за исключением того, что вулканогенную свиту (мтавари) он принял за базальную формацию верхнемеловых известняков. С другой стороны, Б. Ф. Мефферт первый заметил, что на Триалетском хребте верхнемеловые известняки подстилаются вулканогенной толщей, хотя это было опубликовано позже, в 1941 г., когда возраст и распространение этих отложений были установлены П. Д. Гамкрелидзе (1931, 1932, 1936) и М. И. Варенцовым (1937, 1938). Следует отметить, что С. С. Кузнецов (1935) и его сотрудники эту толщу отождествляли со среднеэоценовой вулканогенной свитой, тем самым излишне усложняя тектонику.

В. П. Ренгартен создает современную схему стратиграфии флишевой формации (1924, 1932). Значение этой схемы для всего Южного склона Большого Кавказа, от бассейна р. Лиахви до Цив-Гомборского хребта, подтвердили работы Н. Б. Вассоевича (1939—1932, 1934, 1936—1937) и И. Э. Карстенса (1932, 1934).

А. И. Джанелидзе (1930, 1932—1933, 1941) установил вулканогенную природу свиты мтавари, изменчивость фаций сеномана в Раче и Лечхуми и исправил границу между палеогеном и датским ярусом в Лечхуми. Б. Ф. Мефферт эту границу проводил значительно выше. В дальнейшем положение границы было уточнено И. В. Качарава (1944).

И. Р. Кахадзе (1941) дал интересный материал по верхнемеловым отложениям бассейна р. Квирилы. П. Д. Гамкрелидзе (1936, 1949,

1954), К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе (1942) изучили меловые отложения в Аджаро-Триалетской системе и на Артвинско-Болнисской глыбе. Интересные данные были получены и в Абхазии М. С. Швецовым (1929), Г. Р. Чхотуа, В. И. Курочкиным.

Изучение руководящих групп верхнемеловой фауны (Рухадзе, 1940; Цагарели, 1942, 1949; Иоселиани, 1940, 1953, 1955; Бендукидзе, 1954, 1956 и др.) позволило А. Л. Цагарели (1954) дать монографическую сводку по стратиграфии верхнего мела.

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа

На Южном склоне Большого Кавказа развита мощная флишевая формация, охватывающая отложения от верхнеюрских до нижнепалеогеновых включительно. К верхнему мелу относятся карбонатная серия (турон — датский ярус) и верхняя часть терригенной серии (нижний мел — сеноман).

Меловые отложения образуют широкую полосу от Сванетии и Горной Рачи до восточной оконечности Цив-Гомборского хребта (Местийско-Тианетская зона). Собственно верхнемеловые отложения распространены от сел. Пховели до долины р. Джеджори.

Как правило, флиш слагает наклонные на юг складки, осложненные чешуйчатыми надвигами того же направления (Ренгартен, 1932; Вассоевич, *l. cit.*; Карстенс, *l. cit.*; Кахадзе и Канделаки, 1946; Варенцов, 1948 и др.). К югу флиш надвинут на неогеновые молассы и на более древние отложения по Орхевскому надвигу (или системе надвигов).

Западнее Местийско-Тианетской зоны, в Сванетии и Абхазии, меловые отложения распространены меньше и вместо флишевых представлены нормально-морскими фациями, залегающими непосредственно на байосе и лейасе. Эти соотношения обусловлены батской орофазой (Кахадзе, 1947), в результате которой, начиная с верхней юры, обособились Восточный и Западный флишевые бассейны. Отложения Западного флишевого бассейна территории Грузии появляются только в верховьях р. Псоу.

Флиш Местийско-Тианетской зоны (Восточный бассейн) вкрест простирается испытывает значительные структурно-фациальные изменения, благодаря чему В. П. Ренгартен в районе Военно-Грузинской дороги выделил пять подзон: Гудамкарскую, Мтиулетскую, Лалаурисхевскую, Хевкрильскую и Аргунско-Жинвальскую. Подзоны рассматривались как аллохтонные, и границами между ними являются надвиги. Три последние объединяются в так называемую фронтальную полосу, которая надвинута на юг на Аркалинскую параавтохтонную подзону, а останец третьего, в виде отрезанного от корней покрова, известен еще южнее, у сел. Аргуни.

Н. Б. Вассоевичу удалось проследить названные подзоны на запад и восток от Военно-Грузинской дороги. По его данным, что подтверждает также А. Л. Цагарели (1954), Лалаурисхевская и Хевкрильская подзоны в других районах не различаются и представляют одну подзону, охарактеризованную развитием полного разреза типичного карбонатного флиша верхнего мела. Поэтому, не считая Гудамкарской подзоны, в которой развита верхняя юра, выделяются три подзоны: 1) Мтиулетская, или Чианурская, сложенная нижним мелом и (в синклиналиях) верхним мелом до кампана; 2) Тианетско-Садзегурская подзона верхнемелового и палеогенового флиша и 3) Аргун-

ско-Жинвальская, или Кахетинская, с трансгрессивными отложениями орбитойдной свиты (большая часть Цив-Гомборского хребта относится к данной подзоне).

Местийско-Тианетская зона

Стратиграфия верхнего мела вдоль всей зоны довольно однообразна, но между подзонами наблюдаются определенные фациальные изменения. При описании за основу взята Тианетско-Садзегурская подзона, где наблюдается наиболее полный и типичный разрез.

Нижний сеноман. Свита *полимиктовых песчаников*, или *укугмрти*, венчает терригенно-флишевую серию нижнего мела и большей частью согласно налегает на альбскую свиту павлеури, или навтис-хеви. Представлена свита темно-серыми аргиллитами, глинистыми сланцами, известковистыми полимиктовыми и туфогенными песчаниками, переходящими в микроконгломераты. В долине р. Ксани М. И. Варенцов (1950), а также Н. А. Канделаки и С. Г. Асламазова отмечают наличие лепловых прослоев. Микроконгломераты сложены галечками глинистых сланцев, песчаников, порфириров, альбитофиров и верхнеюрских псевдооолитовых известняков. Согласно В. П. Батурину (1930), состав песчаников в долине р. Арагви аркозово-граувакковый. Подобным же составом характеризуется свита во всей Тианетско-Садзегурской подзоне. Мощность свиты по р. Иори 80 м, по рекам Ксани и Арагви 100 м и такого же порядка она по р. Лиахви и западнее.

В Мтиулетской (Чианурской) подзоне мощность свиты падает до 20—25 м, и она представлена более мелкозернистой фацией: тонкослоистыми аргиллитами с прослоями мелкозернистых песчаников. У сел. Пасанаури В. П. Ренгартен отмечает слой туфа.

В Аргунско-Жинвальской (Кахетинской) подзоне при аналогичном минералогическом составе фация становится грубообломочной: преобладают грубозернистые песчаники и конгломераты. По р. Иори, согласно А. Л. Цагарели, величина обломков постепенно увеличивается вверх по разрезу. По р. Ксани М. И. Варенцов наблюдал под свитой поверхность несогласия.

На Цив-Гомборском хребте (Гомборский перевал, верховья р. Кисис-хеви, у сел. Череми) свита укугмрти чаще несогласно налегает на свиту тетра-хеви, а к югу от сел. Череми как будто и на порфиритовую свиту байоса. Мощность несколько изменчива: по р. Ксани 150 м, по Арагви 100 м, по Иори 140 м, на Цив-Гомборском хребте 150—180 м. В восточной части этого хребта (сел. Пховели) свита представлена граувакковыми песчаниками и конгломерато-брекчиями из верхнеюрских известняков (Кахадзе, 1953) мощностью до 200 м.

В бассейне р. Арагви В. П. Ренгартен нашел в данной свите *Neohibolites cf. ultimus* d'Orb., а на Кахетинском хребте отмечаются *Neohibolites ultimus* d'Orb., *Rotalipora appenninica* Renz, *R. cf. reicheti* Морг.

Наличие первично-вулканогенного материала позволяет сравнивать свиту укугмрти с разновозрастными свитами вандамской (Азербайджан) и паук (Сочи—Туапсе).

Верхний сеноман — нижний турон. *Ананурская (силицитовая) свита.* Выше свиты укугмрти согласно следует маломощная свита, обогащенная кремнеземом. В Тианетско-Садзегурской подзоне она делится на три толщи:

- | | | |
|---------------------------------|--|--------|
| Ст ₂ ст ₂ | 1. Окремненные сланцы и песчаники | 2—10 м |
| | 2. Темные полосчатые силициты. Полосчатость обусловлена чередованием более или менее богатых глиной микрослоев | 2—10 " |
| Ст ₂ t ₁ | 3. Белые, зеленоватые и розоватые окремненные известняки | 5—13 " |

В Чи аурской (Мтиулетской) подзоне описанный характер свита сохраняет только в долине р. Иори. Здесь в силицитах отмечается *Gümbelitra cenomana* Keller (Келлер, 1947).

По рекам Ксани и Арагви выделяется только средняя силицитовая пачка в 1—3 м, а другие пачки сливаются с ниже- и вышележащими свитами.

В Кахетинской подзоне мощность свиты увеличивается, но подразделяется она аналогичным образом:

- | | | |
|---------------------------------|---|---------|
| Ст ₂ ст ₂ | 1. Окремненные сланцы и песчаники. По р. Иори они содержат прослой микроконгломератов, туфопесчаников и туфобрекчий. На Цив-Гомборском хребте найдена <i>Rotalipora appenninnica</i> Repz. | 7—30 м |
| | 2. Темные полосчатые силициты. На Гомборском перевале содержат прослой пепла и туфа | 10—40 „ |
| Ст ₂ t ₁ | 3. Зеленоватые и розоватые окремненные известняки. По р. Иори в них имеются прослой туфопесчаников, туфобрекчий и туфоконгломератов с гранитной галькой. На Цив-Гомборском хребте содержат <i>Globotruncana linneana</i> (d'Orb.) | 5—40 „ |

Кремнезем свиты органогенно-осадочного происхождения (наличие радиолярий в большом количестве во всех трех пачках, правильное чередование кремнистых и некремнистых слоев). В. Е. Хаин (1937₁) и А. Л. Цагарели (1954) увязывают появление кремнезема и массовое развитие радиолярий с вулканизмом, следы которого имеются как в нижележащей, так и в данной свите.

Верхний турон. Свита маргалитисклде, или красных известняков. За ананурской свитой согласно следует свита красных, розовых и белых слоистых известняков с прослоями мергелей той же окраски и неправильными или линзообразными стяжениями красного кремня.

В Тианетско-Садзегурской подзоне мощность свиты 3—55 м, а в Кахетинской 20—90 м, хотя здесь она часто срезана орбитоидной свитой. Интересно отметить наличие в свите маргалитисклде полимиктовых микроконгломератов, а в Кахетинской подзоне также туфопесчаников с гранитной галькой, туфобрекчий и внутриформационных подушечных лав (сел. Тианети, Гомборский перевал).

Возраст свиты в названных подзонах определяется на основании находок *Inoc. brongniarti* Mant., *In inconstans* Woods (по р. Ксани) *Globotruncana linneana* (d'Orb.), *G. marginata* Reuss и др. (по р. Лиахви, на Цив-Гомборском хребте).

В Чи аурской подзоне (по р. Арагви) свита маргалитисклде должна относиться к нижнему турону, так как она залегает непосредственно на силицитах, занимая стратиграфическое положение окремненных известняков.

Коньяк — нижний сантон. Свита литографских известняков, или *эшмакис-хеви*. Свита маргалитисклде согласно переходит в мощную свиту литографских известняков. В Чи аурской подзоне в бассейне р. Арагви мощность ее 200 м и в верхней части она содержит частые прослой сланцеватых плотных мергелей. По р. Ксани свита сильно эродирована, а западнее уже не прослеживается. В бассейне р. Иори в прослоях мергелей наблюдается примесь аркозово-грауваккового материала, мощность свиты с юга на север увеличивается от 200 до 400 м.

В Тианетско-Садзегурской подзоне свита представлена плотными пелитоморфными и литографскими известняками с прослоями зеленых и красных мергелей и песчаных известняков (у сел. Ахмета с косой микрослоистостью) с аркозово-граувакковым материалом. Мощность ее по р. Ксани 100 м и по р. Лиахви 20—70 м, а по р. Арагви она уменьшается в южном направлении от 200 до 60 м.

В Кахетинской подзоне свита сохранилась в виде отдельных обрывков только в бассейне р. Арагви.

В двух южных подзонах по стратиграфическому положению и редким ископаемым — *Inoceramus michaeli* Schm., *Globo truncana linneana* (d'Orb.), *Gl. arca* (Cushm.) и др. — возраст свиты определяется как нижнесенонский. В северной подзоне нижняя граница свиты, по-видимому, опускается в турон. В свите отмечаются проблематики *Münsteria bicornis* Heer и *Chondrites affinis* Sternb.

Верхний сантон — нижний кампан. Свита зернистых известняков, или джорчи, наиболее типично развита в Тианетско-Садзегурской подзоне от бассейна р. Лиавхи до Кахетинского хребта включительно. Она представлена ритмичным чередованием зернистых, песчаных и органогенно-обломочных известняков (с проблематиками) и зеленых и красных мергелей. Песчаные известняки содержат аркозово-граувакковый материал и иногда переходят в микроконгломераты того же состава. Органогенный детритус состоит из фораминифер, литотамний, губок и мшанок. Мощность свиты 30—100 м с максимумом по р. Ксани. У сел. Ахмета свита к северу, по-видимому, замещается сабуинской свитой.

В других подзонах свита джорчи встречается в виде исключения. Так, по р. Арагви в Чаурской подзоне В. П. Ренгартен к ней относит светлые мергели с прослоями красных мергелей и зернистых известняков. В Кахетинской подзоне, согласно А. Л. Цагарели, свита джорчи известна только в синклинали Дарадави на Цив-Гомборском хребте. Она несогласно лежит на свите укугмрти и представлена серыми песчанистыми органогенно-обломочными известняками с гиероглифами и зелеными известковистыми глауконитовыми песчаниками мощностью 50 м. Здесь отмечается также прослой микробрекчии с обломками темных сланцев и красных известняков. Эту свиту В. П. Ренгартен и Н. Б. Вассоевич условно относят к нижнему кампану, но при сопоставлении с орбитоидной свитой мы увидим, что ее нижняя граница должна опускаться в сантон.

Свита содержит редких представителей *Orbitella* типа *media* d'Argh. и *Inoceramus* ex gr. *balticus* Böhm.

Верхний кампан — маастрихт. Сабуинская свита. Типично флишевая карбонатная сабуинская свита является характерным образованием Тианетско-Садзегурской подзоны. Ее аналоги в других подзонах, за исключением синклинали Дарадави, не установлены. Залегая согласно на свите джорчи, она представлена ритмичным чередованием пелитоморфных или песчаных известняков, оскольчатых мергелей (главный компонент) и мягких сланцеватых глин. Иногда песчаные известняки переходят в известковистые песчаники с «текучей» текстурой или даже в микроконгломераты. Обломочный материал аркозовый.

Флишевый характер свиты подтверждается частыми гиероглифами *Chondrites affinis* Вюнгн., *Paleoduction strocci* Silv. и др. Мощность свиты у сел. Ахмета 200 м, западнее 50—70 м и в синклинали Дарадави 30 м.

Возраст свиты определяется по орбитоидам. В низах имеются кампанские *Orbitella tissoti* (Schlumb.) (у сел. Ахмета), а в верхах маастрихтские *Orbitella apiculata* Schlumb., *Lepidorbitoides minor* (Schlumb.), *Omphalocyclus macropora* Lam., *Siderolites calcitrapoides* Lam., а также *Globo truncana conica* White, *Pseudotextularia varians* Rz.

Маастрихт. Меквадурская свита. В западной части Цив-Гомборского хребта верхи сабуинской свиты замещаются своеобразной толщей, являющейся по существу карбонатным флишем сабуинского типа:

более тонкослойным, но с мощными прослоями (0,6—1,2 м) песчаных известняков через интервалы в 3—4 м. Последние характеризуются «текучей» текстурой. В северных выходах эти известняки содержат гальки и валуны пелитоморфных известняков типа свиты эшмакисхеви. Мощность свиты 100 м, но к югу свита практически выклинивается.

Сходные отложения мощностью 10 м встречаются и в синклинали Дарадави (Кахетинская подзона).

Маастрихт — датский ярус. *Квитерская (босельтская) свита.* В Тианетско-Садзегурской подзоне выше согласно следует флиш, представленный чередованием мергелистых, иногда окремненных аргиллитов, оскольчатых мергелей, песчаных известняков и известковистых песчаников, переходящих в микроконгломераты с аркозово-граувакковым материалом. На подошвах песчаников часты *Chondrites affinis Stegnb.*, *Ch. intricatus Bronn.* и др. (квитерская свита). Мощность 150 м. В западной части Цив-Гомборского хребта ее замещает босельтская свита, отличающаяся от квитерской наличием мощных (0,5—3 м) прослоев окремненных песчаных известняков, располагающихся через правильные промежутки (2,5—3 м). Эти известняки характеризуются «текучей» текстурой и часто содержат гальки пород сабуинской свиты (на севере) и титон-неокомских пород (на юге). Мощность на севере 200 м, на юге 100 м.

Эта же свита мощностью около 100 м выделяется и в синклинали Дарадави (Кахетинская подзона).

По рекам Арагви и Ксани аналогичные образования представлены мергелями, аргиллитами и песчанисто-микроконгломератовыми известняками с несколькими мощными прослоями конгломерата с мергелистым цементом, в котором встречаются гальки гранитов и плохо окатанные обломки меловых пород, титон-неокомских известняков и среднеюрских порфиритов. Мощность 150—200 м.

В нижней части этих отложений во многих разрезах собраны маастрихтские орбитоиды *Orbitella apiculata Schlumb.*, *Lepidorbitoides socialis Leum.*, *Omphalocyclus macropora Lam.*, *Simplerbites gensacicus Leum.* и др. Однако свита частично охватывает и датский ярус, так как в районе сел. Тианети в верхах ее встречаются только трех- и четырехкамерные глобигерины.

Датский ярус — палеоцен. *Шахветильская (надорбитоидная) свита.* В Тианетско-Садзегурской подзоне разрез верхнего мела заканчивается терригенным флишем, представленным слабоизвестковистыми или чистыми темными аргиллитами, спонголитовыми песчаниками и песчанистыми известняками с проблематиками *Chondrites targionii Bronn.*, *Ch. intricatus Heeg* и др. Мощность 100—400 м.

По стратиграфическому положению свита относится к датскому ярусу и, возможно, к палеоцену.

Верхний сантон — маастрихт. *Орбитоидная свита.* В Кахетинской подзоне (за исключением синклинали Дарадави) флишеские свиты джорчи, сабуинская и квитерская замещаются грубообломочной толщей, играющей по отношению к ним роль «дикого флиша». Орбитоидная свита залегает трансгрессивно, часто непосредственно на ананурской свите. В восточной части Цив-Гомборского хребта наблюдается угловое несогласие, в результате чего к югу от сел. Череме орбитоидная свита срезает все меловые свиты и налегает на порфиритовую юру.

Орбитоидная свита представлена неправильным чередованием грубых, часто глыбовых, конгломератов и брекчий, микроконгломератов, литотамниевых известняков, песчаников и пестроцветных мергелей. Южнее сел. Тианети и на Цив-Гомборском хребте отмечаются также

прослой туфов и туфопесчаников. Обломочный материал представлен верхнеюрскими известняками, порфиритами, гранитами и породами меловых свит.

В самом восточном выходе свиты у сел. Черемы нижняя часть ее представлена в основном порфиристыми туфобрекчиями, туфопесчаниками и покровами, а верхняя — обломочными известняками и мергелями. Мощность свиты 50—500 м.

В свите В. П. Ренгартеном, Н. Б. Вассовичем, В. Я. Эдилашвили, О. И. Шириашвили и др. отмечаются маастрихтские орбитоиды *Orbitella apiculata* Schlumb., *Lepidorbitoides socialis* Leum., *Omphalocyclus macropora* Lam. и др., а также *Globotruncana conica* White, *Pseudotextularia varians* Rzehak и др. Кроме того, на Цив-Гомборском хребте Г. М. Дондуа обнаружены *Hauericeras sulcatum* Кпер, *Inoceramus georgicus* Tsag., *In. proximus* Meek и *In. cf. balticus* Böhm.

Однако все авторы допускали наличие в свите и более низких горизонтов сенона, что подтвердилось находками в районе Гомборского перевала сантонских форм: *Inoceramus balticus* Böhm var. *pygmaea* Tsag., *In. gamkrelidzei* Tsag. и *Belemnitella praecursor* Stol.

Датский ярус. Чиотаанткарская свита. В Кахетинской подзоне южнее с. Тианети за орбитоидной свитой согласно следуют известковистые микроконгломераты, органогенно-обломочные известняки и реже глыбовые конгломерато-брекчии, аналогичные по составу таковым орбитоидной свиты. Мощность 50—60 м.

Туапсе-Новороссийская зона

Туапсе-Новороссийская зона охватывает Западный флишевый бассейн, заходящий в пределы Грузии только в верховьях р. Псоу. Из многочисленных исследователей этой зоны назовем только Б. М. Келлера (1947), давшего наиболее полную сводку по флишевым отложениям. Флиш верховьев р. Псоу описан В. И. Курочкиным (1941) и И. Р. Кахадзе и М. С. Эристави (1948). Верхнемеловой флиш здесь обнажается в виде двух полос: на водоразделе рек Псоу и Гега (на севере) и между селениями Аигба и Михельрипш по р. Арква (на юге).

В северной полосе наблюдается полный разрез. За пестроцветными глинами альба согласно следует:

Нижний сеноман. Свита паук. Плотные серые глины, мергели и туффиты мощностью 70—90 м. В западных районах свита содержит сеноманскую фауну и ее вулканогенный характер выражен резко. Соответствует свите укугмарти.

Верхний сеноман. Ананурская свита. Тонкослоистые, пестроцветные, плотные, окремненные глины с линзами и прослоями силицитов мощностью 40 м. Верхняя известняковая пачка, хорошо развитая в Местийско-Тианетской зоне, здесь не выделяется из вышеледующей свиты, но западнее она хорошо выражена и получила название керхетского горизонта. Она охарактеризована *Inoc. labiatus* Schloth.

Турон — нижний сенон. Маркхотхская серия. Слоистые светлые известняки, часто литографского типа, с прослоями мергелей мощностью 125—150 м. Соответствует свитам маргалитисклде и эшмакисхеви. В западных районах серия содержит микрофауну турона — нижнего сенона и подразделяется на свиты.

Верхний сенон. Котхская серия. Флишевое переслаивание серых пелитоморфных известняков, песчанистых мергелей и мергелистых глин мощностью 500 м. Соответствует орбитоидному флишу Местийско-Тианетской зоны и на западе содержит верхнесенонскую микрофауну.

В южной полосе выходов Туапсе-Новороссийской зоны представлены только две первые свиты.

Сопоставление верхнемеловых отложений Местийско-Тианетской и Туапсе-Новороссийской зон приводится в табл. 10.

**Фронтальная полоса Орхевского надвига
Местийско-Тианетской зоны**

Вдоль Орхевского надвига на северном краю Грузинской глыбы и Гагрско-Джавской зоны известно несколько небольших выходов верхнемеловых отложений. Преобладает карбонатная фация. Хороший разрез наблюдается в долине р. Джебжори, в Цханарской синклинали, частично перекрытой надвинутым флишем (Гамкрелидзе, Бендукидзе и Эристави, 1952; Кахадзе, 1952а).

Альб — сеноман. *Свита пестроцветных мергелей.* Фиолетовые, розовые и серые глинистые мергели с включениями верхнеюрских рифовых известняков, переходящие в северном крыле в брекчии. Мощность 2—20 м. Местами свита выпадает из разреза. Отложения содержат *Aucellina* ex gr. *aptiensis* P o m p., *A.* ex gr. *caucasica* B u c h и *A. krasnopol'skii* P a v l.

В южном крыле синклинали у сел. Фасраго картина меняется. Пестроцветные мергели с белемнитами альбского типа занимают нижнюю часть, а за ними следуют: а) зеленватые граувакковые известковистые песчаники, в верхней части окремненные, мощностью 18—20 м; б) темные силициты с прослоями песчаных мергелей мощностью 4—5 м. Таким образом, здесь появляются фации свит укугмрти и ананурской.

Турон. *Свита красных известняков.* Тонкослоистые красные известняки с красными кремнями мощностью 1,5—20 м. Известняки часто брекчиевые, особенно в северном крыле, и содержат обломки верхнеюрских известняков. У сел. Фасраго нижняя часть свиты представлена окремненными известняками, подобными верхней пачке ананурской свиты. В общем же свита сходна со свитой маргалитисклде.

Сенон — датский ярус. *Свита литографских известняков.* Слоистые, светлые, пелитоморфные и литографские известняки мощностью 8—40 м. В верхах почти повсеместно содержатся датские ежи *Echinocerys douvillei* S e u p., *Coraster sphaericus* S e u p., *Cyclaster aturicus* S e u p. и др. Ввиду малой мощности свиты возможно допустить ее трансгрессивность (по аналогии с орбитоидной свитой). Выше залегает трансгрессивный эоцен.

Отмеченные аналогии позволяют предполагать, что отложения Цханарской синклинали соответствуют отложениям Кахетинской подзоны.

Выход сеномана известен также на правом берегу р. Ксани у сел. Цирколи (Адамия, 1958). Здесь, подстилаясь брекчией, на порфиритовую свиту налегают литотамниевые мраморовидные известняки (30 м) с *Catopyqus columbarius* L a m., *Magas* cf. *pumilus* S o w.

Третий выход имеется в бассейне р. Арагви у сел. Аргуни. Согласно Ш. А. Адамия, здесь мел трансгрессивно лежит на байосе и верхний мел представлен свитами укугмрти (50—60 м) и ананурской (5 м). В первой части имеются прослой мергелей и литотамниевых органогенно-обломочных известняков.

Итак, во фронтальной полосе развиты мелководные карбонатные фации, которые связаны с флишем горизонтальными переходами. Такие фации были развиты, по-видимому, вдоль всей полосы, о чем свиде-

Схема корреляции верхнемеловых отложений Западного и Восточного флишевых бассейнов

Ярусы	Палеонтологическая характеристика	Западный флишевый бассейн		Восточный флишевый бассейн Грузии и Азербайджана			Дибрарская подзона	Вандамская подзона					
		Западный Кавказ	Западная Абхазия	Мтиулетская подзона	Тианетско-Садзегурская подзона	Кахетинская подзона							
Палеоцен							Сумгайская свита Черные пестроцветные аргиллиты						
Дат	<i>Globigerina triloculinoides</i> , <i>Globigerina pseudobulloides</i>	Свита агой. Темные толстослойные мергели и глинистые мергели с <i>Globigerina triloculinoides</i> , <i>Gl. pseudobulloides</i>		Размыв			Ильхидагская свита Мергели, аргиллиты и песчаные известняки с <i>Glob. triloculinoides</i>						
Маастрихт	<i>Orbitella apiculata</i> , <i>Lepidorbitoides socialis</i> , <i>Globotrunc. conica</i> , <i>Pseudotextularia varians</i> , <i>Hauericeras sulcatum</i>	Флишевое чередование известняков, мергелей и известковых песчаников с <i>Globotrunc. conica</i> , <i>Pseudotextularia varians</i> , в низах — <i>Bel. mucronata</i> , <i>Inoceramus balticus</i>		Серия котх. Флишевое чередование известняков, песчаных мергелей и мергелистых глин	Размыв	Меквадурская свита Сабуинская свита Флишевое чередование песчаных известняков, известняков и мергелей Вверху — <i>Orbitella apiculata</i> , <i>Globotr. conica</i> , <i>Pseudotext. varians</i> , Внизу — <i>Orbitella tissoi</i> , <i>O. ex gr. media</i> , <i>Globotr. stuarti</i>	Орбитоидная свита Песчаники, конгломераты, брекчии, известняки, мергели и вулканогенные породы с <i>Hauericeras sulcatum</i> , <i>Orbit. apiculata</i> , <i>Globotr. conica</i> , <i>Pseudotextularia varians</i> . В нижней части <i>Bel. praecursor</i> , <i>Inoceramus gamkrelidzei</i>	Агбурунская свита Песчаные известняки, мергели и глины, вверху — <i>Orbit. apiculata</i> , внизу — <i>Bel. mucronata</i>					
Кампан	<i>Orbitella tissoi</i> , <i>O. ex gr. media</i> , <i>Bel. mucronata</i>	Пенайская свита. Кварцевые песчаники, мергели и микроконгломераты с <i>Pseudooffaster caucasicus</i>											
		Ахеянская свита. Мергелистые известняки и мергели с <i>Pseudooff. caucasicus</i>				Свита джорчи Розоватые мергели и мелкозернистые известняки		Сардагарская свита Светлые известняки с <i>Inoceramus balticus</i>					
Сантон	<i>Orbitella ex gr. media</i> , <i>Bel. praecursor</i> , <i>Inoc. undulatoaplicatus</i>	Гениохская свита Известняки и красноватые мергели		Маркхотхская серия	Свита эшмакис-хеви Литографские известняки	Свита эшмакис-хеви Литографские известняки с <i>Inoc. undulatoaplicatus</i>	Перерыв	Юнусдагская свита Зернистые известняки, красные мергели с <i>Inoc. lobatus</i>	Красные известняки				
Коньяк	<i>Inoc. subquadratus</i>	Натухайская свита Чередование известняков, мергелей и песчаников, в нижней части с <i>Inoc. cf. lamarki</i>						Маркхотхская серия. Пелитоморфные известняки с прослоями мергелей	Свита маргалитисклде. Красные известняки	Свита маргалитисклде. Красные известняки с <i>Inoc. brongniarti</i>	Свита маргалитисклде. Красные известняки	Свита кемчи Песчаные известняки, пелитоморфные известняки, мергели, глины, вверху — <i>Inoc. subquadratus</i> внизу — <i>Inoc. lamarki</i>	Свита маргалитисклде. Красные известняки
Верхний турон	<i>Inoc. lamarki</i>												
Нижний турон	<i>Inoc. labiatus</i>	Керкетский горизонт Пестрые известняки, иногда окремненные с <i>Inoceramus labiatus</i>										Заратская свита Окремненные породы, известняки, глины, туфы	Ананурская свита 1. Окремненные аргиллиты 2. Черные силициты и туфы 3. Окремненные известняки
Верхний сеноман	<i>Gümbeltria cenomana</i> , <i>Acanthoceras rhotomagensense</i>	Ананурская свита. Силициты и аргиллиты		Ананурская свита. Силициты и глины		Ананурская свита. 1. Окремненные аргиллиты 2. Черные силициты с <i>Gümbeltria cenomana</i> 3. Окремненные известняки							
Нижний сеноман	<i>Neohibolites ultimus</i> , <i>Aucellina krasnopolskii</i>	Свита паук. Туфогенно-мергелистый флиш. <i>Acanthoceras rhotomagensense</i> , в нижней части <i>Aucellina krasnopolskii</i>		Свита паук Туфогенные породы, мергели и глины	Свита укугмрти Аргиллиты и полимиктовые песчаники	Свита укугмрти Полимиктовые песчаники	Свита укугмрти Полимиктовые песчаники и конгломераты с <i>Neohib. cf. ultimus</i> , <i>Rot. appenninnica</i>	Кемишдагская свита Глины и песчаники с <i>Neohib. ultimus</i>	Вандамская свита Вулканогенные породы				

тельствует следующий факт. На Цив-Гомборском хребте в верховьях р. Турдо известны своеобразные брекчии, отнесенные И. Э. Карстенсом к байосу, а В. Я. Эдилашвили и А. Л. Цагарели — к сеноману. А. И. Джанелидзе и М. М. Рубинштейн (1957) обнаружили в этих брекчиях известняковую глыбу *Hercoglossa cf. danica* Schl., *Ceraster sphaericus* Seup. и др. Такая фация чужда флишу и она могла быть развита лишь южнее.

Гагрско-Джавская зона

Гагрско-Джавская зона разделяет Западный и Восточный флишевые бассейны и вытянута вдоль Южного склона Большого Кавказа от Западной Абхазии до Юго-Осетии. Меловые отложения здесь развиты в основном на стыке с Грузинской глыбой от Западной Абхазии до Верхней Рачи, протягиваясь через Северную известняковую полосу Мегрелии и комплекс горы Асхи. В этой зоне, начиная с верхней юры, типичные геосинклинальные фации уже не встречаются. В частности, верхний мел здесь представлен фациями, сходными с отложениями Грузинской глыбы. Эти отложения довольно детально изучались в Западной Абхазии Т. А. Мордвилко, В. И. Курочкиным, И. Р. Кахадзе и М. С. Эристави, Гр. Е. Гуджабидзе; в Центральной Абхазии М. С. Швецовым (1929), А. Л. Козловым (1932), Г. Р. Чхотуа, Гр. Е. Гуджабидзе, С. Г. Букия, Р. А. Гамбашидзе; в Восточной Абхазии В. В. Мокринским (1929), И. В. Качарава (1933), С. И. Ильиным и А. Г. Эберзиным (1935), В. Я. Эдилашвили, Г. М. Абуладзе, С. Г. Букия, Е. К. Вахания; в Северной Мегрелии Б. Ф. Мефферт (1931), А. И. Джанелидзе (1941), С. Г. Букия, Е. К. Вахания, Гр. Е. Гуджабидзе; в Раче и Лечхуми их изучали Б. Ф. Мефферт (1930), А. И. Джанелидзе (1930, 1940а), И. В. Качарава (1944), Е. К. Вахания, В. Я. Эдилашвили, Р. Д. Леквинадзе, и Ш. Х. Гегучадзе, Э. В. Котетишвили (1958), а также М. С. Эристави и А. Л. Цагарели.

Сеноман. Сеноман везде в Гагрско-Джавской зоне следует согласно за альбом, но характеризуется фациальной изменчивостью. От долины р. Псоу до низовьев р. Бзыби развита фация мергелей с прослоями туффитов, туфопесчаников и рыхлых глауконитовых песчаников мощностью 10—100 м. В ряде случаев в низах свиты выделяются слои с *Aucellina krasnopolskii* Pavl. (нижний сеноман), а выше попадают *Inoceramus crippei* Mant., *In. tenuis* Mant. и др.

В районе г. Нового Афона мергелисто-туфогеенная фация замещается фацией серых мергелей с тонкими прослоями песчанистых мергелей, песчаников и мергелистых известняков мощностью 17—27 м. Эта толща отделяется с трудом от альбских мергелей в основном по появлению *Auc. krasnopolskii* Pavl. В верхней же части найдены *Inoc. virgatus* Schlüt., *In. pictus* Sow., *Puzosia cf. crebrisulcata* Kossm. и др. (верхний сеноман).

В Центральной Абхазии (по рекам Гумиста и Кодори) преобладающей фацией являются глауконитовые песчаники, довольно грубозернистые, с которыми чередуются глины и глауконитовые мергели. Разрез обычно венчается слоем красной глины континентального облика. Общая мощность 5—20 м. Несмотря на наличие богатой фауны (*Inoc. crippei* Mant., *In. virgatus* Schlüt., *Mant. mantelli* Sow., *Acanthoc. rhotomagense* Defr. и др.), сеноман здесь еще не расчленен.

Восточнее р. Мокви снова развита мергелисто-глинистая фация, которую Б. Ф. Мефферт и В. В. Мокринский относили к альбу, допуская перерыв в сеномане. Однако здесь, по р. Гализга, над мергелями с *Pervinqueria cf. inflata* Sow. согласно залегают мергели, мергелистые глины и песчанистые мергели с тонкими прослоями глауконито-

вых песчаников мощностью 20—22 м, которые в верхах содержат *Inoc. pictus* Sow. и *In. virgatus* Schlüt. (верхний сеноман).

По р. Окуми сеноман представлен песчанистыми мергелями, мергелями и глауконитовыми песчаниками (13—15 м), в которых выделяется нижний сеноман с *Auc. krasnopolskii* Pavl. и верхний с *Inoc. pictus* Sow.

В Северной известняковой полосе Мегрелии по ущельям рек Ингури и Чанис-цкали развита толща мергелей (30 м), известняков, глин и глауконитовых песчаников с *Puzosia planulata* Sow., *Inoc. cf. bohemicus* Leonh. и др. По р. Хобис-цкали между туроном и альбом залегают тонкая пачка (3—10 м) глауконитовых и туфогенных песчаников с *Mantellic. cf. mantelli* Sow. и *Neohib. ultimus* d'Orb. в основании (нижний сеноман) и *Baculites cf. baculoides* Mant. в средней части. В бассейне р. Техури мергели снова настолько преобладают, что граница с альбом неясна и наличие сеномана устанавливается на основании *Inoc. crippi* Mant., *Puz. djumensis* Sim. и др. Мощность (условно) 20—50 м.

В Рачинско-Лечхумской синклинали сеноман имеет изменчивую мощность. В южном крыле синклинали в районе сел. Никорцминда на вранок налегают ясно выраженные регрессивные глауконитовые песчаники, кослоистые в верхней части и заканчивающиеся устричной банкой и микроконгломератом с порфиритовыми галечками. Мощность свиты 40—60 м. Восточнее, у сел. Шкмери, на глауконитовые песчаники налегают темные лидиты (2 м), похожие на силициты ананурской свиты. Песчаники здесь содержат богатую нижнесеноманскую фауну: *Aucellina krasnopolskii* Pavl., *Neohib. cf. ultimus* d'Orb., *Phylloc. whiteavesi* Kossm., *Turrilites costatus* Lam. и др.

К западу от сел. Никорцминда и в северном крыле синклинали мощность сеномана резко уменьшается (до 3—12 м) и большей частью он представлен серыми мергелями, которые местами замещаются мелкозернистыми глауконитовыми песчаниками. Б. Ф. Мефферт считал, что в этих разрезах сеноман вообще отсутствует, что не подтверждается, так как фаунистически установлено наличие нижнего сеномана с *Auc. krasnopolskii* Pavl. и верхнего с *Inoc. cf. pictus* Sow. между верхним альбом и нижним туроном.

Турон — коньяк. Турон и коньяк представлены довольно однообразной фацией слоистых, плотных, крупнозернистых, белых, розовых или красных известняков с мясо-красными кремневыми стяжениями. В Западной Абхазии они согласно следуют за сеноманом; мощность их колеблется в пределах 100—200 м. Примерно половина или две трети свиты относится к туруну (слои с *Inoceramus lamarcki* Park., *In. stillei* Heinz., *In. cf. waltersdorfensis* And. и др.), а остальная часть к коньяку (слои с *Inoc. involutus* Sow.).

В Центральной Абхазии свита белых и красных известняков сменяет регрессивный сеноман резким скачком. Ее мощность колеблется в пределах 50—130 м. Охарактеризована свита аналогичной фауной: *Inoc. lamarcki* Park., *Inoc. involutus* Sow., *Inoc. wandereri* And. Вопрос нижнего турона здесь неясен ввиду трансгрессивности свиты и отсутствия ископаемых в самых нижних слоях, но в Восточной Абхазии по р. Гализге эти известняки подстилаются пачкой мергелистых известняков (10 м) и мергелей с *Inoc. hercynicus* Petr., согласно залегающей на сеномане.

В Северной известняковой полосе Мегрелии мощность описываемой свиты колеблется от 70 до 180 м. В ней найдены *Inoc. labiatus* Schloth. (в низах), *In. lamarcki* Park. (в средней части), *In. cf. schlönbachi* Böhm. (в верхах). В верховьях р. Техури в нижней

части свиты отмечается линза зеленых туфобрекчий (30—40 м). Залегание на сеномане согласное.

В Рачинско-Лечхумской синклинали под белыми и красными известняками выделяется пачка мергелистых известняков (5—20 м) с *Inoc. labiatus* Schloth., *In. hercynicus* Petr., *Rotalipora appenninica* Repz и др. Выше в нижней части известняков найдены *Inoc. lamarcki* Park., а в верхах *Inoc. involutus* Sow. Мощность турона и коньяка 60—120 м. В полосе селений Никорцминда — Шкмери турон резко сменяет регрессивный сеноман, но в большинстве разрезов наблюдается согласное залегание.

Следует отметить, что в окрестностях сел. Шкмери верхний турон представлен туфами и туфобрекчиями с *In. lamarcki* Park. мощностью 70—90 м, которые замещают здесь обычные известняки. Подобное замещение вулканогенной фацией известно и у сел. Чквици, но эта вулканогенная фация шире развита на Грузинской глыбе.

Сантон — маастрихт. Эти ярусы представлены в основном слоистыми светло-серыми, желтоватыми или белесыми пелитоморфными или криптозернистыми, литографского типа известняками с серыми, голубоватыми или темными кремнями. Переход в коньякский и датский ярусы согласный. Ввиду редкости фауны (хотя и богатой видами) проведение границ между ярусами в этой однообразной свите затруднительно.

В Западной Абхазии мощность свиты 70—200 м. К востоку от р. Бзыби нижняя часть свиты содержит *Inoc. haenleini* G. Müll. и *In. circularis* Tsag. (сантон), а верхи — *In. balticus* Böhm, *In. regularis* d'Orb., *In. georgicus* Tsag. и др.

В Центральной Абхазии (реки Гумиста, Кодори) маастрихт литологически отличается от двух других ярусов. Разрез свиты следующий:

- | | | |
|--------------------------|---|-----------|
| Cr ₂ st—ср 1. | Слоистые светлые литографские и мергелистые известняки. В верхах они содержат <i>Inoc. balticus</i> Böhm, <i>In. regularis</i> d'Orb., <i>In. georgicus</i> Tsag., <i>Echinocorys ovatus</i> Leske, <i>Bel. mucronata</i> Schloth и др. | 100—120 м |
| Cr ₂ mst 2. | Плотные серые мелкозернистые известняки с <i>Scaphites</i> sp. | 50—70 „ |

В Восточной Абхазии (реки Мокви, Окуми) маастрихт литологически почти не отличим, но палеонтологически охарактеризован лучше (*Diplomoceras* cf. *cylindraceus* Defr., *Globotruncana conica* White). Мощность свиты достигает 340 м.

В Северной Мегрелии мощность сантона — маастрихта увеличивается до 400—500 м. В средней части свиты найдены *Inoc.* cf. *decipiens* Zitt., *Inoc. barabini* Mort., *Bel.* cf. *mucronata* Schloth (кампан), а в верхней *Discoscaphites* cf. *constrictus* Sow. (маастрихт).

В Рачинско-Лечхумской синклинали сеноман развит в ущелье р. Цхенисцкали (300 м) и восточнее в южном крыле до сел. Амбролаури (100—180 м). Местами (Мурское ущелье, р. Шараула) маастрихт представлен плотными мелкозернистыми известняками с *Bel. mucronata* Schloth., *Bel. langei* Schats. и *Bel. nowaki* Naid., а в других разрезах встречаются также *Globotruncana conica* White и др. Ниже несомненного маастрихта отмечаются *Inoc. balticus* Böhm, *Echinocorys ovatus* Leske и др.

Заканчивая на этом описание сенона, следует отметить, что сантон в данной зоне охарактеризован лишь в Западной Абхазии.

Датский ярус. Датский ярус представлен сравнительно более изменчивыми фациями и охарактеризован морскими ежами и устрицами. Кверху он часто согласно переходит в палеоцен. В бассейне р. Псоу к нему относятся красноватые и зеленоватые мергели мощностью 120 м с *Coraster munieri* Seun., *Physaster* cf. *abichi* Anth., *Echinocorys*

Биостратиграфическая схема верхнего

Ярусы и подъярусы	Палеонтологическая характеристика	Западная Абхазия	Центральная Абхазия
Дат	<i>Echynocoris sulcatus</i> , <i>Ech. pyrenaicus</i> , <i>Cr. pit-cheri</i>	<i>Ech. sulcatus</i> , <i>Ech. pyrenaicus</i> , <i>Ech. cf. douvillei</i> , <i>Ech. duponti</i> , <i>Ech. cotteai</i> , <i>Ech. ovatus</i> , <i>Ech. edhemi</i> , <i>Ech. gibbus</i> var. <i>subglobosa</i> , <i>Id. var. costulata</i> , <i>Cor. munierti</i> , <i>Cor. sphaericus</i> , <i>Phys. cf. abichi</i>	<i>Ech. sulcatus</i> , <i>Gryph. pitcheri</i> , <i>Gr. similis</i> , <i>Gr. kodori</i> , <i>Ost. lunata</i>
Маастрихт	<i>Disc. cf. constrictus</i> , <i>Bel. nowaki</i> , <i>Bel. langei</i>	<i>In. balticus</i> , <i>In. regularis</i> , <i>In. colchicus</i> , <i>In. georgicus</i> , <i>In. simonovitchi</i> , <i>In. salisburgensis</i>	<i>Scaphites</i> sp.
Кампан	<i>In. balticus</i> , <i>In. simonovitchi</i> , <i>In. georgicus</i>	Фауны нет	<i>In. balticus</i> , <i>In. regularis</i> , <i>In. colchicus</i> , <i>In. simonovitchi</i> , <i>In. georgicus</i> , <i>In. tenuilineatus</i> , <i>In. sarumensis</i> , <i>In. inconstans</i> , <i>Ech. ovatus</i> , <i>Bel. mucronata</i>
Сантон	<i>In. haenleini</i>	<i>In. haenleini</i> , <i>In. circularis</i>	Фауны нет
Коньяк	<i>Inoc. involutus</i>	<i>In. involutus</i>	<i>In. involutus</i> , <i>In. wanderreri</i> , <i>In. cf. schlönbachi</i>
Верхний турон	<i>Inoc. lamarcki</i>	<i>In. lamarcki</i> , <i>In. stillei</i> , <i>In. cf. inconstans</i> , <i>In. cf. annulatus</i> , <i>In. glatziae</i> , <i>In. cf. waltersdorfensis</i> , <i>In. subpercostatus</i>	<i>In. lamarcki</i> , <i>In. brongniarti</i> , <i>In. inconstans</i> , <i>In. stillei</i>
Нижний турон	<i>In. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i> , <i>In. opalensis</i>	Фауны нет	Фауны нет
Верхний сеноман	<i>Inoc. virgatus</i> , <i>Inoc. pictus</i>	<i>Inoc. crippsi</i> , <i>In. cuneiformis</i> , <i>In. tenuis</i> , <i>In. etheridgei</i>	<i>Inoc. virgatus</i> , <i>Inocer. pictus</i> , <i>Puz. djumensis</i> , <i>Puz. cf. crebrisulcata</i> <i>Inoc. crippsi</i> , <i>In. raechensis</i> , <i>In. tenuis</i> , <i>In. pictus</i> , <i>In. etheridgei</i> , <i>In. virgatus</i> , <i>In. bohemicus</i> , <i>In. orbicularis</i> , <i>Ac. rhotomagense</i> , <i>M. mantelli</i> , <i>M. couloni</i> , <i>Euomph. cunningtoni</i> var. <i>rouchadzei</i> , <i>Puz. planulata</i> , <i>Puz. djumensis</i> и др.
Нижний сеноман	<i>Auc. krasnopolskii</i> , <i>Neohib. ultimus</i> , <i>Mant. mantelli</i>	<i>Auc. krasnopolskii</i>	<i>Auc. krasnopolskii</i>

мела Гагрско-Джавской зоны

Таблица II

Восточная Абхазия		Северная Мегрелия		Рача — Лечхуми	
<i>Gr. pitcheri</i> , <i>Globorot. aff. conicotruncata</i>		<i>Pycn. vesicularis</i> , <i>Gr. pitcheri</i> , <i>Ost. dzevrensis</i> , <i>Ech. sulcatus</i> , <i>Ech. pyrenaicus</i> , <i>Ech. depressus</i> , <i>Ech. lamberti</i> , <i>Ech. cf. douvillei</i> , <i>Ech. cotteau</i> , <i>Ech. cf. elatus</i> , <i>Cor. munieri</i> , <i>Cor. frechi</i>		<i>Gr. pitcheri</i> , <i>Pycn. vesicularis</i> , <i>Ex. decussata</i> , (<i>Herc. danica</i>), <i>Globorot. aff. conicotruncata</i>	
<i>Dipl. cf. cylindraceus</i> , <i>Ech. ovatus</i> , <i>Globostr. conica</i>		<i>Disc. cf. constrictus</i>		<i>Bel. mucronata</i> , <i>Bel. langei</i> , <i>Bel. nowacki</i> , <i>In. goldjussi</i> , <i>Ech. ovatus</i> , <i>Pycn. vesicularis</i> , <i>Globostr. conica</i>	
<i>Bel. mucronata</i> , <i>In. ex gr. balticus</i>		<i>In. cf. decipiens</i> , <i>In. barabini</i> , <i>In. salisburgensis</i> , <i>Bel. cf. mucronata</i>		<i>In. balticus</i> , <i>In. cf. colchicus</i> , <i>Ech. ovatus</i> , <i>Hemiasp. cf. regulusi</i>	
<i>Glob. arca</i> , <i>Glob. stuarti</i>		Фауны нет		Фауны нет	
Фауны нет		<i>In. cf. schlönbachi</i>		<i>In. involutus</i> , <i>In. cf. schlönbachi</i>	
Фауны нет		<i>In. lamarcki</i>		<i>In. lamarcki</i> , <i>In. cf. cuvieri</i> , <i>In. inconstans</i> , <i>Globostr. linneana</i> , <i>Pith. caucasica</i>	
<i>In. hercynicus</i>		<i>In. labiatus</i>		<i>In. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i> , <i>In. opalensis</i> , <i>Rotalip. appenninica</i>	
<i>In. crippsi</i> , <i>In. pictus</i> , <i>In. virgatus</i> , <i>In. tenuis</i> , <i>In. etheridgei</i>	<i>In. raechensis</i> , <i>In. crippsi</i> , <i>In. tenuis</i> , <i>In. cf. pictus</i> <i>Mant. couloni</i> , <i>Puz. planulata</i> , <i>Puz. djumensis</i>	<i>Bac. cf. baculoides</i> , <i>In. tenuis</i>	<i>Puz. planulata</i> , <i>Puz. djumensis</i> , <i>In. crippsi</i> , <i>In. bohemicus</i> <i>Rot. appenninica</i>	Характерной фауны нет	<i>In. tenuis</i> , <i>In. orbicularis</i> , <i>Rot. appenninica</i> , <i>Rot. reicheli</i>
<i>Auc. krasnopolskii</i> , <i>In. bohemicus</i>		<i>Neohib. ultimus</i> , <i>Mant. mantelli</i> , <i>Puz. planulata</i> , <i>In. crippsi</i>		<i>Auc. krasnopolskii</i> , <i>A. parva</i> , <i>A. gryphaeoides</i> , <i>Neoh. cf. ultimus</i> , <i>Phyl. whiteauensi</i> , <i>Gaudr. vattonnei</i> , <i>Tetr. timotheanus</i> , <i>Puz. planulata</i> , <i>Puz. mayoriana</i> var. <i>octosulcata</i> , <i>P. cf. crebrisuleata</i> , <i>Lat. cf. latidorsata</i> , <i>Turr. costatus</i>	

cotteaui Lam., *Ech. ovatus* Leske и др. Фация пестроцветных мергелей развита главным образом в Сочинском районе. Восточнее р. Псоу ее замещают известняки. Так, к востоку от р. Бзыби представлены слоистые кристаллические известняки с *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Ech. pyrenaicus* Seun., *Coraster sphaericus* Seun. и др. Мощность 10—15 м.

В Центральной Абхазии к датскому ярусу относятся зернистые кристаллические и мягкие белые известняки мощностью 100—120 м с *Ech. sulcatus* Goldf., *Gryphaea pitcheri* Mort. и другими острейдами. Эта же фация протягивается и в Восточную Абхазию.

В Северной Мегрелии снова преобладают зернистые, средне- и толстослоистые известняки с *Ech. sulcatus* Goldf., *Ech. pyrenaicus* Seun., *Ech. depressus* Eichw., *Gr. pitcheri* Mort. и др. Мощность 60—120 м.

В бассейне р. Цхенис-цкали (Мурское и Сарецкельское ущелья) между маастрихтом и палеоценом согласно залегает свита зернисто-кристаллических массивных известняков мощностью 300—400 м. Восточнее (р. Ладжанури, сел. Амбролаури) мощность этих отложений уменьшается до 50—100 м. В них встречаются *Exogyra decussata* Goldf., *Gryph. pitcheri* Mort., *Pycnodonta vesicularis* Lam. и *Globorotalia* aff. *conicotruncata* Subb. (табл. 11).

Грузинская глыба

На Грузинской глыбе верхнемеловые отложения представлены в основном карбонатными фациями аналогично Гагрско-Джавской зоне. Они обнажаются от окрестностей сел. Сурами до правобережья р. Ингури. На южной и юго-восточной периферии Дзирульского массива они принимают участие в строении Молитско-Марелисской и Харагоульской синклиналей. На северной периферии массива недислоцированный верхний мел трансгрессивно перекрывает кристаллические породы, но к северу он принимает крутое падение на юг.

К западу, в Южной Окрибе, верхний мел слагает южное крыло Окрибского антиклинального поднятия. Отсюда он непрерывно протягивается в сторону Цхалтубо и южных склонов горы Асхи.

От комплекса горы Асхи отделяется так называемая известняковая полоса Мегрелии, в которой верхнемеловые отложения слагают ядра пяти брахиантиклиналей (Абедатской, Накалакевской, Экской, Уртинской и Сатанджийской), кулисообразно расположенных вдоль дуги, выгнутой к югу.

Наконец, бурением установлено наличие верхнемеловых отложений в Колхидской низменности (сел. Чаладиди) и в Карталинии (сел. Шиндиси).

Верхний мел на периферии Дзирульского массива изучался П. Д. Гамкрелидзе (1932), И. М. Рухадзе (1940), А. Л. Цагарели (1942), И. Р. Кахадзе (1941), М. И. Варенцовым (1950), Е. К. Вахания, В. Я. Эдилашвили и Р. Д. Леквинадзе, Ш. Х. Гегучадзе; в Южной Окрибе и в полосе Цхалтубо — Асхи Б. Ф. Меффертом (1924, 1930 б), С. С. Чихелидзе, А. И. Джanelидзе (1941), М. С. Эристави (1940), М. С. Эристави и Н. Г. Химшиашвили, Е. К. Вахания, Гр. Е. Гуджабидзе, Р. Д. Леквинадзе; в Южной известняковой полосе Мегрелии Б. Ф. Меффертом (1931), И. В. Качарава (1939), С. Г. Букия, Н. А. Канделаки и Г. Ф. Челидзе, Е. К. Вахания и Г. Никурадзе, Гр. Е. Гуджабидзе и В. Качарава (1952); в Колхидской низменности А. Г. Лалиевым (1957); в Карталинии К. Г. Чубинишвили (1959) и Д. А. Булейшвили (1958, 1960).

Дзирульская зона поднятия

Сеноман. В Харагоульской синклинали сеноман трансгрессивно, местами с угловым несогласием налегает на альб и начинается базальным конгломератом, который на северо-восточном окончании синклинали становится грубогалечным. Материал порфиритовый и гранитный. Выше залегают сначала косослоистые, а затем массивные кварцево-глауконитовые известняки с иглами ежей и обломками криноидей: *Globator cf. tumidus* Gauth. и *Puzosia cf. djumensis* Sim. Мощность свиты 50—115 м. Уменьшение мощности и одновременно увеличение песчаности наблюдаются в юго-восточном крутом крыле синклинали и на ее северо-восточном окончании.

В Молитско-Марелинской синклинали на вулканогенных отложениях альба согласно залегают пачка тонкослоистых туфопесчаников с *Inoc. crippei* Mapt. и др., а выше следуют массивные порфириновые туфобрекчии, туфы, покровы. Общая мощность свиты 300 м. Это типичная триалетская фация.

Выше залегают кварцево-глауконитовые известняки (60 м) и снова туфобрекчии (40 м).

Мощность вулканогенной фации по простирацию уменьшается, и последняя замещается фацией кварцево-глауконитовых известняков как в западном, так и в восточном направлении. На востоке замещение хорошо видно у ст. Ципа. Здесь в низах кварцево-глауконитовых известняков собрана нижнесеноманская фауна *Mantelliceras mantelli* Sow., *Neohibolites cf. ultimus* d'Orb. и др.

К востоку от ст. Ципа в полосе селений Ципа — Али развиты подобные известняки мощностью 100—150 м, охарактеризованные в низах *M. mantelli* Sow., *Schl. varians* Sow. и *Heoh. ultimus* d'Orb. и в верхах *Inoc. schöndorfi* Heinz. и *Globat. cf. tumidus* Gauth.

На северной периферии массива, в бассейне р. Квирила, выходы сеномана имеются от р. Кацхура до сел. Сачхере. Он представлен кварцево-глауконитовыми известняками и известковистыми песчаниками мощностью не более 40 м с *Globator cf. tumidus* Gauth., *Discoidea subuculus* Klein и др. Сеноман трансгрессивно налегает на ургоне, но выклинивается к северу и югу под трансгрессивными туронско-сеномскими известняками.

Турон — коньяк. Эти ярусы, за исключением окрестностей сел. Марелиси, представлены белыми и розовыми слоистыми известняками с красными кремнями. Турон везде, за исключением бассейна р. Квирила, залегают согласно на сеномане.

В Харагоульской синклинали наблюдается следующий разрез:

Сг ₂ 1+2	1. Белые, зеленоватые и розоватые известняки. В низах найден <i>Inoc. cf. labiatus</i> Schloth.	60 м
	2. Розовые, красные и белые известняки с <i>Inoc. stillei</i> Heinz.	30 „
Сг ₂ сп	3. То же, с линзами писчего мела, с <i>Inoc. involutus</i> Sow. и <i>In. wandereri</i> And.	30 „

В северо-восточном окончании синклинали мощность свиты падает до 60 м. В полосе селений Сурами — Али красная окраска известняков не наблюдается, но аналогичные фаунистические горизонты имеются и здесь:

Сг ₂ 1	Песчанистые белые известняки с <i>Inoc. labiatus</i> Schloth., <i>In. hercynicus</i> Petr. и <i>In. opalensis</i> Böse.	30 м
Сг ₂ 2	Зеленоватые и белые известняки с <i>Inoc. lamareki</i> Park., <i>In. striatoconcentricus</i> Gumb. и др.	20 „
Сг ₂ сп	Белые мелоподобные известняки с <i>Inoc. involutus</i> Sow.	30 „

Между описанными разрезами турон и коньяк размыты трансгрессивным миоценом, за исключением района сел. Марелиси, где эти отложения по мощности и фации приближаются к триалетскому типу. У сел. Мерелиси наблюдается следующий разрез:

Cr ₂ t ₁	Тонкослоистые стально-серые и розоватые мергели и мергелистые известняки с <i>Inoc. hercynicus</i> Petr. и др.	100 м
Cr ₂ t ₂	Тонкослоистые стально-серые и желтовато-серые хрупкие мергели и мергелистые известняки с <i>Prionotropis</i> cf. <i>woolgari</i> Mant.	50 „
Cr ₂ t ₂ +сп	Розовато-белые плотные известняки с красными кремнями с <i>Inoc. stillei</i> Heinz., <i>In. kleini</i> G. Müll. и др.	50 „

Это крайний южный разрез на Грузинской глыбе.

На северной периферии массива турон входит в трансгрессивную серию верхнемеловых известняков, но его присутствие установлено лишь к западу от г. Чиатура и сел. Салиети. К востоку и юго-востоку от этого района на массив трансгрессивно налегают различные горизонты сенона.

Турон начинается базальным конгломератом и представлен белыми слоистыми известняками с прослоями толстослоистых розовых известняков. В них часты голубоватые и красные кремни. Ввиду скудности фауны к турону и коньяку условно отнесена толща в 50 м с *Inoc. hercynicus* Petr. в основании и с *In. cf. inconstans* Woods в середине. Коньяк установлен на основании *In. cf. seitzi* And. к юго-востоку от г. Чиатура в маломощных песчанистых известняках, налегающих на массив посредством базального конгломерата. Турон здесь уже отсутствует.

Сантон — датский ярус. Эти отложения развиты в Харагоульской синклинали, в полосе селений Сурами — Али и на северной периферии массива. Фация отложений несколько изменчива, однако преобладают пелитоморфные литографские известняки. Кремневых конкреций в известняках сравнительно мало и они главным образом темно-серые. Контакт с коньяком согласный.

Разрез у сел. Харагоули может считаться опорным:

Cr ₁ st ₁	Тонкослоистые пелитоморфные мергелистые известняки с прослоями мергелистых глин, с <i>Inoc. subquadratus</i> Schlüt. и др.	20—25 м
Cr ₂ st ₂	Такие же среднеслоистые известняки, с <i>Eupachydiscus</i> cf. <i>isculensis</i> Redt., <i>Inoc. cycloides</i> Wegn., <i>In. gamkrelidzei</i> Tsag. и др.	10 „
Cr ₂ сп	Такие же толстослоистые известняки с <i>Inoc. balticus</i> Böhm, <i>In. salisburgensis</i> F. et K., <i>In. georgicus</i> Tsag., <i>In. simonovitchi</i> Tsag., <i>Endocostea typica</i> Whitf., <i>Echinocorys ovatus</i> Leske и др.	10 „
Cr ₂ mst	Такие же массивные известняки с <i>Hauericeras sulcatum</i> Kner, <i>Parapachydiscus gollevillensis</i> d'Orb., <i>P. colligatus</i> Binkh., <i>P. neubergicus</i> Hauer, <i>Inoc. georgicus</i> Tsag., <i>Echinocorys elatus</i> Arn., <i>Pseudotextularia varians</i> Rz., <i>Globotruncana conica</i> White и др.	20 „
Cr ₂ d	Такие же среднеслоистые известняки с <i>Echinocorys</i> aff. <i>sulcatus</i> Goldf., <i>Corast.</i> cf. <i>sphaericus</i> Seun., <i>Globigerina trilocolinoides</i> Plum., <i>Globorotalia conicotruncata</i> Subb. и др.	30 „
Pg ₁ ¹	Зеленоватые мергели и глины с <i>Globorotalia (Truncorot.) marginodentata</i> Subb., <i>Gl. (Tr.) crassata</i> Cushman и др.	

Сенонские известняки песчанистые и меньшей мощности (50 м) развиты и в северо-восточном окончании Харагоульской синклинали. Здесь в их верхней части известны *Belemnitella langei* Schats., *Bostrychoceras schlönbachi* Favre (нижний маастрихт), *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Ech. pyrenaicus* Seun. (датский ярус) и др.

В окрестностях сел. Сурами разрез сенона фаунистически несколько беднее; разграничение кампана и маастрихта затруднительно из-за отсутствия головоногих:

Cr ₂ st	Зеленоватые, слегка песчанистые, немые мергелистые известняки с тонкими прослоями мергелистой глины	30 м
Cr ₂ cp	Белые мягкие известняки с прослоями песчанистых мергелей, с <i>Inoc. cf. balticus</i> Böhm., <i>In. regularis</i> d'Orb и др.	40 „
Cr ₂ mst	Белые пелитоморфные известняки с <i>Echinocorys elatus</i> Agn., <i>Ech. ovatus</i> Leske, <i>Cyclaster munieri</i> Seup. и др.	15 „
Cr ₂ d	Такие же известняки, с известковистым конгломератом в основании, с <i>Hercoglossa danica</i> Schloth., <i>Coraster sphaericus</i> Seup. и др.	30—40 „

Выше залегают трансгрессивные отложения олигоцена.

К северо-востоку от сел. Сурами эта свита еще не расчленена.

На северной периферии массива описываемые отложения согласно залегают на коньяке, но на значительной площади трансгрессивно перекрывают массив и в свою очередь трансгрессивно перекрываются олигоценом и чокраком. В районе Чиатура — Квацixe выше турона — коньяка следуют:

Cr ₂ st-cp	Белые, слегка глауконитовые, и розоватые известняки (в верхах) с <i>Micraster glyphus</i> Schlüt. и <i>M. schröderi</i> Stol. Эти известняки трудно отличимы от турон-коньякских	50—70 м
Cr ₂ mst ₁	Светло-серые, слегка песчанистые известняки с <i>Belemnitella langei</i> Schats., <i>B. micronata</i> Schloth., <i>Micraster aturicus</i> Heb. и др.	30—60 „
Cr ₂ mst ₂	Толстослойные зернистые известняки с <i>Belemnitella nowaki</i> Naid.	30 „
Cr ₂ d	Массивные зернистые, иногда брекчиевидные, известняки с <i>Pycnodonta vesicularis</i> Lam.	30—50 „

К востоку, по направлению к сел. Сачхере, турон и коньяк выклиниваются, а мощность сантона — датского яруса уменьшается до 150 м, причем известняки обогащаются песчаным материалом.

К юго-востоку от г. Чиатура массив перекрывается более молодыми членами сенона. Например, в бассейне р. Дзирула в разрезе у сел. Мереви под известняками с *Parap. neubergicus* Haueg. остается всего 15—20 м, ввиду чего наличие кампана проблематично. Местами в центральной части массива сохранились и датские известняки с *Micraster ak-kajensis* Web. Естественно, что мощности в этом направлении сильно уменьшаются.

Западная зона погружения

Кутаисская подзона (Южная Окриба)

Сенومان Чиатурского района к западу постепенно теряет карбонатный характер и переходит в фацию разнозернистых глауконитовых песчаников. Трансгрессия сеномана все еще отчетливо наблюдается в восточной части Южной Окрибы; в районе вершины горы Квеша-кльде он залегают на апте и начинается пачкой кварцево-глауконитовых грубозернистых песчаников (4—5 м). Западнее, в районе г. Кутаиси, глауконитовые песчаники подстилаются порфиритовым микроконгломератом и содержат также его редкие прослой. А. И. Джанелидзе (1941) объясняет их появление подводными размывами, связанными с синхронными извержениями в Аджаро-Триалетской геосинклинали. В подтверждение этого взгляда можно отметить, что сенومان Южной Окрибы содержит также первичный туфовый материал (Дзоценидзе, 1948). Но наряду с этим элемент трансгрессивности, по-видимому, нельзя исключать, так как здесь до сих пор наличие вракона в альбских отложениях не установлено.

Глауконитовые песчаники слабо охарактеризованы *Mant. cf. mantelli* Sow., *Acanth. cf. rhotomagense* Defr. и др. Мощность 8—20 м.

Турон — датский ярус. Стратиграфия туронско-датской серии известняков осложняется наличием в ее нижней части мощной линзообразной вулканогенной свиты мтавари, которая к востоку выклини-

аается, а к западу тянется за пределы района. Остающаяся под ней маломощная свита так называемых надглауконитовых известняков к востоку сливается с вышележащими известняками. Здесь в районе селений Гогна, Чхари и Мухурского перевала наблюдается следующий разрез. На глауконитовые песчаники с резкой сменой фации налегают:

Cr ₂ t ₁₊₂	Слоистые желтоватые известняки с <i>Inoc. labiatus</i> Schloth.	30 м
Cr ₂ t ₂	Розовые и белые слоистые известняки с красными кремнями и с прослоями туфогенных пород (Это продолжение вулканогенной свиты, выклинивающейся на западном склоне Мухурского перевала).	25—40 „
Cr ₂ t ₂ ? + cp	Средне- и толстослоистые желтоватые, белые и розовые известняки с красными кремнями, с <i>Inoc. koeneni</i> G. Müll., <i>In. pseudo-lamarcki</i> Eg. и др. в верхах	50—60 „
Cr ₂ st + cp	Слоистые пелитоморфные и мергелистые, слегка песчаные серые известняки с <i>Micrast. cf. coranguinum</i> Klein., <i>Inoc. brancoi</i> Wegn., <i>In. gamkrelidzei</i> Tsag. и др. в низах и с <i>Inoc. salisburgensis</i> F. et K., <i>In. simonovitchi</i> Tsag., <i>In. georgicus</i> Tsag., <i>In. cf. decipiens</i> Zitt. и др. в верхах	50—70 „
Cr ₂ mst	Плотные толстослоистые органогенно-обломочные и слегка песчаные известняки с <i>Belemnitella mucronata</i> Schloth., <i>B. cf. langei</i> Schats., <i>B. nowaki</i> Naid., <i>Parapachydiscus gollevillensis</i> d'Orb., <i>Globotruncata conica</i> White и др.	
Cr ₂ d	Массивные зернисто-кристаллические известняки с <i>Ostrea dzevrensis</i> Sim., <i>Pycnodonta mesicularis</i> Lam. и др.	100—150 „

Переход в палеоген согласный.

В более западных районах наблюдается широкое развитие вулканогенной свиты мтавари по рекам Чешура, Сабанела и Цхалцитела. Сводный разрез отложений верхнего мела этих районов следующий:

Надглауконитовые известняки. Белые, слоистые, сахаровидные известняки с *Inoc. lamarcki* Pakk., *In. cf. costellatus* Woods и др. Они резко сменяют глауконитовые песчаники, ввиду чего А. И. Джанелидзе (1942) допускает трансгрессию тулона. Мощность 8—45 м.

Вулканогенная свита. Кирпично-красные, коричневатые и желтые туфы, туфопесчаники, туфобрекчии, микроконгломераты и покровы щелочно-основного состава с прослоями и линзами известняков (Дзоденидзе, 1948). Мощность изменяется в пределах 70—300 м, уменьшаясь к югу (сел. Квахчири). Также изменчив и возрастной диапазон свиты. На юге вышележающие известняки относятся к коньяку, тогда как около г. Кутаиси в верхах свиты найдены коньякские *Vaccinites giganteus* d'Hombrès-Fig. и сантонские *Radiolites angeoides* Pic. de Lap., *Diploctenium lunatum* Brug. и др., рудисты и кораллы.

Сенонские известняки. Мощность и разрез этих известняков аналогичен таковому восточного района. У сел. Квахчири в низах свиты имеется коньякский *Inoc. cf. undabundus* M. et N., севернее разрез начинается более высокими горизонтами.

Датский ярус представлен так же, как в предыдущем разрезе.

Кутаисская подзона и подзона комплекса горы Асхи

Сеноман. В районе Цхалтубо—Гумбри сеноман подразделяется на:

Cr ₂ cm ₁	1. Глауконитовые песчаники, внизу грубозернистые, иногда начинающиеся порфиритовым микроконгломератом, выше мелкозернистые, с <i>Inoc. etheridgei</i> Woods.	14—15 м
Cr ₂ cm ₂	2. Чередование гумбрина (адсорбционная глина) и глинистых песчаников с <i>Inoc. pictus</i> Sow.	5 „
Cr ₂ cm ₂ + t ₁	3. Тонкослоистые глинистые туфопесчаники с <i>In. pictus</i> Sow. и <i>Acanth. rhotomagense</i> Defr. Верхи пачки заключают уже нижнетуронского <i>In. cf. labiatus</i> Schloth.	13 „

Здесь обращает на себя внимание новая фация — адсорбционные глины, образовавшаяся за счет гальмиролиза вулканического пепла, принесенного из Аджаро-Триалетской геосинклинали (Гвалчрелидзе, 1933; Дзоценидзе, 1948).

Севернее сеноман представлен единой свитой глауконитовых, несколько туфогенных песчаников мощностью до 50 м с нижнесеноманской фауной *Neoib. ultimus* d'Orb., *Mant. mantelli* Sow., *Aucellina krasnopolskii* Pavl. и др. в низах. Верхнесеноманская фауна пока не обнаружена. Что касается взаимоотношений с альбом, то здесь известны как явления размыва, по-видимому, местного значения, так и постепенные переходы.

Турон. В южной части района, как было отмечено, нижний турон начинается в верхах туфопесчаников. Выше следует пачка (5—6 м) песчаных известняков с *Spondylus* cf. *striatus* d'Orb. Севернее на этом уровне залегают тонкослоистые известняки и мергели (15—40 м) с *Inoc. labiatus* Schloth., имеющие резкий контакт с глауконитовыми песчаниками, как в Южной Окрибе. А. И. Джанелидзе (1941) в их основании отмечает конгломерат, состоящий из галечек порфиритов и обломков альбских мергелей.

Турон — сантон. Выше, как и в Южной Окрибе, идет мощная (300—400 м и более) вулканогенная свита, сложенная оливиново-анальцимовыми базальтами, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и т. п. с прослоями известняков. К северу от сел. Горди мощность свиты уменьшается и в Гагрско-Джавской зоне она замещается известняками. В ней найдена богатая фауна: *Inoc. lamarki* Park. (верхний турон), *In. cf. koeneni* G. Müll., *Vaccinites giganteus* d'Hombrès-Firm. (коньяк), *Orbygnia toucasi* d'Orb., *Radiolites galloprovincialis* Math., *Phyllocoenia pediculata* Edw. et Haime, *Latimeandraea concentrica* (Reuss) Felix и др. (сантон).

Кампан — датский ярус. Эти отложения развиты в северной части района и подразделяются на две свиты:

- Ст₂ср + мст 1.** Слоистые, иногда песчаные, в низах местами розовые известняки, с прослоями мергелей, с *Inoc. decipiens* Zitt., *In. cf. balticus* Böhm., *In. simonovitchi* Tsag. Мощность 120 м.
- Ст₂д 2.** Кристаллические и брекчиевидные, большей частью массивные известняки с *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Rhynchonella rionensis* Anth., *Ostrea dzevrensis* Sim. и др. Мощность 100 м. Эти известняки похожи на датские известняки Южной Окрибы, Лечхуми и др.

Переход в палеоген согласный.

Одишская подзона

(Южная известняковая полоса Мегрелии)

Сеноман обнажается в Уртинской и Сатанджийской антиклиналях, где он согласно залегает на альбе и подразделяется следующим образом:

- Ст₂ст₁ 1.** Разнозернистые глауконитовые песчаники, мергели и алевролиты с *Aucellina krasnopolskii* Pavl., *In. cripsi* Mant., *Mant. mantelli* Sow. и др. 8—30 м.
- Ст₂ст₂ 2.** Грубозернистые глауконитовые песчаники, порфиритовые микроконгломераты, алевролиты и мергели с *Inoc. pictus* Sow., *In. virgatus* Schlüt., *Acanth. rhotomagense* Defr., *Globorotalia appenninica* Renz и др. 8—35 „

Сеноман в иной фации пересечен скважиной в южном крыле Экской антиклинали (г. Цхакая). Здесь представлена свита глауконитовых

песчаников, мергелей, мергелистых известняков, туфопесчаников и порфириновых туфобрекчий мощностью 100—120 м с *Auc. krasnopolskii* P a v l. в низах. В Накалакевской и Абадатовской антиклиналях сеноман не вскрыт. Выше следует серия турон-датских известняков, нижняя часть которых в Экской и Накалакевской антиклиналях замещается вулканогенной свитой, идентичной южноокрибской.

Турон — коньяк. Вулканогенная свита. В г. Цхакая в скважине за сеноманом согласно следуют вулканогенные породы (туфы, туфобрекчии, покровы щелочных базальтов) с прослоями розовых известняков. Верх свиты обнажены в ядре Экской антиклинали. Общая мощность свиты 500 м. В Накалакевской антиклинали обнажается незначительная часть этой свиты, но бурением установлена мощность в 500 м.

Коньяк—датский ярус. В Накалакевской антиклинали на вулканогенной свите залегают:

Cr ₂ cp?	Тонкослоистые белые известняки с красными кремнями, аналогичные турон-коньякским известнякам других районов Западной Грузии (по-видимому, здесь вулканогенная свита не переходит в коньяк)	55 м
Cr ₂ st—mst	Пелитоморфные серые известняки с редкими серыми кремнями. В Экской антиклинали эта свита налегает непосредственно на вулканогенную и в верхах содержит <i>Bel. mucronata</i> Schloth.	130—140 „
Cr ₂ d	Белые толстослоистые плотные зернистые известняки с <i>Hercoglossa danica</i> Schloth., <i>Pycnodonta vesicularis</i> Lam., <i>Rhynchonella rionensis</i> Anth., <i>Echinocorys sulcatus</i> Goldf и др.	20—45 „

Турон—датский ярус. В Абадатовской, Уртинской и Сатанджийской антиклиналях развита единая серия известняков. Хорошие разрезы наблюдаются в Уртинской и Сатанджийской антиклиналях:

Cr ₂ t ₁	Белые мягкие мергелистые известняки с <i>Inoc. labiatus</i> Schloth.	10 м
Cr ₂ t ₂	Белые, желтоватые и розоватые толстослоистые плотные известняки с красными кремнями, с <i>Inoc. lamarcki</i> Park.	50 „
Cr ₂ cp	Такие же известняки с линзами писчего мела, с <i>Inoc. cf. undabundus</i> Meek и др.	50—60 „
Cr ₂ st—mst	Слоистые белые, желтоватые и зеленоватые пелитоморфные известняки с <i>Inoc. brancoi</i> Weg n., <i>In. cycloides</i> Weg n. и др. в низах, <i>Micraster schröderi</i> Stoll., <i>Pseudooff. caucasicus</i> Dru и др. в средней части и <i>Belemnitella langei</i> Schats., <i>Discoscaphites constrictus</i> Sow. и др. в верхах	120—130 „
Cr ₂ d	Плотные толстослоистые зернистые известняки с <i>Echinocorys sulcatus</i> Goldf., <i>Rhynch. rionensis</i> Anth. и др.	40 „

В Абадатовской антиклинали разрез, при общем литологическом сходстве, менее богат фауной.

Во всех описанных разрезах переход в палеоцен согласный, за исключением южного крыла Экской антиклинали.

Колхидская подзона

Верхнемеловые отложения вскрыты скважинами в западной части Колхидской подзоны. Сводный разрез здесь следующий:

Cr ₂ cm	Серые и зеленоватые туфоаргиллиты, туфы и туфопесчаники порфиритового состава с <i>Rotalipora</i> ex gr. <i>appenninica</i> Repz. Фация определено аджаро-триалетская	40—60 м
Cr ₂ t+cp	Плотные слоистые криптокристаллические розовые и серые известняки с <i>Globotr.</i> ex gr. <i>linneana</i> d'Orb.	250—350 „
Cr ₂ st—mst	Слоистые светлые пелитоморфные известняки, с тонкими прослоями песчаников в юго-западной части низменности	150 „
Cr ₂ d	Зеленоватые и серые мергелистые известняки и мергели с <i>Anomalina</i> aff. <i>midwaensis</i> Plum.	20—30 „

Фация датских отложений близка Аджаро-Триалетской.
Переход в палеоген согласный.

Восточная зона погружения

Мухранско-Тирифонская подзона

В этой подзоне в районе сел. Шиндиси скважиной вскрыт следующий разрез верхнемеловых отложений:

Cr ₂ сп	Серые слабо карбонатные алевроитовые глины, глинистые алевролиты и песчаники с <i>Rotalipora appenninica</i> Re p z.	29 м
Cr ₂ t+сп	Розоватые и красновато-фиолетовые плотные известняки с <i>Globotr. linneana</i> d'Orb.	30 "
Cr ₂ —сп	Светлые, плотные, пелитоморфные и криптокристаллические известняки с <i>Globotr. ex gr. arca</i> C u s h m. и др.	40 "

Вопрос о наличии датского яруса не выяснен. Выше несогласно следует нижний миоцен.

Палеонтологический материал позволяет дать общую биостратиграфическую характеристику верхнемеловых отложений Грузинской глыбы (табл. 12).

Аджаро-Триалетская складчатая система

В Аджаро-Триалетской системе меловые отложения являются древнейшими; основание их и полная мощность неизвестны. Отложения приурочены к антиклиналям и крупным надвигам.

На Триалетском хребте крупнейший широтный выход мела находится в полосе селений Дзегви—Цителкалаки. Южнее, в долине р. Тедзами, наблюдается второй выход. В западной части Триалетского хребта значительный выход мела имеется между сел. Горисджвари и ущельем р. Дзама, а южнее — еще два меньших выхода: Сацхенисский и Кодманский. На южном склоне Триалетского хребта мел обнажается в верховьях р. Храми (у сел. Гумбати) и на правом берегу р. Куры (гора Чобарети).

Меловые отложения Аджаро-Имеретинского хребта прослеживаются вдоль северных предгорий от сел. Сурами до сел. Харагоули и отрывочно дальше на запад, и вдоль гребневой части хребта между реками Зварула—Ханисцкали.

Меловые отложения Аджаро-Триалетской системы изучались Б. Ф. Меффертом (1932, 1933), С. С. Кузнецовым (1935а), С. В. Левченко (1936), В. П. Беликовым (1936), П. Д. Гамкредидзе (1936, 1936а, 1949, 1954), П. Д. Гамкредидзе и В. Я. Эдилашвили, М. И. Варенцовым (1938, 1939а, 1948, 1950), И. В. Качарава, М. В. Качарава (1947, 1951), А. Л. Цагарели (1954), Г. С. Дзоценидзе (1948), С. Г. Асламазовой, Д. Джигаури, Р. Торозовым и М. Д. Купарадзе.

Северная зона

В северных предгорьях хребта вдоль фронтального надвига типичные аджаро-триалетские фации развиты между селениями Ципа и Марелиси. Например, в ущелье р. Зварула на миоцен с юга надвинуты верхнемеловые отложения:

Cr ₂ t+сп	Тонкослоистые и плитчатые, стально-серые мергели и известняки. Нижняя часть мощностью 120 м содержит <i>Inoc. labiatus</i> Schloth. и др. Верхняя часть немая	250 м
Cr ₂ st—mst	Толстослоистые, часто с плитчатой отдельностью, литографического типа известняки с прослоями мергелей, с <i>Inoc. salisburgensis</i> Fugg. et Kastn., <i>In. alaeformis</i> Zek. и др.	200 м
Cr ₂ d+Pg ₁ ¹	Зеленоватые, красноватые и коричневатые мергели и глинистые мергели. (Это пестроцветная свита Триалетского хребта, датируемая датским ярусом—палеоценом.)	0—70 "

Биостратиграфическая схема верхнего

Ярусы и подъярусы	Палеонтологическая характеристика	Харагоули — Гореша	Марелиси — Ципа	Сурамн — Адн
Дат	<i>Herc. danica</i> , <i>Ech. sulcatus</i> , <i>Ech. pyrenaicus</i> , <i>Rhynch. rionensis</i>	<i>Echinocor. sulcatus</i> , <i>Ech. pyrenaicus</i> , <i>Corast. sphaericus</i> , <i>C. frechi</i> , <i>C. vilanova</i> , <i>C. cf. muni</i> ^{eri} , <i>Cyclast. pyriformis</i> , <i>Globorot. conicotruncata</i> , <i>Globig. triloculinoides</i>		<i>Nerc. danica</i> , <i>Cor. vilanova</i> , <i>C. sphaericus</i> , <i>C. aff. beneharnicus</i> , <i>C. cf. muni</i> ^{eri} , <i>Cycl. pyriformis</i> , <i>Ech. ovatus</i> , <i>Ech. aff. arnaudi</i>
Верхний маастрихт	<i>Parap. neuber</i> ^{gicus} , <i>P. gollevillensis</i> , <i>Discoscaph. constrictus</i> , <i>Bel. nowaki</i>	<i>Parap. neuber</i> ^{gicus} , <i>P. gollevillensis</i> , <i>P. colligatus</i> , <i>P. subrobustus</i> var. <i>orientalis</i> , <i>Haueric. sulcatus</i> , <i>Pseudo</i> ^{cossm.} <i>tchihatcheffi</i> , <i>Dipl. cf. cylindraceus</i> , <i>Inoc. salisburgensis</i> , <i>In. planus</i> , <i>In. simonovitchi</i> , <i>In. georgicus</i> , <i>In. colchicus</i> , <i>In. pertenuis</i> , <i>In. balticus</i> , <i>Echinocor. vulgaris</i> , <i>Ech. elatus</i> , <i>Ech. depressus</i> , <i>Ech. cf. heberti</i> , <i>Pseudo</i> ^{ooff.} <i>cf. caucasicus</i> , <i>Physl. cf. abichi</i> , <i>Globotr. conico</i> , <i>Pseudotext. varians</i>	Размыв	<i>Echinocor. ovatus</i> , <i>Ech. elatus</i> , <i>Ech. edhemi</i> , <i>Ech. gibbus</i> var. <i>costulata</i> , <i>Ech. vulgaris</i> , <i>Pseudo</i> ^{ooff.} <i>caucasicus</i> , <i>Cycl. muni</i> ^{eri} , <i>C. pygmaeus</i> , <i>Phys. abichi</i> , <i>Echinocon. aff. conicus</i> , <i>Coraster frechi</i>
Нижний маастрихт	<i>Bel. langei</i>	<i>Bostr. schlönbachi</i> , <i>Bel. langei</i>		

Таблица 12

мела Грузинской глыбы

Бассейн р. Квирила	Южная Окриба	Цхалтубо — гора Асхи	Южная Мегрелия
<p><i>Micrast. ak-kajensis</i>, <i>Руcn. vesicularis</i>, <i>Gr. pitcheri</i></p>	<p><i>Ost. dzevrensis</i>, <i>Руcn. vesicularis</i>, <i>Exog. decussata</i></p>	<p><i>Ech. sulcatus</i>, <i>Rhynch. rionensis</i>, <i>Rh. cf. Iebardensis</i>, <i>Руcn. vesicularis</i>, <i>Gr. pitcheri</i>, <i>Ost. dzevrensis</i></p>	<p><i>Ech. sulcatus</i>, <i>Ech. pyrenaicus</i>, <i>Ech. cf. depressus</i>, <i>Ech. edhemi</i>, <i>Ech. katscharavai</i>, <i>Rhynch. rionensis</i></p>
<p><i>Parap. neubergicus</i>, <i>Bel. nowaki</i>, <i>Spatang. striato-radiatus</i>, <i>Micr. aturicus</i>, <i>M. transcaspicus</i>, <i>Ech. cf. ovatus</i>, <i>Ech. cf. vulgaris</i>, <i>Ech. cf. conicus</i>, <i>Руcn. vesicularis</i></p>	<p><i>Parap. gollevillensis</i>, <i>P. subrobustus</i> var. <i>orientalis</i>, <i>Bel. nowaki</i>, <i>Inoc. colchicus</i>, <i>Globotr. conica</i></p>	<p>Фауны нет</p>	<p><i>Discoscaphites consrictus</i>, <i>Micr. aturicus</i>, <i>Galeast. muntchiensis</i>, <i>Echinoc. cf. elatus</i></p>
<p><i>Bel. langei</i>, <i>B. mucronata</i></p>	<p><i>Bel. cf. langei</i>, <i>B. mucronata</i></p>		<p><i>Bel. langei</i></p>

Ярусы и полярные	Палеонтологическая характеристика	Харагоули — Гореша	Марелиси — Ципа	Сурами — Али
Кампан	<i>Inoc. balticus</i> , <i>In. simonovitchi</i> , <i>In. georgicus</i>	<i>Inoc. balticus</i> , <i>In. goldjussi</i> , <i>In. alaeformis</i> , <i>In. saeiburgensis</i> , <i>In. simonovichi</i> , <i>In. georgicus</i> , <i>In. colchicus</i> , <i>In. nebrascensis</i> , <i>In. ezoensis</i> , <i>In. cf. convexus</i> , <i>In. cf. vanuxemi</i> , <i>In. aff. deformis</i> , <i>In. abichi</i> , <i>In. brightonenensis</i> , <i>In. felixi</i> , <i>In. alpinus</i> , <i>Endocostea typica</i> , <i>E. sulcata</i> , <i>E. imerica</i> (?), <i>Conulus subrotundus</i> , <i>Echinocon. cf. vulgaris</i> , <i>Ech. globulus</i> var. <i>sladensis</i> , <i>Cardiot. heberti</i> , <i>Ech. ovatus</i> , <i>Ech. gibbus</i> , <i>Id. var. costulata</i> , <i>Id. var. subglobosa</i> , <i>Micr. schröderi</i> , <i>Seunast. georgicus</i>	Размыв	<i>Inoc. cf. balticus</i> , <i>In. regularis</i> , <i>In. tenuilineatus</i> , <i>In. cf. georgicus</i>
Верхний сантон	<i>Eupach. cf. isculensis</i> , <i>In. cycloides</i> , <i>In. brancoi</i>	<i>Eupach. cf. isculensis</i> , <i>In. cycloides</i> , <i>In. sarumensis</i> , <i>In. crassus</i> ; <i>In. balticus</i> , <i>Id. var. pygmea</i> , <i>In. gamkrelidzei</i> , <i>In. brancoi</i> , <i>In. kharagoulensis</i> , <i>Endocost. inflexa</i> , <i>E. sulcata</i> , <i>Haenl. cf. flexuosa</i>	<i>Inoc. cf. cycloides</i>	Фауны нет
Нижний сантон	<i>Inoc. cordiformis</i>	<i>In. subquadratus</i> , <i>In. crassus</i> , <i>In. cordiformis</i> , <i>In. haenleini</i> , <i>In. petraschecki</i> , <i>In. quadratus</i> , <i>In. kharagoulensis</i> , <i>In. crassoides</i> , <i>In. circularis</i>		

Продолжение табл. 12

Бассейн р. Квирила	Южная Окриба	Цхалтубо — гора Асхи	Южная Мегрелия
<p><i>Inoc. balticus</i>, <i>In. simonovitchi</i>, <i>In. salisburgensis</i>, <i>End. cf. impressa</i>, <i>Micr. glyphus</i>, <i>M. schröderi</i></p>	<p><i>Inoc. salisburgensis</i>, <i>In. simonovitchi</i>, <i>In. georgicus</i>, <i>In. colchicus</i>; <i>In. abichi</i>, <i>In. balticus</i>, <i>In. cf. decipiens</i>, <i>In. cf. petraschecki</i>, <i>End. typica</i>, <i>E. sulcata</i></p>	<p><i>Inoc. decipiens</i>, <i>In. cf. balticus</i>, <i>In. cf. colchicus</i>, <i>In. simonovitchi</i>, <i>In. cf. balarabini</i></p>	<p><i>Inoc. balticus</i>, <i>In. regularis</i>, <i>In. salisburgensis</i>, <i>In. simonovitchi</i>, <i>In. colchicus</i>, <i>In. georgicus</i>, <i>In. balchi</i>, <i>Micr. schröderi</i>, <i>Pseudooff. caucasicus</i></p>
<p>Фауны нет</p>	<p><i>Micr. cf. coranguinum</i>, <i>Inoc. cf. cycloides</i>, <i>In. brancoi</i>, <i>In. cf. subquadratus</i>, <i>In. kharagoulensis</i>, <i>In. gamkrelidzei</i>, <i>Radiol. angeoides</i>, <i>Diploctenium lunatum</i></p>	<p><i>Inoc. haenleini</i>, <i>Orbig. toucasi</i>, <i>O. socialis</i> var. <i>irregularis</i>, <i>Radiol. galloprovincialis</i>, кораллы</p>	<p><i>In. cycloides</i>, <i>In. brancoi</i>, <i>In. crassus</i></p>

Ярусы и подъярусы	Палеонтологическая характеристика	Харагоули — Гореша	Марелиси — Ципа	Сурами — Али	
Коньяк	<i>Inoc. involutus</i> , <i>In. koeneni</i>	<i>In. involutus</i> , <i>In. wandereri</i> , <i>In. koeneni</i> , <i>In. koenigleri</i>	<i>Inoc. waltersdorfensis</i> , <i>In. weisei</i> , <i>In. cf. glatziae</i> , <i>In. kleini</i> , <i>In. sturmi</i>	<i>In. involutus</i> , <i>In. inconstans</i>	
Верхний турон	<i>Inoc. lamarcki</i> , <i>In. stillei</i> , <i>Prionotr. woolgari</i>	<i>Inoc. stillei</i> , <i>In. inconstans</i>	<i>Prionotr. cf. woolgari</i>	<i>In. lamarcki</i> , <i>In. striatoconcentricus</i> , <i>In. cf. inconstans</i>	
Нижний турон	<i>Inoc. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i> , <i>In. opalensis</i>	<i>In. cf. labiatus</i> , <i>In. cuneiformis</i>	<i>Inoc. hercynicus</i> , <i>In. opalensis</i>	<i>In. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i> , <i>In. opalensis</i>	
Верхний сеноман	<i>Ac. rhotomagensis</i> , <i>Inoc. pictus</i> , <i>In. virgatus</i>	<i>Puz. cf. djumensis</i> , <i>Globator cf. tumidus</i>		<i>Inoc. schöndorfi</i> , <i>Glob. cf. tumidus</i>	<i>Inoc. crippei</i> , <i>In. tenuis</i> , <i>In. etheridgei</i> , <i>In. orbicularis</i> , <i>In. cf. bohemicus</i>
Нижний сеноман	<i>Mant. mantelli</i> , <i>Neohib. ultimus</i> , <i>Auc. krasnopolskii</i>		<i>Neohib. ultimus</i> , <i>Mant. mantelli</i> , <i>Phyll. tani</i> , <i>Ph. whiteavesi</i> , <i>Gaudr. vattonei</i> , <i>Tetr. timotheanum</i> , <i>Puz. mayoriana</i> var. <i>furnitana</i> , <i>Lat. cf. latidorsata</i> , <i>Inoc. crippei</i> , <i>In. tenuis</i> , <i>In. etheridgei</i>	<i>Mant. mantelli</i> , <i>Schl. varians</i> , <i>Neohib. ultimus</i>	

Продолжение табл. 12

Бассейн р. Квирила	Южная Окриба	Цхалтубо — гора Аски	Южная Мегрелия
<i>In. cf. seitzii</i>	<i>Inoc. koeneni, In. subquadratum, In. pseudolamarcki, In. cf. undabundum, Vacc. giganteus</i>	<i>Inoc. cf. koeneni, In. waltersdorfen-sis, Vacc. giganteus, V. corbaricus, V. ex gr. sulcatus</i>	<i>Inoc. cf. undabundum, In. inconstans, In. elberti</i>
<i>In. cf. inconstans</i>	<i>Inoc. lamarcki, In. cf. costellatus, In. inconstans, In. cf. stillei</i>	<i>Inoc. lamarcki, Tetrag. colchicum</i>	<i>In. lamarcki, In. aff. bron-gniarti</i>
<i>In. hercynicus</i>	<i>In. labiatus</i>	<i>Inoc. labiatus, In. hercynicus</i>	<i>In. labiatus, In. hercini-cus, In. cuneiformis</i>
<i>Glob. cf. tumidus, Disc. subuculus, Holect. cf. cenoma-nensis, Rot. appen-ninica</i>	<i>Acant. rhotomagense</i>	<i>Ac. cf. rhotoma-gense, Inoc. pictus</i>	<i>Ac. rhotomagense, Puz. djumensis, Puz. planula-ta, Inoc. pictus, In. re-achensis, In. virgatus, In. bohemicus, In. crippsi</i>
	<i>Mant. cf. mantelli, Puz. planulata, Inoc. cf. bohe-micus</i>	<i>Mant. mantelli, Puz. planulata, Neohib. ultimus, Inoc. etheridgei</i>	<i>Mant. mantelli, Puz. dju-planulata, Inoc. crippsi, In. cf. bohemicus, In. cf. fer-nus, Auc. krasnopolskii, A. parva, A. gruphaeoi-des</i>

Выше идут трансгрессивные среднеэоценовые туфобрекчии.

К западу фации постепенно меняются и южнее сел. Харагоули становятся идентичными фациям турона и сенона Харагоульской синклинали. Аналогичные изменения наблюдаются и по направлению к сел. Сурами.

Западнее сел. Харагоули, в районе селений Обча и Вани, еще раз обнажаются красные известняки турон-коньяка и литографские известняки сенона. Наконец, еще западнее, у сел. Дапнара, обнажаются красные известняки, содержащие прослой агломератовых туфов. Аналогичную картину мы увидим на южном склоне Триалетского хребта.

В гребневой зоне Аджаро-Имеретинского хребта представлена известняковая серия турона—сенона, полный разрез которой наблюдается в районе вершины Ломисмта.

$Cr_2t_2 + sp$	Красные и розовые известняки с красными кремнями. (Видимая мощность незначительная.)	
$Cr_2st - mst$	Белые литографские известняки с прослоями зеленоватых мергелей	1000 м
$Cr_2d + Pg_1$	Пестроцветные мергели, глины и известняки	120 „

Выше согласно следует палеоген.

Как видим, верхний мел Аджаро-Имеретинского хребта изучен слабо. Возраст свит определяется в основном по сопоставлению с отложениями Триалетского хребта.

Центральная зона

Верхний мел в западной части Триалетского хребта приурочен к ядрам Горисджварско-Хведуретской, Сацхенисской и Кодманской антиклиналей.

Ниже приводится сводный разрез этих отложений.

Cr_2sp	Верхняя часть мощной вулканогенной серии. Туфобрекчии, туфы и покровы лабрадорowo-авгитовых порфиритов, туфопесчаники, аргиллиты, мергели и известняки с <i>Inoc. crippii</i> Mant. и др.	230—350 м
Cr_2t_1	Тонкослоистые стально-серые, желтоватые и зеленоватые, афанитовые, местами окремненные известняки и мергели с прослоями вулканогенных пород (последние заметную роль играют в разрезах Сацхенисской антиклиналей) с <i>Inoc. hercynicus</i> Petr., <i>Mammites hodozoides</i> Schloth. и др.	100—300 „
$Cr_2t_2 + sp$	Красные, розоватые и белые слоистые криптокристаллические известняки с красными кремнями, с <i>Prionotropis</i> cf. <i>woolgari</i> Mant., <i>Inoc. lamarcki</i> Park., <i>In. cf. schlönbachi</i> Böhm., <i>In. cf. sublabiatus</i> G. Müll. и др.	35—60 „

В разрезе Сацхенисской антиклиналей в свите часты прослой грубых песчаников и брекчиевидных конгломератов с материалом нижележащих свит, а в ядре Кодманской антиклиналей красные известняки налегают непосредственно на вулканогенную свиту.

$Cr_2st + sp$	Выше большей частью согласно следуют светлые литографские известняки с <i>Bel. mucronata</i> Schloth., <i>Inoc. balticus</i> Böhm., <i>In. georgicus</i> Tsag., <i>In. simonovitchi</i> Tsag. и др.	25—100 м
---------------	---	----------

В восточной части Горисджварско-Хведуретской антиклиналей свита налегает посредством конгломерата, состоящего из плохо окатанных галек нижележащих свит, на верхний или нижний турон. В Сацхенисской антиклиналей отмеченного несогласия нет, но внутри свиты имеются частые прослой конгломератов аналогичного состава и характера.

- Cr_2mst На Сацхениском и Буретском хребтах маастрихт литологически не отделяется от предыдущей свиты (литографские известняки с прослоями конгломератов); в большинстве случаев он представлен чередованием литографских известняков, мелоподобных известняков и мергелей с *Parap. gollevillensis* d'Orb., *Bel. mucronata* Schloth., *Coraster vilanovae* Cott. и др. 30—170 м
- $Cr_2d+Pg_1^1$ Пестроцветная свита. Красные, фиолетовые, реже зеленоватые мергелистые глины и мергели, иногда и песчаники с *Globigerina pseudobulloides* Plum., *Gl. trilocolinoides* Plum., *Globorotalia angulata* White и др. 0—70 „

Выше идет трансгрессивный средний эоцен.

Верхнемеловые отложения пересечены скважинами в районе г. Боржоми на глубинах 750—870 м под боржомским флишем. Разрез его неизучен.

В северо-восточной части Тriaлетского хребта хорошие разрезы имеются в бассейнах рек Тедзами, Кавтура и Хекордзула.

- Cr_2cp Зеленые, желтые и серые порфиритовые туфобрекчии, туфо-конгломераты, туфопесчаники, туфы, глауконитовые песчаники и тонкослоистые мергели и известняки с *Inoc. crispis* Mant., *Rotalipora appenninica* Repp. и др. 120 м
- Cr_2t_1 Зеленоватые и белые тонкослоистые мергели и известняки с прослоями туфопесчаников, бентонитовых глин и красных кремней с *Inoc. labiatus* Schloth. и *In. hercynicus* Petr. В верховьях р. Тедзами происходит частичное замещение вулканогенной фацией с *In. labiatus* Schloth. 50—60 „
- Cr_2t_2+cp Розовые, белые, реже зеленые, тонкослоистые известняки и мергели с линзами и прослоями красных кремней с *Prionotropis* cf. *woolgaris* Mant., *Inoc. cf. schlönbachi* Böhm., *In. cf. crassus* Petr. и др. 140—200 „
- Cr_2st+cp По р. Тедзами и у сел. Цителкалаки мощность 50—70 м в виду несогласия вышележащей свиты. Слоистые литографские известняки с прослоями мергелей и зернистых известняков с *Inoc. balticus* Böhm., *In. mülleri* Petr., *In. decipiens* Zitt. и др. в верхней части. Сантонские формы *Puz. cf. denisoniana* Stol., *Gaudryceras* cf. *mite* Hauer встречены у сел. Цителкалаки, где в основании свиты отмечается конгломерат с гальками нижележащих свит и кварцем. Здесь наблюдается несогласие. Прослой конгломератов в нижней части свиты, но без признаков несогласия, наблюдаются также у селений Кавтисхеви и Дзегви. 50—200 „
- Cr_2mst Литографские известняки с прослоями песчаных и литотамниевых известняков, белых и пестроцветных мергелей и глин. Часты также прослой микро- и макроконгломератов с гальками известняков, красных кремней, туфогенных пород, кварца и гранита. Свита содержит *Belemnites langei* Schats., *Parapachydiscus neubergicus* Hauer, *Inoc. regularis* d'Orb., *Pseudotextularia varians* Rzehak, *Globotruncana conica* White и др. 130—280 „
- $Cr_2d+Pg_1^1$ Пестроцветная свита. Красные, зеленые, коричневые и серые мергели, мергелистые глины и глины, иногда песчаные с датской фауной *Globigerina trilocolinoides* Plum., *Globorotalia conicotruncata* Subb. и др. и в верхах палеоценовой — *Globorotalia acuta* Toulm. и др. микрофауной 10—80 „

Выше согласно залегает боржомский флиш.

Южная зона

Выходы верхнего мела приурочены к ядрам Телетской, Гумбатской и Чобаретской антиклиналей. Отложения фаунистически слабо охарактеризованы.

- $Cr_2m+t_1(-cp)$ Миндалекаменные порфириты, фиолетовые и зеленоватые туфобрекчии и туфы 250—300 м

В Чобаретской антиклинали верхи свиты захватывают кампан.

Биостратиграфическая схема верхнего мела Аджаро-Триалетской складчатой системы

Ярусы и подъярусы	Палеонтологическая характеристика	Фронтальный надвиг Аджаро-Имеретинского хребта	Западная Триалетия	Восточная Триалетия
Дат	<i>Echinoc. sulcatus</i> , <i>Globig. triloculinoides</i> , <i>Globorot. conico-truncata</i>	<i>Ech. sulcatus</i> , <i>Cor. sphaericus</i>	<i>Globig. triloculinoides</i> , <i>Gl. pseudobulloides</i>	<i>Globig. triloculinoides</i> , <i>Gl. pseudobulloides</i> , <i>Globorot. conico-truncata</i>
Верхний маастрихт	<i>Parap. neubergicus</i>	<i>Parap. neubergicus</i> , <i>Micr. aturicus</i> , <i>Ech. vulgaris</i> , <i>In. pertenuis</i>	<i>Parap. gollevillensis</i> , <i>Parap. subrobustus</i> var. <i>orientalis</i> , <i>Cardiot. heberti</i> , <i>Ornith. anthulai</i> , <i>Ovulast. zignoi</i> , <i>Cor. vilanovae</i> , <i>Galeast. seunesi</i> , <i>Ech. vulgaris</i> , <i>Ech. ovatus</i>	<i>Parap. neubergicus</i> , <i>In. regularis</i> , <i>In. sublaevigatus</i> , <i>In. tenuilineatus</i> , <i>Globorot. conica</i> , <i>Pseudotextularia varians</i>
Нижний маастрихт	<i>Bel. langei</i>		<i>Bel. mucronata</i>	<i>Bel. langei</i>
Кампан	<i>In. balticus</i> , <i>In. georgicus</i> , <i>In. simonovitchi</i>	<i>Inoc. balticus</i> var. <i>bulgarica</i> , <i>In. alaeformis</i> , <i>In. salisburgensis</i> , <i>In. cf. alatus</i>	<i>Inoc. balticus</i> , <i>In. convexus</i> , <i>In. georgicus</i> , <i>In. simonovitchi</i> , <i>Ech. ovatus</i> , <i>Cardiot. heberti</i> , <i>Bel. mucronata</i>	<i>Hamites</i> aff. <i>phaleratus</i> , <i>In. balticus</i> , <i>In. regularis</i> , <i>In. salisburgensis</i> , <i>In. georgicus</i> , <i>In. colchicus</i> , <i>In. mülleri</i> , <i>In. alaeformis</i> , <i>In. decipiens</i> , <i>In. cf. convexus</i> , <i>In. zitteli</i> , <i>In. sarumensis</i> , <i>End. cf. impressa</i> , <i>Ech. ovatus</i> , <i>Ech. gibbus</i>
Сантон	<i>Gaudr. cf. mite</i>	Фауны нет	Фауны нет	<i>Gaudr. cf. mite</i> , <i>Puz. cf. denisoniana</i>
Коньяк	<i>Inoc. cf. schlönbachi</i> , <i>Inoc. cf. sublabiatus</i>	Фауны нет	<i>Inoc. cf. schlönbachi</i> , <i>Inoc. cf. sublabiatus</i>	<i>Inoc. cf. schlönbachi</i> , <i>Inoc. subquadratus</i> , <i>Inoc. crassus</i>
Верхний турон	<i>Inoc. lamarcki</i> , <i>Prionotr. cf. woolgari</i>	<i>Inoc. lamarcki</i> , <i>In. cf. inconstans</i>	<i>Inoc. lamarcki</i> , <i>In. striato-concentricus</i> , <i>In. inconstans</i> , <i>Prionotr. cf. woolgari</i>	<i>Prionotr. cf. woolgari</i>
Нижний турон	<i>In. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i> , <i>In. opalensis</i>	<i>Inoc. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i> , <i>In. opalensis</i>	<i>Inoc. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i> , <i>In. opalensis</i> , <i>Puz. chivensis</i> , <i>Mamm. nodosoides</i>	<i>Inoc. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i> , <i>Rot. aff. appenninica</i>
Сеноман	<i>In. crippei</i>	Не обнажен http://jarama.ru	<i>Inoc. crippei</i> , <i>Echinacora orbicularis</i> , <i>Puz. ex gr. indopacifica</i>	<i>Inoc. crippei</i> , <i>Exog. columba</i> , <i>Rot. appenninica</i>

Cr ₂ t ₂ +cn	Розовые известняки с красными кремнями, чередующиеся с фиолетовыми туфами с <i>Inoc. ex gr. cuvieri</i> Sow. . . .	60—70 м
Cr ₂ st—mst	Слоистые серые, фиолетовые и розоватые пелитоморфные известняки с <i>Inoc. salisburgensis</i> Fugg. et Kastn. и др.	80—100 „
Cr ₂ d	Пестроцветная свита	50—60 „

Палеоген выше следует резко несогласно. Общая биостратиграфическая схема верхнего мела Аджаро-Триалетской системы дана в табл. 13.

Артвинско-Болнисская глыба

Верхний мел залегает трансгрессивно на юрских отложениях и кристаллических породах Локского и Храмского массивов при полном отсутствии нижнего мела. На перифериях массивов выступает сеноман, а турон и сенон развиты в синклинальной депрессии, лежащей между ними. Здесь различаются три толщи: 1) вулканогенно-карбонатная, которая на Локском массиве относится к нижнему сеноману, а на Храмском охватывает весь сеноман; 2) вулканогенная, поднимающаяся до нижнего кампана включительно, и 3) карбонатная. Последняя обнаружена также в долине р. Куры между селениями Хертвиси и Вардзия, но здесь она еще недостаточно изучена.

Описываемые отложения изучались К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе (1942), В. Г. Грушевым, В. Я. Эдилашвили, В. П. Ренгартемом, П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили. Г. С. Дзоценидзе (1948), Н. А. Канделаки, И. А. Маркозия, В. И. Зесашвили (1955), а за последние годы Комплексной экспедицией Геологического института и Геологического управления (А. Л. Цагарели, Р. А. Гамбашидзе, Ш. А. Адамия, В. И. Зесашвили и Ш. И. Джавахишвили, Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили, И. И. Хмаладзе).

Сеноман. Вулканогенно-карбонатная свита и нижняя часть вулканогенной свиты. На Локском массиве вулканогенно-карбонатная свита относится к нижнему сеноману, а верхний сеноман входит в вулканогенную свиту. Первая свита к востоку от массива делится на три подсвиты:

Cr ₂ cm ₁ ^a	<i>Нижняя вулканогенная подсвита.</i> Зеленовато-серые, темные, фиолетовые и желтоватые туфы, туфобрекчи, туфоконгломераты и туфопесчаники кварцево-порфиритового и альбитофирного состава, с прослоями аргиллитов, черных мергелей и зоогенных известняков, с базальным конгломератом в основании с <i>Trigonia aliformis</i> Park., <i>Pycnodonta vesiculosa</i> Sow., <i>Aucellina krasnopolskii</i> Pavl., <i>Schloenbachia varians</i> Sow., <i>Neohibolites ultimus</i> d'Orb. и др.	180—260 м
Cr ₂ cm ₁ ^b	<i>Известняковая подсвита.</i> Массивные серые пелитоморфные и зоогенные мраморовидные известняки с прослоями туфобрекчий с <i>Trigonia dedalea</i> Park., <i>Eoradiolites</i> sp. и др.	130—250 „
Cr ₂ cm ₁ ^c	<i>Верхняя вулканогенная подсвита.</i> Фиолетовые, серые и зеленоватые (хлоритизированные) туфы, туфопесчаники и туфобрекчи с прослоями мергелей с <i>Aucellina krasnopolskii</i> Pavl., <i>Exogyra conica</i> Sow., <i>Neohib. ultimus</i> d'Orb. и др.	230—300 „

Западнее сел. Опрети нижняя подсвита выклинивается и базальный конгломерат подстилает известняковую подсвиту. Мощность последней на северной периферии массива 5—80 м, а верхней подсвиты 170—450 м. Выше начинается вулканогенная свита:

Cr ₂ cm ₂	Слоистые вишневые, серые и зеленоватые (хлоритизированные) туфы и туфобрекчи порфиритового и альбитофирного состава, в восточной части с прослоями известняков и известковистых песчаников с <i>Trigonia aliformis</i> Park., <i>Exogyra cf. columba</i> Lam., <i>Inoceramus pictus</i> Sow., <i>Scaphites aequalis</i> Sow. и др.
---------------------------------	--

Биостратиграфическая схема верхнего мела Артвинско-Болнисской глыбы

Ярусы и подъярусы	Палеонтологическая характеристика	Периферия Локского массива	Периферия Храмского массива	
Дат	<i>Gl. triloculinoides, Gl. eocaenica, Globorot. conicotruncata</i>	Размыв	<i>Globig. triloculinoides, Gl. pseudobulloidis, Gl. eocaenica, Globorot. conicotruncata</i>	
	<i>Cor. sphaericus, Cl. trilocolinoides</i>		<i>Phys. abichi, Cor. munieri, Cor. sphaericus, Cor. vilanovae, Ech. pyramidatus, Ech. cf. edhemi, Globig. triloculinoides</i>	
Верхний маастрихт	<i>Parap. neubergicus</i>		<i>Parap. neubergicus, P. fresvillensis</i>	<i>P. oldhami, P. icenicus, Inoc. regularis, In. balticus, Inoc. georgicus, In. caucasicus, Ech. ovatus, Ech. vulgaris, Pseudotext. varians</i>
Нижний маастрихт	<i>Pach. koeneni</i>		<i>Pach. perfidus, P. koeneni, H. sulcatum, Bostrychoceras sp.</i>	
Верхний кампан	<i>Eupach. levyi</i>			<i>Eupachyd. levyi, Anisoc. retrorsum, In. balticus, In. regularis, In. convexus, In. subsarumensis, In. cf. lingua, In. decipiens, In. alaeformis, In. mülleri, In. vanuxemi, In. barabini, In. sublaevigatus, In. colchicus, In. simonovitchi, In. salisburgensis, In. planus, In. azerbaijanensis, In. haenleini, Pysn. flicki, Stegast. gillieronii, Cardias. granulatus, Inoc. decipiens, In. balticus, In. sarumensis, In. nebrascensis, In. balchi, In. subquadratus var. gomerensis, In. haenleini var. chramensis, In. cf. brancoi, In. cycloides</i>
Нижний кампан	<i>Inoc. decipiens, In. cycloides</i>			
Верхний сантон	<i>Sonn. savini</i>	<i>Sonneratia savini, In. cycloides, In. brancoi, In. yabei, In. cf. subquadratus, In. azerbaijanensis, In. decipiens mut. ant.</i>	Фауны нет	

Нижний сантон	<i>In. undulato—plicatus</i>	<i>Inoc. undulato—plicatus, In. cf. percostatus</i>	Фауны нет
Коньяк	<i>Micr. cortestudinarium</i>	Фауны нет	<i>Micraster cortestudinarium</i>
Верхний турон	<i>In. stillei</i>	<i>Libit. trapezoidalis, Lima pseudocardium, Camptonectes laevis, Tellina discrepans, Plesioplocus grandis</i>	<i>In. stillei, In. cf. inaequivalvis</i>
Нижний турон	<i>In. labiatus, In. hercynicus</i>	<i>Inoc. labiatus, Epiast. crassissimus, Exechocirs. cf. subsocialis</i>	<i>In. hercynicus, In. labiatus var. auriculatus</i>
Верхний сеноман	<i>Scaph. aequalis, In. pictus</i>	<i>Scaph. aequalis, Inoc. pictus, In. tenuis, Ex. cf. columba, Trig. dedalea, Tr. aliformis</i>	<i>Inoc. pictus, In. crippsi, Exog. columba, Trig. aliformis</i>
Нижний сеноман	<i>Neohib. ultimus, Schlönbach. varians, Mant. mantelli, Auc. krasnopolskii</i>	<i>Schlönb. varians, Schl. cf. gracillima, Puz. planulata, Puz. djumensis, Bac. baculoides, Turr. costatus var. trituberculata, T. bergeri, Neohib. ultimus, In. tenuis, Auc. krasnopolskii, A. parva, A. gryphaeoides, Gr. vesiculosus, Exog. conica, Ex. columba, Ex. halioidea, Ex. digitata, Ostr. desalinesi, Trig. dedalea, Tr. aliformis, Tr. cf. meyeri, Tr. crenulifera, Tr. quadrata, Tr. aff. spectabilis, Eoradiolites, двустворчатые, гастроподы</i>	<i>Mant. mantelli, In. crippsi, In. pictus, Exog. columba, Cr. vesiculosa</i>

Сводная стратиграфическая

Ярусы и подъярусы	Местийско-Тианетская зона (Тианетско-Садзегурская подзона)	Гагрско-Джавская зона
Дат	Шахветильская свита Темные аргиллиты и песчаники	Чередование кристаллических и мягких известняков; массивные и толстослойные кристаллические известняки
Верхний маастрихт	Квитерская свита Флишевое чередование мергелистых и окремненных аргиллитов и известняков	
Нижний маастрихт	Сабуинская свита Флишевое чередование песчаных известняков, известняков и мергелей	
Верхний кампан		Литографские и пелитоморфные светлые известняки
Нижний кампан	Свита джорчи Зернистые известняки и пестроцветные мергели	
Верхний сантон		
Нижний сантон	Свита эшмакис-хеви Литографские известняки	
Коньяк		
Верхний турон	Свита маргалитискде Красные известняки	Белые и красные криптозернистые известняки с красными кремнями
Нижний турон	Ананурская свита 3. Окремненные известняки. 2. Силициты. 1. Окремненные аргиллиты	Мергелистые известняки
Верхний сеноман		Мергели и мергелистые известняки; туффиты; глауконитовые песчаники
Нижний сеноман	Свита укугмрти Полимиктовые песчаники	

Таблица 15

схема верхнемеловых отложений

Грузинская глыба	Аджаро-Триалетская система	Арвинско-Болнисская глыба
Массивные и толстослоистые кристаллические известняки; пелитоморфные известняки	Пестроцветные мергели и глины	Пестроцветные мергели и глины
Вулканогенные породы основного — щелочного состава	Литографские и пелитоморфные светлые известняки	Литографские, пелитоморфные и мелкозернистые светлые известняки
		Основные порфиритовые вулканогенные породы с прослоями известняков
		Кварц-порфиритовые и альбитофировые вулканогенные породы
Белые и красные криптозернистые известняки с красными кремнями	Белые и красные криптозернистые известняки с красными кремнями	
	Плитчатые известняки зеленого и стального цвета мергели	
Глауконитовые песчаники; кварцево-глауконитовые известняки	Вулканогенные породы порфиритового состава	Кварц-порфиритовые и альбитофировые вулканогенные породы и зоогенные известняки

Сводная биостратиграфическая

Ярусы и подъярусы	Палеонтологическая характеристика ярусов и подъярусов	Флишевые зоны	Гагрско-Джавская зона
Дат	<i>Ech. sulcatus</i>	<i>Globig. triloculinoides</i> , <i>Gl. pseudobulloidis</i>	<i>Ech. sulcatus</i> , <i>Ech. pyrenaicus</i> , <i>Gr. pitcheri</i>
Верхний маастрихт	<i>P. neubergicus</i>	<i>Orbit. apiculata</i> , <i>Lepid socialis</i> , <i>Pseudotext. varians</i> , <i>Globotr. conica</i> , <i>Haueric. sulcatum</i>	<i>Discosc. constrictus</i> , <i>Bel. nowaki</i>
Нижний маастрихт	<i>Bel. langei</i>		<i>Bel. langei</i>
Верхний кампан	<i>Eup. levyi</i>	<i>Orbit. tissoti</i> , <i>Orb. ex gr. media</i> , <i>Bellemitella mucronata</i>	<i>Inoc. balticus</i> , <i>In. simonoviitchi</i> , <i>In. georgicus</i>
Нижний кампан	Руководящих форм нет		
Верхний сантон	<i>Eup. cf. isculensis</i> , <i>Sonn. savini</i>	<i>Orbit. ex gr. media</i> , <i>Bel. praecursor</i>	<i>Inoc. haenleini</i>
Нижний сантон	<i>In. undulatopectatus</i>	<i>In. undulatopectatus</i>	
Коньяк	<i>In. involutus</i>	<i>In. subquadratus</i>	<i>Inoc. involutus</i>
Верхний турон	<i>In. lamarcki</i>	<i>In. lamarcki</i>	<i>Inoc. lamarcki</i>
Нижний турон	<i>In. labiatus</i>	<i>In. labiatus</i>	<i>Inoc. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i> , <i>In. opalensis</i>
Верхний сеноман	<i>Ac. rhotomagense</i> , <i>Sc. aequalis</i>	<i>Ac. rhotomagense</i> , <i>Gümbelitra cenomana</i>	<i>Inoc. pictus</i>
Нижний сеноман	<i>M. mantelli</i>	<i>Neohib. ultimus</i> , <i>Auc. krasnopolskii</i>	<i>Mant. mantelli</i> , <i>Neohib. ultimus</i> , <i>Auc. krasnopolskii</i>

Таблица 16

схема верхнего мела

Грузинская глыба	Аджаро-Триалетская система	Артвинско-Болниская глыба	Унифицированная схема южной альпийской зоны СССР
<i>Herc. danica</i> , <i>Ech. sulcatus</i> , <i>Ech. pyrenaicus</i> , <i>Rhynch. rio-nensis</i>	<i>Ech. sulcatus</i> , <i>Glob. triloculinoi-des</i> , <i>Globorot. con-nicotruncata</i>	<i>Glob. triloculinoi-des</i> , <i>Gl. eocaenica</i> , <i>Globorot. conico-truncata</i>	<i>Hercogl. danica</i> , <i>Ech. sul-catus</i>
<i>P. neubergicus</i>	<i>P. neubergicus</i>	<i>P. neubergicus</i>	<i>Discosc. constrictus</i> , <i>P. neubergicus</i> , <i>Bel. archan-gelskii</i>
<i>Bel. langei</i>	<i>Bel. langei</i>	<i>P. koeneni</i>	<i>Bel. langei</i> , <i>Acanthosc-pulcherrimus</i> <i>Ornitha. st. alaplensis</i>
<i>Inoc. balticus</i> , <i>In. georgicus</i> , <i>In. si-monovitchi</i>	<i>Inoc. balticus</i> , <i>In. georgicus</i> , <i>In. si-monovitchi</i>	<i>Eup. levyi</i>	<i>Scaph. spiniger</i> , <i>Eupach. levyi</i> , <i>Eupach. launayi</i> , <i>Haneric. pseudogardeni</i> , <i>In. azerbaijanensis</i>
		<i>Inoc. decipiens</i> , <i>In. cycloides</i>	
<i>Eup. cf. isculensis</i> , <i>Inoc. cycloides</i> , <i>In. brancoi</i>	<i>Gaudr. cf. mite</i>	<i>Sonn. savini</i>	<i>Marsup. testudinarius</i> , <i>Act. verus</i>
<i>In. cordiformis</i>		<i>Inoc. undulato-plicatus</i>	<i>In. undulato-plicatus</i> , <i>In. cardisoides</i>
<i>In. involutus</i> , <i>In. koeneni</i>	<i>In. cf. sublabiatus</i> , <i>In. cf. schlönbachi</i>	<i>Micr. cortestudina-rium</i>	<i>In. involutus</i> , <i>In. koeneni</i> , <i>In. wandereri</i>
<i>In. lamarcki</i> , <i>In. stillei</i> , <i>Prion. cf. woolgari</i>	<i>In. lamarcki</i> , <i>Prion. cf. woolgari</i>	<i>Inoc. stillei</i>	<i>In. lamarcki</i> , <i>In. apicalis</i> <i>Lewesic peramplum</i> <i>Hol-last. planus</i>
<i>In. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i> , <i>In. opalen-sis</i>	<i>In. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i> , <i>In. opa-lensis</i>	<i>Inoc. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i>	<i>In. labiatus</i> , <i>In. hercynicus</i>
<i>Ac. rhotomagense</i> , <i>Inoc. virgatus</i> , <i>In. pictus</i>	<i>In. crippei</i>	<i>Scaph. aequalis</i> , <i>In. pictus</i>	<i>Holast. subglobosus</i> , <i>Ac. rhotomagense</i> , <i>Sc. aequalis</i> , <i>Rot. reicheli</i>
<i>Mant. mantelli</i> , <i>Neohib. ultimus</i> , <i>Auc. krasnopolskii</i>		<i>Mant. mantelli</i> , <i>Schl. varians</i> , <i>Neoh. ultimus</i> , <i>Auc. krasnopolskii</i>	<i>Schl. varians</i> , <i>M. mantel-li</i> , <i>Rot. apenninnica</i>

На Храмском массиве вулканогенно-карбонатная свита охватывает сеноман целиком и частично даже нижний турон. Здесь известняки преобладают.

Ст ₂ ст ₁	Массивные, зернистые, местами песчанистые, зоогенные известняки с прослоями туфов и конгломератов с <i>Exogyra columba</i> Lam., <i>Inoc. crippi</i> Mant., <i>Mantelliceras mantelli</i> Sow. и др.	90—150 м
Ст ₂ ст ₂	Серые и пестроцветные туфопесчаники, туфы, мергели, конгломераты и песчанистые известняки с <i>Exogyra columba</i> Lam., <i>Inoc. pictus</i> Sow. и др. Местами верхний сеноман залегаёт трансгрессивно на массиве и на лейасе. В самых верхах отмечается <i>Inoc. labiatus</i> Schloth.	70—250 „

Турон—нижний кампан. Вулканогенная свита. Эта мощная свита делится на четыре подсвиты, не считая уже описанного верхнего сеномана.

Ст ₂ t ₁	1. Слоистые зеленоватые, серые и желтые хлоритизированные туфы и туфопесчаники, иногда окремненные, с <i>Inoc. labiatus</i> Schloth., <i>Epiaster crassissimus</i> d'Orb. и др.	150—500 м
--------------------------------	---	-----------

Выше идет основная часть свиты, относимая к верхнему турону — сантону. Она подразделяется на следующие подсвиты:

Ст ₂ t ₂	2. Альбитофировые и кварцево-порфириновые хлоритизированные туфы и туфобрекчи с редкими прослоями зоогенных известняков с <i>Libitina trapezoidalis</i> Röm., <i>Plesioplocus grandis</i> Pöel., <i>Inoc. cf. inaequivalvis</i> Schlüt. и др.	600 „
Ст ₂ ст+st	3. Такие же породы с <i>Sonneratia savini</i> Gross., <i>In. undulato-plicatus</i> Röm., <i>Inoc. branconi</i> Wegn. и др. В верхней трети толщи выделяется линзообразный горизонт авгит-лабрадоровых порфириновых туфобрекчий мощностью 20—250 м.	1500—2000 „

На Храмском массиве турон-сантонские отложения содержат значительно больше известняковых прослоев, мощность же падает до 900 м. Отмечается трансгрессивное залегание нижнего турона на доюрских породах в районе сел. Ивановки, хотя в других разрезах переход от сеномана постепенный. В долине р. Алгети мощность еще меньше 600 м.

Ст ₂ ст ₁	4. Авгитовые и лабрадоровые порфириты и их пирокластолиты с прослоями розовых известняков, с <i>Inoc. decipiens</i> Zitt., <i>In. nebrascensis</i> Ow. и др.	100—600 м
---------------------------------	--	-----------

Верхний кампан—датский ярус. Карбонатная серия. Карбонатная серия развита в отдельных синклиналиях севернее р. Машавера. Полные разрезы имеются в районе сел. Тетрицкаро. Она представлена в основном слоистыми светлыми, пелитоморфными и литографскими известняками мощностью 120—300 м. В серии в нормальной последовательности встречается богатая фауна кампана: *Inoc. decipiens* Zitt., *In. mülleri* Petr., *Eupachydiscus levyi* Gross и др., маастрихта *Pachyd. perfidus* Gross., *Haueric. sulcatum* Kner., *Parapachyd. neubergicus* Hauer и др. и датского яруса *Coraster sphaericus* Seun., *Cor. munieri* Seun. В среднем течении р. Храма в датских отложениях встречается регрессивный конгломерат.

В долине р. Алгети датский ярус представлен Триалетской фацией — пестроцветными мергелями, глинами и песчаниками с прослоями известняков с *Coraster munieri* Seun., *Globigerina trilocolinoides* Plum., *Globorotalia compressa* Plum. и др. Мощность 30—80 м. Переход в палеоген согласный.

Верхнемеловые отложения Артвинско-Болнисской глыбы охарактеризованы богатой фауной, что позволяет дать следующую биостратиграфическую схему (табл. 14).

Выводы

Сопоставление разрезов различных геотектонических областей в общих чертах дано на табл. 15. Что касается биостратиграфической характеристики отложений, результаты по отдельным областям сведены на таблицах 10—14, на основании которых составлена общая для Грузии табл. 16. В табл. 16 для сравнения приводится унифицированная схема для южной Альпийской зоны СССР, принятая в 1958 г. Всесоюзной стратиграфической конференцией в г. Тбилиси.

Сеноман, за исключением Аджаро-Триалетской системы, отчетливо делится на две зоны: нижнюю *Mantelliceras mantelli* и верхнюю *Asaphthoceras rhotomagense*.

Турон везде одинаково делится на зоны *Inoceramus labiatus* и *Inoceramus lamarcki*.

Коньяк, хотя и охарактеризован довольно четко, подразделить не удается.

Сантон удалось подразделить только в Местийско-Тианетской зоне и на обеих глыбах. Но зоны охарактеризованы не везде одинаково.

Кампан охарактеризован более или менее одинаково (за исключением Местийско-Тианетской зоны), но на Артвинско-Болнисской глыбе выделяется верхний кампан с *Eurachydiscus levyi*.

Маастрихт, кроме флишевых зон, отчетливо делится на две зоны: *Belemnitella langei* (*Pachydiscus koeneni*) и *Parapachydiscus neubergicus*.

Датский ярус не подразделен.

* * *

Аналоги фациальных типов верхнемеловых отложений Грузии пользуются широким развитием как в других районах Кавказа, так и за его пределами.

Мы уже отмечали, что флишевая формация развита вдоль всего Южного склона, за исключением Гагрско-Джавской зоны. В пределах Восточного флишевого бассейна верхнемеловые отложения Грузии почти идентичны отложениям Азербайджана. В Азербайджане они испытывают такие же изменения вкрест простирания, как в Грузии (Дибрарская и Вандамская подзоны — аналоги Тианетско-Садзегурской и Кахетинской подзон). Как различия следует отметить: 1) вулканогенный характер нижнего сеномана в Вандамской подзоне; 2) свита маргалитсклде выделяется только в Вандамской подзоне, в Дибрарской же подзоне ей вместе со свитой эшмакис-хеви соответствует свита кемчи, сложенная в основном пелитоморфными известняками; 3) в Вандамской подзоне фация орбитоидной свиты — карбонатного флиша — замещается фацией светлых известняков (сардагарская свита).

В Западном флишевом бассейне развиты те же свиты, что и в пределах Абхазии, однако они изучены и расчленены значительно лучше. Следует отметить, что трансгрессия, аналогичная трансгрессии орбитоидной свиты, отмечается приблизительно на уровне верхней границы свиты джорчи, а свита агой датского возраста местами тоже трансгрессивна.

Кавказский флиш погружается у западной и восточной оконечностей Большого Кавказа. Аналогичная формация встречается во Внешних зонах Карпат. Нижняя часть флишевой формации Карпат, охватывающая сеноман — турон, так же как и в Грузии, имеет терригенный характер, а верхняя часть — карбонатный. В отличие от этого карбонатный флиш в Грузии начинается нижним туроном.

Верхнесенонский флиш развит также в Восточных и Баварских Альпах, однако в отличие от Кавказа и Карпат он везде трансгрессивно перекрывает более древние отложения вплоть до триаса.

Фации Грузинской глыбы и Гагрско-Джавской зоны и сходные разрезы встречаются во многих районах, в частности в Крыму, на Северном Кавказе, в Копет-Даге. В Крыму сеноман представлен песчаниками и мергелями, а начиная с турона и выше развиты слоистые известняки реже и мергели (маастрихт и датский ярус). Основным отличием является выпадение из разрезов нижнего сантона, а местами и разрыв коньяка трансгрессивным верхним сантоном.

На Северном Кавказе за нижним сеноманом, представленным песчанисто-мергелистой фацией, следуют белые и розовые известняки с красными кремнями верхнетуронского и коньякского возраста, а выше — светлые пелитоморфные и мергелистые известняки сантона — датского яруса. В отличие от Грузии верхний сеноман и нижний турон здесь почти везде отсутствуют.

Подобные фации пользуются большим распространением и в Закаспии. На Туаркыре сеноман представлен глауконитовыми и фосфоритовыми песчаниками, турон—коньяк—известняками, мергелями и глинами, сантон—кампан—мергелями, маастрихт—писчим мелом. Органогенные известняки датского яруса часто залегают трансгрессивно. Сходный в общем разрез наблюдается и на Мангышлаке, но писчий мел там более распространен в разрезе.

На Балханах, в Западном и Центральном Копет-Даге мергелисто-песчанисто-известняковый сеноман заканчивается глауконитовым песчаником. За ним местами трансгрессивно следуют белые известняки с прослоями красных мергелей (турон—сантон), пестроцветные мергели (кампан), голубые мергели (маастрихт) и песчанисто-глауконитовые мергели и известняки (датский ярус). Как видим, в разрезах Закаспия то мергели, то писчий мел пользуются более широким развитием, чем в Грузии.

Таким образом, можно отметить, что к северу и югу от Кавказского флиша развиты фации типа фаций Грузинской глыбы. Южная полоса прослеживается до Северной Болгарии. Там имеется разрез с перерывами: сеноман представлен глауконитовыми или обычными песчаниками и конгломератами. Турон, коньяк и сантон встречаются на Шуменском плоскогорье и, поскольку турон трансгрессивен, эти отложения представлены обычно песчанисто-мергелистыми известняками. Таков же и кампан. Что касается маастрихта, то он залегают трансгрессивно на больших пространствах и представлен в основном мергелистыми известняками. Отложения датского яруса распространены мало.

Несколько сходный неполный разрез имеется и в Предкарпатской низменности в Западной Украине: фосфоритовые песчаники сеномана и известняки и мергели сантона—маастрихта.

Фации типа Грузинской глыбы, пользующиеся таким широким развитием и в соседних районах, очень близки плэнеру Германии и, что главное, во всех перечисленных случаях охарактеризованы одинаковой, типично средневропейской фауной иноцерамов, морских ежей и в меньшей степени головоногих. В Грузии к этой фауне примешиваются и южноевропейские формы (кампан—маастрихт).

В восточной части Копет-Дага характер верхнемеловых отложений меняется. В частности, начиная с верхнего кампана отлагаются глины с прослоями устричных и рудистовых известняков. Еще восточнее, в Бухарской и Таджикской депрессиях, в Фергане, на Памире эта фация преобладает во всем разрезе. Датский ярус здесь представлен гипсоносными пестроцветными глинами. Интересно, что фауна этих отложе-

ний резко отличается от средневропейской: здесь много эндемичных (устрицы), североафриканских (рудисты) и значительно реже космополитных (аммониты) видов. Это совершенно особый, так называемый среднеазиатский тип верхнемеловых отложений, аналогов которых мы пока не знаем.

Верхний мел аджаро-триалетского типа за пределами Грузии неизвестен. Однако следует отметить, что верхняя (известняковая) его часть по фациям, мощностям и фауне сходна с отложениями Грузинской глыбы. С другой стороны, наличие мощной вулканогенной фации сближает его с артинско-болнисским типом. Последний распространен и за пределами Грузии, особенно в Прикуринской зоне Малого Кавказа. Сеноман здесь представлен вулканогенно-карбонатной свитой с фауной южного типа, как и в Грузии. Турон и коньяк представлены вулканогенной свитой, причем отмечается наличие северо-африканских рудистов в нижнем туроне*. Сантон представлен вулканогенно-карбонатной свитой с рудистами. В кампане и маастрихте развита известняковая фация, а датский ярус регрессивен, часто содержит конгломераты. Следует отметить трансгрессию сантона.

Южнее, в Севанско-Курдистанской зоне, характер отложений меняется. Сеноман нормально-осадочный (аргиллиты, известняки, мергели), так же как и турон (известняки). Коньяк вулканогенно-осадочный, сантон — вулканогенный. Таким образом, вулканогенная фация здесь залегает на более высоком стратиграфическом уровне. Выше представлены известняки. Сантонская трансгрессия отмечается и в этой зоне. В районе оз. Севан трансгрессия начинается в коньяке. Еще южнее, в Ереванско-Ордубадской зоне, разрез несколько меняется, причем вулканогенная фация ограничена коньяком, большей частью трансгрессивным.

В обеих последних зонах датский ярус представлен мергелями, а местами туфами.

Заканчивая обзор Малого Кавказа, следует подчеркнуть два обстоятельства: 1) начиная с Аджаро-Триалетской системы границы вулканогенной фации повышаются, но верхняя ее граница самое высокое положение занимает на Артинско-Болнисской глыбе; 2) в Армении и Азербайджане наблюдаются региональные трансгрессии в коньяке и сантоне.

Отложения Малого Кавказа охарактеризованы фауной средиземноморского типа с обилием гастропод (часто эндемичных). Примесь средневропейских иноцерамов наблюдается в основном в нижнем сеноне.

Отложения типа верхнего мела Малого Кавказа, но значительно хуже изученные, имеются и в Анатолии. Вулканогенная фация здесь, по-видимому, развита слабее и отмечена в туроне Гераклеи и в большей мере в кампане. Сенон здесь трансгрессивный и включает сантонские рудистовые известняки, кампанскую вулканогенную свиту и маастрихтские рудистовые и орбитоидные известняки.

Фации, несколько сходные с фациями Артинско-Болнисской глыбы, прослеживаются и в Южной Болгарии; однако вулканогенная фация там отсутствует. Сеноман представлен кристаллическими известняками с гастроподами, тригониями и грифеями (аналог сеномана Храмского массива), турон — известняками с гастроподами, а выше развиты песчанистые разнообразные мергели и известняки с аммонитами и иноцерамами коньякского, сантонского и кампанского ярусов, из которых некоторые являются средневропейскими, а другие известны из

* По некоторым новейшим данным, первая свита относится к нижнему коньяку, а вторая — к верхнему коньяку — нижнему сантону.

фации гозау Восточных Альп. Аналогичные отложения известны и в Югославии.

В Восточных Альпах, к югу от флишевой зоны, на аллохтонном триасе залегают туронско-маастрихтские известняки и мергели с гастроподами, рудистами, аммонитами и кораллами. Это тип фации гозау. Несмотря на морскую фауну, кампан гозау содержит и лигнитовые слои. По-видимому, это характерное явление для отложений, образовавшихся после формирования шарьяжей, наблюдаемое в зонах, расположенных внутри Карпатской дуги (Татры, Внутренняя зона Южных Карпат). Так, угленосные мергели туронско-сантонского возраста известны и в Южных Карпатах. С фацией гозау сходен и маломощный верхний мел Венгерской межгорной впадины. Здесь сеноман мергелистый, за ним следует континентальный бокситоносный верхний турон, а выше — угленосный коньяк, рудистовые известняки сантона и так называемый иноцерамовый мергель с маастрихтской фауной.

ПАЛЕОГЕН

ПАЛЕОЦЕН И ЭОЦЕН

На территории Грузии палеогеновые отложения впервые были отмечены Дюбуа де Монпере (1839), который в окрестностях г. Ахалциха обнаружил и выделил три формации нижнетретичных отложений: 1) порфировую (ныне вулканогенная свита среднего эоцена); 2) «настоящий трасс», богатый ископаемыми (песчано-глинистая свита верхнего эоцена), и 3) «листоватые глины».

В многочисленных трудах Г. Абиха содержатся сведения о палеогеновых образованиях Грузии. Особого внимания заслуживают две работы, в которых сведены данные, касающиеся стратиграфии и фауны палеогена Грузии (Абих, 1858, 1878). Г. Абих лечхумские нуммулитовые известняки приравнял к нуммулитовым отложениям Крессенберга (Бавария) и таким путем доказал их среднеэоценовый возраст. Нуммулитовые отложения, представленные в иной фации, отмечены и в других районах Грузии.

Особенно детально Г. Абих изучил отложения Ахалцихского третичного бассейна, в которых им выделены: 1) богатая ископаемыми глинисто-песчанистая свита верхнего эоцена, распространенная в окрестностях г. Ахалциха; эти отложения им ошибочно были отнесены к эоцену; 2) нижнеолигоценовые отложения с фауной; 3) листоватые глины и 4) глины и песчаники с *Cyrena*.

Возраст некоторых свит подтвержден фауной.

Впоследствии А. Сорокин и С. Симонович (1886) листоватые глины выделили в так называемые «рыбные слои» (рыбный ярус), которые отнесли к верхнему эоцену.

В изучении стратиграфии палеогена Грузии большая роль принадлежит Кавказской секции Всесоюзного геологического комитета, АН СССР и геологам геологических нефтяных институтов (Б. Ф. Мефферт, В. П. Ренгартен, И. Г. Кузнецов, С. С. Кузнецов, Н. Б. Вассоевич, М. И. Варенцов, А. И. Исаева, И. А. Коробков и др.). В. П. Ренгартен (1931) дал описание фауны нуммулитов Душетского района, А. И. Исаева (1933) описала гастроподы из эоцена Ахалцихского третичного бассейна, И. А. Коробков (1938) определил и частично описал фауну моллюсков как из палеогена, так и из нижнего миоцена.

В Лечхуми было выделено два «рыбных горизонта», разделенных «орбитолитовыми» известняками (Кацарава, 1926). Впоследствии эти известняки были выделены Б. Ф. Меффертом в горизонт агви, отнесенный им к верхнему эоцену (1930). Было установлено, что нижний

«рыбный горизонт» соответствует лиролеписовому горизонту (Швецов, 1929), а верхний — майкопской серии. Майкоп еще ранее был выделен в Абхазии и по Военно-Грузинской дороге И. М. Карком (1912).

Позднее в южной части Телетского хребта был выделен нижний эоцен (Качарава, 1936). Наличие палеоцена в Грузии впервые было установлено М. С. Швецовым (1929, 1932).

Указанные стратиграфические единицы на территории Грузии имеют широкое распространение во всех геотектонических зонах.

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа

Местийско-Тианетская зона

На Южном склоне Кавказского хребта отложения палеогена прослеживаются в виде двух полос от р. Лиахви до долины р. Алазани (табл. 17).

Палеоцен и эоцен Местийско-Тианетской зоны

Таблица 17

	Южная полоса	Северная полоса
Олигоцен	Майкоп (нанианские песчаники в основании) и верхи кинта	
Верхний эоцен	Песчано-глинистые слои свиты ало-ти до 500 м и чекурантгорская свита	
Средний эоцен	Ильдоканская свита. Зеленые мергели с <i>G. crassaformis</i> G. et W. Песчано-глинистая свита с <i>N. murchisoni</i> , <i>N. irregularis</i> Desh. и др. Конгломерат и конгломерато-брекчии	Надильдоканская свита Ильдоканская свита до 400 м
Нижний эоцен	Зеленые мергели с <i>Gl. dragonensis</i> Nutt. до 200 м	Зеленые мергели, глины, аргиллиты и др. (свита квакеври), 200 м
Палеоцен		
Датский ярус		Надорбитонидная (шахветильская свита)
Маастрихт	Орбитонидная свита	

В северной полосе в основном развит палеоцен—средний эоцен, в южной главным образом средний и верхний эоцен. Эоцен южной полосы в отличие от северной более грубообломочный, в нем часты брекчии и конгломераты.

Палеоцен. Палеоцен, встречающийся в северной полосе, выделяют под названием свиты квакеври.

В северо-западной части Цив-Гомборского хребта и в восточной части Эрцо-Тианетского района свита квакеври (175—225 м) состоит из чередующихся тонких светло-зеленых мергелей, глин, аргиллитов, песчаников и известняков. Нижняя более темная часть свиты содержит местами прослой пестроцветных глин и вулканического пепла и незаметно переходит в нижележащие, пестроцветные шахветильские слои датского возраста. В глинах обнаружены глоботроталии и глобигерины, а в песчаниках глоботрунканы, переотложенные из нижележащих отложений, спикулы губок, нуммулиты, ортофрагмины и *Chondrites* (Вассоевич, 1936, 1937, 1941).

В бассейне р. Арагви, в ущелье Цирдалис-хеви, отложения свиты квакеври согласно продолжают мел и согласно же переходят в средний эоцен. Свита состоит из зеленых мергелей. Эти отложения (20—25 м) содержат нуммулитов и дискоциклин (Ренгартен, 1924, 1932). Мощность свиты увеличивается к северу; на северо-западе постепенно возрастает роль песчаников. В ущелье р. Аркала они размыты эоценовой трансгрессией, в бассейне р. Қсани же мощность их колеблется от 150 до 200 м (Варенцов, 1950). В. П. Ренгартен и М. И. Варенцов считают эту свиту нижнеэоценовой, по мнению же Н. Б. Вассоевича, она включает палеоцен и нижний и средний эоцен.

В Душетском районе аналогом шахветильской свиты считаются надорбитоидные слои, залегающие на маастрихтских орбитоидных известняках и перекрывающиеся трансгрессивным эоценом. Так, например, вдоль р. Аркала, немного ниже впадения в нее р. Саманис-хеви, обнаружены (Качарава, 1950) следующие слои:

- | | | |
|-----------------------|---|---------|
| Ст ₂ mt 1. | Зеленовато-серые тонкослоистые мергели и известняки с редкими прослоями известковых песчаников, в отложениях содержатся глоботрунканы (<i>Globotruncana arca</i> Cushman), <i>G. stuarti</i> Larr. и др., псевдотекстулярии (<i>Pseudotextularia elegans</i> Rz., <i>P. acervulinoides</i> Egger и др.) | 100 м |
| Ст ₂ d 2. | Зеленовато-серые и красные тонкослоистые глины большей частью не карбонатные, с прослоями известняков и песчаников, в которых обнаружены <i>Allomorphina allomorphinoides</i> Rss., <i>Globigerina trilocolinoides</i> Plum., <i>Globorotalia membranacea</i> Eherenb. и <i>Planulina taylorensis</i> Cars. датского или палеоценового возраста. В песчаниках наблюдаются обломки мергелей и глин (надорбитоидные слои) | 80 " |
| Pg ₂ 3. | Брекчия, состоящая из обломков и валунов порфириновых туфов, порфиритов и юрских известняков | 30—40 " |
| | 4. Плотные светло- и желтовато-серые крупнозернистые песчаники с <i>Asterodiscus stella</i> Gumb. | 5—8 " |

Надорбитоидные слои разреза, залегающие под трансгрессивным эоценом, являются регрессивными и поэтому считаются нами датскими. Местами датский ярус полностью размыт. Так, например, в ущелье Турдо под свитой кинта залегают брекчия, содержащая валуны с *Hercoglossa* cf. *danica* Schloth., *Coraster munieri* Seun., *C. sphaericus* Seun. датского возраста (Джанелидзе, Рубинштейн, 1957).

В районе сел. Тианети на орбитоидных слоях согласно залегают чиотаанткарские слои. Это обломочно-органогенные микроконгломератовые известняки местами песчаные, содержащие *Lithothamnium*, *Bryozoa* и фораминиферы. В пачке имеются прослой глин и известковых песчаников. В ущелье р. Алоти с этими отложениями связаны валуны изверженных пород и конгломератов.

Нижний эоцен. В ущелье р. Алоти чиотаанткарские слои контактируют с фораминиферовыми мергелями. Последние представляют собой чередование зеленых, редко желтоватых и красноватых мергелей и глин. В свите содержатся прослой вулканического пепла, песчаных известняков, аргиллитов и конгломератов. В последних попадаются обломки

известняков верхней юры. Мергели богаты фораминиферами, среди которых много *Globorotalia aragonensis* Nutt. (Вассоевич, 1937).

Средний эоцен. Хороший разрез фаунистически охарактеризованного среднего эоцена обнажается в среднем течении р. Саманис-хеви. Там, по Н. И. Мрелишвили (1954), наблюдается следующее чередование слоев:

I ₁	1. Слюдистые песчаники с фауной лейаса.	
Pg ₂ ²	2. Конгломерат, состоящий в основном из галек слюдистых песчаников.	
	3. Толстослоистые кварцевые песчаники с <i>Nummulites ataticus</i> Leym.	3—4 м
	4. Аналогичные песчаники с <i>N. granifer</i> H. Douv., <i>N. murchisoni</i> Вгун., <i>Discocyclus archiaci</i> Schlumb., <i>Alveolina</i> и др.	20 "
	5. Зеленые мергели, более или менее глинистые и мергелистые известняки с зернами пирита и прослоями песчаных мергелей. В глинистых мергелях собраны среднеэоценовые <i>Spiroplectammina carinata</i> d'Orb., <i>Eponides trümpyi</i> Nutt., <i>Globigerina bulloides</i> d'Orb., <i>G. trilocolinoides</i> Plum., <i>Globorotalia crassaformis</i> G. et W.	20 "
	6. Перерыв в обнажении	12 "
	7. Шоколадного цвета битуминозные мергели с чешуйками рыб, среди них <i>Lyrolepis caucasica</i> Rom. Обломки зеленых мергелей	25 "

Последняя пачка отнесена В. П. Ренгартемом к верхнему эоцену, а Н. И. Мрелишвили считает ее среднеэоценовой, так как, по ее мнению, в Душетском районе эта пачка размыва трансгрессивным верхним эоценом (приабном). Среднеэоценовый возраст четвертой и пятой пачек сомнений не вызывает.

В Тианетском районе средний эоцен, возможно, представлен верхней частью фораминиферовых мергелей (если средний эоцен полностью не размыва трансгрессивной среднеэоценовой трансгрессией). Известно, что на левом берегу р. Иори, в базальной части верхнего эоцена попадают обломки зеленых мергелей и пород ильдоканской свиты (Вассоевич, 1936, 1941). Известковые брекчии, обнажающиеся в ущелье р. Ксани, также считаются среднеэоценовыми, так как в их цементе отмечены среднеэоценовые нуммулиты (Варенцов, 1950).

В бассейне р. Лехура средний эоцен представлен песчано-глинистой свитой флишевого характера с прослоями (5—6 м) брекчий. Последние состоят из обломков известняков и мергелей верхней юры. Глины в основном известковистые и тонкослоистые. Среднеэоценовый возраст отложений подтверждается наличием в них *Nummulites irregularis* de la Harre, *N. murchisoni* Вгун., *N. ataticus* Leym., *Globorotalia crassaformis* G. et W., *Globigerina trilocolinoides* Plum. По мнению некоторых исследователей (Качарава, 1950), эти отложения, имея в основании брекчию, налегают на туронские красные известняки. В брекчии отмечены валуны орбитоидных известняков.

В среднеэоценовых флишевых отложениях сел. Цольда содержатся линзы нуммулитовых известняков с *Nummulites irregularis* Desh., *N. murchisoni* Вгун., *N. ataticus* Leym., *N. globulus* Leym. и *N. distans* Desh. (Булейшвили, 1958). *N. murchisoni* отмечен и в северной полосе распространения палеогена, например, к северу от сел. Анапури, на левом берегу р. Араги.

Ильдоканская свита Тианетского района представляет собой чередование мергелей, глин и песчаников. Глины и мергели темно-серые, местами почти черные и битуминозные. Преобладают темно-серые мергели; в толще иногда встречаются коричневые и сланцеватые глины, которые в ряде случаев незаметно переходят в мелкозернистые песчаники. Отложения содержат гипс и ярозит, часты вкрапления пирита. В шлифах были замечены нуллипоры, ортофрагмины, спиккулы кремневых губок, глобигерины и во вторичном залегании глоботрунканы и обломки иноцерамов. Для свиты характерны остатки рыб и растений.

В основании толщи замечены микроконгломераты с обломками пород свиты квакеври и обломками зеленых, фораминиферовых мергелей. Н. Б. Вассоевич из этих отложений называет *Nummulites* cf. *orbignyi* Gal., *Discocyclusina pratti* Mich. и *D. scalaria* Schlum. Однако в следующих его работах, где рассматривается вопрос возраста ильдоканской свиты, указанные формы не упоминаются совсем и возраст свиты устанавливается на основе стратиграфического положения. Ильдоканская свита в южной полосе развития палеогена размыта трансгрессией верхнего эоцена, что доказывается наличием обломков пород этой свиты в базальном конгломерате трансгрессивного верхнего эоцена. Это обстоятельство может служить доказательством тесной связи свиты со средним эоценом.

Верхний эоцен. Палеонтологически датированный верхний эоцен известен только в южной полосе Тианетского района, где к нему относят чекураантгорские слои, свиту алоты и нижнюю часть свиты кинта. Первые являются брекчией. Свита алоты мощностью 450 м носит флишевый характер и представляет собой чередование глин и песчаников, причем глины карбонатны только местами. В свите прослеживаются прослои туфов и туфобрекчий. В грубозернистых слоях наблюдаются редкие *Nummulites fabianii* Reu. и *N. bouillei* de la Harpe. Первая форма позволяет датировать вмещающие породы верхним эоценом. Что же касается чекураантгорских слоев, то они, по всем данным, являются базальной частью свиты алоты.

Верхний эоцен фаунистически лучше охарактеризован в Душетском районе. В окрестностях селений Аргуни и Мглиани в глинисто-песчаных слоях отмечены верхнеэоценовые *Nummulites striatus* Brug., *N. bericensis* de la Harpe, *N. chavannesii* de la Harpe, *N. budensis* Hantk., *Asterodiscus stella* Gumb., *A. taramellii* Schlumb. и др. (Качарава, 1948).

У сел. Араниси верхний эоцен трансгрессивно налегает на известняки верхней юры, у сел. Мглиани он ложится на вулканогенную свиту байоса, но местами залегает и на лейасе. В сел. Араниси в базальном конгломерате этой свиты, помимо обломков пород лейаса и байоса, попадаются гальки гранитов (Мревлишвили, 1957).

Эквивалентом свиты алоты является нижняя часть свиты кинта, содержащая *N. striatus* Brug., *N. bouillei* de la Harpe, *N. incrassatus* de la Harpe и *Discocyclusina* sp. ind. (Качарава, 1944).

Гагрско-Джавская зона и Грузинская глыба

Сравнительно полный разрез эоцена имеется к западу от р. Лиавхи в Верхней Раче (табл. 18). В среднем течении р. Джеджори в пределах Цханарской синклинали, где отложения эоцена, по мнению И. Р. Кахадзе и Н. С. Бендукидзе (1950), несогласно налегают на мел, а местами на верхнюю юру, разрез состоит из следующих пачек:

- | | | |
|------------------------------|--|------|
| Rg ₂ ¹ | 1. Мергелистые песчаники со среднеэоценовыми нуммулитами <i>N. atacus</i> Leyp., <i>N. murchisoni</i> Brug. и <i>N. irregularis</i> Desh. В основании пачки наблюдается брекчия, состоящая в основном из обломков юрских и меловых пород | 50 м |
| Rg ₂ ³ | 2. Темные мергели, местами листоватые и песчаные и глинистые сланцы с чешуйками рыб; в пачке прослеживаются прослои песчаников с <i>N. budensis</i> Hantk. (лиролеписовый горизонт) | 10 „ |
| | 3. Слюдисто-кварцевые песчаники с <i>N. budensis</i> Hantk. | 80 „ |

Лиролеписовые слои пачки 2 за пределами ядра Иханарской синклинали обнаруживают трансгрессивное залегание.

Таблица 18

Палеоцен и эоцен Северной подзоны порфиритовой свиты юры

Отделы и ярусы	Цханарский район	Чордский район	сел. Цхмори
Олигоцен		Майкопские глины и песчаники с <i>Coeloma vigil</i> M.—E d w.	Майкопские глины и песчаники с <i>Coeloma vigil</i> M.—E d w. до 300 м
Верхний эоцен	Песчаники, брекчии, конгломераты с <i>Nummulites fabianii</i> Prev., <i>N. budensis</i> Hantk. и др. Лиролеписовый горизонт, не менее 25—30 м	Песчанистые известняки и песчаники с <i>Nummulites fabianii</i> Prev. в низах и <i>Pycnodonta bronniarti</i> Bronn., <i>Ostrea queteleti</i> Nyst. в верхах 20 м	Песчаники с <i>Pycnodonta bronniarti</i> Bronn. и <i>Ostrea queteleti</i> Nyst.
Средний эоцен	Известковистые песчаники, известняки, брекчии, конгломераты с <i>Nummulites murchisoni</i> N. <i>atacicus</i> Leym.		
Нижний эоцен			
Палеоцен			
Датский ярус	Известняки с датскими ежами		
		Порфиритовая свита байоса	Порфиритовая свита байоса

К востоку от сел. Цханари вместо лиролеписового горизонта развиты только песчаники трансгрессивного приабона (пачка 3), нижняя часть которого сменяется конгломератами брекчиевого типа. К востоку от вершины горы Кдлебодзали в брекчиях наблюдаются крупные валуны верхнеюрских известняков. К северу от сел. Фасраго брекчия примыкает к верхнему мелу, у сел. Часавали она находится в контакте с известняками верхней юры, а в ущелье р. Грамула брекчия верхнего эоцена следует вдоль надвинутого флиша. У сел. Надарбазеви она местами залегает на порфиритовой свите. Здесь имеется следующий разрез:

Pg ₂ ² 1. Песчанистые известняки с <i>N. murchisoni</i> Bronn., <i>N. irregularis</i> Desh. и <i>N. atacicus</i> Leym. В основании валуны верхнеюрских известняков	30 м
2. Сланцеватые, сильно известковистые песчаники	40 "
Pg ₂ ³ 3. Брекчиевый конгломерат	50 "

В ущелье р. Паца, по дороге Квайса—Цхинвали (к северу от сел. Кемульты), обнажаются желтоватые песчаники верхнего эоцена с редкими линзами известняков с *Discocyclus sella* Schlumb. Последние фациально напоминают породы горизонта агви. Вышеуказанные брекчии являются базальной частью верхнеэоценовых песчаников. Они сходны с аналогичными отложениями Южного склона Кавказского хребта в пределах полосы Лиахви-Алазани.

Средний эоцен района близок к аналогичным отложениям Западной Грузии. Однако здесь отложения менее мощные. В полосе Паца—Фасраго эоцен эпиконтинентально-морского типа. Он отделяется от мезозойских флишевых отложений региональным надвигом. Надо отметить, что эоценовые отложения среднего течения р. Джджоры характеризуются быстрой сменой фаций в горизонтальном направлении.

Южнее, по направлению к Дзирульскому массиву, попадают лишь незначительные выходы верхнего эоцена и олигоцена, залегающие с угловым несогласием на широко распространенных отложениях байоса. Один из таких выходов представлен в окрестностях сел. Чорди, где (снизу вверх) развиты:

J ₂	1. Порфиритовая свита.	
Pg ₂ ³	2. Песчаный известняк с <i>N. incrassatus</i> de la Harpe	0,5 м
	3. Песчаные известняки с <i>N. fabianii</i> Prev.	1,5 „
	4. Песчаные известняки с <i>N. incrassatus</i> de la Harpe, <i>Discocyclus sella</i> Schlumb. и др.	8 „
	5. Известковистые песчаники с <i>N. incrassatus</i> de la Harpe, <i>Amussium corneum</i> Sow., <i>Chlamys biarritzensis</i> d'Arch.	7 „
	6. Песчаники с <i>Pycnodonta brongniarti</i> Bron., <i>Ostrea queteleti</i> Nyst. и др.	4 „
Pg ₃	7. Песчаники с <i>Coeloma vigil</i> M.—Edw.	8 „
	8. Майкопские глины.	

В этом разрезе верхний эоцен начинается известняками и песчаниками с приабонскими нуммулитами; лиролеписовый горизонт здесь отсутствует. Возможно, что он замещен приабонским ярусом. Пачка 7 относится к олигоцену, который во многих местах трансгрессивно налегает на байос.

К западу, в ущелье р. Риони, из отложений палеогена наиболее широко распространением пользуется олигоцен, который у сел. Ахалсопели подстилается дискоциклиновыми известняками (Леквинадзе, 1959), а у сел. Тола среднеэоценовыми нуммулитовыми известняками (Каچارава, 1944).

Наиболее полное развитие палеоцен и эоцен имеют в Лечхуми (табл. 19). Следует отметить Сарецкельский разрез в ущелье р. Цхенис-цкали, который, согласно Б. Ф. Мефферту (1930), А. И. Джанелидзе (1940), И. В. Качаравы (1944) и Е. К. Вахания (1956), представлен следующим образом (снизу вверх):

Ст _{2d}	1. Толстослоистые, плотные, обычно кристаллические серые известняки. Угол падения слоев 70—30°. Фауна однообразная, в основном представлена остреидами. Часто встречается <i>Gryphaea similis</i> Pusch датского возраста. Возможно, что нижняя часть пачки, где отсутствует <i>Gryphaea similis</i> , является маастрихтом	250 м
Pg ₁	2. Светло-серые известняки, плотные, местами кристаллические	5 „
	3. Плотные известняки, в одном из слоев которых имеется бедная фауна двустворчатых (<i>Cardita pectuncularis</i> Desh. var. <i>euxinica</i> Schwetz., <i>Cucullaea volgensis</i> Varb.)	4 „
	4. Известняки с <i>Serpula</i>	5 „
	5. Белые известняки с миллиолидами, литотамниями, ядрами брюхоногих и редкими двустворчатыми	30 „
	6. Яснослоистые серые и зеленые известняки с криноидеями и <i>Echinocorys</i> sp. и <i>Micraster</i> sp. (определения Рухадзе) танетского яруса	10 „

- Pg₂¹ 7. Зеленовато-серые слоистые известняки с *Discocyclus archiaci* Schlumb. нижнего эоцена 5 м
- Pg₂² 8. Зеленовато-серые яснослоистые известняки со среднеэоценовыми нуммулитами и дискоциклинами 25 „
9. Зеленовато-серые известняки с *Terebratula hilarionis* Men. и морскими ежами 2—3 „
- Pg₂³ 10. Темно-серые, местами коричневатые тонкослоистые мергели с *Lyrolepis caucasica* Rom. (верхний эоцен) 45 „
11. Светло-серые фораминиферовые мергели, с прослоями мергелистых известняков, верхний эоцен 30 „
12. Песчаные известняки с тонкими прослоями мергелей; известняки переполнены *Discocyclus sella* d'Arch. и *Discocyclus discus* Kauf., в мергелях редкие *Nummulites incrassatus* de la Harpe. В верхней части пачки (3—4 м) встречаются только двустворчатые, среди которых много *Pycnodonta brongniarti* Bron., *Ostrea gueteleti* Nyst. Это горизонт агви верхнего эоцена 20 „
- Pg₃ 13. Трансгрессивный майкоп, в базальной части которого встречаются зубы рыб *Oxyrhina cf. desori* Ag., *Odontaspis aff. acutissima* Ag., *Notidomus cf. primigenius* (определения В. В. Меннера)

Таблица 19

Палеоцен и эоцен подзоны Рачинско-Лечхумской синклинали

	Лечхуми	сел. Чквиши
Олигоцен	Хадум	Майкоп
Верхний эоцен	Горизонт агви, 20 м Фораминиферовые мергели, 10 м Лиролеписовый горизонт, 45 м	
Средний эоцен	Зеленые известняки с ежами и <i>Terebratula hilarionis</i> Men., 3 м Зеленые нуммулитовые известняки, 2,25 м	Светло-серые мергелистые известняки с <i>Terebratula hilarionis</i> Men. Светло-серые нуммулитовые известняки с <i>Nummulites purchisoni</i> Bron., 4 м
Нижний эоцен	Зеленые известняки с <i>Discocyclus archiaci</i> Schlumb., 5 м	
Палеоцен	Зеленоватые известняки с <i>Echinocorys</i> sp. Белые литомниевые известняки Белые кристаллические известняки с <i>Cardita</i> и <i>Cucullaea</i> , 50 м	Кристаллические известняки с <i>Nautilus aff. cassinianus</i> Ford., 6 м
Верхний мел	Кристаллические известняки с <i>Gryphaea similis</i> Pusch. (датский ярус)	
	Известняки (маастрихт)	Свита мтавари (турон—сантон)

В описанном разрезе палеоцен согласно продолжает датский ярус, а верхний эоцен со слабо выраженным несогласием отделяется от олигоцена. Почти все горизонты палеоцен-эоцена, за исключением монтского яруса, охарактеризованы фаунистически (рис. 19).

Палеоцен. В Сарецкельском разрезе палеоцен представлен пачками 2—6. Танетский ярус начинается известняками (пачка 3); к этому же ярусу относятся известняки с *Serpula* (пачка 4), литотамниевые (пачка 5) и эхинокорисовые (пачка 6) известняки. Пачка 2, по стратиграфическому положению относимая к монтсу, залегает между датским и танетским ярусами.

В других районах Лечхуми, особенно в северном крыле синклинали, мощность отложений палеоцена сильно уменьшена и одновременно с этим там представлены только некоторые из указанных выше пачек. Это обстоятельство объясняется прежде всего изменением батрологических условий бассейна.

В периклинальном окончании Лабечинской антиклинали у сел. Чквиши туронская вулканогенная свита (свита мтавари) пере-

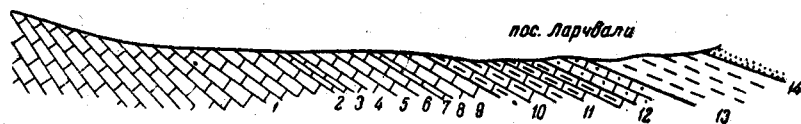


Рис. 19. Разрез палеогена в ущелье Сарецкела (по И. В. Качараву)

- 1 — светло-серые, толстослойные, кристаллические известняки с *Gryphaea similis*; 2 — светло-серые, плотные и кристаллические известняки; 3 — известняки с *Cucullaea* (палеоцен); 4 — известняки с *Serpula* (палеоцен); 5 — белые известняки с *Lithothamnium* (палеоцен); 6 — серые и зеленовато-серые известняки с *Echinocorys* (палеоцен); 7 — зеленовато-серые известняки с *Discocyclus arhiact* (нижний эоцен); 8 — зеленовато-серые известняки среднего эоцена; 9 — известняки с морскими ежами (средний эоцен); 10 — темно-серые мергели с *Lyrolepis caucasica* (верхний эоцен); 11 — светло-серые мергели верхнего эоцена; 12 — песчаные известняки с *Discocyclus sella* (горизонт агви); 13 — майкоп; 14 — миоцен

крывается кристаллическими известняками с фауной *Nautilus aff. cassinianus* F o r d. Эта форма отмечена в танетском ярусе Абхазии.

Несколько севернее свита мтавари перекрывается литотамниевыми известняками (2 м), переходящими выше по разрезу в нуммулитовые известняки мощностью в несколько метров. Нужно отметить, что в Лечхуми нуммулитовые известняки почти всегда контактируют с более древними горизонтами посредством литотамниевых известняков. Это, по нашему мнению, доказательство того, что в Лечхуми трансгрессивный палеоцен начинается палеоценом. Этим, конечно, не исключается возможность наличия где-либо среднего эоцена, трансгрессивно залегающего на древних горизонтах.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в основании палеогена, залегающего на свите мтавари, не наблюдалось никаких признаков размыва. Но в ущелье р. Цхенис-цкали в восточной части Мегрелии в окрестностях селений Хиди и Сухче палеоцен начинается брекчией (0,5 м), состоящей из обломков известняка с известково-песчаным цементом, выше следует рыхлый песчаник (0,7 м) с галькой известняка и песчаника, содержащий много морских ежей, в том числе *Schwetzwia abchasica* Schwetz., являющаяся формой танетского яруса Абхазии (Вахания, 1955). Этот палеоцен напоминает горизонт с ежами Сарецкельского разреза. Видно, что в восточной части Мегрелии во время отложения палеоцена размывалась суша, находящаяся где-то к востоку (табл. 20).

Эхинокорисовые известняки имеют развитие и в северном крыле Мегрельской синклинали, в окрестностях селений Балда, Скурди и Гачедули. Они наблюдаются также в окрестностях селений Доберазени и Курзу (ущелье р. Техури) и в бассейне р. Очамури.

Западнее под эхинокорисовыми известняками появляется пелелиповый горизонт. В западной части Мегрельской синклинали, на ее

Таблица 20

Палеоцен и эоцен Мегрелии (Одишская подзона)

Отдел	Северная часть	Южная часть	Восточная часть
Олигоцен	Хадум	Хадум	Хадум
Верхний эоцен	<p>Фораминиферовые мергели (болвиновая зона)</p> <p>Фораминиферовые мергели (зона <i>Globigerinoides conglobata</i>)</p> <p>Лиролеписовый горизонт, 50—70 м</p>	<p>Фораминиферовые мергели</p> <p>Лиролеписовый горизонт, 30 м</p>	<p>Песчанистые мергели с <i>Puzosia brongniarti</i> Brog. (болвиновая зона), 2 м</p> <p>Фораминиферовые мергели (зона <i>Globigerinoides conglobata</i>), 12 м</p> <p>Лиролеписовый горизонт</p>
Средний эоцен	<p>Известняки и мергели <i>Nummulites</i>, <i>Discocyclina</i> (зона <i>Globorotalia crassaformis</i>), 25 м</p>	<p>Нуммулитовые известняки (25 м) и фораминиферовые мергели, 20 м (зона <i>Globorotalia crassaformis</i>)</p> <p>Известняки, 20 м</p>	<p>Нуммулитовые известняки, 10—15 м</p>
Нижний эоцен	<p>Известняки и мергели, 10 м (зона <i>Globorotalia aragonensis</i>)</p>	<p>Известняки и мергели, зона <i>Globorotalia aragonensis</i></p>	
Палеоцен	<p>Известняки с <i>Schwetzia abchasica</i> и мергели, 20 м</p>	<p>Литотамниевые известняки, 30 м</p>	<p>Литотамниевые известняки, 20—25 м</p>
Верхний мел	<p>Известняки с <i>Hercoglossa danica</i> Schloth, <i>Echinocorys sulcatus</i> Gold, <i>Gryphaea similis</i> Pusch</p>	<p>Свита мтавари (турон—сантон)</p>	<p>Свита мтавари (турон—сантон)</p>

северном крыле, палеоцен обычно представлен мергелисто-известняковой фацией, согласно продолжающей фаунистически охарактеризованный датский ярус. Мощность палеоцена достигает 80 м (Вахания, 1955).

На южном крыле Экской антиклинали (южная известняковая полоса Мегрелии) палеоцен, залегающий непосредственно на свите мтавари, содержит много остатков трубочек червей и литотамнии. Этим он похож на аналогичные породы Сарецкельского разреза, но здесь не выражены эхинокорисовые и пелециподовые слои, и под литотамниевыми известняками местами выделяется брахиоподовый горизонт (датский).

На северном крыле Экской антиклинали и на других антиклиналях Южной известняковой полосы Мегрелии хорошо развиты датский ярус

и палеоген. Так, например, на северном крыле Экской антиклинали, по дороге от сел. Сорта в сел. Ушapati, обнажаются:

- | | | |
|---------------------------------|---|------|
| Cr _{2d} 1. | Белые известняки, содержащие в нижних слоях <i>Gryphaea similis</i> Pusch, <i>Rhynchonella rionensis</i> Anth. и <i>Echinocorys sulcatus</i> Goldf. (последняя форма по С. Букия). Мощность несколько метров (датский ярус) | |
| Pg ₁ 2. | Белые известняки с <i>Spirorbis</i> и литотамниями | 40 м |
| Pg ₂ ² 3. | Белые известняки с прослоями редких нуммулитовых известняков (средний эоцен) | 25 „ |

В этом разрезе мел постепенно и незаметно переходит в танетские известняки. Естественно, что в разрезе должен присутствовать и монтский ярус. Он представлен либо в верхах пачки I (ископаемые отмечены только в нижней ее части), или же в нижней части литотамниевых известняков. В отличие от северного крыла синклинали в пределах Южной известняковой полосы Мегрелии палеоцен, представленный известняками, маломощный и местами трансгрессивный (И. Качарава, 1944).

Нужно отметить, что и в Мегрелии, там, где палеоцен непосредственно контактирует со свитой мтавари, следов размыва не отмечается.

В бассейне р. Мокви (Восточная Абхазия) скважиной на глубине 2621—2053 м были пересечены светло-серые органогенно-обломочные известняки с прослоями мергелей, в которых отмечены *Globigerina triloculinoides* Plum., *Globorotalia crassata* Cushman, *Globorotalia membranacea* Ehrenb. и другие палеоценовые формы (Вахания, 1955).

В палеоценовых отложениях Кодорского ущелья были выделены (Швецов, 1929, 1932) следующие слои (снизу вверх):

- | | | |
|--------------------|--|-------|
| Pg ₁ 1. | Белые мраморовидные известняки с <i>Cardita pectuncularis</i> Desh. var. <i>euxinica</i> Schwetz., <i>Cucullaea volgensis</i> Barb. и др. (1 м), обогащенные в верхней части ядрами ископаемых | 1—2 м |
| 2. | Зеленый известняк (2,5 м), в основании которого встречены <i>Protocardium edwardsi</i> Desh. var. <i>euxinica</i> Schwetz. и др. В более высоких частях пласта попадаются <i>Nautilus</i> aff. <i>cassinianus</i> Föld., эхинокорисы | |

Эти известняки мощностью 2,5 м аналогичны пелециподовому и эхинокорисовому горизонтам лечхумского палеоцена. Литотамниевые известняки здесь отсутствуют, но западнее, у сел. Шрома (сел. Михайловка), в зеленых пелециподовых известняках прослежены тонкие линзы литотамниевых известняков (аналогичные линзы отмечены и в белых известняках). К западу мощность литотамниевых известняков увеличивается и в ущелье р. Бзыби палеоцен представлен литотамниевыми известняками, трансгрессивно залегающими на разных горизонтах мела. Выше литотамниевые известняки переходят в дискоциклиновые слои эоцена.

Нижний эоцен. В Лечхуми к нижнему эоцену относятся известняки с *Discocyclus archiaci* Schlumb., залегающие в сел. Сарецкела между средним эоценом и танетским ярусом. В других местах Лечхуми эти известняки нигде не были замечены, за исключением Мурской теснины. Весьма возможно, что в этих местах нижний эоцен замещен либо верхней частью литотамниевых известняков, либо нижней частью нуммулитовых известняков.

В пределах Уртинской антиклинали за нижний эоцен можно принять пачку известняков и мергелей с *Globorotalia aragonensis* Nutt.

В окрестностях сел. Мокви в пределах 2408—2621 м скважина прошла известняки с прослоями мергелей, содержащих нижнеэоценовые

Globigerina triloculinoides Plum., *Globorotalia pentacamerata* Subb., *G. velascoensis* Cushman и др. (Вахания, 1955).

Средний эоцен. В Лечхуми нуммулитовые известняки имеют более широкое распространение, чем палеоцен и нижний эоцен. В них обычны *Nummulites murchisoni* Guin., *N. atacicus* Leym., *N. globulus* Leym., *Discocyclusina discus* Kauf. (Каچارава, 1944). В полном разрезе средний эоцен заканчивается известняками, обычно содержащими *Terebratula hilarionis* Men. и морских ежей.

В Южной известняковой полосе Мегрелии средний эоцен также представлен нуммулитовыми известняками, но местами они замещаются фораминиферовыми мергелями. Так, например, на северном крыле Экской антиклинали на берегу р. Циви под лиролеписовым горизонтом залегают зеленовато-серые, местами зеленовато-желтые, фораминиферовые мергели. Возможно, что среднеэоценовые известняки здесь полностью замещаются мергелями. В пределах горы Урта в пачке среднеэоценовых нуммулитовых известняков отмечены прослой мергелей. Аналогичное явление наблюдается и в Абхазии. Там между реками Бзыби и Кодори нуммулитовые известняки сверху сменяются известняками, содержащими *Ranina marestiana* Koep. Эти раниновые известняки являются эквивалентом известняков с *Terebratula hilarionis* Men. Сарецкельского разреза. Средний эоцен достаточно изменчив в горизонтальном направлении. Очень часто в разрезах он представлен известняками без фауны или фораминиферовыми мергелями.

Верхний эоцен. В Сарецкельском разрезе к верхнему эоцену отнесены три горизонта: лиролеписовые мергели, фораминиферовые мергели и известняки горизонта агви.

Лиролеписовые отложения считаются верхнеэоценовыми на основании данных, полученных при изучении Цханарской синклинали. Верхнеэоценовый возраст горизонта агви подтверждается фауной (Мефферт, 1930). Что же касается фораминиферовых мергелей, то они по стратиграфическому положению могут быть только верхнеэоценовыми. Горизонт агви палеонтологически и частично литологически подразделяется на две части: нижнюю с *Discocyclusina* и верхнюю без них, но с богатой моллюсковой фауной. В последней заслуживают внимания *Pycnodonta brongniarti* Guon. и *Ostrea queteleti* Nyst.

Мощность всех горизонтов верхнего эоцена к востоку, т. е. по направлению к р. Ладжанури, уменьшается. Ближе к р. Ладжанури горизонт агви совершенно выклинивается и майкоп непосредственно налегает на лиролеписовый горизонт.

Замечено также, что фация верхнего эоцена меняется и в северном направлении. На северном крыле Лечхумской синклинали, между ущельем сел. Мури и сел. Орбели, мощность этих отложений уменьшается и горизонт агви, обогащаясь терригенным материалом, содержит верхнеэоценовую фауну, в том числе и *Nummulites incrassatus* de la Harpe.

К югу от Лечхуми, в Чхари-Аджаметском районе (на южном крыле Окрибской антиклинали) в пачке лиролеписовых мергелей чередуются прослой песчаников, содержащих *Discocyclusina pratti* Mich. Мергели обогащены терригенным материалом и содержат плохо сохранившуюся фауну мелких морских ежей и *Rhynchonella*. Фораминиферовые мергели перекрываются майкопом, базальная часть которого обогащена спонголитовыми песчаниками.

В Мегрелии и Абхазии мощность лиролеписового горизонта колеблется от 2 до 90 м. Горизонт состоит из тонкослоистых темно-серых, местами коричневатых или зеленоватых, плотных мергелей. На поверх-

ности мергелей наблюдается много рыбных чешуй (*Zeus colchicus* Sim. и *Lyrolepis caucasica* Rom.). Кроме того, здесь же встречаются планктонные фораминиферы (*Globigerina*). В ущелье р. Бзыби в пачке лиролеписового горизонта попадаются очень тонкие линзы дискоциклиновых известняков с *Discocyclus varians* H. Douv., *D. nummulitica* G ü m b. и *D. pratti* Mich., обогащенных литотамниями. В этом горизонте М. С. Швецов (1932) отмечает также прослой микроконгломерата, в составе которого принимают участие обломки верхнемеловых и палеоценово-среднеэоценовых образований.

Фораминиферовые мергели обычно подразделяются на две части. В нижней части выделяется зона *Globigerinoides conglobatus*, а в верхней — зона *Bolivina*. В верхах последней зоны найдены раковины или отпечатки *Variamussium fallax* K o g o b k. (Китовани, 1959; Вахания, 1955; Лалиев, 1959).

В восточной части Мегрелии, по соседству с Лечхуми, зона *Globigerinoides conglobata* кверху сменяется мергелистыми песчаниками 2-метровой мощности, содержащими *Pycnodonta bronniarti* Bro n. и *Ostrea queteleti* N y s t. Эти слои соответствуют пикнодонтным песчаникам горизонта агви в Лечхуми.

В ущелье р. Псоу, у сел. Гантиади (сел. Пиленково), палеоцен и эоцен, за исключением самой верхней части, представлен мергелями (табл. 21). В глинисто-песчанистой толще верхних горизонтов верхнего эоцена часты обломки посторонних пород и брекчиевые линзы. Указанная фация продолжается к западу до г. Сочи. Вдоль полосы Сочи — Гантиади эоцен налегает на датские мергели, содержащие *Echinocorys douvillei* S e u n., *Coraster vilanovae* C o t t., *C. cf. marsooi* S e u n. (Царарели, 1940).

За датским ярусом следуют (Букия, 1941, Лалиев, 1959) следующие отложения:

- | | | |
|------------------------------|---|---------|
| Pg ₁ ¹ | 1. Зеленые известняки, в окрестностях сел. Гантиади содержащие <i>Bolivina plaita</i> C a r s e y, <i>Pullenia coryelli</i> White, <i>Gyroidina caucasica</i> Subb., <i>G. soldanii</i> d'O r b., <i>Eponides trümpyi</i> Nutt., <i>Globorotalia membranacea</i> E h r e n. (палеоцен); | |
| Pg ₂ ¹ | 2. Цветные мергели с <i>Anomalina affinis</i> H a n t., <i>Globigerina bulloides</i> d'O r b., <i>Gyroidina soldanii</i> d'O r b., <i>Eponides umbonata</i> R s s. (зона <i>Globorotalia aragonensis</i>); | |
| Pg ₂ ² | 3. Серые или зеленые мергели с прослоями плотных тонкослоистых глин и вулканического пепла; в отложениях отмечены: <i>Glavulina angularis</i> d'O r b., <i>Globorotalia crassaformis</i> G. et W., <i>Globigerina triloba</i> R s s. (зона <i>Globorotalia crassaformis</i>) | 30—45 м |
| Pg ₂ ³ | 4. Серые тонкослоистые и битуминозные мергели с прослоями коричневых мергелей (лиролеписовый горизонт) | 3—45 „ |
| | 5. Зеленые и красные мергели; в нижней части преобладают зеленые разности мергелей с прослоями известковых глин; в верхней части толщи толстослоистые известковые глины и красноватые и желтоватые мергели с прослоями рыхлых песчаников. Это зона <i>Globigerinoides conglobata</i> | 15—20 „ |
| | 6. Глинисто-песчанистая свита мехадери с обломками глинисто-песчанистых пород и пачками брекчий | 400 „ |

А. Г. Лалиев (1959) в свите мехадери выделяет две брекчиевые пачки. Мощность одной 35 м, другой 200 м. В свите обращают на себя внимание обломки и валуны пород верхнего мела, палеоцена — среднего эоцена и лиролеписового горизонта. Замечено, что размеры обломков увеличиваются вверх по разрезу. Глины известковые и содержат микрофауну зоны *Gl. conglobata*, в песчаниках же имеются *Nummulites fabianii* P r e v., *N. incrassatus* de la H a r p e, *N. bouillei* de la H a r p e, *Discocyclus stropholata* G ü m b., *D. nummulitica* G ü m b., *D. sella* d' A r c h., *D. pratti* M i c h., *Asterodiscus taramelli* S c h l u m b.

Таблица 21

Палеоцен и эоцен Амзарско-Мухурской подзоны

Отделы и ярусы	р. Псоу	р. Бзызь — сел. Цебельда	сел. Квезани
Олигоцен	Слои с <i>Planorbella</i>	Хадум, 20 м	Хадум, 20 м
Верхний эоцен	Мехадирская свита, 400 м (зона <i>Globigerinoides conglobata</i>) Лиролеписовый горизонт	Верхнефораминиферовые мергели, 50 м (в верхах) (<i>Variamusium fallax</i> Когобк.) Лиролеписовый горизонт, 50 м	Фораминиферовые мергели Лиролеписовый горизонт, 20 м
Средний эоцен	Мергели (зона <i>Globorotalia crassaformis</i>)	Известняки с <i>Ranina</i> и мергели	Нуммулитовые известняки, 150 м
Нижний эоцен	Мергели (зона <i>Globorotalia aragonensis</i>)	Нуммулитовые известняки, 10 м и фораминиферовые мергели (зона <i>Globorotalia aragonensis</i>)	
Палеоцен	Мергели (зона <i>Globorotalia lensiformis</i>)	Литотамниевые известняки и известняки с <i>Echinocorys</i> и кристаллические известняки с <i>Cardita pectuncularis</i> Desh. var. <i>euxinica</i> Schwetr, 10 м	
Датский ярус	Мергели с датскими формами	Массивные известняки	Известняки
Маастрихт		Массивные известняки	

Нуммулиты свидетельствуют о присутствии верхнего эоцена, который перекрывается планорбелловыми слоями, по-видимому эквивалентными хадумским слоям.

Гантиадская эоценовая фация, видимо, является переходной от отложений Грузинской глыбы к геосинклинальным. Последние развиты к северу.

В Восточной Грузии отложения, свойственные Грузинской глыбе, известны у сел. Урбниси, на левом берегу р. Куры, и в бассейне р. Черат-хеви, между селениями Вака и Набат-хеви.

В русле р. Черат-хеви проходит антиклинальная складка, свод которой состоит из чередования глин и песчаников зоны *Globigerinoides conglobata*. На северном крыле складки за этими отложениями следуют:

Pg³ 1. Песчаники с валунами посторонних пород, среди которых попадаются и обломки меловых (?) известняков. В песчаниках встречаются редкие *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. budensis* Hantk., *Pecten arcuatus* Brocc

- Pg₂ 2. Чередование карбонатных и некарбонатных глин с прослоями песчанников. В карбонатных глинах встречены редкие *Planorbella* и хадумская микрофауна;
 3. К западу в русле речки наблюдается чередование глин и песчанников. Собранная в песчаниках фауна представлена двустворчатыми мелких размеров, среди которых имеется *Pectunculus* cf. *obovatus* L a m.

Отмеченная И. Ф. Коробковым (1938) более богатая олигоценовая фауна, очевидно, собрана в этих местах.

Для нас остается неясным вопрос о взаимосвязи этих отложений с вышеописанным хадумским горизонтом.

В окрестностях сел. Урбниси, по левому берегу р. Куры, обнажаются меловые беловатые окремненные известняки с незначительным углом падения на север.

Здесь на мел последовательно налегают:

- | | | |
|------------------------------|--|---------|
| Pg ₂ ² | 1. Нуммулитовый известняк с <i>Nummulites purchisoni</i> Вгип.,
<i>N. distans</i> Desh., <i>N. irregularis</i> Desh. | 2 м |
| | 2. Мергели с фораминиферами из зоны <i>Gl. crassaformis</i> | 2 „ |
| | 3. Известковые песчаники с <i>Terebratulata hilarionis</i> Men. | 10 „ |
| Pg ₂ ³ | 4. Ниже по течению обнажаются мергелистые песчаники с фауной горизонта <i>Variamussium fallax</i> (Коробков, 1938) и с верхнеэоценовыми бентонными фораминиферами (Каچارова, 1950) | 10—15 „ |
| Pg ₃ | 5. Майкоп | 80 „ |

Палеогеновые отложения у сел. Урбниси маломощны, слабоскладчатые и фациально отличаются от эквивалентных отложений Триаletского хребта, развитых южнее, вдоль правого берега р. Куры.

Аджаро-Триаletская складчатая система

Палеоцен—эоцен Аджаро-Триаletской складчатой системы выражен в совершенно другой фации. В северной части этой системы в полосе Гурия—Сурами наблюдается переход фаций Грузинской глыбы в геосинклинальные Аджаро-Триаletии.

Аджаро-Триаletская система в пределах Аджаро-Имеретинского хребта к югу переходит в Ахалцихскую депрессию. На востоке она совпадает с Триаletским хребтом, разделенным на две части Тори-Дигомской синклинальной депрессией. В строении указанных хребтов главным образом принимают участие палеоцен и эоцен, в Ахалцихской же депрессии преобладают верхнеэоценовые и олигоценовые отложения. Полный разрез палеогена, фаунистически лучше охарактеризованный, представлен на южном склоне Телетского хребта. Здесь (Пахомов, 1935; Эдилашвили, 1946; Качарова, 1950; Качарова, 1955; Китовани, 1959) имеется следующий разрез:

- | | | |
|------------------------------|---|-----------|
| Cr ₂ mt | 1. Чередование белых известняков и мергелей с маастрихтскими глоботрунканами и псевдотекстуляриями; | |
| Pg ₁ | 2. Чередование песчаников и конгломератов с редкими прослоями песчанистых глин | 40 м |
| | 3. Чередование темно-серых песчанистых глин, глин и песчаников; в глинах встречены <i>Globorotalia crassata</i> Cushman var. <i>aequa</i> Cushman et Renz, <i>G. membranacea</i> Ehrenb., <i>Globigerina triliculinoidea</i> Plum, <i>G. bulloidea</i> d'Orb., <i>G. subsphaerica</i> Subb. и др. | 280 „ |
| | 4. Дацитовая толща светло-серых дацитов и их пирокластолиты | 150—200 „ |
| | 5. Известковистые глины и мергели, более или менее песчанистые, и песчаники с редкими прослоями конгломерата. Микрофауна аналогична указанной в пачка 3 и 4. | 500 „ |
| Pg ₂ ¹ | 6. Известковистые глины с прослоями кварцевых песчаников и редких микроконгломератов. В песчаниках и микроконгломератах встречены <i>Nummulites planulatus</i> Lam., <i>N. burdigalensis</i> de la Harpe, <i>N. globulus</i> Leym., <i>N. atacicus</i> Leym., <i>Discocyclusina</i> | |

- archiaci* Schlumb.; в мергелях присутствует микрофауна зоны *Gl. aragonensis* (*Acarinina pentacamerata* Subb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. triloculinoides* Plum. и др.) 200 м
- Pg₂² 7. Чередование плотных толстослойстых мергелей, туфогенных песчаников и брекчий с *Nummulites laevigatus* Brug., *N. gallensis* Heim и др.; с глинами связаны микрофораминиферы зоны *Gl. crassaformis* (*Heterostomella dalmatica* Lieb., *Bulimina elegans* d'Orb., *Hanikenina liebusi* Chokh., *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. triloculinoides* Plum., *Cibicides midwayensis* Plum. и др.).
В верхних горизонтах толщи (10—15 м) пачка плотных тонкослойстых мергелей и аргиллитов с чешуями рыб (дабаханские слои). В кровле дабаханских слоев залегают «конгломераты запутанного напластования» 0—100 м
- Pg₂³ 8. Чередование известковистых глин с песчанниками; в нижней части свиты выделяются отложения с планктонными фораминиферами (*Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinella micra* Col.), в средней части толщи содержатся формы зоны *Gl. conglobata*, а в верхней — формы зоны *Bolivina* 700 м
- Pg₃ 9. Майкоп 700 м

Палеоген в бассейне р. Алгети начинается базальным конгломератом. В нижней части отложений выделяется палеоцен. В составе конгломерата принимают участие окатанные или очень слабо обработанные известняки верхнего мела; местами попадаются громадных размеров валуны, состоящие из слоистых известняков, уголь и азимут падения которых не совпадают с углом и азимутом падения эоценовых отложений. В базальной части палеоцена бассейна р. Алгети, кроме известняков, встречаются гальки кварцпорфиров, кристаллических сланцев, гранитов и других пород Храмского массива. Пачки 2—5 на основании микрофауны датируются палеоценом. Это зона с *Globorotalia crassata* var. *aequa*, возраст которой определяется фауной *Nummulites fraasi* de la Harpe, *Nummulites* cf. *silvanus* Schaub, *Discocyclus* cf. *seunesi* Douv., найденной в нижней части этих отложений под пирокластолитами на правой стороне р. Алгети, недалеко от сел. Тетрицкаро. Пачка 6 представляет собой зону *Globorotalia aragonensis*, для которой характерны грубозернистые песчаники. Присутствие в них *Nummulites heeri* de la Harpe, *N. irregularis* Desh., *N. subdistans* de la Harpe, *N. nitidus* de la Harpe, *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. praelucasi* H. Douv., *N. planulatus* Lam., *Discocyclus sella* d'Arch., *D. douvillei* Schlum. и *D. archiaci* Schlumb. дает основание датировать эти отложения нижним эоценом (ипрский ярус). На другом берегу р. Алгети к этим отложениям приурочены мощные линзы дацитов пирокластолитов.

Палеоцен и нижний эоцен ущелья р. Алгети являются грубозернистой фацией боржомского флиша. Мощность отложений здесь примерно 1000—1200 м.

Пачка 7 мощностью 100 м на основании фауны нуммулитов (*Nummulites laevigatus* Brug., *N. gallensis* Heim., *Discocyclus archiaci* Schlum.) датируется средним эоценом. Микрофауна позволяет отнести их к зоне *Globorotalia crassaformis*.

В пачке 8, залегающей между майкопской серией и средним эоценом, выделяются три микропалеонтологические зоны: навтлугские слои (лиролеписовый горизонт), зона *Globigerinoides conglobata* и зона *Bolivina*, которые имеют широкое распространение в Аджаро-Триалетской складчатой системе (табл. 22).

Палеоцен. Как было отмечено выше, палеоцен ущелья р. Алгети мало похож на флиш. Флишевый характер этих отложений хорошо заметен на северном склоне Триалетского хребта, в частности в ущелье р. Хекордзула, где в его составе в основном принимают участие глины,

Палеогеновые отложения Аджаро-Триалетской системы

Отделы	Триалети	Южная часть депрессии Карталинии	Аджария	Гурия	
Олигоцен	Хадум	Хадум		Хадум	
Верхний эоцен	Зона <i>Bolivina</i> Зона <i>Globigerinoides conglobata</i> Лиролеписовый горизонт	Зона <i>Bolivina</i> 30—40 м Зона <i>Globigerinoides conglobata</i> ?	Вулканогенная серия	Адигенская свита	Зона <i>Bolivina</i> Зона <i>Globigerinoides conglobata</i> Лиролеписовые слои
Средний эоцен	Дабаханские слои Чередование туфопесчаников, туфобрекчий и аргиллитов	Песчаники с <i>Terebratula hilarionis</i> Men., мергели и нуммулитовые известняки с <i>Nummulites distans</i> Desh., <i>Globorotalia crassaformis</i> G. et. W.		<i>Nummulites partsi</i> de la Harpe	Вулканогенные слои с <i>Nummulites irregularis</i> Desh. (дабаханские слои)
Нижний эоцен и палеоцен	Пестроцветная вулканогенная свита Боржомский флиш, до 1500 м				Песчаные мергели с прослоями туфогенных песчаников (зона <i>Globorotalia aragonensis</i>). Песчаные мергели — зона <i>Globorotalia crassata</i> var. <i>aequa</i> 30—40 м
Верхний мел	Цветные мергели (дат)	Белые известняки (сенон)		Пестроцветные мергели (дат)	

Таблица 22

и южной периферии Мухранско-Тирифонской подзоны

Вани-Харагаули	Ахалцихско-Имеретинский хребет	Северная часть Ахалцихской депрессии	Южная часть Ахалцихской депрессии
Хадум		Каратубанский горизонт, 35 м	Каратубанский горизонт, 50 м
Фораминиферовые мергели (зоны <i>Globigerinoides conglobata</i> и <i>Bolivina</i>)		Зона <i>Bolivina</i> Зона <i>Globigerinoides conglobata</i> Лиролеписовый горизонт	Песчаники и глины с моллюсками и нуммулитами верхнего эоцена
Мергели с <i>Globorotalia crassaformis</i> G. et W. Мергели с <i>Globorotalia aragonensis</i> Nutt, и др. Мергели с вулканогенным материалом <i>Globorotalia crassata</i> var. <i>aequa</i>	Вулканогенная свита, 4000 м, в кровле дабаханские слои	Дабханские слои Вулканогенная свита	Дабханские слои (местами полностью размыты) Туфобрекчии, туфопесчаники (мощность обнаженной части 1000 м) Основание вулканогенной свиты среднего эоцена не обнажено
	Боржомский флиш, 1500 м		
Мергели с <i>Cor. munieri</i> Seup. и <i>C. sphaericus</i> Seup, (дат)	Пестроцветная свита (дат)		

мергели и темно-серые, мелко- и среднезернистые песчаники с флишевыми фигурами.

Глины в основном темно-серые, но в основании свиты залегает глинистая пачка красного цвета мощностью в несколько метров. Известковые глины местами переходят в мергели. Мощность палеоцена достигает здесь 1000—1200 м; к востоку, в окрестностях г. Тбилиси, скважина пересекла флишевые образования мощностью более 1000 м.

К западу от р. Хекордзула, в ущелье р. Кавтура, у сел. Цинарехи в нижней части флиша в грубозернистых песчаниках попадаются *Nummulites cf. pernotus* Schaub, *Discocyclus cf. seunesi* Douv.; в глинах же, образующих прослой, встречается фауна зоны *Globorotalia crassata* var. *aequa*. Мощность отложений здесь незначительная.

Западнее, в сел. Цхавери, имеется хорошее обнажение пестроцветной свиты, в которой выделяются следующие пачки (М. Качарава, 1959):

- | | | |
|------------------------------|---|------|
| Cr ₂ ^d | 1. Серые мергели с тонкостенными и мелкими глобигеринами | 14 м |
| | 2. Серые мергели — зона <i>Globorotalia conicotruncata</i> | 3 „ |
| Pg ₁ | 3. Цветные известковистые мергели с <i>Rhizammina indivisa</i> Brady, <i>Ammodiscus glabratus</i> Cushman et Jarv., <i>Glomospira charoides</i> Jon., <i>Clavulinoides aspera</i> Cushman, var. <i>Marsonella indentata</i> Cushman et Jarv., <i>M. oxycona</i> Reus., <i>Ataxophragmium compactum</i> Brotz., <i>Chilogümbelina crinita</i> Glaess., <i>Loxostomum plummerae</i> Cars., <i>Gyroïdina depressa</i> Alth., <i>Eponides trümpyi</i> Nutt., <i>E. aff. lunata</i> Brotz., <i>Pseudoporella culter</i> P. et Jon., <i>Pullenia quaternaria</i> Reus., <i>Allomorphina conica</i> Cushman et Todd, <i>Gyromorphina allomorphinoides</i> Reus., <i>Globigerina eocaenica</i> Terquem, <i>Gl. pseudoeocaena</i> Subb., <i>Acarinina acarinata</i> Subb., <i>Globorotalia (Truncorotalia) marginodentata</i> Subb., <i>Gl. (Truncorotalia) crassata</i> Cushman var. <i>aequa</i> Cushman et Renz., <i>Anomalina welleri</i> Plum. var. <i>laevis</i> Bykova, <i>A. cf. simplex</i> Brotzen, <i>Cibicides spiro-punctata</i> G. et M. | 10 „ |

Зона *Globorotalia crassata* var. *aequa* относится к палеоцену, так как аналогичная микрофауна встречена в нижней части боржомского флиша, где вместе с ней присутствуют *Nummulites praecursor* de la Harpe и *Discocyclus cf. seunesi* Douv. (И. Качарава и М. Качарава, 1959).

В указанных местах палеоцен согласно продолжает мел.

Совершенно другая картина наблюдается в Гардатнис-Атрэва и в селениях Квемо Уриули и Авкети на южном склоне Сацхненского хребта. Там палеоценовый флиш несогласно с базальным конгломератом налегает на мел. В конгломерате наряду с известняками и вулканическими породами мела имеются и гранитные гальки (Гамкрелидзе, 1949; Китовани, 1959).

У сел. Мехети, в ущелье р. Хведрула, повторяется Цхаверский разрез. Там пестроцветная свита мощностью 10 м характеризуется микрофауной зоны *Globorotalia crassata* var. *aequa*. Здесь же в нижней части пестроцветной свиты выделяется датский ярус, а в верхней — нижний эоцен.

В г. Боржоме к палеоцену относится «серия флишевых известняков» и «серия толстых песчаников» общей мощностью 900 м (Обручев, 1923). Здесь основание палеоцена не обнажается. По данным буровых скважин, мощность палеоцена в окрестностях г. Боржоме превышает 1200 м.

В обнаженной части флиша обращают на себя внимание прослой мергелистых известняков и диабазовые пластовые жилы и дайки.

На Аджаро-Имеретинском хребте флиш содержит тонкие прослой туфогенных песчаников и туфов, увеличивающихся по мощности выше по разрезу. В более высоких горизонтах флиша преобладают крупно-

зернистые песчаники, состоящие из обломков известняков, эффузивов, полевого шпата и кварца.

Вулканогенный материал наблюдается также в зоне *Globorotalia crassata* полосы Вани—Квалити у подножия северного склона Ахалцихо-Имеретинского хребта (Чиковани, 1954 и 1960). Аналогичная картина отмечена и в сел. Ланчхути, где верхнемеловые известняки переходят в пестроцветные мергели (40—50 м), выше которых появляется вулканогенный материал. Нижняя часть пестроцветной свиты относится к датскому ярусу, в верхней же части появляется палеоценовая микрофауна зоны *Globorotalia crassata* var. *aequa*.

В Аджарии, к палеоцену—нижнему эоцену следует отнести часть вулканогенной свиты, залегающей под отложениями, содержащими *Nummulites partschi* de la Harpe.

На южном склоне Триалетского хребта, у сел. Гумбати, мощность палеоценового флиша незначительна и отложения здесь преимущественно грубозернистые. Палеоценовый возраст этих отложений подтверждается микрофауной (Качарава, Попхадзе, 1955).

В средней части Аджаро-Триалетской складчатой системы палеоценовые отложения более мощные и мелкозернистые; к периферии они обогащены грубообломочным материалом, привнесенным с Грузинской глыбы и Храмоского кристаллического массива.

Нижний эоцен в ущелье р. Алгети выделяется в верхней части боржомского флиша, обогащенной кварцевым материалом. В сложении последних принимают участие также гальки пород Храмоского массива. Нижнеэоценовый возраст этих отложений подтверждается следующими формами: *Nummulites planulatus* Lam., *N. atacicus* Leym., *N. burdigalensis* de la Harpe, *Discocyclus archiaci* Schlumb. и др. (И. Качарава, 1932).

На северном крыле Телетской антиклинали в основании вулканогенной свиты выделяется пестроцветная пачка. Она представлена чередованием зеленовато-серых туфоженных песчаников, зеленовато-серых мергелей и красных и зеленых глин с микрофораминиферами зоны *Globorotalia aragonensis*, а именно: *Pulvinulina culter* (P. et J.), *Globigerina triloculinoides* Plum., *Globorotalia aragonensis* Nutt., *G. pentacamerata* Subb., *Gl. velascoensis* Cushman и др. Вверх по разрезу туфоженные породы становятся более толстослойными и грубозернистыми и содержат среднеэоценовые нуммулиты (М. Качарава, 1948).

В окрестностях сел. Дзегви, вдоль рек Дарбазула и Хекордзула, на северном крыле антиклинали, сложенном белыми известняками, в нижней пестроцветной части вулканогенной свиты встречены: *Gaudryina rugosa* d'Orb., *Eponides trumpyi* Nutt., *E. umbonata* Rss., *Globigerina triloculinoides* Plum., *Globigerinella voluta* White, *Globorotalia velascoensis* Cushman, *G. aragonensis* Nutt., *G. pentacamerata* Subb., *Cibicides perlucida* Nutt., т. е. формы нижнего эоцена (М. Качарава, 1951).

Западнее сел. Дзегви верхняя часть пестроцветной свиты, налегающая на зону *Globorotalia crassata* var. *aequa*, относится к нижнему эоцену. В Цхаверском разрезе мощность нижнего эоцена не превышает 18—20 м.

У сел. Бошури, в ущелье р. Тана, зона *Globorotalia aragonensis* представлена красноватыми и зелеными глинами и песчаниками мощностью 180 м. Песчаники тонкослойные и мелкозернистые. В окрестностях сел. Мехети, в бассейне р. Хведурети мощность аналогичных отложений 15 м (Китовани, 1959).

В пестроцветной свите имер-хеви (Варенцов, 1951), залегающей на размытой поверхности меловых известняков, установлен палеоцен—

нижний эоцен, охарактеризованный фауной микрофораминифер. Палеоцен начинается базальным конгломератом, в верхней части свиты встречаются прослои туфогенных пород.

В Боржомском районе в верхней части флиша найдены нижнеэоценовые *Nummulites planulatus* Lam. и др. (Гамкрелидзе, 1949; М. Качарава, Попхадзе, 1955).

В ущелье р. Мегрулки, к западу от вершины Ломисмта, в нижней части боржомского флиша наблюдается туфовый материал роговообманкового порфирита.

На южном крыле Гумбатской антиклинали светло-серые мергели с палеооценовыми формами *Glomospira charoides* J o n., *Ammodiscus incertus* d'Or b., *Gaudryina retusa* C u s h m., *G. laevigata* F r a n. var. *pyramidata* G. et L., *Bolivoinoides delicatula* C u s h m., *Stensiöina caucasica* Subb., *Globigerina frontosa* Subb., *Anomalina velascoensis* C u s h m. сменяются мергелями и песчаниками с *N. planulatus* Lam., *N. atacicus* L e y m., *N. globulus* L e y m., *Globorotalia aragonensis* Nutt., *Gyrodina florealis* White, *Eponides trümpyi* Nutt., *Globigerinella soluta* White, *Globorotalia pentacamerata* Subb., *G. aragonensis* Nutt.; последняя пачка относится к нижнему эоцену.

На северном крыле Гумбатской антиклинали на эти отложения налегает вулканогенная свита среднего эоцена (Гамкрелидзе, 1949; М. Качарава, Попхадзе, 1955).

Таким образом, нижнеэоценовые отложения южного склона Триаletского хребта (у сел. Гумбати и в пределах южного крыла Телетской антиклинали) носят грубозернистый характер. На северном склоне Триаletского хребта нижняя часть нижнего эоцена представлена пестроцветными слоями, в средней же части геосинклинали соответствующий стратиграфический уровень занимают верхи боржомского флиша.

Западнее, в районе Ахалцихо-Имеретинского хребта и в Гурий, нижний эоцен частично вулканогенный, в Аджарии же он почти полностью выражен в туфогенной фации.

Средний эоцен. Средний эоцен в Алгетском ущелье представлен мергелями, кристаллическими и витрофировыми туфами и туфогенными песчаниками, часто цеолитизированными.

В г. Тбилиси буровыми скважинами пройдены среднеэоценовые агломератовые и агломератово-кристаллические туфы с роговой обманкой, полевыми шпатами и авгит-лабрадором.

На южном склоне Телетского хребта средний эоцен состоит из чередования плотных и толстослоистых туфогенных песчаников, туфобрекчий, зеленовато-серых мергелей и аргиллитов. В свите преобладают толстослоистые мергели и туфогенные песчаники. В верхней части среднего эоцена выделяется горизонт с прослоями рыбных мергелей (10 м). Аналогичная пачка была выделена Г. Абигом в пределах г. Тбилиси под названием дабаханских слоев.

Средний эоцен заканчивается отложениями брекчиевого состава, состоящими из обломков и валунов пород нижежащей толщи. Аналогичные отложения окрестностей г. Тбилиси известны под названием «конгломератов запутанного напластования». На южном крыле Телетской антиклинали эти образования, местами имеющие большую мощность, протягиваются до сел. Асурети; к западу они выклиниваются, а мощность их здесь обычно не превышает 10—15 м. В конгломерате часто попадаются гальки нуммулитового туфогенного песчаника, а ближе к вершине Шавнабада в этих же конгломератах имеются валуны нуммулитовых известняков среднего эоцена. Нужно отметить, что аналогичные известняки *in situ* нигде здесь не были замечены. Нуммулитовые песчаники развиты западнее сел. Асурети. В разрезе

они занимают уровень «конгломератов». Песчаники содержат в большом количестве *Nummulites laevigatus* Brug., *N. gallensis* Heim, *Discocyclus archiaci* Schlum. В валунах нуммулитовых известняков обычны *N. irregularis* Desh. и *N. murchisoni* Brug. В глинах среднего эоцена определены *Eponides umbonata* Rss., *Eponides trümpyi* Nutt., *Globigerina triloculinoides* Plum., *Globorotalia crassaformis* G. et W., *Cibicides perlucida* Nutt. Это зона *Globorotalia crassaformis* среднего эоцена.

На северном крыле Телетской антиклинали к среднему эоцену нужно отнести ту часть вулканогенной свиты, которая налегает на



Рис. 20. Конгломераты «запутанного напластования» (зарисовка)

пестроцветные туфогены. И здесь в верхних горизонтах среднего эоцена выделяются дабаханские слои с «конгломератами» в кровле. С последними связаны останцы андезит-базальтового покрова Кор-Оглы, Шавнабада и района так называемой «Соганлугской осыпи».

На Датикас-гора, расположенной недалеко от сел. Телети, обнажен незначительный выход дацитового покрова. В последнем были обнаружены ксенолиты андезито-базальта. В «конгломератах запутанного напластования» много обломков и валунов андезито-базальта и дацита. На северном склоне Телетского хребта найден валун (диаметр 1,5 м), переполненный *Num. irregularis* Desh., *N. murchisoni* Brug. и другими среднеэоценовыми формами.

В окрестностях г. Тбилиси обнажается незначительная верхняя часть среднего эоцена мощностью около 100 м, в которой Г. Абих (1870) выделил дабаханские слои и «конгломерат запутанного напластования» (рис. 20). Но в окрестностях г. Тбилиси буровыми скважинами пройдено дополнительно еще 400 м вулканогенных отложений. В пределах Телетского хребта мощность вулканогенной свиты возрастает с юга на север.

Как было отмечено, валуны и обломки нуммулитовых известняков встречаются и на южном склоне хребта. Исходя из этих данных мы допускаем, что породы Телетской антиклинали начали размываться в конце среднего эоцена, когда свод Телетской антиклинали был приподнят выше уровня моря в результате триалетской фазы складчатости. Что же касается громадных валунов слоистых пород, залегающих в «конгломератах» окрестностей г. Тбилиси, то они, возможно, являются

продуктами действия цунами (Джанелидзе, Рубинштейн, Схиртладзе, 1957).

На северном крыле Мцхетской антиклинали мощность среднего эоцена достигает 500—600 м. В самой верхней части этой свиты имеются рыбные мергели и прослой глин, похожие на майкопские, с гипсом и ярозитом. Среднеэоценовый возраст этих отложений установлен присутствием *Nummulites laevigatus* Brug. и *Discocyclusina scalaris* Schlum. в верхних слоях этой свиты. Отложения залегают на пестроцветной вулканогенной пачке зоны *Globorotalia aragonensis*. В этой части вулканогенной свиты была обнаружена микрофауна зоны *Globorotalia crassaformis* (М. Качарава, 1950). Средний эоцен перекрывается светло-серыми мергелями, содержащими фауну зоны *Globigerinoides conglobata*. Эти две части более или менее отчетливо выделяются почти во всей Аджаро-Триалетской складчатой системе. На северном крыле Мцхетской антиклинали вдоль р. Хекордзула, средний эоцен представлен крупнозернистыми и толстослоистыми туфогенными песчаниками, туфобрекчиями, глинами и конгломератами с *Heterostomella dalmatica* Lieb., *Eponides umbonata* Reuss, *Ep. trümpyi* Nutt., *Pseudoparella culter* Park. et Jon., *Globigerina triloculinoides* Plum., *Globorotalia crassaformis* G. et W., *G. caucasica* Glaes., *G. midwayensis* Plum. Это нижняя часть среднего эоцена. Верхняя часть состоит из чередования крупнозернистых и мощных зеленоватых и желтоватых туфогенных песчаников, туфобрекчий, мергелистых глин, желтовато-зеленоватых туфов, в которых встречены *Eponides trümpyi* Nutt., *Ep. umbonata* Reuss., *Globigerina* cf. *bulloides* d'Orb., *Gl. triloculinoides* Plum., *Globigerinella micra* Cole, *Globigerinoides conglobata* H. B. Grady, *Hantkenina liebusi* Chok., *Globorotalia crassaformis* G. et W. В самом верхнем слое этого горизонта собраны лютетские *Nummulites laevigatus* Brug. и *Discocyclusina scalaris* Schlum.

На левой стороне ущелья р. Тедзами на вулканогенный мел с угловым несогласием налегает вулканогенная свита (300 м), в нижней части (100 м) являющаяся пестроцветной. В средней части свиты выделяется пачка, состоящая из легких туфов («тедзамский туф»), песчаных туфов, туфогенных песчаников и туфобрекчий; в пачке имеются прослой глин с ярозитом и чешуями рыб. Здесь собраны *Nummulites laevigatus* Brug. и *Discocyclusina scalaris* Schlum. Часть свиты, содержащая чешуи рыб, относится к дабаханским слоям. Что же касается нижней части, то она, возможно, является нижеэоценовой.

Вулканогенные отложения в ущелье р. Куры между г. Боржоми и Вашловани должны быть полностью отнесены к среднему эоцену, так как верхняя часть боржомского флиша охарактеризована фауной зоны *Globorotalia aragonensis*. Между селениями Даба и Цагвери в нижней части свиты выделяются пестроцветные слои с микрофауной зоны *Globorotalia aragonensis*. Здесь мощность среднего эоцена достигает 2000 м.

К западу мощность отложений возрастает в связи с увеличением количества вулканических покровов и их пирокластолитов (Дзоценидзе, 1948). Мощность вулканогенных пород на Аджаро-Имеретинском хребте достигает 3500 м. По направлению к Аджарии мощность обнаженной части вулканогенных пород достигает уже 4000—5000 м. Среднеэоценовый возраст свиты подтверждается фауной *Nummulites partschi* de la Harpe (С. Кузнецов, 1937).

В южной части Гурии в верхнем горизонте вулканогенной свиты, соответствующей дабаханским слоям, отмечены среднеэоценовые *Nummulites tchihatcheffi* Desh. и др. (Эдилашвили, 1943).

Вулканогенная свита с дабаханскими слоями имеет развитие и на южном борту Ахалцихской депрессии, где мощность ее достигает

1500 м. Но в окрестностях сел. Гумбати средний эоцен имеет незначительную мощность.

Верхний эоцен. В ущелье р. Алгети в верхнеэоценовой гипсоносной песчано-глинистой свите выделяются три зоны. В окрестностях сел. Кумиси над средним эоценом развиты навтлугские слои (лиролеписовый горизонт), выше же выделяются зоны *Globototalia conglobata* и *Bolivina*.

К западу, у сел. Гоубани, в средней части верхнего эоцена появляются линзы конгломератов, количество которых в том же направлении возрастает. Это асуретские конгломераты. В их составе принимают участие валуны и обломки кварцевых порфиров, кварцитов, дацитов, верхнемеловых и среднеэоценовых известняков.

Мощность навтлугских слоев в направлении от сел. Гоубани к сел. Асурети уменьшается, но при этом увеличивается мощность конгломератов. На другом берегу р. Алгети асуретские конгломераты близко подходят к глинисто-песчанистой свите среднего эоцена. Возможно, что навтлугские слои здесь сменяются конгломератами (И. Качарава; Мревлишвили и др., 1959). По направлению к сел. Цинцаро в конгломератах отмечены валуны белых нуммулитовых известняков среднего эоцена, из чего можно заключить, что верхнеэоценовое море размывало сушу, сложенную этими породами и расположенную к югу. В сторону сел. Манглиси отложения верхнего эоцена (до 1000 м) почти с основания грубозернистые; песчаники и конгломераты содержат *Nummulites bouillei* de la Ha g re.

В районе г. Тбилиси широко развита глинисто-песчанистая свита верхнего эоцена, в которой над навтлугскими слоями выделяются тбилисская нуммулитовая свита (названная Г. Абигом свитой мамадавити), авлабарские слои и ахалсопельская свита (Пахомов, 1935). В районе сел. Навтлуги с нижней частью верхнего эоцена (навтлугские слои) связаны проявления нефти.

Нуммулитовые слои здесь представлены крупнозернистыми и туфогенными песчаниками, туфобрекчиями (туфогенный материал переотложен из среднего эоцена), глинами, обычно карбонатными. В туфогенных грубозернистых породах отмечены верхнеэоценовые *Nummulites fabianii* Р ге v. и *N. incrassatus* de la Ha g re (Рябинин, 1932; Варенцов, 1951); в глинах попадаются микрофораминиферы зоны *Globototalia conglobata*.

Авлабарские слои представляют собой чередование относительно тонких и мелкозернистых песчаников и глин, в которых попадаются редкие *N. incrassatus* de la Ha g re, а в глинах встречается микрофауна зоны *Globigerinoides conglobata* (М. Качарава, 1950). Что касается ахалсопельских слоев, представленных чередованием зеленых песчаников и глин, то они также содержат *N. cf. incrassatus* de la Ha g re. В песчаниках местами попадаются обломки мергелей и глин; глины как обычно некарбонатные. Свита, по-видимому, частично является эквивалентом зоны *Bolivina*.

Аналогичное развитие имеет верхний эоцен на южном крыле Мцхетской антиклинали. И здесь средний эоцен незаметно переходит в рыбные слои, являющиеся аналогом навтлугских слоев. В них отмечены нуммулиты плохой сохранности типа *N. incrassatus* de la Ha g re.

На восточном окончании Триалетского хребта верхний эоцен незаметно переходит в майкопскую серию. Наибольшую мощность отложения верхнего эоцена имеют в ущелье р. Куры (2500 м).

На северном крыле Мцхетской антиклинали, за дабаханскими слоями следуют серые мергели, охарактеризованные фораминиферами зоны *Globigerinoides conglobata*. Фациально эти мергели напоминают верхнефораминиферовые мергели Грузинской глыбы.

В окрестностях сел. Дзегви р. Дарбазула сечет налегающие на средний эоцен некарбонатные, гипсоносные глины майкопского типа, содержащие прослой песчаников и плотных тонкослоистых мергелей; в последних попадаются отпечатки рыбных чешуй (*Clupea, Zeus*). Это аналог навлтлугских слоев.

Западнее верхний эоцен обнажается в Тедзамском и Танском ущельях; в навлтлугских слоях Танского ущелья были найдены *Nummulites incrassatus* de la Harpe. Выше развиты кварцевые песчаники с частыми *Nummulites fabianii* P rev. Эти песчаники в бассейне р. Нишис-хеви перекрываются хадумским горизонтом. В ущелье р. Тана верхнеэоценовые песчаники содержат в большом количестве аркозовый материал и гранитную гальку. У сел. Горис-джвари верхний эоцен, начинающийся лиролеписовым горизонтом, трансгрессивно налегает на вулканогенный мел и согласно перекрывается олигоценом, представленным песчаниками и конгломератами.

Широко представлен верхний эоцен в Дзамском ущелье и западнее, протягиваясь до р. Крис-хеви, где он несогласно налегает то на мел, то на разные горизонты среднего эоцена. Здесь в зоне Bolivina были обнаружены *Nummulites fabianii* P rev., *N. incrassatus* de la Harpe, *Discocyclus sella* d'Arch., *Asterodiscus taramellii* Schlumb., *Chlamys biarritzensis* d'Arch., *Pecten arcuatus* Broc., *Variamusium fallax* K o r o b., *Pycnodonta brongniarti* B r o n., *Chlamys* cf. *subdiscors* d'Arch., *Amusium corneum* Sow., *Diastoma costellatum* Lam. mut. *alpinum* T o u r n и др. (М. Качарава и И. Качарава, 1950).

В окрестностях курорта «Сурами» скважина на глубине 180 м пересекает зеленовато-серые глинистые мергели с фораминиферами зоны *Globototalia conglobata*, затем вышла в прослой песчаников и глин, а на интервале 195—220 м снова пересекла мергели и красновато-розовые глины с верхнеэоценовыми фораминиферами, несогласно налегающими на мел. Верхнеэоценовые мергели отмечены также у сел. Бебниси на левом берегу р. Куры (восточнее сел. Карели), где они с базальным конгломератом (12 м) ложатся на мел. Конгломерат состоит из обломков меловых известняков (Китовани, 1959).

Верхнеэоценовые мергели узкой полосой протягиваются вдоль северного склона Аджаро-Имеретинского хребта. Начиная с сел. Зестафони к мергелям примешивается вулканогенный материал. В этих отложениях, прослеживающихся до Гурийской синклинали, ясно можно наблюдать переход вулканогенных пород Аджаро-Триалетской складчатой систем в эоценовые мергели Грузинской глыбы. В Гурии, к северу от сел. Чохатаури, вверх за среднеэоценовыми туфогенными песчаниками и туфобрекчиями следуют:

- | | | |
|------------------------------|---|---------|
| Pg ₂ ³ | 1. Светлые биотито-санидин-анальцимовые трахиты и их туфы с линзами лавовых брекчий | 0—100 м |
| | 2. Толстослоистые биотитовые туфогенные песчаники с прослоями песчаных глин | 40—60 „ |
| | 3. Голубые и желтовато-серые фораминиферовые мергели с прослоями туфовых глин; в мергелях встречены: <i>Eponides umbonata</i> R s s., <i>Gyroidina soldanii</i> d'Orb., <i>Globigerina bulloides</i> d'Orb., <i>Globigerina</i> aff. <i>dubia</i> Egger., <i>Cibicides pygmaea</i> Hantk., <i>Cibicides</i> aff. <i>perlucida</i> Nutt., <i>Anomalina affinis</i> Hantk., <i>A. grosserugosa</i> G ü m b. | |

Пачка 3 данного разреза является верхнеэоценовой, пачки 1 и 2 считаются базальной частью верхнего эоцена (Канделаки, 1944).

Верхнеэоценовыми считаются вулканогенные отложения селений Самеба—Накубари, состоящие из авгит-биотитовых и анальцимовых андезито-базальтов и лавовых и туфовых брекчий.

В этих образованиях установлено наличие интрузии щелочных габброидов, а также обломков верхнемеловых известняков, среднеэоценовых пород, биотитовых трахитов и их туфов. Образования перекрываются фораминиферовыми мергелями зоны *Globigerinoides conglobata*.

Верхнеэоценовые вулканогенные отложения Аджарии у сел. Горджами содержат *Turritella carinifera* Desh., *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *Discocyclus pratti* Mich. (Гамкрелидзе, Канделаки, 1944). С. С. Кузнецовым в вулканогенных отложениях ущелья Ванис-цкали найдены *Cyrena tellinella*(?), *C. (?) edwardsii*, *Lima celestina*, *Meretrix incrassata*, *Turritella multitunicata* Coss., *Turritella imbricataria* Lam., *Terebratula* aff. *parisiensis* Desh. и др. Согласно С. С. Кузнецову (1937), верхнеэоценовая вулканогенная свита трансгрессивно налегает на более древние горизонты вулканогенных отложений.

Верхний эоцен отсюда переходит в Ахалцихский бассейн, где выделяется под названным адигенской свиты (Гамкрелидзе, Канделаки, 1944). В свите имеется фауна верхнего эоцена (*Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. bouillei* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe, *N. striatus* Brug. и др.).

К востоку вулканогенные породы постепенно выклиниваются и остаются только терригенные (песчаники и глины). На правом берегу р. Оцхе в этих отложениях встречены *Pycnodonta brongniarti* Brog., *Ostrea queteleti* Nyst. и *Pecten arcuatus* Brog. Выше в аналогичных породах появляется олигоценый *Pectunculus* cf. *obovatus* Lam.

К востоку от р. Оцхе, в окрестностях сел. Каратубани, представлены:

- | | | |
|------------------------------|---|----------|
| Pg ₂ ² | 1. Дабаханские слои — слоистые туфогенные песчаники, туфобрекчии с прослоями мергелей; пелитовая порода местами пестрая; в мергелях имеются рыбы чешуи и редко среднеэоценовые микрофораминиферы. | |
| Pg ₂ ³ | 2. Конгломерат (у сел. Каратубани), состоящий из галек пород вулканогенной свиты среднего эоцена, мощностью в несколько метров; | |
| | 3. Туфогенные песчаники и туфобрекчии (вулканический материал вымыт из нижнего горизонта) | 10—15 м. |
| | 4. Мергели с планктонными фораминиферами (<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb., <i>Globigerinella micra</i> Cole и некоторые другие) и чешуями рыб (лиролепидовый горизонт) | 40—50 „ |
| | 5. Известковые глины и мергели с редкими прослоями песчаника; в верхних горизонтах линзы конгломерата (10 м) | 60—70 „ |
| | 6. Каратубанские песчаники с олигоценовой фауной. | |

В пачке 5 выделяется фауна зон *Globigerinoides conglobata* и *Bolivina*, здесь же отмечен *Variamussium fallax* Kogob. (Лалиев, 1959).

Некоторые исследователи каратубанские песчаники относят к верхнему эоцену (Лалиев, 1959 и др.), но это не подтверждается фауной: *Ostrea cyathula* Lam., *Pecten arcuatus* Brog., *Corbula* cf. *henkeliussiana* Nyst., *Meretrix tenuis* Alex., *Meretrix (Callista) reussi* Speyer, *Cyrena semistriata* Desh., *Cardium* cf. *tenuisulcatum* Nyst., *Pectunculus obovatus* Lam., *Neritina* aff. *fluviatilis* Linné, *Calyptraea striatella* Nyst., *Natica hantoniensis* Pilk., *Natica nysti* d'Orb., *Natica (Amauropsella) elegans* Katsch., *Cerithium (Pirenella) plicatum* Brug. var. *galeottii* Nyst., *C. (P.) subelegans* Abich., *Benoistia anica* Issaeva, *Latrunculus (Peridipsacus) caronis* Brog., *Thyphys* cf. *cuniculosus* Nyst., *Planorbella* sp. и другими моллюсками, а также *Lagena* cf. *laevigata* d'Orb., *L. catenulata* Mont., *Nonion umbilicatum* Mont., *N. laevis* d'Orb., *Uvigerina pygmaea* d'Orb., *Cibicides* ex gr. *lobatulus* (W. et S.).

Макрофауна связывает каратубанские отложения с олигоценом Майнцского бассейна, а микрофауна — с хадумским горизонтом север-

ного склона Триалетии. Мощность верхнеэоценовых отложений в полосе селений Ани—Каратубани незначительна (100 м), у сел. Ацкури она достигает 700 м (Китовани, 1959), у сел. Баладжури—1000 м (Гиоргобиани, Оситашвили, 1951), а у г. Ахалциха, на левом берегу р. Поцхова, — 300—400 м.

Верхнеэоценовая трансгрессия наглядно выражена на южной периферии Ахалцихской депрессии. Это хорошо наблюдается у сел. Схвилиси, в ущелье р. Борбало, где верхнеэоценовые слои с фауной начинаются базальным конгломератом. Последний залегает на размытой поверхности вулканогенной свиты среднего эоцена.

В ущелье р. Борбало на вулканогенной свите среднего эоцена южного крыла синклинали залегают:

- | | | |
|------------------------------|--|-----------|
| Pg ₂ ³ | 1. Песчаники с прослоями глин, содержащих верхнеэоценовую фауну, среди них <i>Discocyclusina pratti</i> Mich. и др. | 150 м |
| | 2. Песчаники, местами с песчанистыми же конкрециями и прослоями глин и с характерным <i>Pecten arcuatus</i> Вросс. и др. | 60 „ |
| | 3. Пачка песчаников; один из слоев содержит богатую фауну, среди которой части <i>Ostrea gigantea</i> Sol., <i>O. queteleti</i> Nyst, <i>Pycnodonta brongniarti</i> Bron., <i>Chlamys biarrizensis</i> d'Arch., <i>Spondylus bifrons</i> Müpст., <i>Meretrix incrassata</i> Sow., <i>Nemocardium parile</i> Desh., <i>Modiola nysti</i> Kic. и др. | 10—15 „ |
| | 4. Рыхлые песчаники с редкими прослоями песчанистых глин; в верхней части отложений найдены <i>Rimella labrosa</i> Sow., <i>Divaricella</i> cf. <i>ermenonvillensis</i> d'Orb. и др. | 100—150 „ |
| Pg ₃ | 5. Каратубанский горизонт. | |

Хорошо охарактеризован фаунистически разрез по р. Марда. В среднем течении реки, южнее г. Ахалциха, обнажены верхнеэоценовые отложения. Свита состоит из песчаников и глин (300—400 м). Нижняя часть отложений обогащена вулканогенным материалом, вымытым из среднего эоцена. Этот материал встречается в виде примесей в песчаниках или в виде конгломератов, состоящих из галек вулканогенных пород среднего эоцена.

Средний эоцен заканчивается толстым слоем конгломерата с обломками вулканических и вулканогенных пород.

В базальной части верхнего эоцена встречаются и обломки пород дабаханских слоев. Здесь же много растительных остатков и фауны хорошей сохранности: *Ostrea gigantea* Sol., *Chlamys subdiscors* d'Arch., *Meretrix (Textivenus) texta* Lam., *Meretrix incrassata* Sow., *Divaricella ermenonvillensis* d'Orb., *Crassatella plumbea* Chem., *Cardita perei* Bell., *Pectunculus jacquoti* Tourgn., *Trochus margaritaceus* Desh., *Velates schmiedelianus* Chemn., *Cepatia cepacea* Lam., *Ampullina patula* Lam., *Diastoma costellatum* Lam. var. *alpinum* Tourgn. и др.

В верхней части свиты встречаются *Nummulites striatus* Brug. и *N. bouilleni* de la Harpe. В средней же части свиты фауна представлена в меньшем количестве. Наибольшего разнообразия она достигает в самых верхних горизонтах разреза. Желтый толстослойный песчаник, занимающий в ядре синклинали самое высокое положение, переполнен фауной, среди которой особого внимания заслуживают *Ostrea ventilabrum* Goldf., *Pycnodonta brongniarti* Bron., *Chlamys biarrizensis* d'Arch., *Meretrix incrassata* Sow., *Nemocardium parile* Desh., *Modiola nysti* Kic., *Isocardia crassa* Nyst, *Natica micromphalus* var. *conomphalus* Sandb., *Harpactocarcinus* cf. *achalcicus* Bitt. В этом же слое имеются *Nummulites striatus* Brug. и *Discocyclusina pratti* Mich.

Названные нуммулиты указывают на присутствие верхнего эоцена. Это подтверждается и микрофауной (И. Качарава, Гамкрелидзе, М. Качарава, 1957).

Но в окрестностях г. Ахалциха не видно лиролепидового горизонта, который здесь замещен глинисто-песчанистой фацией верхнего эоцена. От г. Ахалциха верхнеэоценовые отложения продолжают к востоку и соединяются с описанным уже нами верхним эоценом окрестностей сел. Манглиси и г. Тбилиси.

В верхнеэоценовый бассейн Аджаро-Триалетии терригенный материал поступал с кордильер, а также с Грузинской и Сомхитской глыб.

Верхнеэоценовые отложения по сравнению с палеоэоценово-среднеэоценовыми менее карбонатны, но гипсоносны и местами содержат глины майкопского типа.

Артовинско-Болнисская глыба

В пределах Артовинско-Болнисской глыбы палеоген полно обнажается на ее северной периферии на границе с Аджаро-Триалетской зоной (Асуретская подзона).

Палеоген правого берега р. Алгети напоминает фации южного крыла Телетского хребта, но ряд свит фациально значительно изменен.

Палеоцен. На левом берегу р. Алгети в нижних частях флиша имеются дацитовые покровы с пирокластолитами. К югу мощность этих образований увеличивается и они почти полностью замещают терригенный материал боржомского флиша. Так, например, у сел. Михайловки, к северо-востоку от сел. Тетрицкаро, на отложении датского яруса, состоящего из зон *Globigerina* и *Globorotalia conicotruncata*, налегают песчанистые глины с *N. fraasi* de la Harpe, *N. cf. silvanus* Schaub, *Discocyclina cf. marthae* Schlum. (20 м) палеоэоцена, перекрытые дацитовой свитой (рис. 21).

Южнее, между селениями Тетрицкаро и Самшвилдо, дацитовая толща непосредственно налегает на известняки мела. К основанию дацитовой толщи приурочены проявления марганца. Встречаются вымытые из мела известняки с иноцерамами и тригониями. Глина с *N. fraasi* de la Harpe палеоэоцена.

Нижний эоцен. Эта часть палеоэоцена фаунистически хорошо охарактеризована на правом берегу р. Алгети. К западу от сел. Цинцкаро, по дороге в сел. Голтети, обнажаются желтоватые и зеленовато-серые мергелистые глины с линзами крупнозернистого кварцевого песчаника и конгломерата. В глинах отмечена микрофауна зоны *Globorotalia aragonensis*, а в песчаниках *Nummulites murchisoni* Brun., *N. irregularis* Desh., *N. distans* Desh., *N. nitidus* de la Harpe, *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. praelucasi* H. Douv., *Discocyclina sella* d'Arch., *D. douvillei* Schlum., *D. archiaci* Schlum. нижнего эоцена (И. Качарава, Мревлишвили и др., 1959).

Средний эоцен. В южной части Сомхитской глыбы средний эоцен представлен вулканогенной свитой, мощность которой местами достигает 1500 м. Эти отложения хорошо обнажаются к югу и западу от Локского массива.

Фаунистически датированный средний эоцен известен во многих местах. У сел. Гора он несогласно налегает на туфогенный байос и состоит из следующих пачек (снизу вверх):

Pg ₂ ²	1. Конгломерат	14 м
	2. Нуммулитовые известняки с <i>Num. distans</i> Desh., <i>N. irregularis</i> Desh., <i>N. partschi</i> de la Harpe	6 "
	3. Мелкозернистый туфогенный песчаник с <i>N. partschi</i> de la Harpe	6 "
	4. Туфогенные породы.	

Средний эоцен в других местах Сомхитской глыбы залегает то на лейасе, то на гранитах.

В туфогенной свите некоторых разрезов выделяются две части. Нижняя часть состоит главным образом из основных лав и их класто-литов, верхняя же из более кислых пород. Такое явление было замечено у сел. Шахназар, где альбит-олигоклазовые порфириты и андезин-лаб-радоревые лавы образуют прослой между туфами, лавовыми брек-чиями, туфобрекчиями и туфогенными конгломератами в нижней части толщи. В верхней же части развиты альбит-олигоклазовые и андезино-вые порфириты и альбитофиры, среди которых располагаются кислые туфы и туфобрекчии (альбит-олигоклазовые); в самой верхней части имеются андезиновые порфириты (Чихрадзе и др., 1950).

К северу от Храмоского массива, в ущелье р. Алгети, обнажаются глины с прослоями песчаников (сел. Джорджиавили). Глины здесь характеризуются микрофораминиферами зоны *Globorotalia crassaformis*. В сторону сел. Цинцкаро средний эоцен, очевидно, был представлен нуммулитовыми известняками, на что указывают об-ломки и валуны средне-эоценовых беловатых нум-мулитовых известняков в базальном конгломерате верхнего эоцена.

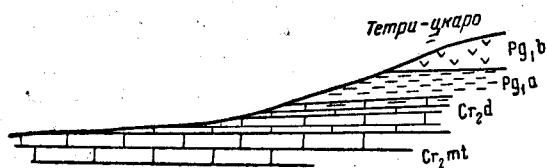


Рис. 21. Разрез у с. Тетри-Цкаро (по И. В. Качарава)

Верхний эоцен. На пра-вой стороне Алгетского ущелья верхний эоцен, воз-можно, полностью представлен мощной толщей асуретских конгломе-ратов (300 м), в составе которых в основном принимают участие гальки среднеэоценовых пород и обломки и валуны белых нуммулитовых известняков. На левой же стороне Алгетского ущелья отмечены гальки среднеэоценовых песчаников, переполненные нуммулитами. Но здесь преобладают гальки меловых отложений и пород Храмоского массива.

Предположение, что асуретские конгломераты несогласно налегают на лиролеписовый горизонт, не имеет достаточных оснований (Лалиев, 1959). Верхний эоцен перекрывается здесь майкопом.

Выводы

Палеоцен Грузии охарактеризован микрофораминиферами зоны *Globorotalia crassata* var. *aequa*. Зона эта, соответствующая зоне *Globorotalia crassata* других районов Крымско-Кавказской области, местами содержит *N. fraasi* de la Na gre и *Discocyclus* cf. *seunesi* Douv. Последние встречаются в нижней части зоны *Globorotalia cras-sata* var. *aequa* Аджаро-Триалетии и датируют отложения монтским ярусом. *Discocyclus seunesi* Douv. известна в монтских известняках южного склона Аквитанского бассейна (Франция), в нижней части швейцарского палеогенового флиша и в самой нижней части палеоцено-вых известняков Северной Италии, а также в самых нижних горизонтах эоцена Карпат и Балкан. Что же касается *Nummulites fraasi* de la Na gre, то он встречен в Египте в так называемых сланцах эсни, залегающих на датском ярусе. Палеоцен Аджаро-Триалетской складчатой системы во многих местах представлен пестроцветными мергелями, охарактеризованными микрофауной зоны *Globorotalia crassata* var. *aequa*.

На Грузинской глыбе между известняками, охарактеризованными датскими и танетскими формами, выделяется немая свита, которая, может быть, является эквивалентом монтса Аджаро-Триалетии.

Отмеченные в танетских известняках формы *Cardita pectuncularis*

Desh. var. euxinica Schwetz. и др. отвечают фауне этого же яруса Крыма, Поволжья и отчасти Парижского бассейна.

Монтский ярус Аджаро-Триалетской зоны относится к типу Средиземноморской провинции, а танетский ярус Грузинской глыбы близок к типу Северной провинции. Мощность известково-мергелистой пачки палеоцена на Грузинской глыбе незначительная (50—70 м), а флиша Аджаро-Триалетии местами достигает 1600 м.

Палеоцен обычно согласно продолжает датский ярус и только местами трансгрессивен, залегая на датском ярусе или же на более древних горизонтах мела. Это наблюдается на Артвинско-Болнисской глыбе, в пределах южной периферии Триалетии, на Южном склоне Кавказского хребта, в юго-восточной части Мергелии и в Абхазии (в Бзыбское ущелье и в районе сел. Цхеликари).

Нижний эоцен палеонтологически выделяется только в Триалетии, где он занимает верхние части боржомского флиша или же самый нижний горизонт вулканогенной свиты (красная туфогенная пачка). В отложениях боржомского флиша, как на правой стороне Алгетского ущелья, так и на южном крыле Телетской антиклинали, рядом с нижнеэоценовыми *Nummulites planulatus* Lam. и др. встречены и микрофораминиферы зоны *Globorotalia aragonensis*. Но на северном крыле Телетского хребта и вдоль северного крыла Триалетского хребта в нижних пестрых частях вулканогенной свиты имеются только микрофораминиферы из зоны *Globorotalia aragonensis*, широко представленной в Крымско-Кавказской области. Верхняя часть флиша Боржомского района и окрестностей сел. Гумбати согласно фауне относится к нижнему эоцену. В западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы присутствие нижнего эоцена можно предположить в вулканогенной серии под слоями с *Nummulites partshi* de la Harpe.

К нижнему эоцену на Грузинской глыбе можно отнести известняки и мергели с фауной зоны *Globorotalia aragonensis*, залегающие между танетским ярусом и средним эоценом. Нижний эоцен Южного склона Кавказа трудно отделить от свиты квакеври, включающей в себя также средний эоцен и палеоцен.

Трудно согласиться с мнением, что в Аджаро-Триалетии трансгрессия началась в нижнем эоцене (Китовани, 1959), так как регрессия, связанная с ларамийской фазой, хорошо фиксирована в датском ярусе, в то время как следующая за ней трансгрессия начинается боржомским флишем, имеющим палеоценовый возраст.

Нижний эоцен Грузии фаунистически (*Nummulites planulatus* Lam.) тесно связан с ипрским ярусом Средиземноморья.

Средний эоцен имеет в Грузии широкое распространение и хорошо охарактеризован фаунистически. В Аджаро-Триалетии и на Артвинско-Болнисской глыбе он представлен вулканогенными породами, в верхах которых выделяются дабаханские слои, отличающиеся целым рядом признаков от остальной части среднего эоцена. В этой части вулканогенной свиты привлекают внимание прослой мергелей и аргиллитов, содержащие отпечатки рыбьих чешуй и растительные остатки. Местами эти отложения гипсоносны.

В среднем эоцене Триалетского хребта выделяются два микрофаунистических горизонта. Для верхнего горизонта характерны *Globorotalia crassaformis* G. et W., *Globigerinoides conglobata* H. B. V. Gady и *Hantkenina liebusi* Chokh. Второй вид появляется в этом горизонте, но является руководящей формой для верхнего эоцена, третий же встречается только в верхней части среднего эоцена.

В среднем эоцене Южного склона Кавказского хребта также выделяются две части. Первая имеет флишевый характер и содержит сред-

неоценовые нуммулитиды. Верхняя часть представлена «рыбными слоями», известными под названием ильдоканской свиты. В Тианетском районе эта свита полностью смыта трансгрессией верхнего эоцена, но на левом берегу р. Иори в северной полосе распространения палеогена она согласно продолжает кверху свиту квакеври. Эти гипсоносные отложения с рыбьими чешуями, возможно, являются эквивалентами дабаханских слоев Аджаро-Триалетии.

В Западной Грузии среднеэоценовые известково-мергелистые пачки содержат среднеэоценовые нуммулитиды, а мергели — микрофораминиферы зоны *Globorotalia crassaformis*. И здесь в среднем эоцене выделяются два горизонта: известняки, переполненные нуммулитидами (ниже) и известняки, охарактеризованные теребратулами, морскими ежами и *Ranina marestiana* Коен.

Средний эоцен Артвинско-Болнисской глыбы и Аджаро-Триалетии фациально тесно связан с аналогичными отложениями Армении и южной части Азербайджана. В среднем эоцене этих мест широко распространены гранулированные формы нуммулитов *Nummulites laevigatus* Brug., *N. partschi* de la Harpe., *N. gallensis* Heim, в то время как флиш Южного склона Кавказского хребта содержит представителей из группы негранулированных *Nummulites atacicus* Leym., *N. globulus* Leym., *N. distans* Desh., *N. murchisoni* Brug., *N. irregularis* Desh. Эти же нуммулиты встречаются в известняковой фации Западной Грузии. Средний эоцен Западной Грузии близок к отложениям среднего эоцена Крыма, Северной Болгарии и Южной Румынии. Близкая связь среднеэоценовых отложений Лечхуми и Южной Баварии давно отмечалась Г. Абихом (1858).

Зона *Globorotalia crassaformis* выделяется всюду в Крымско-Кавказской области.

Конец среднего эоцена в пределах Грузии характеризуется поднятием, показателем которого является наличие брекчий, конгломератов, гипса и растений в дабаханских слоях Аджаро-Триалетии и в гипсоносных слоях Южного склона Кавказского хребта ильдоканской свиты. Кроме того, на размытой поверхности среднего эоцена залегает трансгрессивный верхний эоцен.

Верхний эоцен. Как известно, в верхнем эоцене Грузии выделяются лиролеписовые слои, зона *Globigerinoides conglobata* и зона *Bolivina*.

Лиролеписовые слои Аджаро-Триалетской складчатой системы напoминают пелиты дабаханских слоев среднего эоцена. Поэтому нелегко установить между ними границу, особенно там, где средний и верхний эоцен согласно следуют друг за другом. Этот вопрос сравнительно легко разрешается там, где лиролеписовый горизонт трансгрессивен. Нередко в таких случаях базальный конгломерат лиролеписового горизонта содержит обломки пород дабаханских слоев. Трансгрессия лиролеписового горизонта отмечается и в Западной Грузии, например, в районе селений Речхи, Цаиши, Рухи и Цхели-кари, где в основании лиролеписового горизонта имеется базальный конгломерат (Вахания, 1959). Как отмечено выше, в Цханарской синклинали лиролеписовые слои местами трансгрессивны, причём в них прослеживаются прослойки песчаника с приабонскими нуммулитами. В лиролеписовых слоях Бзыбского ущелья замечены линзы дискоциклиновых известняков, а в сел. Аджамети мергели с *Lyrolepis* чередуются с песчаниками, содержащими *Discocyclus pratti* Mich.

Зоны *Globigerinoides conglobata* и *Bolivina* выделяются в так называемых верхнефораминиферовых мергелях Абхазии, Мегрелии и Верхней Имеретии. В Восточной Грузии эти зоны представлены в глинисто-

песчанистых отложениях, охарактеризованных верхнеэоценовыми нуммулитидами (приабонский ярус). Горизонт с *Variamussium fallax* К о г о б к. входит в состав зоны *Bolivina*.

В Западной Грузии *Variamussium fallax* К о г о б к. известен в самой верхней части верхнефораминиферовых мергелей. В Восточной Мергелии этот уровень занимает горизонт с *Pycnodonta*, являющийся эквивалентом лечхумских пикнодонтовых слоев (верхней части горизонта агви без дискоциклин).

Пикнодонтовый горизонт в ахалцихском третичном бассейне залегает под каратубанскими слоями.

Верхнеэоценовый лиролеписовый горизонт, зона *Globigerinoides conglobata* и боливиновая зона имеют широкое распространение на всем Кавказе и в Крыму, но в Болгарии и Армении лиролеписовый горизонт, очевидно, замещен приабонскими слоями. Приабон, как известно, имеет универсальное распространение в Средиземноморской провинции.

ОЛИГОЦЕН

Изучение олигоценовых отложений Грузии ведет свое начало с Ахалцихской депрессии. Г. Абих (1858) полагал, что от эоценовых отложений южного борта депрессии до эоценовых отложений северного борта все образования, в том числе олигоценовые и миоценовые, залегают в нормальной восходящей последовательности, падая моноклинально на северо-запад.

Вследствие такой концепции олигоценовые и миоценовые отложения, развитые на крыльях и в ядре Платской синклинали, были отнесены к эоцену; а нисходящие разрезы эоцена северного борта депрессии были приняты за восходящие разрезы*. В другой своей работе Г. Абих (1882) впервые выделил толщу песчаников у сел. Каратубани с обильной фауной (*Pectunculus obovatus* L a m.), *Cerithium plicatum* В г у г., *Cyrena Semistriata* D a s h. и др. в так называемый каратубанский горизонт, параллелизуя его с аквитанским ярусом Европы, в то время относимым к верхнему олигоцену. А. Сорокин и С. Симонович (1886), предложив трехчленное деление олигоценовых отложений Ахалцихской депрессии, горизонт каратубани отнесли к среднему олигоцену, а вышележащую толщу темных глин, а также корбулевые слои и верхнюю пестроцветную толщу — к верхнему олигоцену на основании сходства их фауны с олигоценовой фауной Западной Европы (Бельгия и Майнцский бассейн Германии) и корбулевыми слоями Аральского побережья.

Ф. Освальде (1906) в районе г. Ахалцихе выделил слои с *Pecten arcuatus* В г о с с., приравняв их к тонгрийскому и лигурийскому ярусам. Верхняя пестроцветная и угленосная свиты были им отнесены к верхнему олигоцену, а нижние песчаники цхрута-цахана с подстилающими мощными глинами и песчаниками каратубанского горизонта к среднему олигоцену.

В работах Г. Абиха, С. Симоновича, А. Сорокина, Л. Бацевича, Г. Цулукидзе, Л. Конюшевского и др. олигоценовые и нижнемиоценовые отложения охарактеризованы весьма слабо и по возрасту в различных районах относились от эоцена до сармата включительно.

С. Симонович, Л. Бацевич и А. Сорокин (1875) первоначально в западной части Южного склона Кавказского хребта в средней части

* В рассматриваемой работе Г. Абиха на стр. 103—104 (463—464) имеются также указания о развитии крабовых песчаников в Верхней Раче, без определения их стратиграфического положения.

третичной системы выделяли «рыбные слои», объединяя под этим понятием весь комплекс отложений от лиролеписового горизонта до майкопской серии включительно. В последующей работе А. Сорокина и С. Симоновича (1886) эти слои именуется «рыбным ярусом» и по возрасту относятся к верхнему эоцену.

В. В. Богачевым (1915) слои с богатой стеногалинной фауной нижнего миоцена в Каспском районе были отнесены к палеоцену.

К. М. Карк (1912) указал на развитие в Закавказье майкопской серии, относимой им к олигоцену.

Последующими исследователями олигоцена были Б. Б. Богачев (1929), Н. Б. Вассоевич (1930), М. И. Варенцов (1931), Л. Ш. Давиташвили (1932), А. И. Джанелидзе (1925), С. И. Ильин (1929), И. В. Качарав (1924), А. Л. Козлов (1932), Б. Ф. Мефферт (1924), С. Н. Михайловский (1927) и др.

А. Л. Козлов (1932) в окрестностях г. Сухуми в основании майкопской серии выделил фаунистически охарактеризованные слои хадума. И. Г. Кузнецов в Верхней Раче песчаники с крабами, отмеченные еще Г. Абигом, отнес к основанию олигоцена. Н. Б. Вассоевич (1931, 1932) верхнюю часть свиты кинта, выделенной им в Горной Кахетии, приравнял к майкопской серии; для района Норио-Марткоби делается попытка детального расчленения майкопа и параллелизации с аналогичными отложениями Черных гор Северного Кавказа. А. И. Джанелидзе (1940) пришел к выводу, что майкопская серия в Лечхуми и Раче древнее чокракской трансгрессии, залегает трансгрессивно на верхнем эоцене и по возрасту относится к олигоцену.

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа

Местийско-Тянетская зона

В Северной Карталинии и на Цив-Гомборском хребте, к северу от так называемого Орхевского надвига, майкопская серия и ее аналоги обнажаются в сложных тектонических условиях и характеризуются значительной изменчивостью фаций.

В междуречье Ксани и Арагви наиболее полный разрез вскрывается к северо-западу от г. Душети по оврагу Поте. Этот разрез изучался В. П. Ренгартеном (1932), М. И. Варенцовым (1950), В. Т. Мордовским (1954), И. В. Качарав (1944, 1955), М. В. Качарав (1950), Д. А. Булейшвили (1951), А. Г. Лалиевым (1936, 1948, 1958) и др.

По нашим наблюдениям, условно граница между олигоценом и эоценом проводится по пласту мелкогалечникового конгломерата мощностью до 3 м, залегающего со следами перерыва. В подстилающих слоях примерно в 250—270 м от предполагаемой подошвы олигоцена отмечаются верхнеэоценовые *Nummulites chavannesi* de la Harpe и *Discocyclina sella* d'Argh. (И. Качарав, 1955). Самые верхи эоцена (мощностью около 100—110 м) данного разреза приравниваются к низам свиты кинта Кахетии и представлены темно-серыми оскольчатыми глинами и различной зернистости песчаниками, иногда микроконгломератовидными. Верхняя же граница майкопской серии проводится по подошве пачки темно-серых глин, содержащих тарханскую микро- и макрофауну.

Полная мощность майкопской серии в пределах отмеченных границ составляет 315 м; литологически серия подразделяется на нижнюю — песчано-глинистую толщу мощностью 110—115 м и верхнюю — глинистую мощностью 200—205 м. Песчано-глинистая часть

серии состоит главным образом из серых песчаников различной зернистости, иногда с рассеянной галькой, образующих пачки в 4—5—6 м, разделенные темно-серыми известковистыми глинами. Глинистая часть серии представлена темно-серыми плотными, оскольчатыми, известковистыми и слабокарбонатными глинами с прослоями серых и желто-бурых мергелей, редко тонкослоистых плотных песчаников. В 140—145 м от основания отмечается пачка типично майкопских глин мощностью до 9 м. В изученных образцах микрофауна не обнаружена. В описываемом районе разделить отложения майкопской серии на олигоценовые и нижнемиоценовые не представляется возможным.

На Цив-Гомборском хребте наиболее полным является разрез по р. Лакбе у с. Пховели, изученный рядом исследователей (Вассоевич, 1933, 1941; Карстенс, 1934; И. Качарава, 1940, 1955; Саркисян, Шаповалова, 1952; Дондуа, 1953; Дзиграшвили, 1955; Лалиев, 1948, 1958; Арчвадзе, 1958 и др.). Здесь слои, относящиеся к майкопской серии и верхам эоцена, известны под названием свиты кинта. Обнаженная мощность этой свиты составляет 900—1100 м и литологически она может быть подразделена на нижнюю песчано-глинисто-конгломератовую толщу мощностью 600—700 м и верхнюю — глинистую мощность 300—400 м.

Самые низы свиты представлены серыми и желтовато-серыми средне- и крупнозернистыми песчаниками, переходящими в мелкогалечные конгломераты, серыми и темно-серыми глинами с пропластками глин майкопского облика. В грубозернистых песчаниках местами наблюдаются обильные скопления мелких нуммулитов. И. В. Качарава (1955) в данной пачке указываются верхнеэоценовые *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. striatus* Brug., *N. budensis* Pant.

Для расчленения и установления возраста вышележащих горизонтов свиты по данному разрезу нет определенных фаунистических материалов.

Гагрско-Джавская зона

Отложения майкопской серии прослеживаются в виде узких прерывистых выходов в восточной части Рачинско-Лечхумской синклинали вплоть до бассейна р. Лиахви.

По этим районам важные сведения по олигоценовым отложениям содержатся в трудах Е. К. Вахания (1955, 1956), А. И. Джанелидзе (1940), И. В. Качарава (1944, 1953, 1955), И. Г. Кузнецова (1951), А. Г. Лалиева (1936, 1948), Б. Ф. Мефферта (1930) и др.

В наиболее погруженной части Рачинско-Лечхумской синклинали наблюдаются наибольшие мощности. Так, например, в окрестностях селений Химши, Чониши, Квемо Бари, Мухли мощность серии колеблется в пределах 500—600 м, в то время как в районе сел. Квемо-Гвардиа (южное крыло) она составляет всего 50 м.

В районе сел. Квемо-Гвардиа майкоп залегает трансгрессивно на известняках среднего эоцена и перекрывается также несогласно чокрацким горизонтом, а у сел. Баджи на том же южном крыле он согласно покрывается тарханским горизонтом. Здесь майкоп начинается кварцево-глауконитовыми песчаниками с мелкими окатанными гальками и обломками более древних пород мощностью до 5 м. Выше следуют глины майкопского типа мощностью 130—150 м в верхней части с прослоями песчаников и темно-серых песчаных глин скорлуповатого сложения. Выше следует глауконитовый песок с мелкими гальками кремня и с фауной тарханского горизонта. Севернее, в окрестностях сел. Кведа-шавра, мощность серии составляет уже не менее 350 м.

Здесь она имеет значительное сходство с разрезом у селений Сурмуши и Усахело (Лечхуми).

На северном опрокинутом крыле Рачинско-Лечхумской синклинали в окрестностях селений Чорджо, Гвиара, Клдис-убани, Садмели, Дзирагеули, Квацхути имеются отдельные обнажения майкопской серии. Низы серии и контакты с подстилающими слоями нигде не удалось наблюдать. Наиболее полно серия обнажена на гряде между селениями Дзирагеули и Квацхути, где видимая мощность типичных майкопских глин составляет около 200—225 м. Затем в восходящем разрезе следуют песчаники, глины, алевролиты, относимые к нижнему миоцену.

В центральной части Рачинской синклинали (селения Химши, Чо-ниши и Квемо-Бари) майкопская серия имеет мощность около 500 м и представлена в нижней части (250—300 м) типичными глинами майкопа, а в верхней — темно-серыми песчанистыми глинами, песчаниками и алевролитами. Некоторые пачки глин имеют скорлуповато-концентрическое строение. В основании залегают серые рыхлые песчаники мощностью до 2 м. В окрестностях сел. Мухли майкоп залегает трансгрессивно на неокме и начинается кварцевыми песками и песчаниками (до 5 м), затем следует толща майкопских глин (450 м) и еще выше, до слоев, охарактеризованных чокракской фауной, следуют темно-серые глины с прослоями песчаников и алевролитов.

К югу от сел. Амбролаури на известняки палеоцена — датского яруса с четко выраженной корой выветривания налегают опоквидные песчаники, сменяющиеся выше кварцевыми микроконгломератовидными песчаниками (5,5—6 м). Выше следуют темно-серые и майкоподобные глины в низах с конкрециями сферосидеритов мощностью до 50 м. В верхах пачки найдена *Clupea crenata Longina* (определение П. Г. Данильченко), указывающая на принадлежность вмещающих слоев к хадумскому горизонту. Еще выше идут майкопские глины мощностью около 140—150 м, сменяющиеся темно-серыми скорлуповатыми глинами, относимыми к нижнему миоцену.

Еще восточнее, в окрестностях селений Чибреви, Боква, Корта, Сомицо, Жашква, Баджихеви и в восточной части Шкмерской синклинали, отложения майкопской серии залегают несогласно на различных горизонтах юры и мела и начинаются пачкой песчаников, местами охарактеризованных крабами (*Coeloma vigil Milne-Edwards*) мощностью 18—20 м, а у сел. Жашква мощность этой толщи песчаников достигает 60—70 м. Здесь в верхних пластах содержится *Myrica salicina* Ung., *Phragmites oeningensis* Heeg., *Sequoia langsdorffi* (Br.) Heeg *Ficus lanceolatus* Heeg., *Laurus primigenius* Ung. (Кузнецов, 1937).

Песчанистая пачка, относимая к нижнему олигоцену, сменяется толщей типично майкопских глин среднего — верхнего олигоцена мощностью 100—150 м.

В тальвегах оврагов Чилорис-цкали и Хахиетис-цкали наблюдаются отдельные разрозненные обнажения майкопской серии, а за Кудевским перевалом в окрестностях сел. Земо-Теделети наблюдается следующий разрез (в опрокинутом залегании):

I ₃ ch	1. Келловейские отложения.	
Pg ₃	2. Конгломераты мелкогалечниковые	1,5 м
	3. Серые и желтовато-серые песчаники, в средней части остатки пеллеципод, а в верхах остатки крабов	25—35 „
	4. Песчаники желто-серые с обилием фауны и крупных форм <i>rectim-culus</i>	4—5 „
	5. Глины типично майкопские	180—200 „
N ₁	6. Выше после незначительного перерыва — серые песчаники и глины с чокракской фауной.	

В бассейнах рек Паца (окрестности сел. Котанто), Лиахви и в верховьях Мугути-дон известны также разрозненные обнажения типично майкопских глин с прослоями песчаников, иногда достигающих значительной мощности (12 м).

К югу от Корта-Теделетской полосы развития майкопской серии на порфиритовую свиту байоса трансгрессивно налегают светло-серые и белесоватые кварцевые песчаники мощностью 8—12 м, а к северо-востоку от сел. Джалабети их мощность достигает 50 м.

По аналогии с соседними районами песчаники крабового горизонта и самые низы глинистой толщи (в Амбролаурском районе около 35 м) на основании присутствия ихтиофауны условно приравниваются к хадумскому горизонту; типично майкопские глины мощностью до 350 м у сел. Мухли относятся к среднему и верхнему олигоцену, а вышележащая толща темно-серых глин, песчаников, алевролитов и мергелей до 150 м, в ряде мест согласно покрывающихся тарханским горизонтом, должны относиться к нижнему миоцену.

В Лечхумской депрессии отложения майкопской серии развиты в виде узких полос на ее бортах и в центральной части в ядре Чкуми-Дехвирской антиклинали.

Наиболее ценные сведения по олигоцену содержатся в трудах Б. Ф. Мефферта (1930), А. И. Джанелидзе (1940), И. В. Качарава (1944), Е. К. Вахания (1948, 1955, 1956), Г. Е. Гуджабидзе (1956), А. Г. Лалиева (1948, 1958, 1959) и др.

По Б. Ф. Мефферту (1930), в Имеретии и Лечхуми свита спонголитовых пород (с рудами марганца) и вышележащая толща глин с *Clirea* принадлежат к нижнему олигоцену, а свита грубослоистых песчаников Лечхуми по возрасту не должна быть выше среднего олигоцена. Свиту грубозернистых песчаников (усахело) автор сопоставляет с латторфскими(?) песчаниками селений Зеубани—Чвинта Ахалцихской депрессии.

А. И. Джанелидзе (1940), отмечая трансгрессивное залегание майкопа, условно ограничивал его верхний возрастной предел олигоценом.

И. В. Качарава (1944) глинистую толщу майкопа—«глины с *Clirea*» и залегающие в ее основании песчаники с фосфоритами относит к среднему и верхнему олигоцену, а к нижнему олигоцену—верхи горизонта агви—песчаные известняки с *Pycnodonta* до 6 м мощности. Средний олигоцен, по его мнению, залегает трансгрессивно.

Е. К. Вахания (1948) считает, что песчаники усахело представляют местную мелководно-прибрежную фацию тарханского и нижней части чокракского горизонтов. В последующих работах Е. К. Вахания (1955, 1956) в основании майкопской серии выделяет хадумский горизонт в разрезе Орбелис-цвери, а в окрестностях сел. Чкуми в верхней части глинистой толщи майкопа и в нижней части песчаников усахело—сакараульский и коцахурский горизонты.

Г. Е. Гуджабидзе (1956) у сел. Циперчи вместе с комплексом чокракской фауны были отмечены *Oncophora* sp.

По данным А. Г. Лалиева (1958, 1959), самые нижние слои песчаников усахело содержат фауну тархан-чокрака, а подстилающая толща темно-серых глин с прослоями майкопоподобных глин и песчаников характеризуется в верхней части фауной коцахурского горизонта, а в нижней элементами фауны сакараульского горизонта. Принадлежность самой нижней части серии к хадумскому горизонту подтверждается находками остатков ихтиофауны и *Planorbella*.

Несмотря на сравнительно небольшие размеры депрессии, детальное исследование разрезов показывает довольно значительные фациальные изменения и колебания мощностей.

Сводный разрез олигоценовых отложений следующий:

Нижний олигоцен. В основании олигоценовых отложений выделяется *хадумский горизонт*. В южном крыле синклинали, по данным разрезов водораздельной гряды рек Накуралешы и Ларчвалис-геле у селений Ларчвали, Накуралешы, Усахело и Сурмуши, хадумский горизонт начинается трансгрессивно залегающими средне- и крупнозернистыми тонкослоистыми, местами скорлуповато-концентрического строения глауконитовыми песчаниками мощностью от 0,5 до 2,5 м. В песчаниках отмечаются отдельные окатанные гальки из пород мела и палеогена, а также желваки фосфоритов. В песчаниках И. В. Качарава (1944) указываются *Oxyrhina cf. desori* Ag., *Odontaspis aff. acutissima* Ag., *Notidamus cf. primigenius* Ag. (определения В. В. Меннера). Выше песчаники сменяются темно-серыми некарбонатными, сланцеватыми глинами с редкими тонкими прослоями карбонатных глин и серых плотных тонкозернистых песчаников общей мощностью 15—20 м. В глинах довольно часты остатки флоры и чешуй и скелеты *Clupea crenata* (определение П. Г. Данильченко).

У сел. Ларчвали в глинах, непосредственно залегающих на глауконитовых песчаниках, были встречены *Bulimina caprolitoides* Andre, *Discorbis* sp., *Bolivina* ex gr. *aenerianensis* (Costa), *Cibicides* ex gr. *amphisyliensis* (Andre), *Nonion* sp. (определения К. М. Арчвадзе).

На правобережье р. Цхенис-цкали глауконитовые песчаники базальной части толщи непосредственно налегают на криво-косослоистые глауконитовые песчаники горизонта агви, содержащие фауну верхнего эоцена. Отсюда из наших сборов И. В. Качарава определены *Amussium cf. corneum* Sow., *Pycnodonta brongniarti* Bron., *Ostrea queteleti* Nyst, *Spondylus buchi* Phil., *Terebratulula parisiensis* Desh., *Chlamys biarritzensis* d'Arch., *Pecten* sp., *Lima* sp.

В низах данной пачки (2 м) отмечаются крупные *Discocyclus*. Непосредственно ниже появляются сплошные дискоциклиновые слои с *Discocyclus discus* (Rütim) Kauf., *Discocyclus sella* d'Arch.

В северном крыле синклинали в разрезе Орбелис-цвери, по данным Е. К. Вахания (1955) и нашим наблюдениям, к хадумскому горизонту относятся: 1) глауконитовый песчаник (0,6 м), залегающий на известняках горизонта агви; 2) глины темно-серые и коричневатые листоватые некарбонатные с выцветами ярозита и чешуями рыб мощностью 7 м; 3) мергель серый с желтоватым оттенком с *Abra cf. bosqueti* Sem., *Leda chadumica* Когобк., *Phacoides cf. batalpachinicus* Когобк., *Planorbella* sp. (определения И. В. Качарава). Мощность 0,35—0,5 м.

Выше следует толща глин и песчаников майкопского типа (100 м). Верхняя граница хадумского горизонта проводится условно.

Средний и верхний олигоцен. Во всех упомянутых разрезах глины хадумского горизонта согласно сменяются темно-серыми глинами, тонкосланцеватыми, с выцветами ярозита, с остатками рыбных чешуй и на плоскостях наслоения с кристалликами гипса. На поверхности выветривания глины приобретают коричневую окраску. В 60—80 м и 120—170 м от основания наблюдаются конкреции сферосидеритов. В некоторых разрезах в нижней и верхней частях отмечаются тонкие пропластки серых плотных песчаников, а в 10—20 м от кровли фиксируются углистые (сапропелевые) сланцы. Мощность рассматриваемой толщи в южном крыле депрессии в Ларчвальском разрезе составляет около 200—210 м, у сел. Накуралешы — около 160 м, в разрезах селений Усахело и Сурмуши — 170—180 м, в северном крыле в разрезе Орбелис-цвери — 110—120 м, а в центральной части депрессии видимая мощность не менее 160—180 м.

Грузинская глыба

Восточная зона погружения

Мухранско-Тирифонская и Гарне-Кახетинская подзоны

В Мухранско-Тирифонской и Гарне-Кახетинской подзонах Грузии широко развита майкопская серия. В Хашурском районе она обнажается по обоим берегам р. Куры, затем в виде узкой полосы протягивается по левобережью в Горийский и Каспский районы. Между селениями Кавтис-хеви и Мцхета серия обнажается в виде небольших тектонических клиньев, а еще восточнее, в Тбилисском и Самгорском районах, развита вновь без перерывов.

Один из наиболее полных и хорошо охарактеризованных разрезов обнажается в зоне соприкосновения Аджаро-Триалетской складчатой системы с молассовой зоной Грузинской глыбы к юго-востоку от ст. Хашури, на правом берегу р. Куры по балке Крис-хеви.

Впервые этот разрез наиболее подробно описан М. И. Варенцовым (1935, 1941, 1950, 1954), а в последующем В. П. Сакварелидзе (1942), А. Г. Лалиевым (1948), П. Д. Гамкрелидзе (1949), М. В. Качаравы (1950), С. Г. Саркисяном и Г. А. Шаповаловой (1952), И. В. Качаравы (1955), Д. А. Булейшвили (1960) и К. М. Арчвадзе (1958).

М. И. Варенцовым к нижнему олигоцену в районе селений Хциси и Келети отнеслись частично также слои с *Variamussium fallax*. Необходимо отметить, что в данном разрезе граница между эоценом и олигоценом отбивается весьма четко. Здесь непосредственно выше пачки серых тонкослоистых глин, иногда песчанистых, с прослоями рыхлых глинистых песчаников с богатой ассоциацией микрофауны зоны *Bolivina* (М. Качаравы, 1950), а также с *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *Nummulites fabiani* Prev., по данным И. В. Качаравы (1955) и А. Г. Лалиева (1958), залегают:

- Pg₃¹ 1. Глины темно-серые и серые, с зеленоватыми и буроватыми оттенками, карбонатные, с тонкими прослоями песчаников. Отмечаются остатки рыб и обуглившейся флоры, а в 4—5 м от подошвы — *Planorbella*, *Limopsis* cf. *costelatum* Sem. и мелкие тонкостенные пеллициподы, а также *Lagena orbignyana* Sem., *Lagena* cf. *acuticosta* Rss., *Nonion advenum* Cushman var., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globorotalia* aff. *crassula* Cushman. (М. Качаравы, 1950) 40—42 м
2. Темно-серые плотные карбонатные глины, с частыми прослоями серых и светло-серых, средне- и грубозернистых песчаников мощностью до 0,2 м с обугленными растительными остатками, чешуями рыб и местами обильным скоплением *Planorbella*. В верхней части отмечаются линзы и тонкие (до 0,1—0,15 м) пропластки серых мергелей 15 „
3. Глины, аналогичные пачке 2, с прослоями некарбонатных коричневатых-серых глин с ярозитом; в верхней половине отмечаются также тонкие прослои песчаников и алевролитов и линзы и пропластки мергелей. По всему разрезу в карбонатных глинах отмечаются чешуи рыб, мелкие тонкостенные пеллициподы (*Nucula*?) и *Planorbella* и следующая ассоциация микрофауны: *Lagena acuticosta* Rss., *Lagena orbignyana* Seg., *Lagena* cf. *lucida* Will., *Lagena squamosa* Will. var. *catenulata* Will.; *Nonion advenum* Cushman var., *Pullenia quinqueloba* Rss., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Cibicides* ex gr. *lobatulus* W. et I. (М. Качаравы, 1950) 50—55 „
- Pg₂²⁺³ 4. Согласно следуют типичные майкопские глины с частыми прослоями серых песчаников (до 1 м) разной зернистости, а в нижней части грубозернистых, переходящих в микроконгломераты. В глинах, по определениям К. М. Арчвадзе, содержатся *Miliolina* sp., *Entosolenia* ex gr. *marginata* (W. et I.), *Bulimina* ex gr. *caprolithoides* Andre., *Globigerina officialis* Sub., *Cibicides* ex gr.

- lobatulus* (W. et I.) и др. Отсутствуют представители Lagenidae, в большом количестве встречающиеся в хадумском горизонте . 80—90 м
5. Типично майкопские глины, сильно песчаные, переходящие в алевролиты с конкрециями мергелей и остатками флоры и рыбьих чешуй. В нижней части пачки отмечается *Cibicides* ex gr. *lobatulus* (W. et I.), а в средней — *Loxosconcha carinata* Zip. . . 80—90 м

На левом берегу р. Куры, в ущелье р. Черат-хеви, около сел. Вака, выше зоны *Variamusium fallax* развиты:

- Pg₃¹ch 1. Темно-серые глины с прослоями песчаников и конгломератов с характерной фауной хадумского горизонта 100 м
2. Глины майкопоподобные с прослоями (в низах) грубозернистых песчаников и рыхлых конгломератов общей мощностью 150—180 м. В нижней части присутствуют *Entosolenia vilardebouana* Will., *Bulimina caprolithoides* Andre., *Cibicides* ex gr. *lobatulus* (W. et I.), *Globigerina* типа *tarchanensis* Subb. et Ch., а в верхней части — *Nonion umbilicatum* (Montagu), *Virgrulina miocaenica* Cushman., *Loxosconcha subovata* Münster, *Loxosconcha carinata* Lpkts., *Cythereis exodita* Mand., *Cytheridea mendabelis* Mand. и др. (Арчвадзе, 1958).

На основании стратиграфического положения и приведенного выше комплекса фауны пачка 2 относится к среднему и верхнему олигоцену.

В разрезе сел. Урбниси начиная от среднего эоцена до нижнего миоцена включительно все горизонты представлены в сокращенных мощностях. Верхний эоцен имеет мощность около 60 м, а вся майкопская серия около 100 м. К олигоцену относятся песчаники желтовато-серые с рассеянными гальками и прослоями конгломератов из туфогенных и карбонатных пород. В песчаниках мощностью 20 м имеются остатки плохой сохранности фауны пелеципод и гастропод. К олигоцену относятся и типично майкопские глины мощностью 50 м.

Олигоценовые отложения Горийского и Каспского районов слагают Цедисскую синклинали, Горийскую, Каспи-Мцхетскую, Ашурянскую, Кавтисхевскую антиклинали и сопряженные с ними синклиналильные складки, заходя в северную часть Аджаро-Триалетской системы.

По данным К. М. Арчвадзе (1958), М. И. Варенцова (1950), М. И. Варенцова и В. Т. Мордовского (1954), Е. К. Вахания (1956), Л. Ш. Давиташвили (1934), И. В. Качарава (1944, 1955₁), М. В. Качарава (1950), Н. И. Кебадзе (1940₂), Г. А. Квалишвили (1956), В. П. Сакварелидзе (1942, 1949), С. Г. Саркисяна и Г. А. Шаповалова (1952), А. Г. Лалиева (1948, 1958), Г. Д. Харатишвили (1952), М. Ф. Хучуа (1949) и др., сводный разрез майкопской серии (снизу вверх) следующий:

За песчано-глинистыми отложениями верхнего эоцена с *Nummulites fabianii* Reu. и др., а в самых верхах с микрофауной зоны *Volina* местами согласно, а местами несогласно следуют отложения хадумского горизонта, представленного двумя толщами. Первая толща серовато-коричневых карбонатных глин, с прослоями серых мелкозернистых плотных песчаников образует пачки мощностью 3—5—9 м. В верхах и низах отмечаются туфогенные песчаники и пеплы мощностью до 1—1,5 м. Песчаники кверху становятся более грубозернистыми. В верхах толщи присутствуют *Ostracoda*, а в низах *Planorbella*.

По р. Нишис-хеви хадумский горизонт залегает согласно с верхним эоценом. Его мощность определяется в 130—200 м.

В сел. Кавтис-хеви, по данным скважин, мощность хадумского горизонта с *Planorbella* не менее 80—90 м. Он характеризуется присутствием *Uvigerina pygmaea* d'Orb., *U. auberiana* d'Orb., *Bulimina elegans* d'Orb. var., *Globigerina bulloides* d'Orb., *G.* ex gr. *patagonica* d'Orb., *Cibicides* cf. *pygmeus* Hart., *C.* ex gr. *lobatulus* W. et I., *C. refulgens* Mont. и др. На южном крыле Хидистави-Атенской синкли-

нали как верхняя, так и нижняя граница хадума проводится также условно. В однообразной песчано-глинистой толще нижняя граница майкопа проводится там, где встречаются последние нуммулиты верхнего эоцена.

На левом берегу р. Тедзами против сел. Цители-калаки хадумский горизонт залегает несогласно на среднем эоцене. Максимальная его мощность—315 м отмечается на южном крыле Цедисской синклинали и на северном крыле Гори-Атенской антиклинали—215 м.

Вышележащая вторая толща вплоть до подошвы нижнего миоцена мощностью 1000—1950 м по литологическим признакам условно может быть подразделена на две части. Нижняя мощностью 600—1100 м характеризуется чередованием песчаников и глин. В основании ее фиксируется пачка мощностью 210—230 м, представленная преимущественно серыми, иногда белесоватыми песчаниками с включениями галек и кусочков глин, а также обильных растительных остатков. Мощность отдельных пластов 0,3—0,9 м. Песчаники чередуются с серыми и темно-серыми, иногда скорлуповатыми глинами и с редкими прослоями мергелей. Толща карбонатна. В средней части появляются майкопоподобные глины с частыми прослоями рыхлых песчаников мощностью от 0,1 до 2,5 м. Они группируются в пачки 5—6—11 м. Мощность данной пачки по балке р. Нишис-хеви 80—90 м.

Аналоги данной песчаниковой пачки по р. Тана у сел. Джебири имеют мощность около 200 м. Здесь они более плотные, сильно известковистые, содержат *Corbulomya* sp., *Congeria* sp., *Cardium* sp. и прослой конгломератов с включениями слабоокатанных галек и угловатых кусков красных и серых гранитов, зеленовато-бурых порфиритов и других пород (Варенцов, 1950). Выше этой пачки сначала наблюдается равномерное чередование песчаников и глин при преобладании последних, а в самых верхах опять преобладают мощные песчаники. Карбонатность наблюдается спорадически.

Максимальная мощность отмечается по р. Тана, по балке Нишис-хеви, а минимальная—на участке Кавтисхевской антиклинали. В глинах отмечаются остатки рыб.

Верхняя часть преимущественно представлена коричневато-серыми сланцеватыми глинами с ярозитом и гипсом. В нижней части наблюдаются прослой белесоватых рыхлых песчаников толщиной 1—3 см. Мощность колеблется в пределах 750—850 м.

В некоторых разрезах эквивалентные по возрасту слои представлены чередованием песков и песчаников. В частности, на левом берегу р. Куры, на северном крыле Горийской антиклинали ниже сакараульских слоев имеется толща мощностью 500—550 м, характеризующаяся чередованием песчаников (мощностью до 2—3 м) и глин. Отмечаются также прослой вулканических пеплов.

По данным скважин, почти аналогичный разрез наблюдается и в восточной части Кавтисхевской антиклинали.

Нижняя и верхняя толщи описанного выше сводного разреза полностью эквивалентны соответственно нижнему и верхнему отделам майкопской серии предшествующих исследователей Карталинии.

В Сагареджойском районе майкопская серия принимает участие в строении Патардзеульской группы складок, а на правобережье р. Иори—в строении Малхазовской группы складок и широтной Нацвалцкальской структуры. В южной части Кахетии описываемая серия участвует в строении Таура-тапинской, Сатибе Байда-чатминской, Чобандагской и др. антиклиналей. В Патардзеульском районе по обнажениям и материалам буровых скважин вскрытая мощность составляет не менее 1800—2000 м. Верхняя ее часть представлена майкоп-

скими глинами мощностью 700—800 м, а нижняя — глинами с частыми прослоями песчаников, местами образующих пачки значительной мощности. На майкопе согласно залегает тарханский горизонт.

В рассматриваемом районе для проведения границы между олигоценом и плиоценом нет достаточных оснований.

Дзирульская зона и Кутаисская подзона

Важные сведения по стратиграфии и условиям образования майкопа этих районов содержатся в работах Г. А. Авалиани (1958), С. Г. Букия (1941), В. В. Богачева (1929), А. Г. Бетехтина (1936), Е. К. Вахания (1948, 1951), А. И. Джanelидзе (1940), И. В. Качарава (1940, 1953, 1957), А. Г. Лалиева (1948, 1958), Б. Ф. Мефферта (1924) и других исследователей.

Отложения майкопа в полосе селений Чхари — Аджамети местами залегают со следами перерыва и несогласия на различных горизонтах верхнего и среднего эоцена. В основании серии залегают песчаные пласты с марганцевой рудой суммарной мощностью 1,1—1,8 м, а выше над ними — спонголитовые песчаники с линзами халцедона. Иногда надрудные слои сплошь состоят из халцедона (хребет Бролис-кеди) с линзами песчаников и зеленых глин и аркозово-граувакковых песчаников. В районе сел. Чхари рудоносные пласты покрываются темно-серыми сланцеватыми глинами с линзами спонголитовых песчаников.

В восточной части рассматриваемой полосы — селения Земо-Симонети, Дзеври спонголитовые песчаники выклиниваются. От р. Квирила до западных окрестностей сел. Земо-Симонети отложения майкопа преимущественно представлены в нижней части опоковыми, спонголитовыми и аркозово-граувакковыми песчаниками общей мощностью 20—25 м, а в верхней части серыми и зеленовато-серыми глинами мощностью 3—10 м. Восточнее сел. Земо-Симонети появляются типично майкопские глины.

В полосе селений Чхари — Аджамети наиболее полный разрез, обнажающийся по р. Чархули около сел. Земо-Дзеври, следующий:

- | | |
|---|-------|
| 1. Верхние фораминиферные мергели | |
| 2. Песчаники голубовато-зеленого цвета, мелкозернистые плотные, окремненные, местами с линзами халцедона. В основании пачки пласт (до 1 м) опоквидных спонголитовых песчаников с сантиметровыми пропластками марганца у контакта с мергелями. В средней части пропластки темно-серых известковых глин с крупными остракодами и буровато-зеленых сильно известковистых глин, сходных с мергелями подстилающих фораминиферных слоев | 17 м |
| 3. Глины майкопского типа | 3,3 „ |
| 4. Песчаники, аналогичные пачке 2 | 1,6 „ |
| 5. Песчаники серые, зеленовато-серые и белесоватые, средне- и крупнозернистые, рыхлые с пропластками типично майкопских глин в верхах | 5,7 „ |
| 6. Глины майкопские | 36 „ |
| 7. Глины с <i>Spiralis</i> , <i>Cuspidaria cuspidata</i> Olivi, <i>Abra parabilis</i> Zhiz. | |

Полная мощность майкопской серии данного разреза составляет 65 м. Для проведения границы между олигоценовыми и миоценовыми отложениями отсутствуют соответствующие критерии. Не исключается, что самые низы песчанниковой пачки в полосе селений Чхари-Аджамети и в Чиатурском районе по возрасту относятся еще к зоне *Bolivina* верхнего эоцена.

В юго-западной части Чиатурского месторождения марганцевые пласты непосредственно налегают на верхнемеловые известняки, лишь

местами отделяясь от них базальными конгломератами толщиной 0,15—0,5 м. В пределах нагорий Перевиса, Шукруты, Итхвиси, Пасиети, Кведа, Зеда-Ргани и Мгвимеви выше конгломератов и рудных пластов наблюдается песчанистая пачка (до 5,5 м).

В северо-восточном направлении при общем возрастании мощности всей свиты происходит увеличение мощности надрудных кварцевых песчаников и песков до 30 м (район г. Сачхере). В этом же направлении наблюдается постепенное замещение песчано-алевритово-спонголитовых фаций типично майкопскими глинами.

В пределах нагорья Пасиети мощность майкопской серии варьирует в пределах 50—90 м. Отложения несогласно покрываются толщей грубозернистых кварцевых песчаников с фауной чокракского горизонта. К востоку, у сел. Гориса, майкопская серия согласно покрывается песчанистыми глинами с прослойками темно-серых песчаников общей мощностью около 5 м, в которых И. Г. Кузнецовым (1937) указывается фауна тарханского горизонта.

Западная зона погружения

Одишская, Самурзаканская и Гудаутская подзоны

Отложения олигоцена имеют довольно широкое распространение по периферии Центральной Мегрельской депрессии (Одишской) и в Абхазии в виде узкой почти непрерывной полосы, тянущейся параллельно выходам эоцена и мела.

Благодаря исследованиям К. М. Арчвадзе (1954), С. Г. Букия (1941, 1953), Е. К. Вахания (1940, 1955), Г. Е. Гуджабидзе (1956), Г. К. Гуджабидзе (1955), М. Ф. Дзвеляя (1947, 1953), С. И. Ильина и А. Г. Эберзина (1933, 1935), А. Л. Козлова (1932), И. В. Качаравы (1944), Ш. К. Китовани (1950), А. Г. Лалиева (1948, 1958), Б. Ф. Мефферта (1931), Г. Д. Харатишвили (1952), А. А. Чиковани (1957) и др. были выявлены основные черты стратиграфии и закономерности изменения фаций и мощностей майкопской серии.

Сводный разрез представляется в следующем виде:

Нижний олигоцен. *Хадумский горизонт* представлен темно-серыми тонкосланцевыми карбонатными глинами с редкими тонкими прослоями песчаников и еще реже мергелей; в бассейне р. Цхенис-цкали в окрестностях селений Хунци, Диди-Инчхури, Матходжи в нижней части горизонта наблюдаются мощные спонголитовые песчаники, замещающиеся по простиранию к западу карбонатными глинами, песчаниками и алевролитами. Тонкие пропластки спонголитовых песчаников отмечаются также в низах горизонта в Гудаутском районе около сел. Блабурхва. Мощность горизонта варьирует от 10 до 110 м, наибольшая — по северной периферии Центральной Мегрельской депрессии и к западу от г. Сухуми в бассейне р. Гумиста.

Хадумский горизонт в погруженных частях седиментационных депрессий налегает согласно на слои зоны Bolivina верхнего эоцена, а в краевых частях и в зонах развития положительных структур залегают местами со следами перерыва и несогласия на эоценовых и даже меловых отложениях, например на крыльях Накалакевской, Экской, Уртинской антиклиналей и на северо-западной периклинали антиклинали Сатанджио.

Фаунистическая характеристика низов майкопской серии Абхазии и Мегрелии (табл. 23) позволяет параллелизовать его с хадумским горизонтом Черных гор (Дагестан), где он был выделен впервые Н. С. Шатским и В. В. Меннером.

Фауна хадумского горизонта

Фауна	Разрезы										
	Мужава	Джгали	Курзу	Салхино	Абедати	Хунци	Пицутеле	Цанши	Дзвели, Абастумани	Гумиста	Дуаби
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Planorbella</i> sp.	+		+								
<i>Dentalium novaki</i> Koen.				+	+	+					
<i>Pleurotoma laticlava</i> Koen.					+		+				+
<i>Arca (Bathiarca) saxonica</i> Koen.											
<i>Cryptodon</i> cf. <i>obtusatus</i> Beyr.											
<i>Cryptodon unicarينات</i> Nyst.				+							
<i>Cuspidaria variacostata</i> Kor.					+						
<i>Cuspidaria prokopovi</i> Korob.					+						
<i>Saxicava</i> (?) cf. <i>complanata</i> Koen.			+								+
<i>Dacridium</i> cf. <i>pygmeum</i> Phil.					+						
<i>Psammobia</i> cf. <i>sandbergeri</i> Koen.			+								
<i>Limopsis retifera</i> Semp.											
<i>Leda (Nuculana) chadumica</i> Kor.			+							+	
<i>Abra bosqueti</i> Semp.							+				
<i>Nucula compta</i> Goldf.										+	
<i>Lagena striata</i> (W. et I.)				+							
<i>Lagena substriata</i> Will.											
<i>Bulimina</i> cf. <i>schishkinskyae</i> Sam.								+			
<i>Bolivina planata</i> Carsey.					+				+		
<i>Bolivina seleprata</i> Schw.											
<i>Globigerinella micra</i> (Cole)				+					+		
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.		+						+		+	
<i>Globigerina triloba</i> Kos.				+							
<i>Globigerina officialis</i> (?) Subb.		+									
<i>Globigerina</i> aff. <i>conica</i> Reuss.										+	
<i>Globigerina</i> ex gr. <i>aspera</i> (Ehr.)											
<i>Gümbelina globulosa</i> (Ehr.)				+				+	+		
<i>Gümbelina</i> ex gr. <i>globifera</i> Reuss								+	+		
<i>Eponides umbonatus</i> (Kos.)				+							
<i>Cibicides parvæ</i> Bogd.											
<i>Cibicides lobatulus</i> (W. et I.)		+									
<i>Cibicides dutemplei</i> d'Orb.								+	+	+	
<i>Cibicides pseudoungeriana</i> Cush.								+			
<i>Nonion umbilicatum</i> Mont.								+			
<i>Globorotalia crassaformis</i> G. et W.									+		
<i>Cytherella praecelesna</i> Mand.				+							
<i>Crite</i> aff. <i>aconalis</i> Mand.				+							
<i>Cuncoythere praesulcata</i> L.				+							
<i>Cytheridea mülleri</i> Münster				+							
<i>Loxococoncha sabovata</i> Münster				+							
<i>Cytherura</i> aff. <i>macropora</i>				+							
<i>Coeloma</i> sp.							+				
<i>Sardinella rata</i> Danil.										+	
<i>Pomolobus curtus</i> Danil.										+	
<i>Pomolobus facilis</i> Danil.										+	
<i>Palaeotroctes strictus</i> Danil.										+	
<i>Proargentina inclinata</i> Danil.										+	
<i>Vinciguerria obscura</i> Danil.										+	
<i>Scopeloides glarisianus</i> (Agassiz)											
<i>Eomyctophum koraense</i> Danil.											
<i>Holosteus mariae</i> (Menner)											
<i>Bregmaceros filamentosus</i> (Priem)										+	
<i>Palaeogadus intergerinus</i> Danil.										+	
<i>Palaeogadus latebrosus</i> Danil.										+	
<i>Fistularia contermina</i> Danil.										+	

Продолжение табл. 23

Фауна	Разрезы										
	Мужава	Джгали	Курзу	Салхно	Абсати	Хунци	Пицугеле	Цанши	Дзели, Абастумани	Гумиста	Дуаби
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Aeoliscus heinrichi</i> (Heckel)											
<i>Gephyroberyk robustus</i> (Bogatchov)										++	
<i>Lenopsis clarus</i> Danil.										++	
<i>Caprovesposus parvus</i> Danil.										++	
<i>Serranus comparabilis</i> Danil.										++	
<i>Pristigenys spinosus</i> (Blainville)										++	
<i>Archaeus glarisanus</i> Agassiz										++	
<i>Protobrotula sobijevi</i> Danil.										++	
<i>Palimphyes chadumicus</i> Danil.										++	
<i>Lepidopus glarisanus</i> (Blainville)										++	
<i>Palaeorhynchus zitteli</i> (Kramberger)										++	
<i>Homorhynchus colei</i> (Agassiz)										++	
<i>Oligobalistes robustus</i> Danil.										++	
<i>Clupea crenata</i>		+								+	

Примечание. Разрезы 1, 2, 6, 7 по А. Г. Лалиеву; 3, 4 — по А. Г. Лалиеву и Г. Е. Гуджабидзе; 5 — по Г. Е. Гуджабидзе, 8, 9 — по Г. Е. Гуджабидзе; 10 — по А. Г. Лалиеву, П. Г. Данильченко и Ш. К. Китовани; 11 — по Е. К. Вахания.

Средний — верхний олигоцен. Между хадумским горизонтом и фаунистически охарактеризованными слоями нижнего миоцена во всех непрерывных разрезах Мегрелии и Абхазии выделяется толща коричнево-серых и темно-серых некарбонатных и слабокарбонатных глин с ярозитом с редкими тонкими (до 0,2 м) прослоями мелкозернистых песчаников и линзами и конкрециями мергелей и сидеритов. Отмечаются остатки рыб главным образом в виде чешуи и редко остатки флоры. С палеогеографической точки зрения заслуживает особого внимания разрез Моквинской опорной скважины, где наряду с прослоями песчаников наблюдается пласт гравелита с хорошо окатанными обломками диаметром до 0,03—0,04 м.

Мощности отложений по северной периферии Центральной Мегрельской депрессии достигают 300—350 м, а на южной и восточной периферии — нескольких десятков метров. В Абхазии наблюдаются также значительные колебания мощностей (30—500 м), достигая у сел. Квезани 250—260 м, у селений Патрахуца и Цархумль 200 м, у селений Александровки и Мерхеули 250—300 м, по р. Гумиста 450—500 м, у г. Нового Афона 100 м, на восточной окраине Гудаутской депрессии у селений Мцари и Анухва 30—60 м и по р. Бзыби 240 м.

В северо-западной части Абхазии (Гагрский район) и в соседних Адлерском и Сочинском районах к олигоцену относятся (снизу вверх):

1. Горизонт белесоватых опоковидных песчаников с *Planorbella* и остатками флоры, залегающий трансгрессивно на подстилающих слоях эоцена 25—30 м
2. Сочинская свита. Серые и зеленовато-серые глины с прослоями в нижней части серых плотных тонких песчаников. В нижних слоях свиты присутствует ихтиофауна хадумского горизонта. 800—850 м

Находки *Nummulites fabianii* Prev. и *N. striatus* Brug. и богатого комплекса микрофауны верхнего эоцена подтверждают, что мацетинская (мехадырская) свита мощностью около 400 м и вышележащая свита песчаников (хостинская) мощностью до 1000 м, относимые А. Л. Козловым (1937), Б. М. Келлером и В. В. Меннером (1945), Е. К. Вахания (1940), С. Г. Букия (1952) к олигоцену, по существу являются верхнеэоценовыми.

Аджаро-Триалетская складчатая система

Отложения майкопской серии и ее аналоги широко развиты в Гурийской, Сартичальской и Ахалцихской подзонах. В пределах Ахалцихской депрессии, за исключением хадумского горизонта, осадки олигоцен представлены «немайкопскими» фациями.

На северных же предгорьях Аджаро-Имеретинской складчатой системы интересующие нас осадки представлены в майкопской фации.

Наиболее важные сведения по майкопу содержатся в работах С. И. Ильина (1931, 1933), Б. Ф. Мефферта (1932), И. В. Качарава (1944, 1955, 1959), М. В. Качарава (1936, 1940), О. И. Джанелидзе (1941), А. И. Чанишвили (1940), М. Ф. Дзвеляя (1958), Т. М. Шатиришвили (1955), А. А. Чиковани (1960), А. В. Ульянова (1954), А. Г. Лалиева (1948, 1958) и др.

Северная зона

Гурийская подзона

Отложения майкопской серии имеют довольно широкое развитие на крыльях Чохатаурского синклиория. На южном крыле синклиория по рекам Бахвис-цкали и Гобадзеули выше фораминиферовых мергелей зоны *Variatussum fallax* залегает хадумский горизонт с *Planorbella* мощностью около 100 м, представленный темно-серыми тонкослоистыми карбонатными глинами. Над хадумским горизонтом залегают типично майкопские глины мощностью до 250 м, сменяющиеся в разрезах мощной толщей песчаников, конгломератов и глин, относимых к нижнему миоцену.

На северном крыле синклиория мощность надхадумской глинистой толщи значительно возрастает. По р. Ванис-цкали в ее верховьях М. Ф. Дзвеляя (1956₂) найдены *Scopeloides mrazeci* Рауса, *Palacorynchus* sp., *Clupea* sp. По мнению П. Г. Данильченко, данная ихтиофауна позволяет датировать вмещающие их слои средним олигоценом.

В западной части северного крыла Чохатаурского синклиория (селения Ацана и Акети и др.) полная мощность майкопской серии составляет около 400 м. Представлена серия глинами с редкими тонкими прослоями песчаников. Однообразие разреза при отсутствии руководящей фауны не позволяет провести границу между миоценом и олигоценом. Глинистая толща, залегающая между хадумским горизонтом и толщей грубозернистых песчаников, по стратиграфическому положению и редким остаткам фауны относится А. Г. Лалиевым (1958) к среднему—верхнему олигоцену.

А. В. Ульяновым (1954) и др. мощность отложений майкопской серии на южном крыле синклиория преувеличена; в частности, мощность только хадумского горизонта исчисляется в 1500 м.

В северных предгорьях Аджаро-Имеретинского хребта майкопская серия в разрезах по рекам Ханисцкали (сел. Маяковский) и Джабаура (сел. Квалити) представлена глинами с редкими тонкими прослоями песчаников и мергелей мощностью 250—300 м.

Южная зона

Сартичальская подзона

На крыльях Ормянской (Хевдзмарской) синклинали и в сопряженных с ней структурах майкопская серия имеет весьма широкое распространение.

Основные работы, послужившие для разработки стратиграфии и литологической характеристики описываемой серии, принадлежат М. И. Варенцову (1936, 1950), Д. А. Булейшвили (1960), Н. Б. Вассоевичу (1932), В. Е. Пахомову (1934), И. В. Качарава (1936, 1955, 1959), М. В. Качарава (1940), Н. И. Кебадзе (1936, 1940), И. А. Коробкову (1938), К. С. Маслову (1933), В. П. Сакварелидзе (1939), А. Г. Сулаберидзе (1939), О. В. Колосовской (1939), М. Ф. Хучуа (1951), К. Г. Чубинишвили (1939), К. М. Арчвадзе (1958), А. Г. Лалиеву (1948, 1959) и др.

Н. Б. Вассоевич в майкопской серии Сартичальской подзоны выделил нижний песчанистый и верхний глинистый отделы. В. Е. Пахомов в нижней толще выделил марткобскую свиту (средний олигоцен — нижний миоцен), а между нею и тбилисской (мамадавитской) нуммулитовой свитой выделил ахалсопельскую песчанистую свиту, приравняв ее к нижнему олигоцену.

И. В. Качарава (1955) в нижней части ахалсопельской свиты на основании *Nummulites incrassatus* de la Harpe установил присутствие верхнего эоцена, верхнюю же часть свиты отнес к нижнему олигоцену. Песчанистую часть марткобской свиты И. В. Качарава относит к среднему и верхнему олигоцену, а глинистый майкоп, согласно перекрывающийся тарханом, — к нижнему миоцену. В последующем И. В. Качарава приходит к выводу, что в Глдани-Норийском районе границу между олигоценом и миоценом следует проводить под тарханским горизонтом (1959). Таким образом, марткобские слои и вышележащая глинистая толща, вплоть до подошвы тарханского горизонта, были отнесены к верхнему олигоцену.

Подобной стратиграфической схемы в отношении майкопской серии Норно-Марткобского района придерживаются И. В. Качарава, П. Д. Гамкрелидзе и М. В. Качарава (1960).

Н. И. Кебадзе (1940) часть толщи (до 3000 м) песчано-глинистых отложений, залегающую между чокраком и тбилисской нуммулитовой свитой верхнего эоцена, относит условно к олигоцену и по литологическим признакам подразделяет на три свиты. В первую свиту выделена глинистая толща мощностью до 440 м, залегающая под чокраком, во вторую — белесоватые пески и песчаники, чередующиеся с майкопскими глинами мощностью до 1060 м, а в третью — толща мощностью до 1400 м, представленная неравномерным чередованием майкопских глин и плотных зеленых песчаников. Последняя свита условно сопоставляется с хадумским горизонтом Северного Кавказа. А. Г. Лалиевым (1948) граница между миоценом и олигоценом проводится по подошве второй свиты и допускается возможность параллелизации первой свиты с коцахурским горизонтом, относимым в то время к низам среднего миоцена. В работе А. Г. Лалиева (1958) первая и вторая свиты относятся к нижнему миоцену, а третья к олигоцену и частично к верхам верхнего эоцена. Верхняя граница майкопской серии проводится по подошве тарханского горизонта. Предполагаемая граница олигодена и миоцена по подошве второй свиты согласуется с микрофауной (Арчвадзе, 1958) и хорошо выражена, по М. Ф. Хучуа, петрографически. Олигоцен характеризуется преобладанием обломков эффузивов

(60—70%), а в миоцене они почти не встречаются, их сменяют обломки глинистых пород (15—20%) и полевых шпатов (70—80%).

По-видимому, такие изменения связаны с перестройкой в областях размыва, как и в Гори-Каспском районе Карталинии, где существенные изменения в областях размыва наблюдаются на рубеже олигоцена и фаунистически датированного нижнего миоцена.

Изучение многочисленных разрезов показывает, что мощность олигоценово-нижнемиоценовых отложений с севера на юг, т. е. от северного крыла Норно-Марткобской антиклинали к южному крылу Ормянской синклинали, возрастает от 1450—1500 до 2400—2600 м. Одновременно наблюдается увеличение мощности верхней глинистой свиты от 150—250 до 450—550 м. В этом же направлении, а также к востоку замечается уменьшение роли песчаников во всей серии осадков и замещение их глинами.

Следует отметить, что для рассматриваемого района существующие палеонтологические данные все еще недостаточны для уверенного определения возраста отдельных подразделений майкопской серии.

Сводный стратиграфический разрез олигоценовых отложений представляется в следующем виде:

$Pg_2^3 + Pg_3^1 ch$ 1. Слоистые и неслоистые зеленовато-серые и серые песчаники, мелко- и среднезернистые, чередующиеся с глинами майкопского облика (с ярозитом). Песчаники в нижней части грубозернистые, переходят в микроконгломераты и часто содержат обломки мергелей и глин. В нижней части мощностью 600—700 м встречаются *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *Cardium aralense* Abich, *Caliptrea alperta* Sol., *Saxicava complanata* Beyr., *Thracia elongata* Sandb. и др. Верхняя часть (300—350 м) немая.

Описываемые слои соответствуют «ахалсопельской свите» и частично низам «III свиты» предыдущих авторов.

Вышележащие отложения, имеющие наибольшую мощность (до 2600 м) на южном крыле Ормянской синклинали, подразделяются по литологическим признакам на три свиты.

Нижняя свита мощностью 1200—1300 м представлена чередованием темно-серых и коричневатых глин (с ярозитом) и песчаников. Песчаники в верхах белесоватые и зеленоватые образуют небольшие пачки. В нижней части свиты присутствуют только зеленоватые разности, причем они более грубозернисты и переходят в микроконгломераты.

К. М. Арчвадзе (1958) по микрофауне расчленяет эту толщу на три части. Нижняя часть (100 м) содержит *Bulimina caprolithoides* Andrgе, *Uvigerina* sp. и *Globigerina apertura* Cushman. Средняя часть (600 м) охарактеризована *Bulimina caprolithoides* Andrgе и *Citheridea mulleri* Münst., а верхняя (600 м) *Gumbelipora radiata* Hag. var. *minima* Liebus, *Loxocconcha subovata* Münst. и др.

В долине р. Куры у гидроэлектростанции ЗАГЭС фация свиты меняется. Она представлена в основном кварцевыми песчаниками, с прослоями и пачками глин майкопского облика мощностью 850 м.

Средняя свита мощностью 800—900 м характеризуется чередованием белесоватых песчаников, образующих в средней части мощную (до 200 м) пачку с прослоями майкопских глин. Эти слои соответствуют «марткобской свите» и «II свите».

Верхняя свита мощностью до 450 м представлена майкопскими глинами с редкими тонкими (в низах) прослоями песчаников. Свита согласно покрывается тарханским горизонтом.

Последние две свиты А. Г. Лалиевым (1958) относятся к нижнему плиоцену, а И. В. Качарава и М. В. Качарава (1960) — к олигоцену.

Ахалцихская подзона

Согласно стратиграфической схеме Б. Ф. Мефферта (1933), в Ахалцихской депрессии к олигоцену были отнесены: 1) свита темно-серых сланцеватых глин, 2) горизонт с *Pecten arcuatus* Вросси, 3) свита глин и сланцеватых песчаников, 4) горизонт каратубани, 5) свита глин и песчаников, 6) нижние песчаники цхрута-цахана, 7) лигнитовая свита, 8) верхние песчаники цхрута-цахана, 9) мощная свита пестроцветных пород, 10) белые кварцевые пески на горе Острой.

С. И. Лукашевич и В. П. Страхов (1933) высказали соображение об отнесении первых двух свит к верхам верхнего эоцена и замещении песчаников горизонта с *Pecten arcuatus* глинами от южного крыла депрессии в северном направлении.

И. А. Коробков нижние песчаники цхрута-цахана отнес к бурдигалу, две вышеследующие свиты — к гелвету, а пестроцветную свиту к тортону, исходя из сопоставления последней с пестроцветной свитой миоцена Карталинии.

И. В. Качарава (1944) горизонт с *P. arcuatus* и вышележащие пикнодонтовые слои южного борта Ахалцихской депрессии относил к олигоцену, а каратубанский горизонт — к верхней части среднего эоцена. Впервые в этом горизонте указывается *P. arcuatus*. Глины, залегающие между слоями с *P. arcuatus* и нижними песчаниками цхрута-цахана, он относит к верхнему олигоцену.

Нижние песчаники цхрута-цахана сопоставлялись с сакараульским горизонтом. Однако в последующих работах И. В. Качарава (1952, 1953, 1955) на основании более богатой фауны горизонт с *P. arcuatus* относится к верхам верхнего эоцена, каратубанский горизонт — к нижнему олигоцену, а комплекс отложений вплоть до верхней пестроцветной свиты — к олигоцену. В глинах, непосредственно залегающих на каратубанском горизонте и в самой толще каратубанских песчаников, отмечаются планорбеллы, а в вышележащих отложениях корбулевых слоев — моллюсковая фауна олигоценового возраста.

П. Д. Гамкрелидзе (1949) считает, что верхняя пестроцветная свита является нижней частью годердзской свиты средне- и верхнемиоценового возраста. Для подстилающих слоев П. Д. Гамкрелидзе принимается стратиграфическая схема И. А. Коробкова.

Л. К. Габуния (1953, 1955) у сел. Бенара в самой нижней части пестроцветной свиты обнаружил *Cephalogale* sp., *Aelurogale* sp., *Hyae-nodon aymardi* Filh., *Plesictis* sp., *Benaratherium callistrati* Gab., *Aceratherium* sp., *Ardynia* sp., *Schizotherium chučuae* Gab., *Colodon* sp., *Lophiomeryx benarense* Gab., *Miomeryx* sp., *Prodrematherium* sp., *Elo-meryx* sp., *Anthrakotherium kwablianicum* Gab., *Bothriodon* sp., *Paraentolodon intermedium* Gab., *Testudom eschethica* Gab. et Tschkh., *Emydidae* (Gen.). Эта фауна позвоночных, по Л. К. Габуния, является среднеолигоценовой или скорее верхнеолигоценовой.

Н. И. Схиртладзе (1946, 1958) пришел к выводу об одновозрастности кисатибской и годердзской свит и несогласном их залегании на подстилающих слоях. Автор предполагает верхнемиоценовый возраст этих свит.

В работах В. В. Зотовой и П. С. Волковой (1946—1947) дается описание фауны каратубанского горизонта и олигоценых отложений. Т. Ф. Парцвания (1949) высказал ряд соображений об эквивалентности каратубанского горизонта с горизонтом *Pecten arcuatus*. В работах М. Ф. Хучуа, О. И. Джанелидзе, З. А. Имнадзе, М. В. Азмайпарашвили и др. излагаются результаты петрографических и микропалеонтологических исследований олигоценых отложений. Г. А. Кометиани (1951)

годердзскую вулканогенную свиту относит к миоцен-плиоцену и полагает, что она несогласно залегает на подстилающих слоях, в том числе и на верхней пестроцветной свите, которая, по его мнению, некоторыми исследователями ошибочно рассматривается как нижняя часть годердзской свиты.

А. Г. Лалиевым (1958) для олигоценовых и миоцен-плиоценовых образований Ахалцихской депрессии предлагается следующая стратиграфическая схема (табл. 24).

Таблица 24

Возраст		Наименование подразделений
	?	Годердзская свита несогласие (?)
Миоцен	Нижний миоцен	Верхняя пестроцветная свита Верхние песчаники цхрута-цахана-Лигнитовая (продуктивная) свита Нижние песчаники цхрута-цахана и слон сел. Торн
	Верхний	Темно-серые глины с редкими тонкими прослоями песчаников с частыми линзами и конкрециями мергелей
Олигоцен	Средний	
	Нижний	Темно-серые глины с <i>Planorbella</i> — комплексом микрофауны хадумского горизонта
Эоцен	Самые верхи приабонского яруса	Горизонт <i>Pecten arcuatus</i> на южном крыле депрессии (разрез р. Борбало) и каратубанский горизонт на северном крыле депрессии

Эквивалентность горизонта с *P. arcuatus* и каратубанского горизонта обосновывается тем, что как на северном, так и на южном крыле эти слои согласно сменяются темно-серыми глинами с *Planorbella* — хадумским горизонтом нижнего олигоцена*.

Нижний олигоцен. В Ахалцихской депрессии к нижнему олигоцену И. В. Качарава относит отложения каратубанского горизонта, залегающие в северной периферии Ахалцихского района выше глин с микрофораминиферами *Bolivina*.

Нижнемиоценовый возраст каратубанских песчаников подтверждается, кроме стратиграфического положения, и содержанием характерной для нижнего олигоцена микрофауны.

В сланцеватых глинах с прослоями песчаников, залегающих выше каратубанских песчаников, содержатся те же микрофораминиферы, которые встречаются в пропластках песчаных глин каратубанского горизонта, а именно: *Lagena sulcata* (W. et I.), *Nonion umblicata* Mont., *N. advena* Cush., *Bolivina elongata* d'Orb., *B. marginata* Cush., *Angulogerina angulosa* (Will.), *Cibicides lobatula* (G. et L.), *Globigerinella micra* Cole. (О. И. Джанелидзе, М. В. Качарава), собственные хадуму Триалетии.

* Из приведенного обзора видно, как сложно обстоит вопрос стратиграфического расчленения третичных отложений Ахалцихской депрессии. Для окончательного решения этого вопроса необходимо провести детальные исследования, а в данной работе редакция решила дать описание стратиграфии третичных отложений Ахалцихской депрессии по И. В. Качарава (1961).

В селениях Арали и Уде отложениями эквивалентными каратубанскому горизонту являются песчаники, залегающие выше верхнего эоцена и содержащие следующую фауну: *Pectunculus* cf. *obovatus* Lamk., *Cyrena semistriata* Desh. и др., а в селениях Унца и Хевашени — *Pectunculus* cf. *obovatus* Lamk., *Glycymeris heberti* Bosquet. В долине р. Оцхе, западнее сел. Вархани, к нижнему олигоцену относятся слои с *Pectunculus obovatus* Lamk., *Cardium* cf. *cingulatum* Goldf. и песчаники с *Corbolomya* sp., развитые севернее сел. Цхрута.

Из упомянутых форм руководящим является лишь *Pectunculus obovatus*, который отмечается только в олигоцене. Нецелесообразно выделять горизонт с *P. arcuatus*. В последнее время она найдена в каратубанских песчаниках (Лалиев, 1959).

Как давно известно, фаунистический горизонт каратубани теснее связан со среднеолигоценовыми отложениями Майкопского бассейна. Однако в Грузии, как и на всем Кавказе, между хадумом (песчаники каратубани) и горизонтом с *V. fallax* — самым верхним членом верхнего эоцена, нет отложений, которые можно было принять за нижний олигоцен. Исходя из этого на основании данных И. В. Качарава олигоцен на Кавказе начинается с хадума.

Средний олигоцен. К среднему олигоцену И. В. Качарава относит нижние песчаники цхрута-цахана, угленосную толщу и верхние песчаники цхрута-цахана.

Нижние песчаники цхрута-цахана, по М. Ф. Хучуа, делятся на три части. Нижняя состоит из песчаников с конкрециями, средняя сложена чередованием карбонатных алевроитов и глинистых песчаников, верхняя же представлена крупнозернистыми песчаниками с прослоями многочисленных конгломератов. Мощность нижних песчаников в южной и юго-западной частях депрессии достигает до 90 м.

Материал песчаников состоит из полевых шпатов и обломков пород кремнистых, песчано-глинистых, туфовых, порфиритовых и андезитовых.

Б. Ф. Мефферт (1933₂) из этих песчаников отмечает *Cyrena* sp., *Melanopsis collose* Pr., а В. В. Богачев из окрестностей сел. Вале указывает *Himnocardium valense* Bog., *Siliqua gracilis* Bog., *Tellina nysti* Desh., *Corbulomya abichi* Bog., *Melanopsis glabra* Bog., *Neritodonte sokolovi* Bog. З. Имандзе в этих песчаниках определяет следующую микрофауну: *Cythereis cornuta* Bosq., *Cytherella londinense* Ion., *Cytheridea Nüst.* var. *thorosa* Ion., *Bardia*(?) *pemctatella* Bosq., *Cythere zondorfi* Ion. Перечисленные формы не дают определенного ответа о возрасте отложений.

Угленосная толща (или нижняя пестроцветная свита, по некоторым исследователям) состоит из зеленовато-серых, темных, бурых, кирпично-красных, желтовато-коричневых глин. Местами они карбонатные, но обычно некарбонатные и редко с выделением кристаллического гипса и ярозита. Песчаники разнозернистые с прослоями углистых глин и углей. Мощность толщи до 200 м.

В западном направлении в отложениях отмечается укрупнение обломочного материала. В толще обнаружена богатая фауна: *Corbula helmerseni* Mikh., *Corbulomya nysti* Desh.(?), *Tellina nysti* Desh., *Meretrix limbata* Rov., *M. incrassata* Sow., *Cyrena semistriata* Desh., *Nucula* cf. *greppini* Desh., *Melanopsis callosa* A. Br., *Melania escheri* Bron. var. *laurae* Math., *Cerithium margaritaceum* Bross., *Planorbella*(?) sp. и др., указывающая на олигоценовый возраст отложений.

Верхние песчаники цхрута-цахана сложены средне- и крупнозернистыми песчаниками и конгломератами с прослоями угли-

стых глин, конкрециообразных плотных карбонатных песчаников и желтовато-серых глин. Мощность до 40—50 м.

Корбулевые слои образованы за счет размыва главным образом пород вулканогенной толщи среднего эоцена, а также верхнего эоцена. Встречаются окатанные обломки халцедона и кремнистых пород, а также прослой и линзы бентонитовых глин. Наблюдается замещение глины песчаниками.

Из верхних песчаников И. А. Коробков указывает следующую фауну: *Siliqua gracilis* Vog., *Corbulomya abichi* Vog.? *Cardium bacurianensis* Когоб., *Tellina bogatchevi* Когоб., *Melanopsis callosa* А. Вг. и др., а Н. С. Волкова дополнительно отметила *Siliqua oblonga* V. Коен. В кернах буровых скважин она же определила: *Tellina planata* Desh., *Corbulomya* sp., *Cardium*, *Melanopsis*. В песчаниках цхрута-сахана много *Corbula helmersenii* Mikh. и *Melanopsis callosa* А. Вг.

Отмеченные фациальные изменения свидетельствуют о том, что все три части корбулевых слоев представляют собой один стратиграфический горизонт, относящийся на основании фауны и стратиграфического положения к среднему олигоцену.

Верхний олигоцен. К верхнему олигоцену относится верхняя пестроцветная свита, залегающая согласно в центральной части Ахалцихской депрессии над корбулевыми слоями. Отложения свиты представлены чередованием пестроцветных глин (серых, зеленовато-серых, красноватых), иногда карбонатных, и редких песчаников (разнозернистых, слабо сцементированных). Общая мощность до 450 м. В нижней части свиты местами встречаются прослой углистых сланцев, темных глин и углей. В южной части депрессии, у сел. Уде мощность около 180 м. В толще встречаются прослой конгломератов, количество которых возрастает с востока на запад. Гальки конгломератов хорошо окатаны и представлены андезито-базальтами. Полная мощность свиты в западной части депрессии, по Гр. А. Кометиани, около 500—600 м.

В составе пестроцветной свиты главную роль играют глины, которые, по данным Гр. А. Кометиани и Н. И. Схиртладзе, очень похожи на глины угленосной свиты, а по данным М. Хучуа, пестроцветная свита в основном является продуктом вулканических излияний того же возраста.

Следует заметить, что по наблюдениям П. Д. Гамкрелидзе конгломераты, которые Г. А. Кометиани относит к пестроцветной свите, являются типичными образованиями годердзской свиты и при дальнейших исследованиях это необходимо учесть.

На основании найденной у сел. Бенара в самой нижней части пестроцветной свиты фауны млекопитающих, согласно исследованиям Л. К. Габуня (1953, 1955), возраст свиты определяется как верхнеолигоценный.

Аспиндско-Манглисская подзона

К востоку от Ахалцихского бассейна олигоценовые отложения выходят в район сел. Тори, где они представлены желтовато-бурыми и серыми, мелко- и среднезернистыми глинистыми песчаниками и гипсоносными глинами. Нижняя часть толщи содержит много прослоев конгломератов с фауной, из которой А. И. Шишкиной-Богачевой (1924) и В. В. Богачевым (1938) установлены *Congerina kozlovskii* Vog., *Limnocardium toriense* Vog., *Cardium consobrinum* Vog., *Cyrena semistriata* Desh., *Corbula helmersenii* Mikh., *Melanopsis toriensis* Vog., *M. moderata* Vog., *M. modesta* Vog., *Melania ex gr. escheri* Brongn.,

Nerita(?) *avellana* Bog. и др. И. А. Коробков (1938) дополнительно указывает *Cardium toriense* Kor. и *Melanopsis callosa* Braun. А. И. Шишкина-Богачева эти отложения относит к верхнему олигоцену.

Арвинско-Болнисская глыба

В окрестностях селений Асурети и Кумиси и на склонах горы Яглуджа майкопская серия имеет довольно широкое развитие. Мощность ее определяется в 1500—1600 м. Она может быть грубо подразделена на две части: верхнюю глинистую мощностью до 300 м и нижнюю песчано-глинистую с прослоями грубозернистых песчаников и микроконгломератов мощностью до 1250—1300 м. В окрестностях сел. Кумиси майкопская серия непосредственно налегает на боливиновые слои верхнего эоцена и начинается серыми (иногда белесоватыми) и зеленоватыми песчаниками и темно-серыми (майкопоподобными) глинами. Выше песчаники постепенно становятся тоньше и попадают реже.

В Асуретис-хеви наблюдается следующий разрез олигоцена:

Pg ₂ ³ 1. Асуретские конгломераты (зона Bolivina).	
Pg ₃ 2. Серые песчаники и пески с редкими тонкими прослоями (до 0,05 м) темно-серых слабо карбонатных глин, с чешуями рыб и растительными остатками	24 м
3. Чередование песчаников и майкопских глин	70—75 „
4. Рыхлые песчаники и мелкогалечниковые конгломераты	10—11 „
5. Чередование темно-серых и майкопоподобных глин	65—70 „
6. Глины темно-серые и алевроиты с прослоями песчаников с включениями комочков глин	22 „

Выводы

Майкопская серия во всех нормальных разрезах залегает между зоной Bolivina (*Variamussium fallax* Kobok.) верхнего эоцена и тарханским горизонтом среднего миоцена и по возрасту относится к нижнему миоцену. Фациальная изменчивость, значительные колебания мощностей, бедность, порой полное отсутствие фаунистических остатков в сильной степени затрудняют ее даже дробное расчленение. В большинстве исследованных разрезов изучаемую серию удается расчленить лишь на три части, а последние при наличии фауны на более мелкие стратиграфические единицы регионального и местного значения.

Обзор стратиграфии по отдельным районам показывает, что на основании фаунистических комплексов устанавливается нижнемиоценовый возраст верхней части серии и нижнеолигоценый возраст нижней части, а средне-верхнеолигоценый возраст промежуточной части определяется ее стратиграфическим положением (табл. 25). Границы между ними носят условный характер.

Анализ фаций нижней свиты майкопской серии показывает, что нижнеолигоценое море характеризовалось удивительно сходными гидрохимическими и биономическими условиями. Поэтому осадки нижнего олигоцена в пределах Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой системы, за исключением Ахалцихской депрессии, выражены сходными фациями. Это — темно-серые карбонатные глины с редкими тонкими прослоями песчаников с фауной *Planorbella*, *Ostracoda* и другим характерным комплексом макро- и микрофауны. Осадки нижнего олигоцена фаунистически наиболее полно охарактеризованы в Мегрелии и Абхазии, благодаря чему их можно параллелизовать с хадумским горизонтом Северного Кавказа.

Схема сопоставления

Районы / Возраст	Складчатая система Южного склона Б. Кавказа		Грузинская			
	Кахетинский хр., р. Лакбе	Карталинская депрессия	Имеретия (Чиатурский и Чхари-Аджаметский р-ны)	Верхняя Рача и северо-западные районы Юго-Осетии	Лечхуми	
Верхний олигоцен	Нижняя часть свиты кинта, 800 м Темно-серые глины, песчаники; в низах грубозернистые песчаники и микроконгломераты с <i>N. striatus</i> Brug., <i>N. budensis</i> Nat., <i>Discocyclina</i> sp. и др.	Верхний майкоп — глины, места-ми глины и песчаники 700—850 м		Майкопские глины 25—300 м	Майкопские глины 10—210 м	
Средний олигоцен		Нижний майкоп — глины и песчаники 600—1100 м				
Нижний олигоцен		Хадумский горизонт с <i>Planorbella</i> sp., <i>Ostracoda</i> 75—230 м	Кварцевые, кремнистые и спонголитовые песчаники с пропластками глин и пластинами марганца 15—50 м	Темно-серые глины, кварцевые и опоквидные песчаники, песчаники с крабами 0,5—35 м	Темно-серые с макро- и среднего гористауконитовые По разрезу части тонкие пес	
Верхи верхнего эоцена зона <i>Bolivina</i> (горизонт <i>Variamusium fallax</i>)		Свита Алоти р. Тианет с <i>N. fabianii</i> Prev. и др.	Глины и песчаники с микрофауной зоны <i>Bolivina</i> Prev., <i>Discocyclina sella</i> d'Arch., <i>Pycnodonta brongiarti</i> Bron., <i>Variamusium fallax</i> Korobk., <i>Pecten arcuatus</i> Brocc.		Песчаники и песчаные известняки с <i>N. fabianii</i> Prev., <i>Discocyclina sella</i> d'Arch., <i>Pycnodonta brongiarti</i> Bron., <i>Ostrea gueteleti</i> Nyst.	Горизонт Агви — песчаники, известняки с <i>Pycnodonta brongiarti</i> Bron., <i>Ostrea gueteleti</i> Nyst., <i>Spondylus buchi</i> Phib., <i>Discocyclina sella</i> d'Arch., <i>D. discus</i> (Bittim) и др.

Таблица 25

олигоценовых отложений

глыба				Аджаро-Триалетская система	
Мегрелия	Абхазия	Бассейны рек Псоу и Мзымта	Тбилисский р-н (северная полоса)	Гурия	Ахалцихский бассейн
Майкопские глины с редкими тонкими прослоями песчаников 40—350 м	Глины майкопской фации с редкими прослоями песчаников 30—500 м	Сочинская свита — глины; в низах прослой плотных песчаников 800—850 м	Майкопские глины (низы) Марткобские слои	Глины майкопского габитуса с редкими тонкими прослоями песчаников 200—350 м	Верхняя пестроцветная свита до 350 м Верхние песчаники цхрута-цахана — 20—30 м, лигнитовая свита 130—140 м, нижние песчаники цхрута-цахана 50—60 м. Глины с тонкими прослоями песчаников и частыми прослоями мергелей и крупными септариями из мергелей с <i>Merretrix incrassatus</i> Sow. и др. макро- и микрофауной 400—550 м
карбонатные глины микрофауной хадумзонта. В основании песчаники, 8—20 м. Блабурхва, в нижней прослой спонголитовых чаников		Белесоватые опоквидные песчаники <i>Planorbella</i> 25—30 м	Ахалсепельские слои 200—300 м	Хадумский горизонт — глины 100 м	Каратубанский горизонт на северном борту депрессии
Мергели зоны Bolivina	Мергели зоны Bolivina	Хостинские песчаники с нуммулитами до 1000 м. Мацестинская (ме-хадырская) свита	Нижняя часть ахалсепельских слоев. Песчаники, глины, 650—700 м. В самых верхах <i>N. incrassatus</i> de la Harpe	Фораминиферовые мергели зоны Bolivina	Зона Bolivina

Вышележащие осадки среднего и верхнего олигоцена представлены двумя существенно отличающимися фаціальными комплексами. Это типично майкопские фации, развитые на Грузинской глыбе, формирование которых происходило в условиях сероводородного заражения нормального морского бассейна, и осадки, развитые в Ахалцихской депрессии, образование которых происходило в несколько опресненном бассейне.

В различных гидрохимических условиях происходило накопление олигоценых отложений в Ахалцихской депрессии и на Грузинской глыбе, в результате чего разрезы этих двух областей различаются между собой.

Рассмотрение олигоцена позволяет выделить следующие фаціальные типы осадков.

В хадумском горизонте выделяются:

I. Темно-серые карбонатные глины с *Planorbella* и характерным комплексом макро- и микрофауны. Этот фаціальный тип имеет широкое развитие в Абхазии, Мегрелии, Западной Гурии, в Ахалцихской депрессии и на северных предгорьях Аджаро-Триалетии.

II. Чередование темно-серых глин и глин майкопского типа с песчаниками (Карталиния, Горная Кахетия).

III. Глауконитовые и кварцевые песчаники, местами с желваками фосфоритов, в нижней части и темно-серые, майкопоподобные глины в верхней части горизонта (Лечхуми, Верхняя Рача, северо-западная часть Юго-Осетии).

IV. Кварцевые и спонголитовые песчаники (местами с марганцем) и опоки в нижней части горизонта и глины и песчаники в верхней части горизонта (Чиатурский район, полоса Чхари — Аджамети и бассейны рек Псоу и Мзымта).

Осадки среднего — верхнего олигоцена характеризуются тремя фаціальными типами.

I. Типично майкопские фации. Это темно-серые в свежем виде и на поверхности выветривания коричневатые сланцеватые глины с ярозитом, с кристалликами гипса, с прослоями зеленоватых и белесоватых песчаников, местами образующие мощные пачки с конкрециями и линзами мергелей. Как правило, в этой толще встречаются часто чешуи рыб и весьма редко остатки моллюсков и флоры. Этот тип осадков развит в пределах Грузинской глыбы, по северной периферии Аджаро-Имеретинской складчатой системы в Гурии и Горной Кахетии.

II. Образования несколько опресненного моря, развитые в Ахалцихской депрессии.

III. Осадки так называемой сочинской свиты, имеющей широкое развитие в бассейне рек Псоу (Гагрский район) и Мзымты (Адлерский район) и др. Свита представлена «немыми» серо-бурыми, серыми с желтоватым оттенком глинами с тонкими прослоями плотных песчаников и имеет облик континентально-пресноводных образований (см. табл. 25).

* * *

Олигоценые осадки межгорной депрессии Грузии и Азербайджана формировались в условиях единого Закавказского пролива, а олигоцен Армении, как и Ахалцихской депрессии, в несколько обособленном от этого пролива водоеме и поэтому они фаціальны отличаются от типичных майкопских отложений. Олигоцен Ахалциха и Армении богато охарактеризован фаунистически.

Майкопские отложения Северного Кавказа также подвержены существенным изменениям фаций и мощностей.

Непосредственное залегание хадумского горизонта в Предкавказье и Грузии на отложениях зоны *Bolivina* (горизонт с *Variamussium fallax*) и сходство фаунистических комплексов с полным основанием позволяют считать их одновозрастными образованиями. Вышележащие свиты нижнего майкопа — цимлянская и зеленчукская — представляют собой средний и верхний олигоцен.

В Азербайджанской ССР олигоценовые отложения имеют развитие на южных предгорьях Большого Кавказа и северной периферии Малокавказского нагорья: В отношении стратиграфии майкопской серии и в частности олигоценовых отложений взгляды различны.

Одни исследователи к нижнему олигоцену относят, помимо хадумского горизонта, и слои с *Variamussium fallax* Когобкови. В Нафталанском районе, по-видимому, нижнему олигоцену Грузии соответствуют собственно хадумский горизонт и часть так называемой «аджидаринской свиты» (по схеме И. А. Меликова). К среднему — верхнему олигоцену относят карачинарский горизонт, нафталанскую свиту, иччайский горизонт и зейвинскую свиту суммарной мощностью до 800 м.

В Кобыстане и Шемахинском районе олигоценовые отложения представлены в фации типично майкопских глин, переслаивающихся с серыми и бурыми песчаниками, в низах кривослоистых. А. А. Али-заде (1945) майкопскую серию Кобыстана, подразделяя на нижний и верхний отделы, в нижнем отделе (мощностью до 850 см) по литологическим признакам выделяет по аналогии с разрезом Черных гор хадумский, миатлийский, нижний глинистый и муцидикальский горизонты. Хадумскому горизонту и нижнему и среднему олигоцену Грузии соответствует нижний майкоп Кобыстана.

В Армении вопрос стратиграфии олигоценовых отложений до сих пор дискуссионный. Согласно схеме А. Т. Асланяна (1958), к нижнему олигоцену относятся шаровые туфогенные песчаники с прослоями гипсоносных глин и конгломератов с *Pecten arcuatus*, *Nummulites intermedius* и *N. vascus* мощностью до 250 м, к среднему олигоцену — желтовато-серые песчаники и зеленовато-серые гипсоносные глины с прослоями коралловых известняков с *Pectunculus obovatus*, *Nummulites vascus* и др. мощностью до 700 м, а к верхнему олигоцену — нижняя часть так называемой дилижанской свиты. Последняя свита, по мнению ряда исследователей, является аналогом горизонта цхрута-цахана Ахалцихской депрессии.

К. Н. Паффенгольц и др. слои, относимые А. Т. Асланяном и некоторыми исследователями к нижнему — среднему олигоцену, все еще считают верхним эоценом.

Существующие данные недостаточны для полной параллелизации олигоценовых отложений Грузии и Армении. Можно сказать, что олигоценовые отложения Куринской депрессии и Армении существенно отличаются друг от друга и, очевидно, принадлежат к разным биостратиграфическим провинциям.

Некоторые свиты олигоцена, в частности дилижанская свита и красноцветная толща Приереванского района, имеют значительное сходство с горизонтом цхрута-цахана Ахалцихской депрессии.

Олигоценовые отложения Таманского и Керченского полуостровов и Крыма представлены в однообразной глинистой фации и поэтому трудно поддаются расчленению и параллелизации. Аналоги хадумского горизонта известны под названием «дюменских» и «планорбелловых» слоев. К среднему — верхнему олигоцену Грузии следует приравнять «остракодовые слои» — ниже- и верхнекерлеутские горизонты.

Ф. П. Пантелеев в Ергенях аналогом хадумского горизонта считает так называемые «остракодовые слои», залегающие в низах май-

копской серии. В связи с находками *Oncophora (Ergenica) cimlanica* Zhizh. в остракодовых слоях Ергеней Б. П. Жижченко (1958) высказывается за отнесение их к цимлянкой свите. Присутствие *Oncophora (Ergenica) cimlanica* Zhizh. (определение Б. П. Жижченко) в верхах хадумского горизонта Мегрелии (разрез сел. Курзу) позволяет параллелизовать эти отложения с «остракодовыми слоями» Ергеней, содержащими представителей этой же фауны.

По всей вероятности, аналогами среднего — верхнего олигоцена Грузии являются «листоватые глины» и «нугринская свита» Ф. П. Пантелеева.

На южном склоне Азово-Подольского кристаллического щита аналогами майкопа Грузии являются «рудные слои» и надрудные темно-серые глины с *Ergenica cimlanica*, *Nucula compta*, *Cuspidaria ninae*, *Dentalium novaki* и другими формами хадума.

В Днепровско-Донецкой впадине аналогами майкопа Грузии, очевидно, являются ингулецкие слои, горизонт глауконитовых песков харьковского яруса и низы полтавской свиты.

В западной Европе аналоги майкопской фации наблюдаются только в Болгарии и в Румынии. Фациально близкая этим отложениям серия так называемых «менилитовых сланцев» известна в Карпатах и в Трансильванской впадине.

МИОЦЕН

НИЖНИЙ МИОЦЕН

На южном борту Карталинской депрессии, от Хашурского района до сел. Каспи, в самой верхней части майкопской серии появляется мощная толща грубозернистых аркозово-граувакковых, кварцево-полевошпатовых и полимиктовых песчаников мощностью от 80 до 500 м. На участке Гори — Каспи нижняя часть толщи, сложенная массивными белесовато-серыми аркозово-граувакковыми песчаниками мощностью 270 м, содержит моллюсковую морскую фауну средиземноморского типа, а верхняя часть толщи, представленная в основном желтовато-бурыми граувакковыми и полимиктовыми песчаниками мощностью около 200 м, охарактеризована солоноватоводной фауной моллюсков. Содержащаяся в этой толще фауна впервые была изучена Л. Ш. Давиташвили (1933, 1934, 1934а), выделившим толще песчаников, залегающей между красноцветными глинами чокрака и глинами майкопа, два стратиграфических горизонта — сакараульский и коцахурский.

В последующем эти песчаники по всей Прикуринской полосе детально были изучены С. И. Варенцовым (1935), который сакараульский горизонт отнес к верхней части нижнего миоцена, а коцахурские слои — к нижней части среднего миоцена. Он же установил, что сакараульско-коцахурские песчаники являются фацией верхней части майкопской серии, с которой они связаны постепенным переходом как в вертикальном восходящем разрезе, так и по простиранию пород, и подтвердил предположение Л. Ш. Давиташвили о фациальном замещении нижнемиоценовых песчаников её глинистой фацией.

Эти горизонты были детально изучены также А. Г. Лалиевым, Е. К. Вахания (1959), Д. А. Булейшвили (1960), Г. А. Квалиашвили (1956), Р. Д. Ананишвили (1959), которые дали их полную литолого-стратиграфическую характеристику и значительно уточнили существующую схему стратиграфии всего майкопа. Коцахурский горизонт эти авторы отнесли к верхней части нижнего миоцена, что подтвердилось последующими исследованиями отложений сакараульско-коцахурских слоев Грузии.

Фаунистически охарактеризованные слои нижнего миоцена в Западной Грузии впервые были обнаружены С. Г. Букия в 1934 г. в районе сел. Квезани. Данный разрез детально был изучен Е. К. Вахания (1947). Еще позже этим же автором совместно с Д. Ю. Папава фаунистически датированные отложения сакараульского и коцахурского горизонтов были установлены в Лечхумской депрессии (1957) и М. Ф. Дзвеляя в Мегрелии (1940).

К. М. Арчвадзе (1954) и О. И. Джанелидзе (1954, 1956) на основе микрофауны в майкопских отложениях во многих районах Грузии (Гурия, Мегрелия, Гаре-Кахетия, Горная Кахетия и др.) выделили сакараульский и коцахурский горизонты.

Таким образом, отложения сакараульского и коцахурского горизонтов, распространенные лишь в пределах межгорной впадины Грузии, на основе моллюсковой фауны или микрофораминифер, хорошо отделяется от олигоцена и среднего миоцена.

Сакараульский горизонт. Макрофаунистически охарактеризованные слои сакараульского горизонта в пределах межгорной впадины Грузии имеют значительное распространение. Они приурочены главным образом к областям развития мелководной фации верхнего майкопа на южном борту Карталинской депрессии (полоса Гори — Каспи) и синклинальных депрессий Лечхуми, Мегрелии и Абхазии. Песчаные образования сакараульского горизонта в этих областях содержат богатую моллюсковую фауну, которая была изучена Л. Ш. Давиташвили (1934, 1934а), И. А. Коробковым (1939) и Г. Д. Харатишвили (1952).

И. А. Коробков, детально изучавший моллюсковую фауну пектункуловых слоев сел. Квезани (Абхазия), впервые сопоставил эту фауну с фауной сакараульского горизонта Картли и указал на принадлежность содержащих ее осадков к бурдигальскому ярусу. К такому выводу пришел и М. И. Варенцов, изучавший нижнемиоценовые отложения по всей Карталинской депрессии. В последующем фауна сакараульского горизонта Грузии монографически была описана Г. Д. Харатишвили (1952), который также подтвердил бурдигальский возраст вмещающих ее слоев.

Фауна микрофораминифер сакараульского горизонта была изучена К. М. Арчвадзе (1954), О. И. Джанелидзе (1954, 1956), что дало возможность при отсутствии моллюсковой фауны значительную нижнюю часть верхнего майкопа многих районов Грузии параллелизовать с сакараульским горизонтом Картли, Абхазии и Лечхуми.

Классические разрезы сакараульского горизонта обнажаются на южном борту Карталинской депрессии в полосе Гори — Каспи, где впервые был выделен этот горизонт.

Наиболее полные разрезы отложений нижнего миоцена наблюдаются между г. Гори и сел. Каспи на южных склонах хребтов Квернаки и Сачите, где в унифицированном виде разрез нижнего миоцена следующий (снизу вверх):

1. Глины майкопские, тонкослоистые, листоватые с выцветами ярозита с прослоями тонких слоев ржаво-бурых рыхлых песчаников с редкими раздробленными конкрециями известковистого плотного песчаника . . . 700 м
2. Алевролиты слоистые, светло-серые с прослоями светло-бурых тонкозернистых песчаников и майкопских некарбонатных глин. В песчаниках встречаются редкие линзовидные пропластки и линзы плотных ржаво-бурых известковистых плотных песчаников с редкими раковинами *Ostrea* . . . 70 „
3. Песчаники толстослоистые, разнозернистые, некарбонатные с редкими прослоями майкопских глин и плотных известковистых песчаников . . . 60 „
4. Песчаники массивные, белесовато-серые, кварцево-полевошпатовые, мелкозернистые с прослоями такого же характера алевролитов и редко тонких слоев майкопских глин . . . 140 „

Из этой толщи песчаников и алевролитов (слои 2, 3 и 4) в полосе Гракали — Каспи Г. Д. Харатишвили были описаны: *Leda fragilis* Chemn., *Pectunculus deshayesi* Mayer., *P. deshayesi* Mayer. var. *grakaliensis* Charat., *P. textus* Daj., *P. naliokini* Charat., *P. cor* Lam., *Cyprina girondica* Ben., *Tellina planata* Lin., *Cardium discrepans* Bast., *Cardium kubeckii* Hayer., *Tapes clandestinus* Mayer., *Meretrix gigas* Lamk., *M. cf. italica* Defr., *Modiola incompta* Rev., *M. katscharavia* Charat., *Panopaea intermedia* (Sow.), *Corbula gibba* Ol., *Ervilia trigonula* Sok., *Natica helicina* Brocc., *Calyptraea chinensis* Linne., *Turritella vermicularis* Brocc. var. *lineolatocincta* Sacco, *T. turris* Bast., *Mitra cupressina* Brocc., *Aporrhais nodarii* Charat., *Cassis saburon* Lam. и другие формы нижнего миоцена. В глинистых прослоях этих песчаников были обнаружены также *Bolivina floridana* Cushman., *Radiolaria* и спикулы губок (определение К. М. Арчвадзе).

- | | |
|--|--------|
| 5. Песчаники аркозово-граувакковые, массивные, желтовато-серые, рыхлые, с включениями мелких галек и линзовидными пропластками гравелита и с прослоями алевролитов и зеленовато-серых некарбонатных глин | 94 м |
| 6. Песчаники желтовато-бурые, массивные, с редкими прослоями микроконгломератов, алевролитов и серовато-бурых глин и с конкрециями плотных известковистых песчаников. В данной толще встречаются: <i>Oncophora socialis</i> Rz., <i>Eoprosodacna carilica</i> David., <i>E. georgensis</i> David., <i>Congeria sandbergeri</i> Andrus., <i>C. transcaucasia</i> David., <i>Melanopsis intermedia</i> Rz. | 48,0 „ |
| 7. Песчаный известняк с фауной <i>Ostrea</i> | 0,5 „ |
| 8. Глины плохо слоистые, зеленовато-серые, красновато-бурые и красные с фауной: <i>Chlamis pertinax</i> Zhizh., <i>Leda fragilis</i> Chemn., <i>Ostrea</i> sp. и др. | 11,1 м |

Этот устричный пласт известняка (слой 7) в описанной полосе размыт чокракской трансгрессией и непосредственно над слоями с *Oncophora* появляются микроконгломераты, мощностью 1,5—3 м, в которых, кроме обломков раковин *Ostrea*, *Pecten* и др., встречаются обломки песчаников с *Oncophora socialis* Rz.

Из описанного разреза слой 1 нами относится к среднему и верхнему олигоцену, так как в его стратиграфических эквивалентах на западе от описанной полосы (Хашурский район) и на востоке (Мцхетский район) содержится характерная для этих горизонтов моллюсковая и фораминиферовая фауна. Слои 2, 3 и 4 относятся к сакараульскому горизонту, возраст которого И. А. Коробковым был определен бурдигальским. Слой же 5 и 6 охватывают коцахурский горизонт, который по фаунистической характеристике Л. Ш. Давиташвили (1934а, 1954) и М. И. Варенцова (1935, 1948) сопоставляется с онкофоровыми слоями Центральной Европы, относящимися к гелаветскому ярусу.

Устричные слои (слой 7), о которых речь будет ниже, мы относим к тарханскому горизонту, а пестроцветные глины (слой 8) с конгломератами в основании — к чокраку.

Дальше на восток песчаные образования сакараульского и коцахурского горизонтов замещаются глинами и уже в разрезе по р. Арагви у г. Мцхета возрастные эквиваленты этих горизонтов представлены типичными майкопскими глинами с прослоями песчаников (рис. 22). Эти осадки мощностью до 500 м, залегающие под фаунистически охарактеризованным чокраком, в данном разрезе фауну не содержат, но по своему стратиграфическому положению должны соответствовать коцахурскому горизонту. Этот вывод подтверждается еще тем, что восточнее г. Мцхета у ЗАГЭС ниже этих глин залегают толстослоистые кварцевые белесоватые крупнозернистые песчаники с прослоями майкопских глин. В этих породах уже встречаются *Nonion sacaraulensis*

Район Гори-Каспи

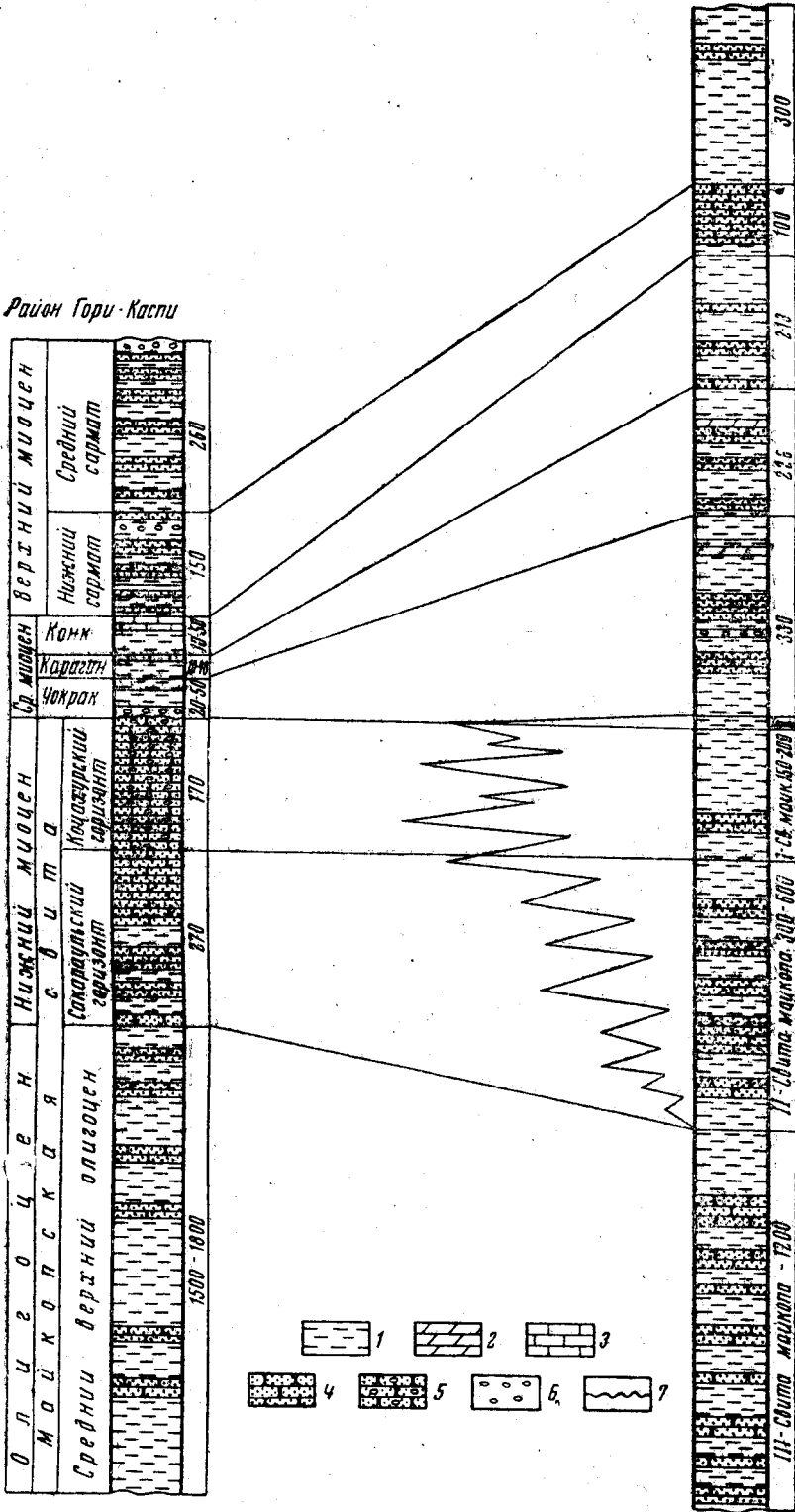


Рис. 22. Схема сопоставления разрезов майкопской серии и миоцена

1 — глины; 2 — мергели; 3 — известняки; 4 — песчаники; 5 — песчаники с включениями галек; 6 — конгломераты; 7 — линия трансгрессивного залегания

Djаn., *Elphidium* sp., характерные для пектункулусовых слоев ст. Квезани.

В Норико-Марткобской полосе сакараульский горизонт хорошо обнажается на северном крыле Ормаянской синклинали по балке Пашатрихеви, где выше мощной толщи (605 м) зеленовато-серых тонко- и среднезернистых песчаников, в которой Д. Ю. Папава была обнаружена среднеолигоценовая фауна *Lentidium sphenioides* Sand., *L. elongata* Sand., *L. lamberti* Cossm. var. *georgiana* Zot., *L. triangula* Nist., *Potamides* sp., *Corbula* cf. *sarciganensis* Cossm., *Nucula* sp., *Cardita* sp., *Astarte* sp., *Melanopsis* sp., *Mitra* sp. (определения К. Ф. Грузинской), залегает однообразная толща (617 м) зеленовато-желтых и серых плотных песчаников и майкопских глин. Из средней части этой толщи К. М. Арчвадзе определила *Miliolina* sp., *Elphidium* sp., *Halkardia* sp. nov., *Loxococoncha subovata* Münster. и другие формы, возможно указывающие на верхнеолигоценовый возраст этой толщи.

Еще выше залегает толща массивных и толстослоистых белесоватых и светло-серых крупнозернистых песчаников (540 м) с частыми прослоями и пачками майкопских глин мощностью от 3 до 50 м.

В этой толще, относящейся ко второй свите майкопа, по схеме Н. И. Кебадзе (1940) (марткобские слои К. С. Маслова), К. М. Арчвадзе была обнаружена следующая микрофауна сакараульского горизонта: *Miliolina* sp., *Lagena vulgaris* Will., *Entosolenia ovulum* Subb. et Chut., *Nonion polymorphus* Bogd., *Bolivina floridana* Cushman., *Bulimina caprolithoides* Andre., *Uvigerinella californica* Cushman., *Discorbis conicus* Djаn., *Cibicides lobatulus* (W. et I.), *Euythere* aff. *alexanderi* Schn., *Cythereis sacaraulensis* Schn.

В южном направлении песчанность отложений майкопа резко уменьшается, и расчленение этой огромной глинисто-песчанистой толщи на упомянутые выше горизонты становится очень трудным. Горизонт мощных песчаников сакараульского горизонта, столь широко развитый на северном крыле Ормаянской синклинали, на ее южном крыле не выдерживается, и, вообще, мощность всего майкопа резко сокращается.

Восточнее сел. Норико, вплоть до района сел. Патардзеули, как в обнаженной части, так и во многих структурно-картировочных и глубоких разведочных скважинах в районах сел. Марткоби, Сацхениси, Мухуровани и Назвреви так называемая вторая свита майкопа, несмотря на значительное фациальное изменение осадков и колебания мощности (300—600 м), содержит формы сакараульского горизонта: *Nonion umbilicatum* (Montegu.), *Bolivina* ex gr. *floridana* Cushman., *Entosolenia* ex gr. *marginata* (W. et I.), *Bulimina caprolithoides* Andre., *Uvigerinella californica* Cushman.

Аналогичная картина наблюдается и в восточном направлении на погружении крупного Норико-Хамшинского поднятия, где обнажается лишь верхний глинистый отдел майкопской свиты. Осадки сакараульского горизонта и верхнего и среднего олигоцена, как показало бурение, фациально сильно меняются в сторону уменьшения песчанности пород, и уже в разрезе р. Иори и сел. Патардзеули мощность отдельных пластов не превышает 1 м; соответственно уменьшается суммарная мощность песчаных образований.

Еще юго-восточнее, в районе сел. Малхазовки и р. Нацвал-цкали, глинистые породы охватывают все более и более низкие горизонты майкопской свиты. По литологическому характеру обнажающаяся часть верхнего майкопа делится на две части: верхнюю — глинистую и нижнюю — песчано-глинистую. Поскольку переход глинистой толщи в песчанистую происходит постепенно, они не имеют строго выдержанных стратиграфических пределов и, следовательно, определить их объем

весьма затруднительно. Условно мощность верхнего отдела мы определяем в 500 м, причем суммарная мощность песков и песчаников не превышает 40 м.

В обнаженной части нижнего песчано-глинистого отдела обнаружена микрофауна сакараульского горизонта *Bolivina floridana* Cushman, *Loxosoncha cubovata* Schn., *Spirialis* sp. Верхний глинистый отдел фауну не содержит, и, поскольку залегает между фаунистически охарактеризованными слоями тархана и сакараульского горизонта, его следует параллелизовать с коцахурским горизонтом. Этому интервалу, по-видимому, соответствует обнажающаяся часть майкопской серии в районе Таура-Тапа, Сатибе и Байда-Чатма. Разрез Сатибе несколько напоминает разрез Нацвал-цкали, что позволяет предполагать здесь присутствие и сакараульского горизонта, на что, по-видимому, указывает также появление песчаных образований ниже 450-метровой толщи глин аналогов коцахурского горизонта.

В западном направлении от упомянутого района, в Артвинско-Болнисской зоне, на склонах горы Яглуджа и по оврагу Асуретис-хеви майкопская серия представлена характерной для нее глинистой фацией. Присутствие нижнего миоцена впервые здесь было установлено А. Г. Лалиевым на основе микрофаунистических данных. По оврагу Асуретис-хеви А. Г. Лалиев дает описание следующего разреза:

1. Глины майкопские темно-серые с пропластками и конкрециями мергелей. В верхах пачки встречаются *Uvigerinella californica* Cushman, *Cibicides* ex gr. *labatulus* (W. et J.) и *Nonion* sp. (определения К. М. Арчвадзе) 50 м
2. Глины майкопские с частыми прослоями песчаников, иногда грубозернистых. В средней части пачки содержатся *Pseudopolimorphina* sp., *Uvigerinella* sp., *Cibicides* sp. и остатки неопределенных пелеципод и гастропод 200—300 „
3. Песчаники серые и серо-бурые грубозернистые; в основании с конгломератом около 1 м (размер галек 0,15—0,2 м) 12,0 „
4. Глины майкопские 170—200 „

По микрофауне слои 1, 2 и 3 относятся к сакараульскому горизонту, слой 4 А. Г. Лалиев сопоставляет с глинистой толщей горы Яглуджа, залегающей под тарханским горизонтом. По своему стратиграфическому положению эта толща глин по параллелизации с разрезом р. Нацвал-цхали, по-видимому, соответствует коцахурскому горизонту.

На северном борту межгорной впадины Грузии фаунистически охарактеризованный сакараульский горизонт не установлен, за исключением южного склона Кухетинского хребта, где во многих разрезах верхи свиты кинта содержат характерную для нижнего миоцена микрофауну.

Наиболее полные разрезы сакараульского горизонта обнажаются по р. Лакбе и по балке Русанис-хеви около сел. Гомбори. В этих разрезах горизонт представлен фацией свиты кинта. По существу она мало отличается от типичной майкопской серии более южных районов и по литологическим признакам также делится на две части: верхнюю — главным образом глинистую и нижнюю — песчано-глинистую. Глины обычно майкопского типа темно-серые и коричневатые-серые, большей частью карбонатные. От типичных шоколадно-коричневых листоватых глин с ярозитом они несколько отличаются по своей окраске, карбонатности и меньшим содержанием ярозита.

По р. Лакбе К. М. Арчвадзе описан следующий разрез:

1. Глины тонкослоистые ржаво-бурого цвета 22 м
2. Песчаники желтовато-серые рыхлые с прослоями темных глин с микрофауной *Asterigerina bracteata* Cushman, *Globigerina* sp. 35 „
3. Пёры в обнажении 30 „
4. Песчаники массивные светло-серые мелкозернистые с одной пачкой (6 м) темных тонкослоистых глин с микрофауной: *Nonion alexandri*

Artchv., <i>Nonion granosus</i> (Orb.), <i>Lagena striata</i> Will., <i>Entosolenia</i> ex gr. <i>marginata</i> (Walker), <i>Bulimina caprolithoides</i> Andrea., <i>Bulimina elegans</i> Orb., <i>Caucasica schischkinskyae</i> (Sam.)	23 м
5. Глины песчанистые шоколадного цвета с прослоями песчаников с микрофауной <i>Nonion advenum</i> Cushman., <i>Bulimina caprolithoides</i> Andrea., <i>Caucasica schischkinskyae</i> (Sam.), <i>Cibicides</i> ex gr. <i>lobatulus</i> (W. et I.), <i>Virgulina</i> sp.	56,2 „
6. Песчаники светло-серые с прослоями темно-серых глин	6 „
7. Перерыв в обнажении	68 „
8. Чередование светло-серых плотных песчаников и темных тонкослоистых глин с микрофауной: <i>Nonion advenum</i> Cushman., <i>Caucasica schischkinskyae</i> (Sam.), <i>Bolivina floridana</i> Cushman.	32,6 „
9. Перерыв в обнажении	18,6 „
10. Песчаники светло-серые толстослоистые с тонкими прослоями темных глин	8 „
11. Перерыв в обнажении	20 „
12. Переслаивание светло-серых плотных тонкозернистых песчаников и темных, до черного цвета, песчанистых глин	59 „
13. Чередование светло-серых тонкозернистых плотных слоистых песчаников с тонкими прослоями темно-серых, почти черных, листоватых глин с микрофауной: <i>Nonion svandripsi</i> Artchv., <i>Nonion alexandri</i> Artchv., <i>Cibicides lobatulus</i> (W. et J.), <i>Uvigerinella californica</i> Cushman.	37 „
14. Чередование светло-серых плотных, тонкозернистых, желтовато-бурых рыхлых песчаников и темно-серых глин с микрофауной: <i>Bolivina floridana</i> Cushman., <i>Entosolenia</i> ex gr. <i>marginata</i> (W. et J.), <i>Cibicides lobatulus</i> (W. et J.), <i>Virgulina</i> indet., <i>Elphidium kvesanensis</i> Artchv., <i>Bulimina elegans</i> d'Orb., <i>Entosolenia ovulum</i> Subb. et Chutz., <i>Uvigerinella californica</i> Cushman. var. <i>ornata</i> Cushman. <i>Discorbis conicus</i> Djan., <i>Globigerina tarchanensis</i> Subb. et Chutz.	98 „
15. Песчаники светло-серые плотные с прослоями плотных глин с <i>Uvigerinella californica</i> Cushman. var. <i>ornata</i> Cushman., <i>Bulimina elegans</i> d'Orb., <i>Cibicides</i> ex gr. <i>lobatulus</i> (W. et J.)	13 „
16. Чередование светло-серых песчаников и темно-серых песчанистых глин	87 „
17. Перерыв в обнажении	41 „
18. Глины темно-серые, шоколадного цвета, листоватые, песчанистые с прослоями светло-серых плотных песчаников с микрофауной <i>Lagena striata</i> Will., <i>Uvigerinella californica</i> Cushman., <i>Virgulina</i> indet., <i>Bulimina elegans</i> d'Orb., <i>Asterigerina bracteata</i> Cushman., <i>Cibicides lobatulus</i> (W. et J.)	109 „
19. Перерыв в обнажении	98 „
20. Глины песчанистые темно-серого и шоколадного цвета с прослоями светло-серых плотных, тонкозернистых песчаников с микрофауной <i>Elphidium</i> sp., <i>Uvigerina</i> sp., <i>Nonion</i> sp., <i>Discorbis</i> sp.	73 „
21. Перерыв в обнажении	30,5 „
22. Песчаники светло-серые плотные мелкозернистые	32 „
23. Глины темные и шоколадного цвета, слегка песчанистые	66,3 „
24. Чередование темно-серых и серовато-бурых песчаников с микрофауной <i>Bolivina floridana</i> Cushman., <i>Entosolenia</i> ex gr. <i>marginata</i> (Walker), <i>Globigerina tarchanensis</i> Subb. et Chutz.	30 „
Общая мощность разреза 1005 м.	

На основе анализа микрофауны пачки 1—12 К. М. Арчвадзе относит к верхнему олигоцену, а 13—23 (мощностью 626 м) — к сакараульскому горизонту. К аналогичному выводу приходит и Л. Г. Дзиграшвили, которая на основе анализа спор и пыльцы описанный разрез также разбивает на верхний олигоцен и нижний миоцен. Так, в нижнемиоценовом комплексе среди покрытосеменных растений преобладает семейство *Luglandaceae*, которое представлено в основном родом *Luglans*; роды же *Carya*, *Engelhardtia*, *Pterocarya*, *Platycarya* встречаются в незначительном количестве. Значительную роль играют также семейства *Betulaceae* (роды *Betula*, *Alnus*) и *Fogaceae* (роды *Castanea*, *Quercus*). Семейства же *Salicaceae*, *Ulmaceae*, *Anacardiaceae*, *Ericaceae*, *Moraceae*, *Myrtales*, *Aceraceae* встречаются в небольшом количестве. Доминирующее положение имеют травянистые растения.

Среди голосеменных растений главную роль играют семейства *Pinaceae* (род *Pinus*) и *Taxodiaceae* (род *Taxodium* и редко *Sequoia*).

По составу нижнемиоценовый пыльцевой комплекс по разрезу р. Лакбе хорошо сопоставляется со спорово-пыльцевыми комплексами верхнего майкопа Северного Кавказа, Центрального Предкавказья, Западной Грузии и некоторых разрезов Южной Кахетии, местами охарактеризованных также микрофауной сакараульского горизонта.

Дальше в западном направлении сакараульский горизонт микрофаунистически был установлен по балкам Русианис-хеви (у сел. Гомбори) и Уротгорис-хеви (у сел. Чайлури). В этих разрезах майкоп представлен характерными для этой свиты песчано-глинистыми осадками.

По балке Русианис-хеви наблюдается увеличение кварцевого материала в песчаных образованиях. Песчаники, появляющиеся в разрезе на 250 м от верхнего контакта, очень богаты окатанными и остроугольными обломками кварца, которые составляют почти 90% всей породы. Наряду с ними песчаники в незначительном количестве содержат калишпаты (4%) и плагиоклазы (до 6%). Интересно отметить, что, за исключением верхних глинистых горизонтов, почти весь разрез содержит характерную для сакараульского горизонта микрофауну, состоящую, по определению К. М. Арчвадзе, из следующих форм: *Uvigerinella* sp., *Bolivina* ex gr. *floridana* Cushman, *Bulimina caprolithoides* Orb., *Cibicides* ex gr. *lobatulus* W. et J., *Rotalia* ex gr. *beccarii* (Linne), *Globigerina* ex gr. *tarchanensis* Subb. et Chutz., *Entosolenia squamosa* Will., *Globigerina micra* Cole.

Таким образом, обнаженная часть свиты кинта по балке Русианис-хеви в основном относится к сакараульскому горизонту. Ввиду тектонических условий олигоцен не обнажается.

Мощность свиты кинта в данном разрезе не превышает 700—800 м.

Аналогичный разрез сакараульского горизонта был описан Г. Н. Хатискаци по балке Уротгорис-хеви (приток р. Чайлури-хеви), где наблюдается следующее чередование слоев:

1. Переслаивание темно-серых, коричневатых некарбонатных, тонкослоистых глин с ярозитом (0,1—0,5 м) с мелкозернистыми песчаниками (0,01—0,05 м)	51 м
2. Глины майкопские темно-серые и шоколадного цвета, некарбонатные с выцветами ярозита	250 „
3. Глины темно-серые и коричневатато-серые карбонатные с тонкими (0,03—0,1 м) прослойками мелкозернистых песчаников	134 „
4. Переслаивание темно-серых карбонатных глин с коричневатато-серыми глинами с прослойками песчаников (0,1—0,15 м)	112 „
5. Глины темно-серые карбонатные с одним прослоем серого песчаника (0,3 м) с микрофауной <i>Globigerina tarchanensis</i> Subb. et Chutz., <i>Gl. micra</i> (Cole), <i>Cibicides</i> ex gr. <i>lobatulus</i> (W. et J.)	31 „
6. Перерыв в обнажении	20 „
7. Глины темно-серые и шоколадного цвета с прослоями некарбонатных глин с одним прослоем серого песчаника с микрофауной <i>Cibicides</i> ex gr. <i>lobatulus</i> (W. et J.), <i>Discorbis</i> sp.	7,63 „
8. Перерыв в обнажении	51,6 „
9. Глины темно-серые шоколадного цвета, местами карбонатные и некарбонатные, плотные с прослойками (0,01—0,3 м) мелкозернистых серых песчаников с микрофауной <i>Bulminella schischinskyae</i> (Sam.), <i>Cibicides</i> sp. ex gr. <i>lobatulus</i> (W. et J.) (определения К. М. Арчвадзе)	6 „
Общая мощность разреза	663,23 м

В данном разрезе глинистая толща (слои 1, 2, 3 и 4) мощностью 547 м фауну не содержит, однако с слоя 3 в разрезе появляются карбонатные глины, а с слоя 5 уже характерные для сакараульского горизонта формы микрофораминифер.

Сопоставляя этот разрез с разрезами майкопа других районов, можно предположить, что, кроме фаунистически охарактеризованных

слоев мощностью 115 м, к сакараульскому горизонту относится толща карбонатных глин мощностью около 250 м. При таком допущении общая мощность обнаженной части сакараульского горизонта будет равна 365 м.

Дальше на северо-запад в зоне северного борта межгорной впадины Грузии присутствие фаунистически охарактеризованных слоев сакараульского горизонта нигде не установлено вплоть до Лечхумской синклинали. Условно к ним приравнивается нижняя часть (107 м) глинистой толщи верхнего майкопа, залегающей между тарханским горизонтом со *Spiralis* и песчаниками верхнего олигоцена в районе Душети по р. Поте (Булейшвили, 1960).

К нижнему миоцену А. Г. Лалиев приравнивает также верхнюю песчано-глинистую толщу майкопа, согласно залегающую между олигоценом и тарханским горизонтом в погруженных частях Рачинско-Лечхумской синклинальной депрессии в окрестностях селений Квацхути, Химши, Чониши, Квемо-бари и Амбролаури.

В Лечхуми фаунистически охарактеризованные слои сакараульского горизонта впервые были установлены Ш. К. Китовани еще в 1946 г. На северном борту Лечхумской депрессии у горы Орбелишцвери Е. К. Вахания при описании данного разреза в темно-серых песчанистых глинах, залегающих выше 120-метровой толщи некарбонатных листоватых глин, была обнаружена фауна, которая, по определению Г. Д. Харатишвили, состоит из следующих форм: *Buccinum* sp., *Cardium* sp., *Natica helicina* Вросс., *Ostrea* sp., *Pectunculus deshayesi* Mayer., *Terebra* sp., *Xylophaga dorsalis* Turt.

К. М. Арчвадзе из этой пачки были определены характерные для сакараульского горизонта микрофораминиферы *Bulimina caprolithoides* Andrae., *B. elongata* Orb., *Cythereis* sp., *Elphidium mariae* Artchw., *E. kvesanensis* Artchw.

Позже благодаря детальной работе Е. К. Вахания и Д. Ю. Папава (1956) фаунистически датированные отложения сакараульского горизонта в Лечхумской депрессии были прослежены во многих пунктах на водоразделе рек Цхенис-цкали и Джоноула.

В последующем нижнемиоценовые отложения Лечхуми были изучены Д. А. Булейшвили и В. М. Окрочедлидзе в 1958 г., Г. Д. Ананиашвили и К. М. Арчвадзе в 1959 г. У горы Орбелишцвери наблюдается следующий разрез:

- | | |
|--|---------|
| 1. Глины листоватые шоколадного цвета с выцветами ярозита и конкрециями мергеля | 100 м |
| 2. Глины карбонатные черные слегка песчанистые с фауной <i>Pectunculus</i> cf. <i>deshayesi</i> Mayer., <i>Pectunculus</i> sp. ind., <i>Arca</i> cf. <i>turonica</i> Duj., <i>Limopsis</i> sp. ind., <i>Cardium</i> cf. <i>multicostatum</i> Вросс., <i>Turritella</i> cf. <i>turris</i> Bast., <i>Fusus</i> sp. <i>Dentalium</i> sp. (опр. К. Ф. Грузинской) и микрофауной <i>Nonion sacaraulensis</i> Djan., <i>N. alexanderi</i> Artchw., <i>Elphidium mariae</i> Artchw., <i>E. kvesanensis</i> Artchw., <i>Polimorphina ellengans</i> d'Orb., <i>Bolivina floridana</i> Cushman., <i>Caucasica bullinoides</i> Sch., <i>Virgulina</i> sp., <i>Rotalia</i> ex gr. <i>beccarii</i> (Linne), Ostracoda | 6 " |
| 3. Глины темные песчанистые | 4,59 " |
| 4. Песчаники желтовато-серые тонкозернистые с тонкими прослоями песчанистых глин с обломками раковин и микрофауной <i>Bolivina floridana</i> Cushman., <i>Lagena vilardeboana</i> Will. | 4,3 " |
| 5. Перерыв в обнажении | 6 " |
| 6. Песчаники желтовато-серые тонкозернистые с прослоями темных глин <i>Bolivina floridana</i> Cushman., <i>Bulimina ellegans</i> d'Orb., <i>Lagena vilardeboana</i> Will., <i>Entosolenia</i> ex gr. <i>marginata</i> (W. et J.), <i>Discorbis conicus</i> Djan., <i>Cibicides</i> ex gr. <i>lobatulus</i> (W. et J.) | 10,75 " |
| 7. Перерыв в обнажении | 21,5 " |
| 8. Чередование темно-серых глин и песчанистых шоколадного цвета глин с чешуями рыб и с микрофауной <i>Nonion costiceras</i> Cushman., <i>Lagena sprjata</i> Will., <i>Entosolenia</i> ex gr. <i>marginata</i> (W. et J.), <i>E. ovulum</i> Subb. | |

et Chutz., *Elphidium mariae* Artchw., *Bolivina floridana* Cushm., *Bulimina caprolitnoiaes* Andre., *Caucasica butiminoides* Bogd., *Neobulimina abchasiaensis* Djan., *Neobulimina* sp., *Asterigerina* sp., *Cibicides* ex gr. *lobatulus* (W. et J.), Globigerinidae 74,2 м

Выше согласно следует мощная (более 70 м) толща желтовато-серых песчаников с прослоями темно-серых и темно-бурых глин. В верхах этой толщи, подстилающей фаунистически датированный тарханский горизонт, были обнаружены раковины *Oncophora* cf. *socialis* Rg., *Oncophora* sp., *Eoprosodacna* cf. *cartlica* David., *E.* sp., *Congeria transcaucasica* David., указывающие на присутствие коцахурского горизонта в данном разрезе. На южном борту Лечхумской депрессии присутствие сакараульского горизонта устанавливается у сел. Гвириши по р. Гвиришис-геле благодаря наличию микрофораминифер *Bolivina floridana* Cushm., *Elphidium kvesianensis* Artchw., *Uvigerinella* sp. в низах 80-метровой толщи майкопских глин, залегающей под фаунистически охарактеризованным тарханом.

В северо-западном направлении после небольшого перерыва фаунистически охарактеризованный сакараульский горизонт появляется на правом берегу р. Цхенис-цкали у сел. Барднала, где по сравнению с разрезами Орбелис-цвери и Гвиришис-геле литологический состав этого горизонта несколько меняется в сторону увеличения песчанистых прослоев, особенно в нижней части разреза. Еще западнее, у селений Циперчи и Чкуми, суммарная мощность песчанистых образований в нижней части разреза достигает 50—60 м, а общая мощность горизонта увеличивается до 270 м.

Таким образом, в Лечхумской депрессии сакараульский горизонт имеет широкое развитие и в отличие от других разрезов северного борта межгорной впадины Грузии одновременно содержит как характерную для этого горизонта моллюсковую фауну, так и микрофораминиферы, что дает возможность хорошо сопоставить их с разрезами Картли и Абхазии.

В Мегрельской депрессии майкопские отложения имеют широкое развитие, особенно по ее северному и южному бортам, где они непрерывно прослеживаются на десятки километров. Однако отсутствие макро- и микрофауны в большинстве разрезов не позволяет расчленить их на отдельные стратиграфические единицы. Благодаря находке фауны лишь на северном борту депрессии удастся подразделить майкопскую свиту и сопоставить с типичными разрезами этих отложений соседних областей Лечхуми и Абхазии.

Наиболее полный разрез здесь обнажается по р. Чанис-цкали у сел. Джгали. Впервые данный разрез был изучен М. Ф. Дзвеляя (1940, 1947), который в верхней части свиты обнаружил фауну коцахурского горизонта, состоящую из следующих форм: *Oncophora dubiosa* M. Noern., *Oncophora* sp., *Congeria* cf. *transcaucasica* David., *Congeria* sp., *Cardium* sp.

Позже разрез майкопа по р. Чанис-цкали был детализирован О. И. Джанелидзе, Е. К. Вахания, Д. Ю. Папава, А. Г. Лалиевым и Д. П. Окрочедлидзе.

По Е. К. Вахания (1959), здесь развиты:

1. Карбонатные глины хадумского горизонта	80 м
2. Майкопские глины	320 „
3. Кварцево-граувакковые песчаники с растительными остатками, линзами бурого угля и раковинами <i>Cardium discrepans</i> Bast.	30 „

В последующем в пачке З А. Г. Лалиевым была обнаружена фауна сакараульского горизонта, состоящая, по определению Г. К. Гуджабидзе, из следующих форм: *Leda fragilis* Chernn., *Cardium* aff. *kübe-*

ckii Hoern., *Corbula* aff. *gibba* Oliv., *Natica* sp., *Nassa* aff. *baccatum* Bast. и фрагментов *Pectunculus*.

Эта же пачка содержит и характерные для горизонта формы микрофораминифер: *Nonion sacaraulensis* Djan., *Nonion umbilicatum* (Montegu), *Elphidium kvesanensis* Artchw., *Bolivina floridana* Cushm., *Bulimina caprolitoides* Andrea, *B. elongata* Orb., *B. schischkinskyae* Sam., *Uvigerinella californica* Cushm., *Rotalia beccarii* Linne.

4. Глины некарбонатные темно-серые	200 м
5. Песчаники кварцевые и граувакковые с прослоями песчаных глин с фауной <i>Eoprosodacna cartilicum</i> David., <i>Oncophora socialis</i> Rz., <i>Congerina transcaucasica</i> David.	120 "
6. Глины некарбонатные типично майкопской свиты	25 "
7. Карбонатные глины с фауной тархана	

На остальной территории Мегрелии присутствие сакараульского горизонта устанавливается в некоторых разрезах майкопской свиты лишь скудными микрофаунистическими данными (селения Курзу, Саберио, Менджи, Инчхури и у г. Цхакая).

В Абхазии фауна сакараульского горизонта впервые была обнаружена С. Г. Букья в 1934 г. (Вахания, 1940) в верхней части песчано-глинистой толщи майкопа вблизи ст. Квезани (район Ткварчели).

Позже, в 1936—1937 гг., данный разрез детально был изучен Е. К. Вахания (1940, 1947), который по литолого-фаунистическим признакам майкопскую свиту разбил на ряд горизонтов, из которых к сакараульскому горизонту отнес шестой горизонт песчаников и глин с раковинами *Pectunculus*.

Горизонт этот представлен равномерно чередующимися пачками темно-серых слоистых, концентрически-скорлуповатых песчаных глин, песков и различной мощности белесоватых и серых песчаников. Некоторые прослои песчаников переходят в конгломераты.

В пектункулусовом горизонте в 11 м от подошвы Е. К. Вахания была собрана богатая фауна моллюсков, которая, по определению И. А. Коробкова, содержит *Pectunculus (Axinaea) deshayesi* Mayer, *Limopsis (Pectunculina) anomala* Eichw., *Nuculana accepta* Liver., *Meretrix (Cardiopsis) gigas* Lamk., *Meretrix (Callista) erycinoides* Lamk., *Tellina planata* Linne, *Corbula (Agina) gibba* Oliv., *Modiola minuscula* Cossman., *Phacoides borealis* Linne, *Cryptodon tautilis* Liver., *Solecortus (Azor) antiquatus* Pult., *Pteromeris unindentata* Bast., *Isocardia burdigalensis* Desh., *Cardium (Laevicardium) galisense* Korob., *Cardium (Parvicardium) papilosum* Poli., *Pleurotoma duchastelli* Hyst., *Pleurostoma (Clavatula) semimarginata* Lam., *Drillia herminae* Hoern et Aninger., *Pyrula condita* Brongn., *Pirula* cf. *geometra* Brs. *turritella* (Haustater) turiss Bast., *Buccinum* aff. *hoernesii* Mayer, *Calyptrea chinensis* Linne var. *taurostriatella* Sacco, *Fustriaria* sp. (cf. *jani* Hoern.).

Выше этот горизонт постепенно переходит в толщу некарбонатных майкопских глин мощностью 100—150 м, которая согласно покрывается фаунистически охарактеризованными слоями тарханского горизонта.

В 1936 г. в отложениях сакараульского горизонта ст. Квезани М. В. Качарава впервые была обнаружена микрофауна *Bolivina* sp., *Discordis* sp., *Angulogerina angulosa* Will.

В последующем разрез у ст. Квезани детально был изучен К. М. Арчвадзе в 1949, 1954 гг. и О. И. Джанелидзе в 1952, 1954 гг., которыми в сакараульском горизонте обнаружена богатая фауна микрофораминифер, состоящая из более 40 видов.

К. М. Арчвадзе (1954) в обобщенном виде дает следующий разрез майкопских отложений у ст. Квезани.

1. Глины листоватые, карбонатные темно-серого цвета с фауной плано-рбелла и с чешуями рыб	21 м
2. Глины майкопские	24 „
3. Толща чередующихся карбонатных и некарбонатных глин с чешуями рыб и с редкими прослоями песчаников	230 „
4. Песчаники с прослоями некарбонатных глин и реже мергелей	35 „
5. Конгломерат, состоящий из хорошо окатанных песчаных галек	30 „
6. Толща равномерно чередующихся прослоев песчаников и некарбонатных и слабо карбонатных глин с богатой фауной сакараульского горизонта (6 горизонт, по Е. К. Вахания). В этой толще содержится микрофауна: <i>Miliolina</i> ex gr. <i>acertana</i> (Orb.), <i>Spiroplectamina caucasica</i> Djan., <i>Lagena thatoae</i> Djan., <i>Lagena vulgaris</i> Will., <i>L. squamosa</i> Will., <i>Entosolenia georgiana</i> Djan., <i>Entosolenia mironovi</i> Bogd., <i>Entosolenia ovulum</i> Subb. et Chutz., <i>Entosolenia olata</i> (Reuss.), <i>Entosolenia emisiata</i> Reuss., <i>Entosolenia emisiata</i> Reuss., <i>Nonion sacraulensis</i> Djan., <i>Nonion echinatus</i> Djan., <i>N. Alexanderi</i> Artchv., <i>N. davidi</i> Artchv., <i>N. svanaripschi</i> Artchv., <i>N. ex gr. granosa</i> d'Orb., <i>N. praevis</i> Subb., <i>Elphidium mariae</i> Artchv., <i>E. kvesanensis</i> Artchv., <i>Neobullimina abhasiaensis</i> Djan., <i>Virgulina pertusa</i> Reuss., <i>Bolivina floridana</i> Cushman., <i>B. plicatula</i> Cushman., <i>B. tarchanensis</i> Subb. et Chutz., <i>Bullimina elongata</i> d'Orb., <i>B. elegans</i> Orb., <i>Uvigerinella californica</i> Cushman., <i>Uvigerinella californica</i> Cushman. var. <i>ornata</i> Cushman., <i>Rotalia</i> ex gr. <i>beccarii</i> Linne., <i>Discorbis conicus</i> Djan., <i>D. gigas</i> Djan., <i>Asterigerina bracteata</i> Cushman., <i>Globigerina tarchanensis</i> Subb. et Chutz., <i>Cibicides</i> ex gr. <i>lobatulus</i> (W. et J.), <i>Cytherides</i> cf. <i>Brodiana</i> Inks., <i>Cythereis sacraulensis</i> Schn., <i>C. caucasica</i> Schn., <i>C. philipi</i> (Reuss.), <i>Loxoconeha ovata</i> Schn.	62 „
7. Глины некарбонатные типично майкопской свиты с тонкими прослоями песчаников	150 м
8. Глины песчаные карбонатные, слоистооскольчатые, серые, с редкими прослоями известковистых песчаников с характерной для тархана макро- и микрофауной	70 „

Данное К. М. Арчвадзе расчленение майкопской серии на основе микрофаунистических данных полностью соответствует схеме стратиграфии олигоценовых и миоценовых отложений, предложенной Е. К. Вахания (1959) для приморской части Абхазии.

Аналогичная последовательность горизонтов наблюдается в разрезах; смежных с сел. Квезани районов, селений Патрахуца, Мокви и Падгу. Здесь по данным структурно-картировочного и опорного бурения в верхней части майкопской серии, между олигоценом и аналогами коцахурского горизонта, согласно подстилающим фаунистически охарактеризованный тархан, на основе микрофораминифер выделяется сакараульский горизонт, который в районе сел. Патрахуца содержит и раковины *Pectunculus*.

Наличие сакараульского горизонта было установлено Е. К. Вахания (1959) и западнее сел. Мокви, у селений Мерхеули и Александровки и г. Сухуми. В районе сел. Мерхеули Е. К. Вахания в мощной (200 м) песчано-глинистой толще с прослоями гравелитов и реже конгломератов, согласно залегающей выше майкопских глин олигоцена, были обнаружены раковины *Pectunculus deschayesi* Maуег. и *Pleurotoma duhasteli* Nyst., свидетельствующие о сакараульском возрасте этих слоев.

Еще западнее фаунистически датированные слои сакараульского горизонта были установлены Г. Д. Харатишвили в 1946 г. в песчано-глинистой толще верхнего майкопа вблизи Ахали-Афонского монастыря. Из этой фауны Г. Д. Харатишвили (1952) были определены *Pectunculus deschayesi* Maуег., *Tellina planata* Liv., *Cardium* sp., *Aporrhais nodarii* Charat., *Oliva flammulata* Lam., *Conus* cf. *ponderosus* Brocchi., *Natica helicina* (Bross), *Cerithium* sp.

В этих отложениях О. И. Джанелидзе (1956) была обнаружена характерная для сакараульского горизонта ассоциация микрофораминифер, состоящая из следующих форм: *Miliolina carinata* d'Orb., *Miliolina consobrina* (d'Orb.), *Nonion umbilicatum* (Monteguy), *Elphidium mussereus* sp. n., *Bulimina elongata* d'Orb., *Caucasica* aff. *schischkinskuae* Subb. et Chutz., *Cibicides parvus* Bogd. sp. nov., *Pseudoparella* aff. *kilianae* (Andre).

Интересно отметить, что в синхронных с пектункулусовым горизонтом ст. Квезани осадках по разрезам селений Звандриши, Блабурхва и Мюссера в Гудаутской депрессии О. И. Джанелидзе указывает на аналогичную нижнемиоценовую, но более богатую фауну микрофораминифер, по составу сходную с ассоциацией микрофауны разреза ст. Квезани.

Таким образом, сакараульский горизонт в Абхазии имеет широкое развитие во всех разрезах майкопской серии и, несмотря на значительные изменения фации и мощностей осадков, имеет строго выдержанные стратиграфические пределы, залегая между надхадумским горизонтом (средний и верхний олигоцен) и глинистой толщей — аналогами коцхурского горизонта, согласно подстилающим тарханский горизонт.

В центральной части Колхидской депрессии, по данным глубокого разведочного и поискового бурения (районы Поти, Чаладиди, Квалони, Кулеви и др.), отложения не только сакараульского горизонта, но и всего миоцена и верхнего палеогена отсутствуют. Глинисто-песчаные образования нижнего плиоцена (мэотис) трансгрессивно залегают на размытой поверхности палеоцена или верхнего мела, что, несомненно, имеет первичный характер.

В Гурии присутствие микрофаунистически датированных отложений сакараульского горизонта впервые было установлено К. М. Арчвадзе по р. Бахвис-цкали в верхней части майкопской серии. К. М. Арчвадзе здесь в разрезе майкопа выделила четыре микрофаунистических горизонта. Первые два горизонта, представленные песчано-глинистыми осадками мощностью около 60 м, относятся к нижнему и среднему олигоцену.

В третьем горизонте мощностью 50 м наряду с микрофораминиферами *Nonion dendriticum* Bogd., *Lagena vilardebouana* Will., *Caucasica* ex gr. *buliminoides* Bogd., *Elphidium* sp. nov., *Asterigerina bracteata* Cushman., *Halcyardia* sp. nov. встречаются следующие представители остракод: *Cithereis afolodes* Mand., *C. exodita* Mand., *Loxococoncha subovata* Münster., *L. carinata* Inklus., *Xestoleberis elongata* Inklus., *Cytherura* sp., *Bairdia* sp., *Cytheridea mülleri* Münster var. *seminulum* var. nov. К. Ф. Грузинской отмечается присутствие микрофауны *Congerina* sp., *Natica* sp., *Corbula* sp., *Melanopsis callosa* Bronn., *Corbula helmersemi* Mikh., *Neritina fluviatilis* Lim., указывающей также на верхнеолигоценый возраст этих отложений.

В четвертом горизонте мощностью 230 м автор указывает на присутствие *Spiroplectamina caucasica* Djan., *Lagena sulcata* d'Orb., *Lagena gracilicostata* Reuss., *Entosolenia ovulum* Subb. et Chutz., *Nonion sacaraulensis* Djan., *N. davidi* Artchv., *Nonion svandripschi* Artchv., *N. alexandri* Artchv., *Elphidium mariae* Archv., *Bolivina floridana* Cushman., *B. plicatella* Cushman., *Bulimina elongata* (d'Orb.), *Bolivina caprolithoides* Andrea, *Uvigerinella californica* Cushman. var. *ornata* Cushman., *Rotalia* ex gr. *beccarii* (Linne.), *Globigerina* ex gr. *tarchanensis* Subb. et Chutz., *Cibicides* ex gr. *lobatulus* (W. et J.), *Cythereis sacaraulensis* Schn., *Cytheridea* aff. *torosa* Jon., *Cytherideis brodiana* Inklus., *Loxococoncha* aff. *olata* Schn., *L. carinata* Schn., *Xestoleberis* sp., *Cytheridea* sp., *Cytherura*

сп., что подтверждает наличие сакараульского горизонта по р. Бахвис-цкали.

Дальше на восток, в зоне предгорного прогиба Аджаро-Триалетии, присутствие сакараульского горизонта в разрезе майкопа не установлено вплоть до Хашурского района.

В самой западной части южного борта Карталинской депрессии, в Сурамском районе у сел. Набат-хеви, по р. Черат-хеви хорошо обнажается разрез майкопской серии, которая в самых верхах заканчивается мощной (300 м) толщей белесоватых кварцево-полевошпатовых песчаников, отнесенных М. И. Варенцовым к сакараульскому и коцахурскому горизонтам.

На основе микрофаунистических данных весь разрез майкопа по р. Черат-хеви расчленяется на отдельные горизонты. Нижняя песчанистая часть разреза мощностью 140—160 м датируется как средний и верхний олигоцен. В вышезалегающих майкопских глинах с прослоями плотных белесовато-бурых песчаников, подстилающих набатхевские песчаники, К. М. Арчвадзе была обнаружена богатая фауна микрофораминифер, датирующая эти слои нижним миоценом (сакараульский горизонт).

Разрез сакараульского горизонта здесь следующий (снизу вверх):

- | | |
|---|--------|
| 1. Глины темно-серые карбонатные с микрофауной <i>Nonion svandripschi</i> Artchv., <i>Elphidium mariae</i> Artchv., <i>Elphidium</i> sp. nov., <i>Bolivina floridana</i> Cusch., <i>Cibicides</i> ex gr. <i>lobatulus</i> (W. et J.) | 65,6 м |
| 2. Перерыв в обнажении | 85,2 „ |
| 3. Глины темно-серые с прослоями плотных белесоватых песчаников мощностью 0,4 м с микрофауной <i>Entosolenia</i> ex gr. <i>marginata</i> (W. et J.), <i>Nonion alexandri</i> Artchv., <i>Nonion svandripschi</i> Artchv., <i>Nonion</i> ex gr. <i>granosus</i> (d'Orb.), <i>Nonion umbilicatum</i> (Montegu), <i>Elphidium incertum</i> var. nov., <i>Bolivina floridana</i> Cusch., <i>Cibicides lobatulus</i> (W. et J.) | 32,5 „ |
| 4. Перерыв в обнажении | 24,4 „ |
| 5. Глины темно-серые карбонатные с микрофауной <i>Entosolenia vilordebouana</i> Will., <i>Entosolenia</i> ex gr. <i>marginata</i> (W. et J.), <i>Entosolenia georgiana</i> Djan., <i>Nonion svandripschi</i> Artchv., <i>Nonion alexandri</i> Artchv., <i>Nonion sacaraulensis</i> Djan., <i>Elphidium</i> sp. nov., <i>Uvigerinella californica</i> Cushman., <i>Cibicides</i> ex gr. <i>lobatulus</i> (W. et J.) | 40,7 „ |
| 6. Глины темно-серые карбонатные с прослоями песчаников мощностью от 0,1 до 0,4 м с микрофауной <i>Miliolina</i> sp., <i>Entosolenia ovulum</i> Subb. et Chutz., <i>Entosolenia</i> sp. nov., <i>Nonion alexandri</i> Artchv., <i>Nonion svandripschi</i> Artchv., <i>Nonion umbilicatum</i> (Montegu), <i>Buliminella</i> sp., <i>Bolivina</i> ex gr. <i>floridana</i> Cushman., <i>Uvigerinella californica</i> Cushman., <i>Uvigerinella californica</i> Cushman. var. <i>ornata</i> Cushman., <i>Cibicides</i> ex gr. <i>lobatulus</i> (W. et J.) | 25,9 „ |
| 7. Перерыв в обнажении | 45,5 „ |
| 8. Глины темно-серые, черноватые с прослоем мергеля (0,1 м) с рыбными чешуями и с микрофауной <i>Textularia caucasica</i> Djan., <i>Miliolina</i> sp., <i>Lagena vulgaris</i> Will., <i>Lagena squamosa</i> Will., <i>Entosolenia</i> ex gr. <i>vilardebouana</i> Will., <i>Entosolenia</i> ex gr. <i>marginata</i> (W. et J.), <i>Entosolenia costata</i> Will., <i>Entosolenia ovulum</i> Subb. et Chutz., <i>Entosolenia thathoe</i> Dian., <i>Nonion svandripschi</i> Archv., <i>Nonion alexandri</i> Artchv., <i>Nonion sacaraulensis</i> Djan., <i>Nonion</i> aff. <i>granosus</i> (d'Orb.), <i>Uvigerinella californica</i> Cushman. var. <i>ornata</i> Cushman., <i>Buliminella schischkinskuae</i> (Sam.), <i>Discorbis</i> sp., <i>Asterigerina bracteata</i> Cushman., <i>Globigerina</i> ex gr. <i>tarchanensis</i> S. et Chutz., спикулы губок | 6,7 „ |
| 9. Глины темно-серые карбонатные с микрофауной <i>Lagena squamosa</i> Will., <i>Entosolenia thathoe</i> Djan., <i>Entosolenia</i> ex gr. <i>marginata</i> (W. et J.), <i>E. ovulum</i> Subb. et Chutz., <i>Nonion alexandri</i> Artchv., <i>Nonion</i> aff. <i>granosus</i> (d'Orb.), <i>Elphidium incertum</i> Will. var. nov., <i>Elphidium kvesanensis</i> Artchv., <i>Bolivina</i> ex gr. <i>floridana</i> Cusch., <i>Uvigerinella californica</i> Cushman., <i>U. californica</i> Cushman. var. <i>ornata</i> Cushman., спикулы губок | 25,7 „ |
| 10. Перерыв в обнажении | 28,9 „ |
| 11. Глины типичные майкопские с прослоем мергеля мощностью 0,2 м | 10,6 „ |
| 12. Песчаник серый рыхлый | 2 „ |
| Общая мощность разреза 663,8 м. | |

Выше разрез вполне согласно покрывается мощной толщей набатхевских песчаников.

Аналогичная ассоциация микрофауны, содержащаяся в слоях 1, 3, 5, 6, 10 и 11, встречается в разрезах сакараульского горизонта у селений Урбниси, Скра, Каспи, Квезани и Лечхуми, охарактеризованных богатой моллюсковой фауной нижнего миоцена.

Таким образом, описанную глинистую толщу майкопа следует отнести к сакараульскому горизонту, а набатхевские песчаники — к коцахурскому. Последние с незаметным угловым несогласием покрываются пестроцветными глинами чокрака. Этот вывод станет более убедительным, когда мы познакомимся с другими разрезами этих горизонтов.

Южнее г. Хашури, на правом берегу р. Куры по балке Дамчхеулагеле у сел. Рбона, под фаунистически хорошо охарактеризованным коцахурским горизонтом залегает небольшая толща (30 м) майкопских глин (неполный разрез), содержащая несколько представителей из указанной сакараульской микрофауны.

На участке от р. Восточной Проне до сел. Урбниси, на левом берегу р. Куры, отложения коцахурского горизонта отсутствуют и красноцветные глины чокрака залегают непосредственно на глинах майкопа.

У сел. Урбниси они вновь появляются между майкопскими глинами и чокраком и, постепенно увеличиваясь в мощности, непрерывной полосой тянутся вдоль левого берега р. Куры на восток до сел. Каспи.

У сел. Урбниси в этих осадках появляется и характерная для коцахурского горизонта онкофоровая фауна.

В нижезалегающих глинах мощностью в несколько десятков метров, трансгрессивно следующих за верхним эоценом, содержатся представители сакараульской фауны *Tapes cf. vetulus* Bast., *Nassa zhizhchenko* Charat., *Turitella* sp. (определения К. Ф. Грузинской) и характерные для этого горизонта формы микрофауны: *Lagena squamosa* Will., *Lagena* sp. nov., *Entosolenia vilardebouaena* Will., *E. ex gr. marginata* (W. et J.), *E. georgiana* Djan., *Nonion svandripschi* Artchv., *N. alexandri* Artchv., *N. umbilicatum* (Montegu), *Nonion* sp. nov., *Elphidium mariaë* Artchv., *E. tumidum* (Bogd.) var. *umbilicata* Djan., *Cibicides* ex gr. *lobatulus* (W. et J.) и др.

Таким образом, надо предполагать, что глинистая толща верхнего майкопа, трансгрессивно залегающая на участке р. Проне — сел. Урбниси на верхнем эоцене и покрываемая пестроцветными глинами чокрака, охватывает коцахурский и сакараульский горизонты нижнего миоцена.

Последний, как и в западных разрезах, представлен глинистой фацией. Однако в отличие от западных разрезов эти осадки здесь выражены темно-серыми и зеленовато-серыми сильно карбонатными глинами с тонкими прослойками серых глинистых песчаников.

Восточнее сел. Урбниси в сакараульском горизонте наряду с майкопскими глинами появляются и мощные пласты песчаников и уже у ст. Скра в обрывах на левом берегу р. Куры они занимают 45—50% всего разреза.

Мощность обнаженной части горизонта здесь не превышает 100 м. Песчанистые образования полимиктовые и полевошпатовые. Содержание в них кварцевого материала значительно меньше, чем в песчаниках западных разрезов. Здесь чувствуется влияние продуктов размыва туфогенных пород Триалетии. В нижней части разреза у самого русла р. Куры в глинах встречаются крупные плотные, сильно известковистые песчанистые линзовидные пропластки и шаровидные конкреции, содержащие хорошо сохранившиеся крупные раковины *Pectunculus*.

В этих песчано-глинистых пектункулусовых слоях, залегающих под коцахурскими песчаниками, было обнаружено несколько представителей микрофауны сакараульского горизонта: *Nonion sacaraulensis* Djaп., *Elphidium* sp.

В районе г. Гори сакараульские слои обнажаются у сел. Тинис-хиди на правом берегу р. Лиахви под желтовато-бурыми песчаниками коцахурского горизонта с редкой фауной *Oncophora* и *Ostrea*. Здесь они представлены в основном желтовато-серыми рыхлыми мелкозернистыми полимиктово-полевошпатовыми некарбонатными песчаниками с линзами плотных песчаников и реже с прослоями майкопских глин. Сакараульская фауна в данном разрезе не обнаружена. Мощность обнаженной части горизонта 150 м.

В центральной части Карталинской депрессии отложения сакараульского горизонта отсутствуют и песчаники, условно отнесенные к коцахурскому горизонту, по данным опорного бурения, трансгрессивно залегают на размытой поверхности верхнего мела (Булейшвили, 1960).

Коцахурский горизонт. Как было отмечено выше, коцахурский горизонт впервые был выделен Л. Ш. Давиташвили в 1930 г. в верхней части майкопской серии у ст. Каспи. В последующие годы Л. Ш. Давиташвили (1934) дал описание коцахурской фауны и подробную характеристику отложений этого горизонта.

На наличие фауны *Oncophora* sp., *Prosodacna*, *Dreissensia* указал Б. Ф. Мефферт (1933) в Хашурском районе «у подножия Триалетского хребта». Слои, содержащие эти формы, он относил к олигоцену.

На наличие онкофоровых слоев в Горийском районе указывал и В. В. Богачев (1933). В 1938 г. при описании миоцена Закавказья он приводит небольшой список фауны коцахурского горизонта, в котором, кроме описанных Л. Ш. Давиташвили форм, указывает на присутствие двух новых видов: *Limnocardium sycephanta* Vog. и *Unio troglodytarum* Vog.

М. И. Варенцовым (1935) коцахурский горизонт был установлен во многих разрезах майкопской серии на южном борту Карталинской депрессии (Горийский, Карельский, Хашурский и другие районы).

М. И. Варенцов дал подробную литолого-стратиграфическую характеристику этих осадков по всему южному борту депрессии и высказал мнение о среднемиоценовом возрасте коцахурского горизонта.

В дальнейшем коцахурский горизонт был обнаружен в Западной Грузии в Мегрелии (Дзвела, 1940а, 1947), в Абхазии (Ильин, 1935) и Лечхуми (Вахания и Палава, 1957). Имеется также указание на присутствие раковин *Oncophora* в верхнем майкопе в Гурии (Чанишвили, 1939; Дзвела, 1940).

Классические разрезы коцахурского горизонта, как и нижезалегающего сакараульского горизонта, имеются на южном борту Карталинской депрессии между районами Хашури и сел. Каспи. В западной части этой полосы фаунистически охарактеризованные отложения коцахурского горизонта (олигоцен, по Б. Ф. Мефферту) впервые были описаны М. И. Варенцовым (1935), а затем Д. А. Булейшвили (1960), с. Брбона (Рбона Д. Б.) на правобережье р. Куры южнее ст. Хашури.

Здесь коцахурские отложения согласно продолжают фаунистически охарактеризованный сакараульский горизонт и выше тектонически перекрываются туфами низов среднего эоцена по линии Гори-Сахуларского разрыва.

Разрез коцахурского горизонта представлен в основном слабо карбонатными и некарбонатными песчанистыми алевролитами и песчаниками с прослоями глин. Песчаники и алевролиты плотные, зеленоватые, толстослоистые. В них встречаются пропластки более плотных песчани-

ков и включения мелких окатанных туфовых галек и реже окатанных валунов и глыб.

Песчаники, приуроченные главным образом к верхней части разреза, граувакковые, редко встречаются аркозово-граувакковые прослои. В некоторых случаях песчаники характеризуются сфероидально-скорлуповатой формой выветривания. Несколько прослоев песчаников переполнены раковинами *Oncophora socialis* (Rz.), вместе с которыми встречаются: *Congeria transcaucasica* David. и крупные раковины *Melanopsis*.

Мощность коцахурского горизонта 352 м.

К коцахурскому горизонту М. И. Варенцов (1950) приравнивает так называемые набатхевские песчаники, обнажающиеся также в Хашурском районе по р. Черат-хеви. Этот вывод М. И. Варенцова подтверждается и нашими наблюдениями. Набатхевские песчаники залегают на микрофаунистически охарактеризованных слоях сакараульского горизонта и с незаметным угловым несогласием покрываются пестроцветными глинами чокрака.

Литологически набатхевские песчаники мощностью 230 м в нижней части (30 м) представлены желтовато-серыми плотными разностями, в которых имеются отдельные прослои желтоватых рыхлых некарбонатных алевритовых песчаников. В своей верхней части они более массивные, рыхлые, богаты песчанистой фракцией, характеризуются разнозернистостью. В них часто встречаются разнонаправленные пересекающиеся лимонитизированные тонкие прожилки и линзообразные пропластки гравелитов. По составу кластического материала набатхевские песчаники являются кварцево-аркозовыми и аркозовыми, состоящими в основном из зерен кварца и полевых шпатов.

К востоку от р. Черат-хеви песчаники коцахурского горизонта постепенно замещаются глинами майкопской серии, мощность которых не превышает нескольких десятков метров.

У сел. Урбниси на правом берегу р. Куры выше фаунистически датированного сакараульского горизонта вновь появляются массивные грубозернистые аркозово-граувакковые и граувакковые желтовато-бурые песчаники с эллиптическими конкрециями. В аркозово-граувакковых прослоях содержатся *Oncophora socialis* (Rz.), *Eoprosodacna kartlica* David., *Congeria transcaucasica* David., *Melanopsis* sp.

Вышеописанная толща песчаников мощностью около 100 м покрывается мелкогалечниковым конгломератом, за которым следует небольшая толща (15—20 м) пестроцветных глин чокрака.

Аналогичный разрез наблюдается восточнее сел. Урбниси на правом берегу р. Куры, напротив ст. Скра, где коцахурский горизонт представлен желтовато-серыми и желтовато-бурыми массивными рыхлыми некарбонатными песчанистыми алевролитами с прослоями карбонатных песчаников. В этой алевролитово-песчанистой толще характерная для коцахурского горизонта фауна не была обнаружена, однако толща здесь согласно подстилается майкопскими глинами с линзовидными прослоями и крупными конкрециями известкового плотного песчаника, в которых встречаются крупные раковины *Pectunculus*, а сверху трансгрессивно покрывается пластом мелкогалечникового конгломерата мощностью 2,5 м, с обломками раковин *Ostrea*. Выше согласно идут красные глины чокрака (11 м), хорошо охарактеризованные макро- и микрофауной.

Мощность коцахурского горизонта не превышает 100 м.

Почти такой же характер имеет разрез коцахурского горизонта вблизи г. Гори, на правом берегу р. Лиавхи, у сел. Тинис-хиди. В отличие от описанных разрезов здесь в алевролитах встречаются конкреции

мергеля, а в 92 м от подошвы горизонта — прослой известняка (0,1 м). У кровли алевролиты сменяются алевро-песчанистыми породами. Терригенный материал песчанистых пород представлен оглинившимися и хлоритизированными обломками пород с небольшим содержанием зерен кварца и полевых шпатов.

В верхней части горизонта были обнаружены единичные *Ostrea* sp. и *Oncophora* sp.

Выше на уровне конгломератов с обломками раковин устриц разрез Урбниси и Скра залегает пласт известняковой брекчии в 0,7 м, содержащий в большом количестве раковины *Ostrea gryphoides* Schloth., *Tapes vetulus* Bast., *Tapes vetuloides* Mikh., *Meretrix gigas* (Lmk), *Arca turonica* Duj., *Chlamys domgeri* Mikh. и др.

Наиболее полные и типичные разрезы коцахурского горизонта наблюдаются в полосе Гори — Каспи по обоим берегам р. Куры. В восточном направлении от г. Гори коцахурский горизонт в основном выдерживает свой литологический характер, наблюдается лишь увеличение кварцевого материала в песчанистых породах, достигающее в некоторых разрезах до 45%, а также возрастает мощность горизонта.

Разрез коцахурского горизонта в этой полосе представлен в основном алевролитистыми и алевролитовыми песчаниками и реже песчанистыми алевролитами. Песчаники главным образом аркозово-граувакковые, желтовато-бурые, массивные, рыхлые с конкрециями и линзовидными пропластками плотных разностей. Песчаники полимиктовые, основную массу терригенных компонентов в них составляют хлоритизированные обломки пород, зерна плагиоклазов и кварца. Отмечается присутствие обломков эффузивных пород.

По своему составу породы коцахурского горизонта мало отличаются от пород нижезалегающего сакараульского горизонта и при постепенном переходе последнего в коцахурский горизонт сильно затрудняется отбивка нижней границы, тем более что в низах разреза характерная фауна отсутствует. Граница отбивается условно по появлению выше белесоватых аркозово-граувакковых песчаников более темных желтовато-серых песчаников с относительно большим содержанием известковистых конкреций.

Характерный разрез коцахурского горизонта мы наблюдали в балке в 2 км от ст. Уплис-цихе. Здесь выше сакараульских светлых песчаников обнажаются:

- | | |
|--|--------|
| 1. Песчаники аркозово-граувакковые массивные рыхлые желтовато-серые с конкрециями и включениями мелких галек, особенно у подошвы описанной пачки, где они образуют (0,4—0,5 м) пласт конгломерата . . . | 28,3 м |
| 2. Глины зеленовато-серые карбонатные . . . | 0,6 „ |
| 3. Песчаник грубозернистый желтовато-бурый с включениями мелких галек . . . | 1 „ |
| 4. Глины тонкослоистые зеленовато-серые некарбонатные . . . | 6,3 „ |
| 5. Перерыв в обнажении . . . | 7,0 „ |
| 6. Песчаники серовато-желтые рыхлые крупнозернистые с включениями мелких галек эффузивных пород . . . | 25,4 „ |
| 7. Алевролиты с прослоями глин . . . | 3,5 „ |
| 8. Песчаники серовато-желтые с прослоями тонкослоистых плотных разностей . . . | 22,0 „ |
| 9. Песчаники желтовато-серые массивные рыхлые, в верхней части пачки переходят в микроконгломерат. Песчаники переполнены раковинами <i>Oncophora socialis</i> (Rz.), <i>Eoprosodacna kartlica</i> David., <i>Eoprosodacna georgensis</i> David., <i>Congerina sandbergeria</i> Andrus., <i>Congerina transcaucasica</i> David., <i>Melanopsis intermedia</i> Rz. . . | 3,5 „ |
| 10. Песчаники желтоватые слабо сцементированные, мелкозернистые . . . | 4,0 „ |
| 11. Песчаник желтовато-серый рыхлый мелкозернистый с многочисленными <i>Oncophora socialis</i> (Rz.) . . . | 0,5 „ |
| 12. Микроконгломерат, состоящий из галек эффузивных пород . . . | 0,5 „ |
| 13. Песчаники массивные желтовато-серые мелкозернистые с конкрециями плотных известковистых песчаников . . . | 9,3 „ |

14. Песчаник серый рыхлый	0,4 м
15. Песчаник серый мелкозернистый плотный	0,5 „
16. Глины слоистые красновато-бурые некарбонатные	1,0 „
17. Песчаники массивные желтовато-серые рыхлые мелкозернистые с конкрециями плотных разностей и тонкими (0,05 м) пропластками серовато-бурых глин	7,8 „
18. Перерыв в обнажении	20,0 „
19. Песчаный известняк с раковинами <i>Ostracoda</i>	0,5 „
20. Глины плохо слоистые зеленовато-серые, красновато-бурые и красные с фауной <i>Chlamys pertinax</i> Zhizh., <i>Ostrea</i> sp., <i>Leda fragilis</i> Chemn., и др.	40,0 „

В данном разрезе непосредственного контакта устричных слоев (слой 19) и песчаников верхов коцахурского горизонта (слой 17) не видно, поэтому трудно выявить взаимосвязь этих слоев.

Еще восточнее устричные слои выпадают из разреза, и уже на северном крыле Каспи-Мцхетской антиклинали на массивных желтовато-серых песчаниках залегает пласт конгломерата (3 м), в котором, кроме галек различных эффузивных пород, известняков, мергелей и кремней, встречаются обломки песчаников сакараульского, а также коцахурского горизонтов с раковинами *Oncophora socialis* Rz. Конгломерат плохо отсортирован. В глинисто-песчанистом цементе встречаются обломки *Ostrea*, *Chlamis* и *Pecten*. Описанный конгломерат несогласно залегает на размывтой поверхности песчаников коцахурского горизонта, а выше незаметно сменяется слоистыми песчаниками и пестроцветными глинами чокрака.

Такой же характер имеет разрез коцахурского горизонта по балке Надарбазеви. В отличие от описанного выше разреза здесь в самой верхней части толщи аркозово-граувакковых песчаников в нескольких метрах от базального конгломерата чокрака в одном пласте (1,5—3,5 м) наблюдается огромное скопление крупных хорошо сохранившихся раковин *Eoprosodacna cartlica* David. и других его разновидностей в виде ракушечников.

Хорошо обнажаются коцахурские песчаники и южнее сел. Каспи, на правом берегу р. Куры, на склонах гор Сачите и Сакарауло. Здесь выше фаунистически охарактеризованных слоев сакараульского горизонта идет толща (200 м) серых, буровато-серых и желтовато-бурых кварцево-полевошпатовых и полимиктовых песчаников с крупными шаровыми конкрециями и редкими прослоями майкопских глин.

В некоторых прослоях песчаников встречается аналогичная с встреченной в описанных выше разрезах ассоциация моллюсковой фауны коцахурского горизонта.

Восточнее сел. Каспи отложения майкопской серии в силу тектонических условий и плохой обнаженности на поверхности не обнажаются до г. Мцхета. Лишь в районе сел. Дзегви по р. Хекордзула А. Т. Дзиграшвили указывает на наличие мощной толщи (около 100 м) аркозово-кварцевых массивных желтовато-серых песчаников, несогласно перекрытых караганским горизонтом.

В верхней части этой толщи Е. К. Вахания, К. М. Арчвадзе и Г. Н. Хатискаци были обнаружены *Congerina transcaucasica* David., *Cardium* sp.

И. В. Качарава (1955) указывает также на наличие здесь и раковин *Oncophora*.

Сравнительно полный разрез майкопской серии обнажается на левом берегу р. Куры у г. Мцхета. В верхней части свиты здесь появляются тонкослоистые алевролиты и аркозово-кварцевые песчаники, чередующиеся с майкопскими глинами. Эта глинисто-песчанистая толща сверху трансгрессивно покрывается чокракским горизонтом (базальный

конгломерат, 2 м). Наличие коцахурского горизонта, кроме стратиграфического положения, подтверждается также находением в них раковин *Oncophora* в самых верхах разреза.

Однако ввиду отсутствия моллюсковой фауны в низах и микрофораминифер, отбить нижнюю границу и определить объем коцахурского горизонта нельзя. Еще восточнее верхняя часть майкопа представлена исключительно глинистой фацией и в отличие от описанных разрезов между этими глинами и чокраком уже появляются макро- и микрофаунистически хорошо охарактеризованные слои тарханского горизонта.

В Притбилисском районе и во Гаре-Кახетии фаунистически охарактеризованные слои коцахурского горизонта отсутствуют. К ним приравнивается немая толща майкопских глин (1 свита, по Н. И. Кебадзе, 1940), залегающая между тарханским горизонтом и микрофаунистически охарактеризованными слоями сакараульского горизонта.

Кроме стратиграфического положения и, как правило, повсеместного отсутствия микрофауны, в пользу такого мнения говорит также постепенное замещение этих глинистых осадков Притбилисского района песчанистыми образованиями с фауной *Oncophora* в полосе Мцхета — Каспи.

В Норио-Патардзеульской полосе на северном крыле Норио-Хашминской антиклинали глинистые аналоги коцахурского горизонта почти во всех разрезах залегают между фаунистически охарактеризованными карбонатными глинами тархана и песчано-глинистой толщей сакараульского горизонта с богатой микрофауной. Они здесь представлены исключительно тонкослоистыми некарбонатными темно-серыми и коричневыми глинами с гипсом и выцветами ярозита с редкими, очень тонкими пропластками песчаников и включениями септарий и конкреций сидеритов и мергелей.

На протяжении всей описанной полосы от сел. Норио до восточного погружения Назревской антиклинали в районе сел. Патардзеули, аналоги коцахурского горизонта были вскрыты многими структурно-картировочными и глубокими разведочными скважинами.

Судя по керновому материалу, коцахурский горизонт на всем этом расстоянии в основном выдерживает свой литологический характер; лишь в районе сел. Патардзеули наблюдается значительное увеличение песчанистых образований.

В районах южной части Гаре-Кახетии, начиная от с. Малхазовки на юго-восток до Чатмы, аналоги коцахурского горизонта представлены в основном глинистыми породами, везде согласно налегающими на глинисто-песчанистую толщу, местами (Нацвал-цкали) содержащую микрофауну сакараульского горизонта.

Как в районах Нацвал-цкали и Удабно, так и южнее г. Тбилиси, на северном склоне хребта Яглуджа, отложения майкопской серии по литологическим признакам также делятся на две части: нижнюю — песчано-глинистую и верхнюю — глинистую. Верхняя глинистая часть майкопа хребта Яглуджа микрофаунистически не изучена, но по своему стратиграфическому положению (залегают между чокраком и песчано-глинистой частью майкопа) должна также соответствовать коцахурскому горизонту.

На северном борту межгорной впадины Грузии фаунистически охарактеризованные отложения коцахурского горизонта известны лишь в Западной Грузии, в Лечхуми, Мегрелии и Абхазии. В Восточной Грузии к ним условно можно приравнять лишь верхнюю глинисто-песчанистую толщу свиты кинта Кახетинского хребта, согласно следующую за микрофаунистически охарактеризованными слоями сакараульского горизонта, а также верхнюю глинистую часть майкопа с конкрециями

и пропластками сидерита по р. Поте (около Душети), залегающую под спириалисовыми слоями тархана.

К коцахурскому горизонту Е. К. Вахания (1959) приравнивает также глинистую толщу верхнего майкопа Рачинской депрессии (селения Баджи, Гадиши, Ахал-сопели, Мухли и др.), местами залегающую под фаунистически датированным тарханским горизонтом.

В Лечхумской депрессии отложения коцахурского горизонта имеют широкое развитие. Впервые характерная для этого горизонта форма *Oncophora* была обнаружена Г. Д. Харатишвили в коллекции И. М. Рухадзе из сел. Орбели (1952). В последующем моллюсковая фауна коцахурского горизонта была обнаружена Е. К. Вахания, Д. Ю. Папава и В. П. Агеевым (1959), Қ. М. Арчвадзе, Г. Д. Ананишвили (1959) и нами во многих разрезах третичных отложений Лечхуми (селения Орбелис-цвери, Чкуми, Циперчи, Барднала, Гвириши и др.).

Характерный разрез нижнего миоцена, описанный Е. К. Вахания (1959) в Лечхумской депрессии, на северном крыле Дехвирской антиклинали у сел. Чкуми в обобщенном виде следующий:

- | | |
|---|-------|
| 1. Глины песчанистые грубосланцеватые некарбонатные с микрофауной: <i>Nonion sacaraulensis</i> Djan., <i>Bulimina caprolitoides</i> Andrea., <i>B. elongata</i> d'Orb., <i>Rotalia</i> ex gr. <i>bessarii</i> (Linne.), <i>Discorbis</i> sp., <i>Cythereis</i> sp. | 20 м |
| 2. Песчаники тонкослоистые | 30 " |
| 3. Глины песчанистые некарбонатные с прослоями карбонатных глин и реже глинистых песчаников | 150 " |
| 4. Песчаники толстослоистые желтовато-серые с тонкими прослоями песчаных глин и с мелкими линзами бурого угля и с крупными шаровыми конкрециями плотных известковистых песчаников. В нижней части этих песчаников встречаются | 70 " |
| 5. Глины майкопские | 80 " |
| 6. Песчаники желтовато-серые | 10 " |
| 7. Глины некарбонатные | 20 " |
| 8. Песчаники желтовато-серые кварцево-полевошпатовые, толстослоистые. В низах пачки содержатся <i>Oncophora socialis</i> Rz., <i>Cardium cartlicum</i> David., <i>Congeria transcaucasica</i> David. | 30 " |
| 9. Глины майкопские | 20 " |
| 10. Глины песчанистые серые карбонатные с прослоями песчаников и мергелей с фауной <i>Syndesmia parabilis</i> Zhizh., <i>Natica helicina</i> Brocc., <i>Turbonella brevis</i> Reuss., <i>Nassa restitutiana</i> Font и фораминиферы <i>Sigmollina tenuis</i> (Rz.), <i>Nonion boucanus</i> d'Orb., <i>N. granosus</i> d'Orb., <i>Rotalia bessarii</i> (Linne.), <i>Globigerina tarchanensis</i> Subb. et Cutz., <i>Loxococoncha corinata</i> Linkls | 11 " |

Выше согласно залегают слоистые песчаники, в которых наряду с чокракской фауной Е. К. Вахания указывает на нахождение в большом количестве раковин *Ostrea gryphoides* Schloth.

Из описанного разреза к коцахурскому горизонту Е. К. Вахания относит слои 5, 6, 7, 8 и 9 мощностью 160 м, а слой 10 к тархану. В вышезалегающих слоистых песчаниках с *Ostrea gryphoides* Schloth (чокрак, по Е. К. Вахания) Г. Д. Ананишвили (1960) обнаружил фауну тарханского горизонта, в которой наряду с *Nucula nucleus* L., *Amussium denudatum* Reuss., *Natica helicina* Brocc., *Aporrhais pes-pellicani* L., *Nassa tamanensis* и *Pleurotoma neutra* Liver. он указывает и на присутствие *Ostrea gryphoides* Schloth., *O. gryphoides* Schloth. var. *gingensis* Schloth., *O. gryphoides* Schloth. var. *minor* Zinov., *O. cochlear* Poli. и *Rzehakia dubiosa* M. Högn.

К коцахурскому горизонту Е. К. Вахания относит нижнюю часть песчаников усахело, представленных «кварцево-полевошпатовыми и кварцево-граувакковыми песчаниками (различной зернистости, плотности и толщины) с органическим детритусом, обугленной флорой, линзочками бурого угля и гравелита, а также с включениями кусочков глин,

песчаников и мергелей палеогена. В определенных интервалах толщи наблюдаются пачки толстослоистых песчаников с шаровыми крупными конкрециями более плотных известковистых песчаников и прослой карбонатных глин с спорадическим содержанием руководящей фауны» (Вахания, 1959).

Сопоставляя разрезы отложений майкопской серии южного борта депрессии с разрезом северного борта и центральной части депрессии, Е. К. Вахания приходит к выводу, что стратиграфический интервал песчаников свиты усахело на южном борту Лечхумской депрессии охватывает отрезок времени от сакараульского века до чокрака включительно, тогда как в центральной части и на северном борту депрессии они соответствуют лишь нижнему миоцену.

С юга на север к центральной части и северному борту депрессии песчаники свиты усахело постепенно замещаются песчано-глинистыми осадками, однако на тех же стратиграфических уровнях, что и в разрезах южного борта, здесь также выделяются фаунистически охарактеризованные слои сакараульского и коцахурского горизонтов.

Коцахурский горизонт на южном борту депрессии в разрезах Сурмуши, Гвириши, Чкуми и др. согласно покрывается песчаниками типа усахело, содержащими тарханскую фауну *Leda fragilis* Chemn., *Corbula gibba* Ol., *Cuspidaria cuspidata* Ol., *Aporrhais pes-pelican* L., *Natica helicina* Бросс., *Nassa restitutiana* Font.

На северном борту депрессии в разрезе у Орбелис-цвери выше коцахурской песчано-глинистой толщи мощностью 45 м с фауной *Oncophora socialis* Rz., *Eoprosodacna cartlica* David., *Congeria transcaucasica* David. залегает небольшая толща (10 м) глин с фауной *Cuspidaria cuspidata* Ol., *Xylophaga dorsalis* Turton., *Corbula gibba* (Ol.), *Cryptodon subangularis* R., *Syndesmia parabilis* Zhizh., *Leda fragilis* Chemn.

Как в первом, так и во втором случае коцахурские слои покрываются соответственно песчаниками и глинистыми осадками с характерной микро- и макрофауной тархана.

Таким образом, в Лечхумской депрессии коцахурский горизонт представлен двумя фациями: песчанистой (южный борт депрессии) и песчано-глинистой (центральная часть и северный борт). Переход одной фации в другую постепенный. Несмотря на значительные изменения фаций и мощностей осадков верхнего майкопа, коцахурский горизонт все же хорошо выделяется повсеместно от смежных горизонтов миоцена.

В Мегрелии отложения коцахурского горизонта развиты на северном борту Центрально-Мегрельской депрессии. Они хорошо обнажаются по р. Чанис-цкали, у с. Джгали.

Фауна коцахурского горизонта в данном разрезе впервые была обнаружена М. Ф. Дзвеляя (1940) еще в 1936 г. На основе литолого-фаунистических данных майкопская серия здесь этим автором была подразделена на четыре горизонта:

- | | |
|--|-----------|
| 1. Хадумский горизонт — глины темно-серые сланцеватые карбонатные с остатками флоры и фауны | 60 м |
| 2. Глинистая толща майкопа с прослоями мергелей и конкрециями сидерита с раковинами <i>Congeria</i> | 100—400 „ |
| 3. Песчано-глинистая толща с фауной <i>Oncophora socialis</i> Rz., <i>Oncophora</i> sp. | 70 „ |
| 4. Глины коричневато-серые слабо карбонатные с выцветами ярозита, с обилием чешуек рыб, с конкрециями мергелей | 70 „ |

В последующем М. Ф. Дзвеляя (1947) третий горизонт (70 м) отнес к коцахурскому горизонту, а вышелегающую глинистую толщу майкопских глин (слой 4), лишенную ископаемой фауны и подстилающую

тарханский горизонт, он выделил в самостоятельную, так называемую «джгальскую свиту» (джгальские слои) и отнес к верхам нижнего миоцена.

В указанном разрезе «джгальские слои» представлены некарбонатными тонкосланцеватыми темно-серыми глинами с выцветами ярозита и железистыми налетами; в верхней части этой 70-метровой толщи (на 61 м от ее кровли) встречаются мелкозернистые плотные сероватые пропластки песчаников и еще реже пропластки мергелистых глин, в которых Д. П. Окрочелидзе (1958) были обнаружены моллюски: *Leda fragilis* Chern., *Leda subfragilis* R. Hoern., *Leda pella* L., *Leda* sp., *Nucula nucleus* L., *Nucula placentina* Lin., *Diplodonta* cf. *subtrigonula* Zhizh., *Cryptodon* cf. *laevis* Zhizh.

Выше «джгальских слоев» залегают серые глины мощностью 3 м. Глины песчаные с комковатой отдельностью и содержат характерную также для тарханского горизонта фауну *Amussium denudatum* Reuss., *Nucula nucleus* L., *Leda subfragilis* R. Hoern., *Leda pella* L., *Cardium liverovskayae* Merk., *Lima sceliensis* Merk., *Venus marginata* Hoern., *Xylophaga dorsalis* Tut., *Cuspidaria cuspidata* Olivi., *Aporrhais pes-pellicani* Бросс., *Pleurotoma* sp., *Anomia ephippium* L., *Natica helicina* Бросс., *Musculus conditus* Mayer., *Modiola hoernesi* Reuss.

Интересно отметить, что в данном комплексе фауны в одном образце совместно с *Amussium denudatum* Reuss. были встречены раковины *Oncophora socialis* Rz.

Мощность тарханского горизонта в этом разрезе вместе с той частью «джгальских слоев», которая содержит фауну, равна 12 м.

Общность фациальных условий тарханского бассейна с майкопским бассейном, по-видимому, обуславливает наличие в тарханских отложениях глин майкопской фауны, содержащих тарханскую фауну. Это обстоятельство затрудняет проведение границы между тарханским и коцахурским горизонтами.

Тарханский возраст верхней части джгальских слоев был доказан О. И. Джанелидзе (1958), которой в одном пласте, залегающем в верхней половине джгальских слоев, была обнаружена *Leda fragilis* Chern., *Leda* sp., *Nucula placentina* Lamk., *Nassa restitutiana* F., *Spirialis* sp. (определения К. Багдасарян) и фораминиферы *Textularia tarchanensis* Bogd., *Miliolina boueanus* (d'Orb.), *Sigmoilinatenius* (Czyzek), *S. mediteranensis* Bogd., *Nonion boueanus* (d'Orb.).

О. И. Джанелидзе нижнюю половину джгальских слоев условно относит к коцахурскому горизонту, а верхнюю половину к тарханскому горизонту. Таким образом, можно заключить, что выделение джгальских слоев, лишенных ископаемой фауны, в самостоятельную стратиграфическую единицу нельзя признать удачным.

В остальных разрезах северного борта Центрально-Мегрельской депрессии, а также в южных и восточных районах Мегрелии к коцахурскому горизонту условно можно отнести глинистую толщу верхов майкопа, залегающего непосредственно под тарханским горизонтом (селения Мухури, Курзу, Саберио, Добаразени, Хуро, Скурди, Барта, Абастумани, Хоби, Хорши, Менджи, Бондра, Цхакая и др.). Более утвердительно это можно говорить для тех районов, где эта глинистая толща верхов майкопа снизу подстилается микрофаунистически охарактеризованными слоями сакараульского горизонта (селения Мухури, Курзу, Саберио, Цхакая и др.).

В Абхазии фаунистически датированные слои коцахурского горизонта впервые были описаны С. И. Ильиным (1935) в Гудаутской депрессии в бассейне р. Бзыби, у сел. Бармыш. Здесь, по данным

С. И. Ильина, онкофоровые слои представлены песчано-глинистыми осадками с прослоями мелкогалечниковых конгломератов с линзами охристых песчаников, грубозернистых песчаников с включениями больших мергелистых конкреций и мелких галек в нижней части разреза. По С. И. Ильину, эта песчано-глинистая толща мощностью около 40 м несогласно залегает на подстилающие слои олигоцена и трансгрессивно покрывается отложениями чокрака.

Из собранной С. И. Ильиным фауны В. В. Богачевым были определены *Oncophora dubiosa* (М. Ноегн), *Congeria* cf. *amigdaloides* Dunker., *Limnocardium* sp., *Prosodacna* sp., *Melanopsis* sp.

Аналогичную характеристику коцахурского горизонта Гудаутской депрессии дает Е. К. Вахания (1959). Однако, по его данным, на левом берегу р. Бзыби эта песчано-глинистая толща (500 м) с прослоями песков, песчаников и конгломератов и с включениями обломков и глыб мергелей и известняков нижнего палеогена и верхнего мела согласно залегает выше сакараульского горизонта.

К коцахурскому горизонту Е. К. Вахания относит также 400-метровую толщу некарбонатных и слабо карбонатных глин с прослоями мергелей и песчаников с конкрециями сидерита у сел. Мерхеули по р. Маджарка. По данным Е. К. Вахания (1959), здесь эта толща согласно залегает на макрофаунистически охарактеризованные слои сакараульского горизонта и согласно покрывается тарханским горизонтом.

Еще восточнее, в Очамчирском и Ткварчельском районах, к коцахурскому горизонту условно приравнивается толща немых типично майкопских глин с прослоями песчаников, залегающая между сакараульским горизонтом и фаунистически датированным тарханом.

В Гурийской депрессии на присутствие в разрезе майкопской свиты коцахурского горизонта с фауной *Oncophora* впервые указал А. И. Чанишвили (1939) в районе Земо-Натанебской антиклинали.

Позже А. И. Чанишвили и М. Ф. Дзвеляя (1940) уточняют местонахождение онкофоровой фауны и указывают, что в аналогах пачки грубозернистых песчаников, залегающих выше типично майкопских глин в Восточной Гурии (Чохатаурский район) и у сел. Тхинвали (в Западной Гурии) на горе, имеющей абсолютную высоту 121,05 м, была обнаружена *Oncophora dubiosa* (М. Ноегн), *Oncophora* sp., *Cardium* sp. и обломки раковин.

В последующем при детальной съемке нефтеносных районов Западной Гурии Р. С. Пирцхалава и В. П. Агеевым было установлено, что у сел. Тхинвали небольшие выходы майкопских глин и песчаников являются оползневыми глыбами, попавшими в нижний сармат. Этот вывод подтверждается данными Д. П. Окрочедлидзе, который в линзовидных прослоях грубозернистых песчаников, залегающих в этих майкопоподобных глинах, обнаружил фауну нижнего сармата *Ervilia dis-sita* Eichw., *Tapes naviculatus* (R. Ноегн), *Andrus* и др., а также были встречены раковины *Pectunculus* sp. с хорошо сохранившимся таксонотным рядом зубов. Д. П. Окрочедлидзе высказал мысль, что раковины *Oncophora* и *Pectunculus*, встречающиеся на одинаковом стратиграфическом уровне в майкопоподобных глинах, находятся в перетолженном состоянии в нижнесарматских отложениях.

Приведенные факты позволяют говорить о существовании до сарматского века мелководных образований коцахурского горизонта в Гурии. К ним условно можно также приравнять толщу типично майкопских глин, согласно залегающую под микрофаунистически богато охарактеризованными слоями сакараульского горизонта по р. Бахвисцкали.

В центральных частях межгорной впадины Грузии, по данным глубокого разведочного и опорного бурения, на значительной территории (Колхидская депрессия) отложения коцахурского горизонта отсутствуют. Лишь опорной скважиной Гори они были вскрыты в центральной части Карталинской депрессии у сел. Шиндисси. Здесь условно к этому горизонту относится 165-метровая толща грубозернистых аркозово-кварцевых песчаников, несогласно залегающая между отложениями верхнего мела и трансгрессивным чокраком с конгломератами в основании.

Таким образом, в пределах межгорной впадины Грузии почти во всех областях развития майкопской серии, в ее верхней части, по фаунистическим и литолого-фациальным данным, хорошо выделяются два самостоятельных стратиграфических горизонта — сакараульский и коцахурский.

Сакараульский горизонт во многих разрезах, в первую очередь в разрезах, выраженных мелководными прибрежными осадками, содержит характерную для нижнего миоцена моллюсковую фауну и микрофораминиферы. В областях же развития переходной или относительно мелководной песчано-глинистой фации горизонт макрофауну не содержит, однако слои охарактеризованы той же ассоциацией микрофораминифер, что и мелководные осадки с моллюсковой фауной типичных разрезов. Однако здесь она более богата и состоит главным образом из нижнемиоценовых форм. Совместное нахождение этих микрофораминифер, содержащих многие новые формы, имеющие локальное вертикальное распространение с моллюсковой фауной сакараульского горизонта, позволяет заключить, что ассоциацию микрофораминифер сакараульского горизонта классических разрезов Абхазии, Лечхуми и Картли следует рассматривать как эталонную ассоциацию при изучении майкопских отложений Грузии.

Нижняя граница сакараульского горизонта отбивается хорошо на основе фаунистических данных, а что касается верхней границы, то при отсутствии моллюсковой фауны коцахурского горизонта она проводится условно по исчезновению макро- и микрофауны сакараульского горизонта. Интересно отметить, что ни мелководно-прибрежные осадки с характерной моллюсковой фауной и ни песчано-глинистые, относительно мелководные осадки микрофауну не содержат. Моллюсковая фауна коцахурского горизонта резко отличается от морской фауны сакараульского горизонта и носит солоноватоводный характер относительно опресненного бассейна. С появлением этой солоноватоводной фауны совпадает и полное исчезновение микрофораминифер, что, несомненно, указывает на резкую смену гидрологического режима одновременно по всему верхнемайкопскому бассейну. Именно по этим признакам проводится граница между сакараульским и коцахурским горизонтами.

Вопрос верхней границы коцахурского горизонта несколько осложняется ввиду размыва его верхней части чокракской трансгрессией во многих разрезах или появлением в согласно залегающих осадках над коцахурскими слоями разнохарактерной моллюсковой фауны на различных прибрежных участках бассейна.

В более погруженных частях седиментационных депрессий предгорных прогибов коцахурские слои обычно согласно покрываются тарханским горизонтом. В прибрежных же участках бассейна в одних случаях они трансгрессивно перекрываются базальным конгломератом чокрака, а в других согласно покрываются устричными слоями (Гори — Уплисцихе) или слоями тарханского горизонта с мелководной фауной (Лечхуми), причем в устричных слоях присутствуют элементы тархан-

ской макро- и микрофауны (Уплис-цихе), а в тарханских — представители фауны устричных слоев, из которых следует отметить присутствие раковин *Ostrea gryphoides* Schloth. совместно с *Pecten denudatum* Reuss. (Лечхуми).

Характер фауны устричных слоев и тарханского горизонта свидетельствует о наступлении после коцахурского века морского режима по всему бассейну.

Таким образом, верхняя граница коцахурского горизонта отбивается по появлению фауны тарханского горизонта или приравняемых к нему устричных слоев.

Аналогичная последовательность слоев наблюдается в верхнем майкопе и его аналогах по всему Кавказу, на Украине, в Волгоградской области, Туркмении, Приаралье и других местах.

В большинстве из этих областей сакараульский горизонт и его аналоги лишены моллюсковой фауны. Присутствие осадков этого возраста устанавливается стратиграфическим положением слоев или микрофаунистическими данными.

В Азербайджане сакараульскому горизонту сопоставляют нижнюю часть верхнего майкопа, лишенную моллюсковой фауны, но содержащую характерную для нижнего миоцена микрофауну зон *Bolivina pliatella*, *Virgulinea poliensis* и *Neobulimina elongata* (d'Orb.) subsp., *Leninabadensia* Kuznezova subsp.

Аналогичные зоны выделяются в верхнем майкопе в районах северо-восточных предгорий Малого Кавказа на этом же стратиграфическом уровне.

Любопытно, что во всех разрезах верхнего майкопа верхняя часть лишена как макро-, так и микрофауны и, как в Грузии, согласно покрывается тарханским горизонтом, а местами (Северо-Западный Талыш, левобережье р. Аракса) устричными слоями (мелик-касумский горизонт), возраст которых К. М. Султановым определяется как тархан.

В Восточном Предкавказье сакараульскому горизонту соответствуют сулакская и зурамакентская свиты верхнего майкопа; последняя, по-видимому, охватывает и коцахурский горизонт, так как ее возрастные аналоги, так называемые рицевские слои Центрального Предкавказья, залегающие выше микрофаунистически датированных осадков ольгинской свиты (сакараульский горизонт), хорошо охарактеризованы моллюсковой фауной коцахурского (онкофоровых слоев) горизонта и согласно покрываются тарханским горизонтом.

В Западном Предкавказье к сакараульскому горизонту приравнивается глинисто-сидеритовая свита верхнего майкопа, микрофаунистически соответствующая зонам *Neobulimina elongata* (Северное Ставрополье) и *Uvigerinella californica* (Абхазия).

Аналогами коцахурского горизонта здесь являются рицевские слои, согласно подстилающие тарханский горизонт.

На Украине сакараульский горизонт отсутствует, и онкофоровые слои залегают непосредственно на кристаллических породах или на осадках палеогена. В большинстве разрезов они охарактеризованы фауной *Oncophora* с примесью раковин *Ostrea gryphoides* и согласно покрываются так называемыми томаковскими слоями, нижнюю часть которых рассматривают как мелководную фацию тарханского горизонта.

В Устьурте аналоги сакараульского горизонта представлены аральской свитой, которая, кроме своеобразной фауны, местами (западная часть острова) содержит комплекс микрофауны, сходной с зоной *Neobulimina elongata* ольгинской свиты. К сакараульскому горизонту в Устьурте относят также так называемую кинтычинскую свиту, за которой

с размывом следуют онкофоровые слои. Последние трансгрессивно покрываются устричными слоями, приравниваемыми всеми исследователями к тарханскому горизонту.

Таким образом, как на Кавказе, так и в других областях Юга СССР коцахурский горизонт повсеместно согласно покрывается тарханскими слоями или их мелководными аналогами (устричными слоями) с характерной морской или близкой к ней фауной моллюсков и микрофораминифер.

Резкая смена гидрологического режима бассейна, а следовательно, появление после пресноводной фауны коцахурского бассейна морской фауны средиземноморского типа, а также смена режима осадконакопления с тарханского века свидетельствуют о наступлении с этого периода нового среднемиоценового цикла осадконакопления и развития миоценовой фауны.

СРЕДНИЙ МИОЦЕН

Морские молассовые отложения среднего миоцена приурочены главным образом к Грузинской и частично к Артвинско-Болнисской и Азербайджанской глыбам. Определенные участки этих глыб испытывали дифференциальные вертикальные движения, что нашло отражение в распределении мощностей и фаций миоценовых горизонтов. По этим двум признакам различаются седиментационные депрессии, приуроченные к геотектоническим рубцам, т. е. к зонам срастания субстратов различного возраста или тектонической природы (рис. 23).

Тарханский горизонт. В Самурзакано (Абхазия) он впервые выделен С. И. Ильиным и А. Г. Эберзиным (1933). Наиболее западный выход, охарактеризованный фауной, описан Е. К. Вахания (1952) в долине р. Маджарки у сел. Мерхеули. Здесь за майкопскими глинами следуют серые известковистые, слегка песчанистые глины с *Cryptodon subangulatus* R. Högn., *Xylophaga dorsalis* Turt., *Nassa restitutiana* Font., *Cuspidaria* sp. и *Spirialis* sp. Выше наблюдаются глины мощностью 30 м, которые содержат лишь микрофауну тарханско-чокракского облика. Верхняя граница тархана проводится условно.

Восточнее, в Центральной Абхазии, отложения тархана установлены Е. К. Вахания в окрестностях сел. Патрахуца в залегающих над «немым» майкопом известковистых серых глинах и песчаниках, содержащих в 2-метровом слое тарханскую фауну (определения В. В. Богачева): *Pecten denudatus* R. s. s., *Meretrix rudis* Poli, *Nucula placentina* Lamk., *Nassa restitutiana* Font., *Chenopsis pes-pellicani* Lamk., *Avicula* aff. *mira* Zhizh., *Perna* sp. Мощность всей пачки 12 м.

За этой пачкой следуют аналогичные породы, но с чокракской фауной.

Еще восточнее, в бассейне р. Ингури, наиболее полный разрез изучен вдоль русла р. Чанис-цкали близ сел. Джгали.

К. Г. Багдасарян (1959), Д. П. Окрочедлидзе (1959) и наблюдениями автора в 1957 г. здесь установлена следующая последовательность:

$N_{1skr}-N_{1trch}$ I. Майкопские глины, содержащие в средней части свиты *Nucula* sp. (по-видимому, сакараульского горизонта), в 70 м от кровли — онкофоры коцахурского горизонта, в верхней части свиты на протяжении около 20 м наблюдаются прослой темно-серых глин с нижнетарханской фауной: *Nucula nucleus* Lamk., и *Leda* cf. *subfragilis* Högn., *Leda fragilis* Chemn., *Leda subfragilis* R. Högn., *Leda pella* Lin., *Nucula nucleus* Lin., *N. placentina* Lamk., *Diptodonta* cf. *subtrigonula* Zhizh., *Cryptodon* cf. *laevis* Zhizh.

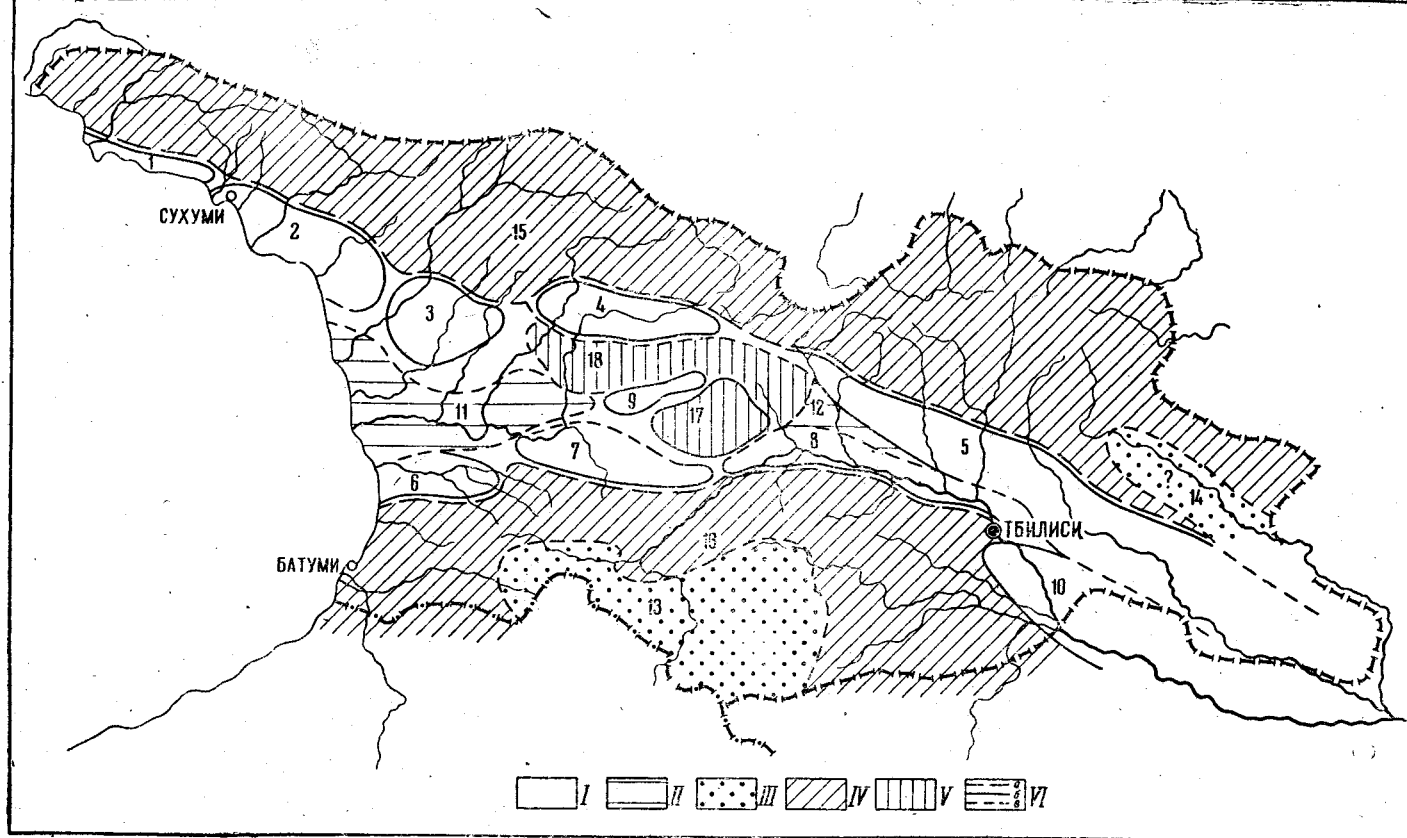


Рис. 23. Схема основных палеогеографических областей в миоцене (по А. А. Чиковани)
 I — области интенсивного прогибания: 1 — Гудаутская; 2 — Самурзаканская; 3 — Одишская; 4 — Рачинско-Лечхумская; 5 — Джавско-Ширакская; 6 — Гурийская; 7 — Предгорная Имеретинского хребта; 8 — Предтриалетская; 9 — Аджамети-Сачхерская; 10 — Гардабанская;
 II — области пологого погружения Грузинской глыбы: 11 — Колхидская; 12 — Шиндидская;
 III — области предполагаемого континентального осадконакопления: 13 — Адигенско-Ахалкалакская; 14 — Алазанская
 IV — области размыва складчатых систем: 15 — Большой Кавказ; 16 — Аджаро-Триалетская система
 V — области размыва Грузинской глыбы: 17 — субстрата доюрского формирования; 18 — субстрата батского формирования
 VI — границы: а) межгорной депрессии; б) и в) палеогеографических областей (достоверные и предполагаемые)

2. Пачка майкопских глин с линзами песчаников 10 м
- N₁trch 3. Серые известковистые глины с типичной тарханской фауной
Nucula nucleus Lin., *N. placentina* Lmk., *Abra parabilis* Zh., *Pseudamussium denudatum* Rss., *Aporrhais pespelicani* L., *Natica helicina* Brocc., *Cuspidaria cuspidata* Ol., *Leda fragilis* Chemn., *Anomia ephippium* L. var. *squamulosa* L., *Ostrea cochlear* Poli, *Modiolus hoernesi* Rss., *Musculus conditus* Mayer var. *concinna* Merkl., *Nassa restitutiana* Font., *N. tamanensis* Dav., *Turbonilla subumbilicata* Grat., *Cardium liverovskajae* Merkl., *C. centumpanium* Andr., *C. ciprium* Brocc., *Chlamys* aff. *submalvinae* Roger., *Pitar* cf. *rudis* Poli, *Eroilia pusilla* Phill., *Chama toulai* D. и др. 3 „
- N₁tsh 4. Без перерыва следуют аналогичные породы, но уже с чокакской фауной.

Описанный разрез свидетельствует о тесной связи тарханского горизонта с верхами майкопской серии и о возможности деления тархана на две части: нижнюю — с бедной тарханской фауной и верхнюю — с биоценозом полносоленого моря. Это подтверждается также разрезами тархана в Лечхуми, описанными Е. К. Вахания и Д. Ю. Папава (1955, 1956) и подробно охарактеризованными Г. Д. Ананиашвили (1960). В междуречье Цхенис-цкали—Джоноула, в окрестностях сел. Чкуми, за майкопскими глинами, верхняя часть которых относится к коцахурскому горизонту, согласно следуют:

- N₁trch₁ 1. Известковистые, слегка песчаные серые глины с прослоями мергелей и фауной *Nucula nucleus* Lin., *Leda fragilis* Chemn., *Pitar* cf. *islandicoides* Lamk., *Abra parabilis* Zhizh., *Ostrea cochlear* Poli, встречающиеся и выше (пачка 3), указаны также *Chlamys* aff. *tarchanicus* Merkl., *Chl.* ex gr. *submalvinae* Rog., *Cardium* aff. *praeplacatum* Hilb., *Ostrea* cf. *digitalina* Dub., *Ostrea cochlear* Poli. 15 м
2. Песчаники, почти не содержащие фауны 20—25 „
- N₁trch₂ 3. Песчаные глины. Кроме указанных пяти форм обнаружены: *Pseudamussium denudatum* (Rss.), *Cuspidaria cuspidata* Ol., *Ostrea gryphoides* Schloth. *O. gryphoides* Schl. var. *gingensis* Schl., *O.* ex gr. *digitalina* Dub., *Arca diluvii* Lamk., *Avicula mira* Zhizh., *Cardium centumpanium* Andr., *Cardium impar* Zhizh., *Mytilus* aff. *fuscus* M. Hörn., *Mastra* aff. *quasi-deltoides* Bajar., *Oncophora dubiosa* M. Hörn., *Leda pella* L. var. *magna* Zhizh., *Aporrhais* cf. *pes-pelicani* Lamk., *Caliptraea chinensis* L., *Natica helicina* Brocc. *Nassa restitutiana* Font., *Nassa* aff. *tamanensis* Dav.

К востоку и северо-востоку пачка 2 выклинивается, мощность тархана убывает и наблюдается его постепенный переход в подстилающий майкоп и перекрывающий чокак. Еще восточнее, в Раче, по южному борту Рачинско-Лечхумского прогиба тархан перекрыт отложениями чокакской трансгрессии, а в осевой части прогиба он встречен в долине р. Крихула Д. Ю. Папава (1957) в глинах мощностью до 20 м, содержащих *Pseudamussium denudatum* (Rss.).

На северной периферии Дзирульского массива, в Аджамети-Сачхерской седиментационной депрессии, тархан обнаружен впервые И. Г. Кузнецовым. В дальнейшем И. Р. Кахадзе (1940) толковал этот горизонт значительно шире.

Здесь в долине р. Лашура, в окрестностях сел. Шалаури А. Чиковани (1954) описан разрез, в котором над майкопскими глинами после небольшого перерыва в обнажении следуют:

- N₁trch₁ 1. Темно-серые известковистые глины, содержащие *Leda fragilis* Chemn., *Leda pella* L., *Abra parabilis* Zhizh., *Cuspidaria cuspidata* Ol., *Pteria mira* Zhizh. И. Г. Кузне-

- цов указывает также (определения Е. Б. Ливеровской) *Leda subfragilis* R. Högn., *Cryptodon subangulatus* R. Högn., *Cuspidaria benoisti* Cossm. et Peyrot, *Aloidis gibba* (Ol.), *Xylophaga dorsalis* Turt., *Pseudamussium denudatum* Rss., *Anomya ephippium* L. var. *squamulosa* L., *Pyramidella mitrula* Bstr., *Nassa restitutiana* Font., *Cylichna conulus* Desh. 1—1,5 м
2. Переры в обнажении 2—2,5 „
- N₁trch₂ 3. Породы аналогичные пачке 1 со сходной фауной, а также с *Leda pella* L. и *Cerithium scabrum* Ol.
4. Известковистые глины с прослоями майкопских глин с *Metella* и налетами ярозита 0,4—0,5 „
5. Аркозовые псаммиты с прослоями глин (в том числе майкопских) в низах около 10 „
6. Аркозовый гравий и грубые псефиты 2,5 „
- Падение пачек 1 и 3 северо-восточное, под углом 50—55°.
7. Аркозовые псаммиты; начиная с пачки 5, падение меняется на северо-западное, угол не более 20°.

Наличие тархана в долине р. Лашура бесспорно, но его мощность ввиду экзотектонического смещения не устанавливается (Чиковани, 1954). Более полные разрезы вскрыты рядом скважин на водоразделе рек Квирила и Думала. Здесь — наибольшая мощность тарханских известковистых глин (у сел. Модзви) около 27 м, южнее (долина р. Рквиана и сел. Корбоули) она сокращается до 1—3 м, и отложения переходят в подстилающий майкоп и вышележащий чокрак без видимого несогласия. К западу и юго-востоку тархан выклинивается под трансгрессивными чокракскими аркозами. За пределами развития тархана чокрак размывает уже и майкоп, ложась на мезозой и далее на палеозой.

Указанные из Лашурского разреза *Leda pella* и *Cerithium scabrum* обычны для чокрака, но они не чужды тарханскому биоценозу и довольно эврибионтны. С другой стороны, нахождение этих чокракских форм совместно с типично тарханскими указывает на стратиграфическое положение вмещающих слоев, переходное к чокраку.

В Сачхерском прогибе в самых северных выходах тарханского горизонта за ним следуют чокракские пестроцветные алевроитисто-известковистые глины, замещающие по простираию свиту грубых аркозов. Здесь намечается осевая область прогиба. На его западном участке, у сел. Дзеври в долине р. Чархула за майкопскими глинами следует тарханская пачка песчанистых глин мощностью 8—10 м, содержащая в низах *Pseudamussium denudatum* (Rss) (Вахания и Папава, 1956).

В предгорном прогибе Имеретинского хребта тархан в его средней части представлен темными известковистыми глинами и глинистыми мергелями мощностью 12—20 м, согласно переслаивающимися с верхами майкопской серии (Чиковани, 1954, 1960). При этом первый слой, содержащий тарханскую фауну, располагается среди самых верхних слоев майкопа, а верхняя большая часть тархана уже не содержит прослоев майкопской фации.

В русле р. Ачхета из низов тархана найдены *Leda subfragilis* R. Högn var. *bosporica* Merkl., а из верхней части — *Mytilus fuscus* Högn es и *Dosinia lupina* Lin. Первая форма обычна в тархане, другие две свидетельствуют о свободной связи с миоценовым средиземноморским бассейном, прекратившейся в чокраке.

В долине р. Аджамура, к югу от г. Зестафони, указанная пачка известковистых глин, кроме *Leda* и *Spirialis* sp., содержит уже руководящие для тархана *Pseudamussium denudatum* (R e u s s). Характерно при этом, что и здесь эта форма встречена не в самых низах тарханских

слоев, но все же среди майкопских глин, которые не достигают самых верхов горизонта, верхняя граница которого здесь установлена по микрофауне (Чиковани, 1954, 1960).

Тархан в Гурии впервые выделен К. С. Масловым (1937) на правом берегу р. Супса, у устья р. Шави-геле, в пачке зеленовато-серых слабо известковистых глин, глинистых песчаников и песчаников с отдельными прослоями мергелей, согласно следующей за майкопом и содержащей (по К. С. Маслову) в изобилии *Cuspidaria* sp. и *Spirialis* sp. и фораминиферы. Наличие тархана в Гурии подтвердилось материалами Р. И. Парцхалава и В. А. Агеева (1961), а также А. А. Чиковани (1960).

В Восточной Грузии в предгорном прогибе Триалетского хребта в полосе селений Тинис-хиди — Каспи представлены так называемые устричные слои, фауна и стратиграфическое положение которых позволяют отнести их к прибрежно-мелководной фации тарханского горизонта (Жижченко, 1940; Зиновьев, 1953). Детальные работы Д. Г. Кереселидзе (1954, 1960) показали, что в большей восточной части полосы (от сел. Каспи до сел. Уплисцихе) фауна устриц переотложена, встречается совместно с руководящими формами чокракского горизонта (*Pecten pertinax* и др.) и связана с его базальными образованиями. При этом в разрезах у селений Тинис-хиди и Урбниси, где отсутствуют признаки размыва, нельзя исключить залегание фауны устриц *in situ* в тархане, тем более, что в Лечхуми аналогичные устрицы найдены вместе с тарханским комплексом фауны. В последнее время тарханские формы вместе с крупными устрицами обнаружены в полосе Тинис-хиди — Урбниси, откуда З. В. Сахелашвили (1961) указывает *Ostrea cochlear* Poli.

Выясняется, что описываемые образования не представляют единого стратиграфического комплекса. Напротив, очевидно, что в восточной части полосы Гори — Каспи устрицы переотложены и часть отложений, принимаемых за «устричные слои», является базальными образованиями чокрака (окрестности сел. Каспи), другая же часть, залегающая *in situ* и содержащая *Ostrea cochlear* Poli, может быть тарханской. Четкое разграничение здесь чокракской и тарханской частей является задачей дальнейшего исследования. Ввиду того что фауна и стратиграфическое положение слоев с устрицами не исключают их тарханского возраста, трудно согласиться с выделением их в самостоятельный «горийский горизонт» (Квалиашвили, 1959). Предположение о возрасте, более древнем, чем тархан, для самых низов этих слоев представляется маловероятным. Недостаточно обоснован также верхне-чокракский возраст этих слоев, основанный только на литологических аналогиях (Вахания, 1959).

Фаунистически доказанный тархан описан из полосы Норйо — Марткоби (зона сближения предгорных прогибов Триалетского хребта и Джавско-Ширакского). Здесь тарханская фауна впервые обнаружена Н. В. Вассоевичем (1932) в глыбе из осыпей, а позднее К. С. Масловым уже в коренных обнажениях. Д. Ю. Папава и В. Гвенетадзе (1959) приводят более полные данные, согласно которым к северу от сел. Марткоби на майкопских листоватых глинах с ярозитом согласно залегают:

- N₁trch 1. Песчаные голубовато-серые известковистые глины, в которых из конкреции мергеля взяты: *Pseudamussium denudatum* Rss., *Abra parabilis* Zhizh., *A. parabilis* Zh. var. *afflicta* Merkl., *A. parabilis* Zh. var. *attalica* Merkl., *Cuspidaria cuspidata* Ol., *Thyasira flexuosa* Mont. var. *tschokrakensis* Zhizh., *Spirialis subtarchanensis* Zhizh.

2. Глины со *Spirialis* с прослоем «майкоподобных» карбонатных глин в низах.

N₁tsh(?) 3. Тонкослоистые песчаники и известковистые глины со *Spirialis* . 100 м

Не вполне ясен вопрос о верхней границе тархана и, следовательно, его мощности. Единственная форма *Cultelus papiraceus* R s s., на основании которой пачку 3 Г. Ф. Челидзе (1955) отнес к тархану, по новым данным, в изобилии встречается в глинистой фации чокрака Северного Кавказа (Жижченко, 1959). Мощность тархана по р. Пашатрис-хеви, принятая Г. Ф. Челидзе как 100 м, по-видимому, преувеличена.

Тарханский горизонт в Южной Кахетии установлен впервые Н. А. Кудрявцевым (1932₂). Здесь представлены три среднемиоценовые свиты: нижняя песчано-глинистая мощностью до 200 м, средняя, содержащая прослои грубозернистых песчаников и конгломерата мощностью до 100 м и верхняя, преимущественно глинистая мощностью 100—110 м.

Нижняя часть первой свиты содержит бесспорно тарханскую фауну, верхняя — чокракскую.

Разрез первой свиты следующий (снизу вверх):

- N₁tsh 1. Песчаные желтовато-серые глины и глинистые песчаники с прослоями темно-серых глин. У основания — два слоя коричневого мергеля, разделенные метровым слоем серой глины и содержащие тарханскую фауну: *Pseudamussium denudatum* (Reuss), *Cuspidaria cuspidata* Ol., *Nucula nucleus* L., *Abraparabilis* Zh., *Cryptodon subangulatus* R. Högn., *Aloidis gibba* Ol., *Xylophaga dorsalis* Turton, *Philina catena* Ntg., *Spirialis* sp., фораминиферы и т. д. (определения Е. Б. Ливеровской 1937; сборы Н. А. Кудрявцева). В глинах выше слоя с указанной фауной обильно встречаются *Spirialis* sp., реже *Syndesmya parabilis* Zhizh., *Nucula nucleus* Lamk. и *Aporrhais pes-pellicani* Lam., фораминиферы, остракоды и др. 70 м
2. Песчано-глинистые отложения, содержащие у основания пачки в долине р. Архашен-су тарханскую фауну: *Cryptodon subangulatus* R. Högn., *Syndesmya parabilis* Zhizh., *Leda subfragilis* R. Högn., *Leda prendeli* Andruss., *Cuspidaria* sp., *Nassa restitutiana* Font., *Spirialis tarchanensis* Kittl и миллиподы
3. Порода, аналогичные пачке 2, не содержащие фауны . 100 м
- N₁tsh 4. Песчано-глинистые отложения с чокракской фауной.

Итак, фаунистически доказанная мощность тарханского горизонта в Южной Кахетии является максимальной для Грузии и достигает 70 м.

К востоку от р. Архашен-су фации среднего миоцена становятся более глубоководными, а к югу от балки Дибзис-хеви, в котловине Гатанлы, обломочный материал грубеет по направлению к северным склонам Малого Кавказа.

В условиях сравнительно глубоководных фаций тархан в полосе Чатма — Легвис-цкали содержит фауну лишь в самых низах: (*Leda subfragilis* R. Högn. и *Pseudamussium denudatum* R s s.).

Наиболее восточные выходы тархана с фауной встречены на восточных склонах хребта Чобан-даг и южных склонах горы Аладжиги (*Cryptodon sinuosus* Dop. и *Leda fragilis* Chem.). Здесь глины первой толщи содержат множество *Spirialis* sp. Большая верхняя часть глин, по-видимому, уже относится к чокраку. Переход тархана в подстилающие майкопские глины и здесь вполне согласный.

Чокракский, караганский и конкский горизонты. Наличие чокрака на территории Грузии впервые было установлено К. Сенинским (1905) в ее западной части, а затем в восточной А. Н. Рябиным (1940). Караганские и конкские отложения были фиксированы в Восточной Грузии А. Н. Рябиным (1911, 1932), а в Западной — Н. М. Кипиани (1925). Одно из первых палеонтологических описаний отдельных видов этих двух горизонтов дано И. В. Качарава (1929). Большую роль в изучении

фоладовых слоев сыграла работа Л. Ш. Давиташвили, посвященная конкскому горизонту Грузии (1930). Первые сводные работы по стратиграфии миоцена Грузии даны Б. Ф. Меффертом и К. С. Масловым соответственно для ее западной и восточной частей.

Чокракские, караганские и конкские отложения ввиду их тесной фациальной взаимосвязи описываются совместно.

В *Гудаутской депрессии* в окрестностях селений Дурипш и Куланурхва чокрак представлен чередованием глин и песчаников с прослоями мергелей и базальным конгломератом (Ильин, 1933; Дзвела, 1952). Наличие караганского и конкского горизонтов предполагается также в глинисто-песчанистой толще; мощность которой около 350 м (Дзвела, 1952). К западу, в сел. Джирхва, в отложениях среднего миоцена возрастает количество грубообломочного материала.

В пределах депрессии Самурзакано наиболее полные разрезы чокракско-конкских отложений вскрыты в опорной скважине близ сел. Мокви, в глубокой скважине у сел. Падгу и в разведочных скважинах участка селения Патрахуца — Бедия (Вахания, 1952; Чиковани, 1959).

В Моквинской скважине между майкопом и нижнесарматскими глинами залегает обломочная толща мощностью до 500 м (Вахания, 1952). В нижней части толщи имеются прослой и две пачки конгломератов (45 и 50 м). Материал галек грубеет к средней части толщи, верхняя часть толщи сложена глинами. В интервале 15—37 м от подошвы встречена чокракская микрофауна и на расстоянии около 230 м — фауна караганско-конкского облика.

Наличие конгломератов в разрезе среднего миоцена у сел. Мокви связано с близостью устья р. Палеокодори (Чиковани, 1959). В самой же долине р. Кодори весь разрез среднего миоцена сложен конгломератами, образовавшимися за счет размыва мезозойских толщ, развитых севернее.

В разрезе скважины Падгу средний миоцен выражен известковистыми глинами с прослоями мергелей и песчаников (Вахания, 1952; Чиалашвили, 1953). Нижняя часть его (до 230 м) охарактеризована чокракской микрофауной, верхняя (около 240 м) немая и кверху согласно сменяется сходными глинами нижнесарматского возраста. Переход среднего миоцена книзу также согласный, что допускает наличие тархана.

Средний миоцен лучше охарактеризован фауной у сел. Патрахуца, где за тарханом следуют:

N ₁ tsh	1. Чокракские глины и песчаники с фауной <i>Venus marginatus</i> M. Högn., <i>Leda fragilis</i> Chemn., <i>L. pella</i> Sinz., <i>Chama</i> aff. <i>gryphoides</i> Pin., <i>Perna</i> cf. <i>ciscaucasica</i> David., <i>Corbula</i> (<i>Aloidis</i>) <i>gibba</i> Ol., <i>Avicula</i> sp., <i>Nucula</i> sp., <i>Cardium</i> sp., <i>Cryptodon</i> sp., <i>Ervilia</i> sp., <i>Modiola</i> sp., <i>Spirialis</i> sp., <i>Natica helicina</i> Broc. (опред. И. В. Качарава)	20 м
N ₁ tsh	2. Глины со спирналисами	240 „
N ₁ krq-kpk	3. Глины, содержащие в большей, нижней части караганские спаниодонтеллы, а в верхней — конкскую микрофауну	250 „
N ₁ stn	4. Сарматские глины	

Из сопоставления описанных трех разрезов чокракско-конкских отложений можно заключить следующее. Суммарная мощность этих отложений порядка 500 м. На участке Падгу — Патрахуца фации свидетельствуют о спокойных условиях осадконакопления; переход к сопредельным отложениям постепенный и мощности несколько увеличены. К западу, с приближением к устьевому участку р. Палеокодори, появляются признаки перерыва (внутриформационные конгломераты).

В соседней области в полосе городов Сухуми — Новый Афон также имеются признаки обмеления с приближением к долине р. Кодори.

Другой участок обмеления бассейна намечается с приближением к долине р. Ингури у юго-восточной периферии седиментационной депрессии Самурзакано, иными словами — к западной окраине депрессии Одиши.

На правобережье р. Ингури, в окрестностях селений Саберио и Пахулани, в сводном разрезе чокракско-конкских отложений (Чиковани, 1956) за тарханскими известково-песчанистыми глинами согласно следуют:

- N₁tsh 1. Известково-песчанистые глины, за ними следует их чередование с мелкозернистыми песчаниками и далее чередование средние и крупнозернистых песчаников с прослоями конгломератов и песчанистых глин. К северу и северо-западу мощность песчаников и конгломератов нарастает и они смещаются по разрезу книзу. Толща содержит *Mytilus fuscus* Hörnes var. *pulcher* Zhizh., *Modiolus lucidus* Zh., *Anadara turonica* Duj. var. *bosphorana* David., *An. turonica* Duj. var. *giaurtapensis* Grig.-Ber., *Cardium bogatschevi* Kol., *C. hilberi* And., *C. cf. impar*. Zhizh., *Trochus pseudomeoticus* Kol., *Trochus cf. retovskii* Kol. 250—300 м.
- N₁kr 2. Песчано-глинистые отложения с прослоями плитчатых мергелей, строматолитовых известняков и внутриформационного конгломерата. Чаше встречается *Spaniodontella pulchella* Bailly, редко *Sandbergeria* sp., *Mohrensternia* sp. В низах и верхах толщи встречаются мелкие спаниодонтеллы 250—300 ..
- N₁knk 3. Глинисто-песчанистые отложения с редкими прослоями внутриформационного конгломерата и известняков-ракушечников с включениями гравия и глинистых алевролитов. В низах толщи встречены *Pholas* sp., а в верхах, примерно на одном уровне, фауна слоев с *Venus konkensis* Sok. (Ильин и Эберзин, 1933) и фауна сартаганских слоев: *Chlamys cf. malvina* Dub., *Arca (Anadara) turonica* Duj. var. *konkensis* Merkl., *Cardium cf. hispidum* Hilber., *Venus basteroti* Desh., *Pitaria italica* (Defr.), а также *Tapes* sp., *Aloidis* sp., *Trochus* pl. sp. и др. 130—150 ..

На левобережье р. Ингури вдоль северного борта *Одишской депрессии*, в полосе Джгали — Талери, отложения чокрака согласно следуют за тарханскими. Признаки размыва наблюдаются в нижней части горизонта в виде внутриформационного конгломерата. Характерная для горизонта фауна на обоих берегах р. Ингури имеется как под конгломератами, так и над ними. На южном борту депрессии (левобережье р. Цхенис-цкали тархан местами размыт и чокрак трансгрессивно залегает на майкопской серии и на верхнем эоцене (Гуджабидзе, 1956).

За тарханскими отложениями здесь согласно следуют:

- N₁tsh 1. Песчано-глинистая толща с прослоями внутриформационных конгломератов в нижней части и фауной *Leda fragilis* Chern., *Arca turonica* Duj. var. *bosphorana* David., *A. turonica* D. var. *aksaica* Zhizh., *Cardium hilberi* Andr., *C. aff. hispidiforme* Dav., *C. aff. cubanicum* Zhizh., *C. cf. induratum* Zhizh., *Chlamys domgeri* Mikh. var. *derbentica* Grig.-Beres., *Maetra bajarunasi* Kol., *Tapes erronens* Zhizh., *Ervilia* pl. sp., *Chama toulai* David., *Venus* sp., *Bittium* sp. 140—180 м.
- N₁kr 2. Разнозернистые песчаники с прослоями глин, редко оолитовых известняков с фауной спаниодонтелл и мелких гастропод 140—180 м.
- N₁knk 3. Песчаники, реже песчанистые глины, оолитовые известняки, в низах горизонта наблюдаются прослои конгломератов 125—130 ..

Количество и размер грубозернистого материала в чокракско-конкских отложениях вдоль северного борта депрессии убывает на восток. К югу и в центральной части депрессии в целом материал становится более глинистым.

В Рачинско-Лечхумском предгорном прогибе чокракский горизонт представлен в двух фациях — известняковой и обломочной (конгломераты, песчаники, глины). По южному борту прогиба он залегает трансгрессивно, налегая у сел. Зеда-Шавра на нижний мел и начинаясь базальными обломочными брекчиевидными известняками (Джанелидзе, 1940). На северном борту конгломераты чокрака внутрiformационные. Мощность чокрака в Лечхуми, по Б. Ф. Мефферту (1930), не более 100 м, а по данным Д. Микеладзе (Джанелидзе, 1940), превышает 200 м.

Караганский горизонт Лечхуми содержит как в карбонатной, так и в песчано-глинистой фации *Spaniodontella pulchella* Bailey и *Sp. gentilis* Eichw., к которым в низах горизонта добавляются *Sandbergeria* sp. (Вахания, 1956). Указывается также *Mohrensternia* cf. *turricula* Eichw. (Мефферт, 1930). Мощность 200—350 м.

Конкский горизонт представлен главным образом в фоладовой фации с эрвиелиевыми слоями в основании (близ сел. Наспери). Из фолладиид указываются *Pholas (Barnea) hommairei* d'Orb., *B. sinzovi* Oss., *B. pseudoustjurtensis* Bog., *Ph. bogatchevi* Os., *Ph. scrinicum* Bog. А из верхов — элементы веселянской фауны: *Venus konkensis* Sok., *Corbula gibba* Ol., *Erovia dissita* Eichw. var. *podolica* Eichw., *Cardium* sp. Мощность горизонта около 190 м.

Б. Ф. Мефферт (1930) переход в сарматские отложения считал согласным; по Е. К. Вахания (1956), сармат трансгрессивен.

В Аджамети-Сачхерском прогибе чокракско-конкские отложения представлены четырьмя свитами (снизу вверх): 1) свитой базальных аркозовых (на востоке полимиктовых) псаммито-псефитов, 2) свитой пестроцветных алевитово-известковистых глин и мергелей, 3) свитой песчаных и оолитовых известняков, 4) свитой сероватых и синевато-серых известковистых глин. В западной и средней частях прогиба первые три свиты не выходят за пределы чокрака.

В базальной свите у сел. Ргани А. А. Чиковани (1955) найдены *Diplodonta rotundata* Mont. var. *caucasica* Zh., *Erovia praepodolica* Andrus, *E. trigonula* Sok., *Chlamys* sp. Пестроцветы и известняки в изобилии содержат *Chlamys pertinax* Zhizh., *Ch. domgeri* Mikh. var. *derbentica* Grig-Beres., *Cardium kubanicum* Zhizh., *C. pseudomulticostatum* Zhizh., *C. hilberi* Andr., *C. centumpanium* Andrus., *Donax* cf. *nathjurus* Gat., *D. bajarunasi* Andrus., *Spaniodontella intermedia* Bajar., *Cerithium cattleyae* Bailey, *Potamides biserialatus* Friedb., *Bulla (Tornatina) lajonkaireana* Bast. и др. (Чиковани, 1955; Вахания и Папава, 1956).

К югу и востоку от указанного пункта базальная свита трансгрессивно залегает сначала на олигоцене, затем на меловых отложениях и байосе и, наконец, на абрадированной поверхности кристаллического массива. У сел. Дуреви свита содержит спаниодонтеллы, а в 2—3 км восточнее — фолადы.

Свита глин и мергелей также является «скользящей» — она к востоку и юго-востоку из средней части чокрака поднимается в верхнюю, а затем захватывает и низы карагана (спаниодонтеллы в верхней части пестроцветов у сел. Итхвиси). В том же направлении свита песчаных и оолитовых известняков из верхов чокрака поднимается в низы конкского горизонта.

Мощность чокракского горизонта на крайнем западе Аджамети-Сачхерского прогиба 25—35 м, максимума (90 м) она достигает в восточной части, у сел. Итхвиси, и падает до нуля на приподнятой части Дзирульского массива. Мощность карагана в восточной части прогиба (Чиатурское месторождение марганца) не превышает 40—45 м,

а конка — одного-двух десятков метров. Несколько западнее, у сел. Чхари, мощности возрастают, а к югу и востоку эти горизонты первично выклиниваются (сначала караган, а затем конк), отражая нарастание трансгрессии среднего миоцена на Дзирульскую сушу.

Из караганских отложений северной периферии Дзирульского массива известны *Spaniodontella pulchella* Baily, *Sp. umbonata* Andrus., *Sp. gentilis* Eichw., *Sp. tapesoides* Andrus., *Sp. andrussovi* Toul., *Mohrensternia* cf. *grandis* Andrus. и др. обычные в карагане мелкие гастроподы. Кроме того, на северо-восточной окраине массива встречаются слои со своеобразной мономорфной фауной, состоящей из *Melanopsis* sp. (Кахадзе, 1940). Конкский горизонт здесь охарактеризован преимущественно фолладами. В низах горизонта появляются эрвильи. К юго-западу от сел. Дуревы скважиной вскрыт следующий разрез:

№1кк 1. Валунный конгломерат из материала размыва порфиритовой свиты байоса.	
2. Известковистые песчаники с <i>Barnea</i> sp.	0,5 м
3. Оолитовые известняки с множеством <i>Ervilia trigonula</i> Sok.	1,5 "
4. Прослой с <i>Barnea kubanica</i> Zhizh. и <i>B. pseudoustjurtensis</i> Bog.	0,3 "
5. Оолитовые известняки, богатые эрвильями	1,7 "
6. Оолитовые известняки, песчаные известняки и глинистые мергели с <i>Barnea pseudoustjurtensis</i> Bog., <i>B. kubanica</i> Zhizh., <i>B. cf. semirutus</i> Zhizh. и др.	9 "
7. Алевритистые мергели, глины, глинистые мелкозернистые песчаники и плитчатые мергели, низы которых представляют синдесмиевые слои, а верхи содержат нижнесарматские кардииды.	

Сходные соотношения наблюдаются на левобережье р. Думала, у сел. Нигвзара, в песчано-известковистых отложениях, где за слоями со *Spaniodontella* (5,5 м) следуют слои с барнеями (0,5 м), затем эрвильевые слои (0,6 м) и снова барнеевые. Вместе с барнеями найден *Pecten* cf. *sartaganicum* Andr., а над барнеевыми слоями — *Cardium* cf. *scylothicum* Sok., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Ervilia trigonula* Sok., *Macra* sp. и *Trochus* sp. Кроме упомянутых выше форм, из фолладовых слоев периферии Дзирульского массива известны *Barnea bulgarica* Toul., *B. ujraticum* Andrus. и *B. scrinicum* Bog., а из верхов конка указываются *Cardium andrussovi* Sok., *Aloidis gibba* Ol., *Abrascythica* Sok., *Cerithium konkensis* Sok. (Жгенти, 1958).

Следовательно, в низах фолладовых слоев Аджамети-Сачхерской депрессии наблюдается фация эрвильевых слоев, а в верхах и частично над фолладами — элементы фауны веселянских слоев. Промежуточное положение между конком и сарматом занимают абровые (синдесмиевые) слои.

В предгорном прогибе Имеретинского хребта средний миоцен охарактеризован А. Чиковани (1954, 1960). Чокракский горизонт здесь согласно следует за тарханом в средней части прогиба, а за пределами распространения тархана трансгрессивно ложится на более древние отложения вплоть до байоса.

По долинам рек Джобура, Ачхета и Шавела чокрак делится на три литологических комплекса: 1) нижний — аркозовые псаммиты, 2) средний — глинистые породы, 3) верхний — песчаные известняки. Каждый из них содержит примеси главных компонентов двух других. Чокрак здесь охватывает два палеонтологических подгоризонта. Нижний подгоризонт содержит богатую фауну эвксинского типа: *Mytilus fuscus* Högn. var. *pulcher* Zhizh., *Modiolus (Brachidontus) marginatus* (Eichw.) Dub. cf. var. *tarchanensis* Gat., *Chlamys domgeri* Mikh. var. *derbentica* Grig.-Ber., *Leda (Ledina) fragilis* Chemn.,

Cardium bogatchevi Kol., *C. hispidiforme* David., *C. pseudomulticostatum* Zhizh., *Tapes tauricus* (Andrus.) Bajar., *T. cf. erroneus* Zhizh., *Erovia trigonula* Sok., *Maetra bajarunasi* Kol., *Bittium digitatum* Zhizh. и др.

В верхнем подгоризонте господствует *Donax tarchanensis* (Andrus.) Bajar. и встречается *Erovia trigonula* Sok. Обе формы часто образуют ракушняковые известняки. Следовательно, верхний палеонтологический подгоризонт чокрака также содержит формы эвксинского комплекса, но его фауна моно- или олигоморфна и представлена сравнительно эврибионтными видами.

К восточной части прогиба низы чокрака замещаются псефитами, переходящими кверху в полимиктовые псаммиты, низы которых относятся еще к чокраку, а верхи к карагану. Верхи чокрака здесь, несмотря на погружение фаций, содержат ту же тарханензисовую фауну.

К западу обломочный материал становится мельче и обогащается известью, а затем снова грубеет, но уже за счет материала, принесенного с юга, а не с Дзирульского массива. В грубозернистых породах западного участка прогиба чокрак содержит *Mytilus fuscus* Högnés cf. var. *pulcher* Zhizh., *M. ex gr. galloprovincialis* Lin., *Tapes cf. tauricus* (Andrus.) Bajar., *Chama toulai* David., *Trochus kertschensis* Usp., *Cerithium cattleyae* Baily, *Bittium* cf. *scabrum* Ol.

Максимальные мощности чокрака установлены в средней части прогиба (100—120 м).

Караганский горизонт в восточной части прогиба (бассейны рек Джихвела, Гокишура и Буримела) сложен конгломератами, песчаниками и глинами и соответствует наиболее медководному участку, показывая частую и резкую смену материала и признаки внутриформационных размывов. Здесь часты прослой спаниодонтелловых ракушняков; обломочный материал хорошо окатан. Минеральный состав: в низах полимиктовый, кверху становится граувакковым. К средней части прогиба размер зерен уменьшается, а затем снова возрастает у западной периферии прогиба.

Замечена фациальная приуроченность массовых скоплений отдельных форм: *Sp. andrussovi* Toulai с резко ребристой прочной раковиной — к грубозернистым песчаникам, тонкостенной *Sp. gentilis* Eichw. var. *adzhamurensis* Tschik. — к оолитовым известнякам и карликовых *Sp. pulchella* Baily var. *minor* Tschik. с весьма хрупкой тонкостенной раковиной — к пелитоморфным известнякам (Чиковани, 1960).

Конкский горизонт в восточной части прогиба охарактеризован барнеями *Barnea pseudoustjurtensis* Bog., *B. pseudoustjurtensis* var. *dziensis* Tschik., *B. ujrataoides* Tschik., *B. burimelensis* Tschik., *B. kitskhensis* Tschik. (Чиковани, 1960).

В средней части прогиба низы конка содержат лишь единичных фолад, верхи же замещены абровыми слоями с *Abra alba* Wood. var. *scythica* Sok., содержащими обильную морскую пелагическую микрофауну. Абровые слои несколько западнее (долина р. Лухута) поднимаются в нижний сармат.

На крайнем западном участке прогиба верхи конка выражены уже в веселянской фации, сложены тонкозернистыми мергелями и содержат *Venus konkensis* Sok. (образующие местами ракушняки), *Tapes* cf. *vitalianus* d'Orb., *Erovia trigonula* Sok., *Corbula michalskii* Sok., *Maetra basteroti* Mayer var. *konkensis* Lask., *Turritella atamanica* Bog., *Cerithium konkensis* Sok., var. *sokolovi* Ossip.

Наличие сартаганской фации конка за пределами прогиба, у его восточного окончания, указано Е. М. Жгенти (1958), обнаружившей

в верхней части свиты (50—60 м) глинисто-конгломератовых песчаников *Oxystele orientalis* Cossm. et Peyrot, *Divaricella ornata* Agass., *Anomia ehippium* Lamk., *Chlamys sartaganicus* Andrus., *Pitaria italica* Defr., *Tellina planata* Lamk., *Modiolus incrassatus* d'Orb., var. *buglovensis* Gat.; *Cardium hispidum* Eichw. и др.

В низах свиты много *Ervilia trigonula* Sok. и сравнительно редки *V. bulgarica* Toula, а в слоях с линзами угля много *Melanopsis* sp. Остальная часть свиты (до сартаганской фауны) — это по существу бедные фауной фоладовые слои.

В *Гурийской депрессии*, по К. С. Маслову (1937), чокрак выражен зеленовато- и светло-серыми спириалисовыми глинами с прослоями битуминозных глин, белесовато-серых мергелей и редко алевролитов. Кроме спириалисов, образующих тонкие линзы и гнезда люмашеля, найдены единичные *Leda fragilis* Chern., *Gryptodon laevis* Zhizh. и *Syndesmya* sp. Мощность 150—250 м.

Разграничить караган и конк в сводовой части антиклинали Самхвто-Сакупре не удается. Здесь за чокраком согласно следует толща песчано-глинистых пород (400 м), которая в низах содержит мелкие спаниодонтеллы, а в верхах — фолადы. Восточнее, в долине р. Бахвис-цкали в основании караганско-конкских отложений также присутствуют мелкие спаниодонтеллы, а в верхах кроме фолад, найдены *Ervilia trigonula* Sok., *Venus konkensis* Sok., *Pecten* sp. (cf. *sartaganicus* Andrus.), *Cardium andrussovi* Sok., *Trochus* sp., кораллы и др. Здесь конк сложен грубозернистыми песчаниками и конгломератами.

За средним миоценом в Гурии сармат следует без видимого несогласия.

В *предгорном прогибе Триалетского хребта* чокракские отложения в полосе Гори — Каспи, по Д. Г. Кереселидзе (1954, 1960), представлены в низах базальными образованиями грубых конгломератов с валунами (у сел. Каспи), гравелитами и грубозернистыми песчаниками (селения Метехи — Уплисхиче) и наряду с ними брекчиевидными пестроцветными известково-глинистыми породами (сел. Тинисхиди).

Выше согласно следуют чередующиеся пестроцветные глины и песчаники, местами некарбонатные и гипсоносные. На западе полосы размер зерен обломочного материала и мощность убывает (до 10—12 м, вместо 50 м у сел. Каспи). Низы чокрака содержат богатую фауну, к которой примешивается большое количество разрозненных и окатанных створок устриц. В местах, где размыв подстилающих горизонтов и переотложение устриц не улавливаются, разграничение чокракских и более древних слоев затруднительно. Чокракский возраст залегающих выше пестроцветных глин установлен по присутствию *Chlamys domgeri* Mikh., *Ch. domgeri* Mikh. var. *derbentica* Grig.-Beres., *Ch. pertinax* Zhizh., *Arca* sp. в полосе Скра — Каспи (Булейшвили, 1952). У сел. Уплисхиче в 5—6 м над слоем с крупными устрицами залегает тонкий прослой ракушечника с *Ostrea digitalina* Dub. var. *caucasica* Zhizh.

Караганский горизонт в полосе Тинисхиди — Каспи согласно переходит в чокрак и конк и сложен тонкослоистыми ракушечными известняками, оолитовыми известняками и песчанистыми глинами с прослоями песчаника и гравелита, а к северу от г. Метехи также с прослоями пестроцветов. Материал грубеет к югу. Кроме разнообразных спаниодонтелл, встречаются *Mohrensternia* и *Planorbis*.

Конк, обнажаясь по обоим берегам р. Куры, представлен внизу барнеевыми слоями в песчано-алевролитах и песчанистых мергелях и сверху веселянскими слоями в глинах и мергелях. Местами барнеевая

фация замещает веселянскую по простираанию. Мощность 15 м на востоке и 50 м на западе полосы. Переход в сармат согласный.

В центральной части Каргалинской депрессии, по Д. А. Булейшвили (1957), опорная скважина у сел. Шиндиси вскрыла:

- | | | |
|-----------------------|--|------|
| N ₁ tsh 1. | Пестроцветы чокрака с гравелитом в основании, залегающие на сакараульско-кодахурских отложениях и содержащие, <i>Donax bajaranasi</i> Andr., <i>Venus marginatus</i> M. Högn., <i>Spaniodontella intermedia</i> Andr., <i>Tellina sokolovi</i> Bajar и др. | 54 м |
| N ₁ kg 2. | Пестроцветы с фауной <i>Spaniodontella pulchella</i> Bailly, <i>Sp. gentilis</i> Eichw., <i>Sp. opistodon</i> Andrus. var. <i>squamigera</i> Andr., <i>Sp. umbonata</i> Andrus, <i>Sp. tapesoides</i> Andr. | 57 „ |
| N ₁ knk 3. | Глинистые, известковистые, серые песчаники с прослоями гли и фауной <i>Barnea sinzovi</i> Ossip., <i>B. pseudoustjurtensis</i> Bog., <i>B. scrinicum</i> Bog., <i>Syndesmya reflexa</i> Eichw., <i>Ervilia dissita</i> Eichw. и <i>Erv. trigonula</i> Sok. | 57 „ |
- Выше согласно залегает сармат.

К западу от сел. Тинисхиди чокрак лежит трансгрессивно на кодахурском и сакараульском горизонтах, олигоценовой части майкопской серии и содержит в основании конгломерат (Булейшвили, 1952).

На восточном участке, от сел. Каспи до сел. Мцхета, известны лишь неполные и изолированные обнажения чокрака. У сел. Мцхета на берегу р. Арагви его мощность возрастает до 65—75 м (Варенцов, 1950; Булейшвили, 1952 и др.). Чокрак выражен глинами и подстилается конгломератом (1,5—2,5 м), за которым следует песчаник с фауной *Modiola incrassata* d'Orb., *Cardium bogatchevi* Kol., *Cardium induratum* Zhizh., *Tapes tauricus* (Andrus.) Bajar. var. *extensus* Zhizh., *Leda fragilis* Chemn. var. *elongatus* Zhizh., *Tellina fuchsii* Toula, *Donax bajaranasi* Andrus., *Cryptodon laevis* Zhizh.

Возрастание мощности продолжается и восточнее р. Арагви (Папав и Агеев, 1960) — в Ормянской синклинали она достигает 340 м при согласном переходе в тархан (южное крыло). К северу от этого участка появляются признаки перерыва и мощность падает до 150 м (северное крыло антиклинали Норю), но затем снова возрастает в сторону Джавско-Ширакской предгорной впадины.

Караган у западной периферии Предтриалетского прогиба согласно следует за чокраком. Представлен караган песчаниками мощностью до 30 м и содержит спаниодонтеллы. К востоку возрастает роль гли и известковистых пород. У основания горизонта фиксируются мелкие спаниодонтеллы. Пестроцветы, обычно чокракские, у сел. Скра поднимаются в низы карагана. К югу и востоку (селения Сахори и Мцхета) среди гли карагана появляются прослойки песчаников и конгломератов и мощность достигает 50 м.

Конкский горизонт в пределах Предтриалетского прогиба согласно переходит в соседние горизонты, а на восточной периферии Дзирульского массива отсутствует под трансгрессивным нижним сарматом.

На западном участке прогиба, у устья р. Проне, по Е. М. Жгенти (1958), в конке (40—45 м) различаются три фаунистических комплекса. Первый комплекс представлен в нижней песчано-глинистой части горизонта (7—7,5 м), охарактеризован он только фоладами (*Barnea pseudoustjurtensis* Bog., *B. sinzovi* Ossip.). Второй комплекс содержится в крупнозернистых песчаниках (в интервале 15—20 м от основания), где найдены *Glycymeris (Pectunculus) pilosus* L., *Arca turonica* Duj., *Venus cinctus* Eichw., *Donax rustrum* Sok., *Anomya ephippium* L., *Cardium hispidum* Eichw., *Aloidis (Corbula) gibba* Ol., *Dosinia lupina* L., *Pitaria italica* Deir., *Circe minima* Mont., *Oxystele orientalis* Cossm. et Peurg., *Natica helicina* Bross. и др.

Наконец, третий комплекс представлен на 21-м метре от основания горизонта в рыхлых песчаниках, где обнаружены *Venus konkensis* Sok., *Maetra basterati* Eichw. (Mayer), *Chlamys malvinae* Dub., *Turritella atamanica* Bog., *Aporrhais alatus* Eichw., *Oxysteles orientalis* Cossm. et Peyr., *Anomia ephippium* L., *Nassa dujardini* Desh. и др. Вышележащие песчаники с галькой (15—16 м) определенной фауны не содержат. Затем в конгломерате (слои 1,2, 0,5 м, по Е. М. Жгенти) обнаружены *Pecten sartaganicus* Andr., *Cardium andrussovi* Sok. и *Oxysteles orientalis* Cossm. et Peyr.

Среди последних трех форм первые две считаются эндемиками конкского моря, образовавшимися в процессе приспособления к понижающейся солёности, а *Oxysteles orientalis* — типичной для сартаганских полносолёных условий. Их совместное нахождение (*O. orientalis* встречается и на 21-м метре с типичной веселянской фауной) свидетельствует об условности стратиграфического (во времени) разграничения сартаганской и веселянской биотомии.

В разрезах, составленных в полосе Урбниси — Метехи (Жгенти, 1958), в низах конка различаются эрвилиевые слои, выше — барнеевые. Местами первые оказываются внутри вторых, но вблизи основания (сел. Уплисцихе). Отдельные эрвилии местами (селения Гракали, Метехи) встречаются по всему разрезу, но массовые скопления в пределах конка они образуют только в ее низах. У селений Каспи и Глдани в верхах горизонта появляются породы с комплексом фауны веселянского типа *Aloidis gibba* Ol., *Ervilia trigonula* Sok., *Maetra* cf. *eichwaldi* Lask., *Cardium andrussovi* Sok. и др., по-видимому замещающие по простираанию верхнюю часть барнеевых слоев.

От сел. Тинисхиди до сел. Каспи на разных уровнях конка присутствуют включения гипса. От долины р. Проне на западе до сел. Глдани на востоке мощность конка не превышает 50—60 м, достигая максимума по окраинам этой полосы, а минимума — 15 м (Кереселидзе, 1954) — у сел. Каспи.

В Джавско-Ширакском предгорном прогибе самые западные выходы чокрака известны на водоразделе Большой Лиахви и ее правого притока р. Паца между селениями Хвце и Кемулта, у сел. Боркоцала в долине р. Мугути-дон и представлены глинами, песчаниками и конгломератами. Песчаники содержат *Cardium* cf. *subhispidum* Hilb., *C. multicostratum* Gross., *Corbula gibba* Ol., *Ervilia praepodolica* Andrus., *Cerithium cattleyae* Baily, *C. scabrum* Ol., *Trochus* ex gr. *tschokrakensis* Andrus., *Pecten* sp., *Avicula* sp., *Leda* sp., *Chama* sp., *Arca* sp., *Modiolus* sp., *Dentalium* sp., *Serpula* sp. В глинах много *Spiralis* sp. Конгломераты содержат гальки порфиринов байоса (Васоевич, 1932).

В средней части прогиба, у сел. Наниани (долина р. Поте), чокрак следует за майкопом без видимого несогласия и сложен известковистыми глинами с прослоями мергелей и алевроглинистых известняков. По всей мощности горизонта (120 м), включая тархан (?), встречаются *Spiralis* sp. (Булейшвили, 1952).

В восточной части прогиба чокрак известен в котловине Эрцо. В ее западной части по балке Симониант-хеви он сложен глинами с пропластками мергелей и песчаников и содержит *Leda fragilis* Chern., *Chama toulai* Dav., *Cardium multicostratum* Gross., *Arca turonica* Duj.

Караганский горизонт в долине р. Паца залегает непосредственно на байосе в 5—7 км на юго-запад от выходов чокрака и сложен известковистыми песчаниками, глинами и известняками с прослоями конгломератов; он содержит *Spaniodontella pulchella* Baily, *Sp. tapesoides*

Andrus., *Sp. opisthodon* Andrus. редко *Rissoa* sp., *Sandbergeria* sp. и др. Мощность колеблется от нескольких дециметров до нескольких метров (Вассоевич, 1932).

В долине р. Поте караган согласно следует за чокраком, сложен песчанистыми глинами и песчаниками в нижней части грубозернистыми известковистыми песчаниками — в верхней; содержит спаниодонтелл и реже *Mohrensternia*. Мощность (неполная) свыше 85 м. К западу, в долине р. Лехура у с. Армази, караган сложен грубозернистыми песчаниками с редкими прослоями глин и содержит обычную для него фауну. К сел. Захори (р. Лехура) количество песчаного материала нарастает и появляются гравелиты. К югу от полосы Армази — Цолда в низах горизонта значительно возрастает роль глин, т. е. приближение воздымающегося северного берега здесь ощущается лишь в верхнем карагане.

Конкский горизонт выражен лишь в фоладовой фации; согласно залегая на карагане в окрестностях сел. Джава, к югу и востоку он трансгрессивно залегают на порфиритовой свите байоса и тогда в его основании встречаются конгломераты, песчаники и известняки. Последние кверху становятся преобладающими; они местами «рифоподобны», брекчиевидны и наряду с фоладами содержат множество *Spirorbis* (Вассоевич, 1932).

На северном борту Карталинской депрессии конк по р. Арагви, у сел. Ундилаант-кари, в нижней части сложен песчано-глинистыми отложениями и содержит эрвиллии и синдесмии, у сел. Наниани к ним примешиваются редкие фолადы.

В полных разрезах горизонта по р. Андорула, по Д. А. Булейшвили (1960), конк в нижней части состоит из глин с прослоями песчаников, редко конгломератов и в низах содержит *Ervilia trigonula* Sok., *Venus konkensis* Sok., *Tapes secundus* Bog., *Spaniodontella* sp. и др. Верхняя часть конка песчано-конгломератовая. Весь горизонт конка, помимо упомянутых низов, охарактеризован фоладами. Разрез подтверждает регрессивный характер конка на северном борту Джавско-Шаракского предгорного прогиба и наличие веселянских элементов в низах горизонта.

В Гардабанской депрессии чокракский горизонт начинается в песчано-глинистой свите (I) среднего миоцена, выделенной Н. А. Кудрявцевым (1938). Низы свиты здесь относятся еще к тархану, а на 170-м метре от основания найдены *Cardium multicostatum* Gross., *Venus marginatus* M. Hoern. var. *jusmaki* Schw., *Maetra* sp. и др.

Следующая кверху свита глинисто-песчаных пород (II) с мощными прослоями грубозернистых песчаников и конгломератов содержит чокракскую фауну по всей мощности (около 100 м), (преимущественно в песчаниках): *Pecten* cf. *hilberi* Mikh., *Arca pectinata* Schw., *A.* cf. *turonica* Duj., *Arca* sp., *Cardium multicostatum* Gross., *C. centumpanium* Andrus., *Maetra bajarunasi* Kol., *Ervilia praepodolica* Andrus., *E.* aff. *pusilla* Phill., *E.* aff. *trigonula* Sok., *Donax tarchanensis* Andrus., *Tapes* cf. *modestus* Dub., *Tellina sokolovi* Golub., *T.* cf. *fuchsi* Toulou, *Dosinia adansoni* Phill., *Spaniodontella intermedia* Andrus., *Nassa restitutiana* Font., *N. lapugiense* Hoern. et Aning., *Cerithium catleyae* Baily, *C. scabrum* Olivi, *Bulla ustjurtensis* Eichw., *P. pupa* Eichw., *B.* cf. *lajonkaireana* Bast., *Eulimella conus* Eichw. и др.

Песчаники аркозовые, нормально- и косослоистые, разделены прослоями глин и подчиненных им мергелей, содержащих *Nassa restitutiana*.

Следующая выше свита (III) преимущественно глинистая (100—110 м), также чокракского возраста. В ней в восходящей последовательности различаются:

1. Песчанистые глины с прослоями известковистых глин, содержащие *Nassa restitiana* Font. и мелкие *Syndesmya* sp.
2. Спириалисовые глины с прослоями мергелей и редких песчаников с фауной *Arca turonica* Duj, var. *bosphorana* David., *Cardium hispidiforme* David., *Pecten* sp. (fragm.), *Meretrix* cf. *rudis* Poli; *Nassa dujardini* Desh., *Cerithium scabrum* Oliv.
3. Брекчневидный мергель со спириалисами, местами с *Leda* sp., *Nassa* sp., *Cerithium* cf. *scabrum* Ol.
4. Глины с конкрециями мергеля и песчаниками со спириалисами.
5. Полосчатые глины местами со *Spiralis* и редкими *Syndesmya alba* Wood var. *scythica* Sok.

В наиболее полных разрезах (р. Архашен-су, сел. Малхазовка) чокрак в принятом объеме охватывает примерно 330 м свита I 130 м (без тархана — 70 м), свита II — около 100 м и свита III тоже около 100 м.

К востоку вплоть до горы Чобан-Даг чокрак становится более глубоководным и его мощность сокращается до 100 м (Кудрявцев, 1938) или до 210 м, по Д. А. Булейшвили (1960). В западном и южном направлениях от рассмотренной полосы фация спириалисовых глин замещается мелководными осадками.

Караганский горизонт по р. Архашен-су в нижней части представлен глинами с прослоями песка и плитчатого мергеля, содержащего *Spaniodontella pulchella* Baily, размер которых мельче обычного, и очень редко *Mohrensternia* sp.

Верхи горизонта сложены толстослоистыми песчаниками с галькой, песчанистыми глинами и глинистыми песчаниками. Во всех породах много характерных *Sp. pulchella* B., *Sp. tapesoides*, к которым в верхах горизонта добавляются *Sp. opisthodon* Andrus. var. *squamigera* Andrus. и *Sp. andrussovi* Toulou, много *Mohrensternia grandis* Andrus., редкие *Sandbergeria sokolovi* Andrus., множество *Melanopsis* sp. и весьма редкие *Neritina* sp. (Кудрявцев, 1938). В смежном разрезе по р. Нацвал-цкали обращает на себя внимание чередование в низах карагана на границе с чокраком мелких спаниодонтелл со спириалисами, выше наблюдаются лишь первые формы, а затем уже в большей, средней части горизонта *Sp. pulchella* B., *Sp. tapesoides* Andrus., *Sp. gentilis* Eichw., *Sp. opisthodon* Andr., *Sp. umbonata* Andrus. (Булейшвили, 1960).

Мощность песчаников возрастает к западу и убывает к востоку. Общая мощность горизонта по р. Архашен-су 260 м, к западу, по-видимому, увеличивается. К востоку караган становится сплошь глинистым с прослоями мергелей и его мощность сокращается.

Характерно наличие крупных конкреций известняка, текстуру которых Н. А. Кудрявцев (1938) характеризует как волнисто-скрученно-слоистую. Эти образования, сходные с описанными из Абхазии, считаются Н. А. Кудрявцевым аналогами строматолитовых известняков и содержат *Spirorbis* sp. и спаниодонтелл.

Конкский горизонт близ вершин Амартули и Сары-Яр сложен песчано-глинистыми отложениями. В 3 м над слоями с караганскими спаниодонтеллами в самых низах конка песчаники в изобилии содержат *Ervilia trigonula* Sok., а также *Melanopsis* sp., *Neritina* sp., *Barnea* sp. и редко единичные *Sp. pulchella* Baily. В 5 м от основания встречаются *Barnea pseudoustjurtensis* Bog., *B. uratamica* Andrus., *B. sinzovi* Oss., *Melanopsis* pl. sp., *Neritina* sp., *Ervilia* sp. и др.

Эрвилиево-слои встречаются и в 50 м от основания конка вместе с многочисленными *Barnea*, при преобладании в прослоях то эрви-

лий, то барней. В 100 м от основания горизонта в глинах по р. Архашен-су найдены *Corbula gibba* Ol., *Syndesmya alba* Wood. var. *scythica* Sok., *Cardium* cf. *scyloticum* Sok., *C. andrussovi* Sok., *Spaniodontella intermedia* Andrus., *Aporrhais alatus* Eichw. var. *parvidactylus* Andrus. и др. По наблюдениям Н. А. Кудрявцева, эти глины к западу по простиранию замещаются песчаниками с фоладами. Выше этих глин также следуют песчаники, которые местами содержат обильную фауну плохой сохранности, в том числе крупные кардииды; до вида удалось определить лишь *Ervilia trigonula* Sok. Материал песчаников грубеет к западу. Конкская фауна встречена и в 65 м над их кровлей. В целом мощность горизонта здесь порядка 200 м (215 м по р. Архашен-су).

К востоку конк, подобно карагану, переходит в глинистые отложения.

Сартаганские слои в Южной Кахетии обнаружены на левом берегу р. Иори, к югу от сел. Сартичала, в известковистых гравелитах с галькой.

Разрез здесь, по данным Д. Ю. Папава и В. Е. Гвенетадзе (1959), следующий:

- | | | |
|-----------------------|---|------|
| N ₁ kg 1. | Глины с прослоями мергелей, в верхах караганские <i>Sp. pulchella</i> Vaily, <i>Sp. cf. tapesoides</i> Andrus. | |
| N ₁ kpk 2. | Глины с прослоями мергелей; в основании мергель с псевдобрекчиевой текстурой (0,3 м), содержащий фауну <i>Maetra basteroti</i> Mayer, <i>C. cf. andrussovi</i> Sok., <i>C. cf. conkkupicum</i> Andr., <i>Spaniodontella sokolovi</i> Sinz., <i>Mohrehsternia</i> sp., <i>Ervilia</i> sp. и др. (определения Т. Китовани) | |
| 3. | Темно-серые полосчатые глины | 10 м |
| 4. | Песчанистые глины и линзовидные известковые микроконгломераты с сартаганской фауной <i>Arca turonica</i> Duj. var. <i>konkensis</i> Mercl., <i>Arca turonica</i> Duj. var. <i>bosphorana</i> David., <i>Turritella atamanica</i> Bog., <i>Maetra basteroti</i> Mayer, <i>Cardium gubkini</i> Ossip., <i>C. cf. heberti</i> Andrus., <i>Ervilia trigonula</i> Sok. (определения Т. Китовани) | 20 " |
| N ₂ sgm 5. | Песчаники с сарматской фауной. | 2 " |

Таким образом, к северу от описанного ранее участка Архашен-су — Малхазовка, в окрестностях сел. Сартичала, в конке (мощностью 30—35 м) отчетливо различаются две характерные для горизонта фации: в самых низах веселянская глинисто-мергелистая и в видимых верхах — сартаганская песчано-конгломератовая, содержащие характерную фауну. Иными словами, наблюдается последовательность, обратная той, которая была намечена Е. М. Жгенти (1958). Это, по видимому, указывает на фациальный характер веселянского и сартаганского фаунистических комплексов, на их стратиграфическую несамостоятельность (Чиковани, 1959).

Судя по Сартичальскому разрезу, слои, близкие по фауне к веселянским, отлагались в начале конка, как предполагали Н. А. Кудрявцев (1933) и Д. А. Булейшвили (1952, 1960).

Выводы

Тарханский горизонт в относительно глубоководной фации на территории Грузии довольно однообразен и выражен преимущественно в известковистых глинах, глинистых алевролитах и глинистых мергелях. В низах горизонта слои с бесспорно тарханской фауной чередуются с глинами майкопского типа. Всюду в Грузии, где тархан доказан фаунистически, его низы связаны с майкопом постепенным переходом. При отсутствии прослоев майкопских глин характерно для низов тархана. Этот

подгоризонт отличается от верхнего и в биономическом отношении. Комплекс фауны в раннем тархане пока еще не свидетельствует о средиземноморской солености. В нижней части горизонта часто встречается *Nucula nucleus* и несколько условно можно говорить о слоях с *Nucula nucleus* в нижнем подгоризонте тархана. Верхний тархан распознается по разнообразной фауне и среди нее по «руководящему» *Pseudamussium denudatum*, что позволяет выделить слои с *P. denudatum* в верхнем подгоризонте тархана.

Мелководная фация горизонта, тарханский возраст которой убедительно доказывается в Лечхуми, охарактеризована крупными *Ostrea gryphoides*.

В Грузии чокрак с тарханом связан постепенным переходом. Там, где чокрак трансгрессивен, он выходит за пределы развития тархана, ложась на более древние горизонты. В условиях согласного перехода между упомянутыми двумя горизонтами на сравнительно глубоководных участках бассейна выделяется спириалисовая фация, которая местами поднимается до низов карагана и, следовательно, охватывает весь чокрак (Северо-Западная Гурия, восточный участок Гардабанской депрессии и т. д.). Вслед за Н. И. Андрусовым ее, по-видимому, следует относить полностью к чокраку, т. к. отличие чокракских и тарханских спириалисов условно, присутствующая же в них моллюсковая фауна свидетельствует о застойных, а не «средиземноморских» условиях, и они по простиранию замещаются слоями с типичной чокракской мелководной фауной. Эта фауна представлена в низах, по-видимому, слоями с *Leda fragilis* (именуемыми по обилию этой формы) и замещающими их, частично же залегающими выше слоями с *Chlamys pertinax*. Эта фация одна из самых распространенных в чокраке Грузии. С ней связаны многочисленные кардииды, а в прибрежных условиях крупные митилиды и хамиды.

Верхнечокракский подгоризонт характеризуется обедненным эвксинским биоценозом, он олигоморфен или мономорфен. Это мелководная фация (слои с *Donax tarchanensis*). Для нее характерны условия, переходные к караганским.

Типичный караганский биоценоз крупных и разнообразных спаниодонтелл, по-видимому, сформировался не сразу, о чем свидетельствует наличие в низах горизонта в полных разрезах (Абхазия, Имеретия, Картлиния, Кахетия) фация мелких спаниодонтелл. В средней, большей части карагана встречается несколько видов спаниодонтелл, среди которых наиболее частой и приспособившейся к различным литофациям является *Sp. pulchella*, что позволяет говорить о слоях со *Sp. pulchella* в среднекараганском подгоризонте. Прибрежные аналоги верхов этого подгоризонта содержат массовые скопления *Sp. andrussovi*, а сравнительно глубоководные тонкостенных *Sp. gentilis adzhamurensis* (предгорный прогиб Имеретинского хребта).

Верхнекараганский подгоризонт содержит снова измельчавшие спаниодонтеллы с хрупкой тонкостенной раковинкой *Sp. pulchella minor*, по которым можно говорить о присутствии в нем слоев с *Pulchella minor*. Возможно, что хотя бы частично стратиграфическим ее эквивалентом являются слои с *Melanopsis* краевых участков караганского бассейна и эрвилиевые слои, залегающие под барнеевыми. Это, по-видимому, предполагает колебания или неодновременное на разных участках изменение солености бассейна в конце карагана — начале конка.

Началу конка соответствует появление слоев, переполненных *Ervilia trigonula*. В большинстве случаев, когда точно известно их страти-

графическое положение, они сопровождаются барнеями и изредка отдельными реликтами спаниодонтелл, что позволяет выделить слои с *Ervilia trigonula* в нижнем подгоризонте конка. При наличии соответствующих условий грунта господствующими становятся барнеи, и, следовательно, существует барневая фация во всем конкском горизонте.

От тройственного деления конка на картвельский, сартаганский и веселянский горизонты мы вынуждены воздержаться по следующим причинам. Эти образования являются фациями, из которых первая, будучи распространена по всему конку, замещает по простиранию две остальные и еще эрвилиевую фацию. Сартаганская и веселянская фауны приурочены каждая преимущественно к определенной литофации и смешиваются между собой, если эти фации соседствуют или перекрываются. Когда они занимают разные уровни, то чаще веселянские слои оказываются выше, но в ряде случаев бедная веселянская фауна залегает под сартаганской (разрезы по рекам Андорула. Архашен-су, у сел. Сартичала). Все это с достаточной ясностью говорит о фациальном характере комплексов. Следовательно, веселянская фация (слои) присутствует чаще в верхах конца, реже в низах горизонта и как примесь также в его средней части. Сартаганская фация (слои) приурочена к средней и реже к верхней части конкского горизонта.

К глубоководным отложениям верхов конка приурочены слои с *Abra*, местами переходящие в нижний сармат.

В заключение заметим, что ископаемые, по которым мы выше именовали слои, не следует считать руководящими формами для подгоризонта или горизонта, к которому приурочена соответствующая фация, но они являются характерными для определенного стратиграфического уровня и на этом уровне в составе типового ценоза широко распространены в Грузии. Это обстоятельство, отражая этапы развития миоценовых фаун в Грузии, обусловлено закономерностями изменения палеогеографической обстановки, миграции и расселения фаун. Оно может быть использовано для детальной стратиграфии лишь в той мере, в какой общий ход развития этих условий был одинаковым для сопоставляемых областей.

* * *

Рассмотрим возможности применения предлагаемой схемы за пределами Грузии.

Обе фации тарханского горизонта, как мелководная (с крупными *Ostrea*), так и относительно глубоководная (с *Pseudamussium denudatum* и *Nucula nucleus*) пользуются весьма широким развитием и за пределами Грузии. Устричные слои представлены в Азербайджане, на восточном погружении Малого Кавказа, на левом берегу р. Аракса, у сел. Худеферин (Султанов, 1955) и в северо-западных предгорьях Талыша, близ юго-западного побережья Каспия — в так называемых мелик-касумских слоях (Куцев, 1934 и 1935). За пределами Кавказа прибрежно-мелководная фация тарханского горизонта встречается начиная от Нижнего Приднепровья в виде томаковских слоев (Михайловский, 1903) и южной периферии Украинского кристаллического массива (Молявко, 1958) и западного побережья Аральского моря (Гарецкий и др., 1955). Она широко развита также на Устюрте (Яншин, 1953). В песчано-алевритовых отложениях северных чинков Устюрта обнаружены *Crassostrea gryphoides* Schl. с разновидностями и *Cubisostrea* cf. *frondosa* de Seges (Вялов, 1929, 1931; Яншин, 1953). Любопытно, что здесь, так же как и в разрезе у сел. Уплис-цихе в Грузии, выше тарханского устричника залегает устричник, содержащий *Ostrea digi-*

talina Dub. и его варьеты, имеющие, по-видимому, также чокракский возраст.

Относительно глубоководные фации тархана, получившие название терских слоев (Жижченко, 1940), наиболее типично представлены в Крыму, Предкавказье (Жижченко, 1940 и 1947) и Дагестане (Голубятников, 1947). Они достоверно известны также на юге Украины (Малаяк, 1958), а с другой стороны, и в северо-западном Копет-Даге (Судо, 1962). Заслуживает интереса указание о наличии в алевроитовых фациях тархана Тамани большого количества *Ostrea cochlear* Poli.

Переходные от тархана к чокраку спириалисовые слои, называемые аргунскими (Жижченко, 1940), на восточном погружении Большого Кавказа, по-видимому, охватывают оба упомянутых горизонта, вплоть до низов карагана, и типично представлены в Крыму и Предкавказье.

Чокракский горизонт, известный от Черноморского побережья Болгарии и Нижнего Приднепровья на западе до Приаралья и Копет-Дага на востоке, сложен терригенно-карбонатными породами и в целом довольно однообразно охарактеризован фаунистически. Особенностью чокрака Закаспия является его гипсоносность. На юге Закавказья в Араратской котловине и Нахичеванской области Азербайджана (Ализаде, 1952) чокрак (как и тархан) предполагается в соленосных отложениях. Характерно трансгрессивное залегание чокрака на перифериях бассейна и внутренних островах.

Двухчленное деление чокрака по фауне (разнообразной эвксинской в низах и обедневшей в верхах) выдерживается и за пределами Грузии. Наибольшее сходство чокракские фауны Грузии обнаруживают с северо-кавказскими.

В караганском бассейне, по размерам уступающим чокракскому и еще более изолированному от океана, формирование эндемичной олигоморфной фауны Грузии, по-видимому, было сходным с формированием в других областях бассейна. Однако предлагаемое трехчленное деление горизонта, по-видимому, за пределами Грузии еще требует подтверждения.

На северной периферии Малого Кавказа в Ноемберянском районе Армении привлекает внимание трансгрессивность карагана, залегающего на сеноне и содержащего спаниодонтеллы (Асланян, 1959).

В бассейне р. Курджипс в Западном Предкавказье в качестве исключения указывается наличие в верхах карагана барнеевых слоев. Однако отнесение к карагану слоев, переполненных представителями рода *Barnea*, характерного для конка на основании единичных находок спаниодонтелл, не может быть принято (Чиковани, 1954, 1960), тем более, что новые исследования определенно указывают на переотложенный характер караганских форм, так же как и сопутствующих им чокракских (Павлинова-Ильина, 1957).

Слои конкского горизонта — эрвилиевые (туркменские), фолладовые (картвельские), сартаганские и веселянские — встречаются в зависимости от конкретных фациальных условий в разной стратиграфической последовательности.

На северной периферии Малого Кавказа конк лежит трансгрессивно близ г. Шамхор на абрадируемой поверхности гранодиоритового массива, прорывающего юру, и выражен серпулевыми известняками с эрвилиями и фолладами. Во внутренних частях Малого Кавказа отложения конка, опять-таки трансгрессивно налегающие на мезозой (мел), предполагаются по присутствию фоллад. На Апшероне конк входит в состав диатомовой свиты, несколько выделяясь литологически. В Талыше он выражен в относительно глубоководной фации.

На юге Закавказья упомянутая выше соленосная толща, трансгрессивно налегающая на домиоценовые отложения вплоть до девонских, содержит в Нахичеване в верхах так называемой нижней свиты фолад.

Наибольший интерес среди областей развития конка за пределами Грузии представляют Закаспий и юг Украины: первый для суждения о распределении типов фауны, а второй для увязки схемы подразделения среднего миоцена Юга СССР с аналогичной схемой миоцена западного Паратетиса.

Конкский горизонт Закаспия развит шире караганского и чокракского и сложен преимущественно загипсованными известняками, а также мергелями и глинами с подчиненными прослоями гипсов, песков и конгломератов. В фаунистическом отношении он, как и в Грузии, представлен в фациях эрвилиевых, фоладовых, сартаганских и веселянских слоев.

Однако известны разрезы, где к эрвилиевым слоям примешивается фауна сартаганского типа и выше залегают фоладовые слои (между Коймат-Дагом и Челюнгкиром; Судо, 1961); веселянские слои — с угнетенной конкской фауной перекрыты фоладовыми (Коймат-Даг; Лупов, 1931), и часто за фоладовыми непосредственно следуют веселянские или нижнесарматские слои с примесью некоторых относительно стеногалинных форм (Судо, 1962). Все это, по-видимому, указывает на фациальный характер всех упомянутых четырех типов слоев и свидетельствует лишь об их преимущественной, а не исключительной приуроченности к определенному стратиграфическому уровню в конкском горизонте. Указывается, что в верхах горизонта северной части области преобладают сартаганские, а в южной веселянские слои.

Аналогичная картина наблюдается на Украине. На левобережье Днепра в разрезе горизонта встречена смешанная фауна веселянских и сартаганских слоев, ниже залегают фоладовые слои и под ними уже эрвилиевые (Молякко, 1958).

Сопоставление разрезов Приднепровья с близлежащей областью Вольно-Подольской плиты (Сорочан, 1961), позволяет конкский горизонт приравнять к верхнему тортону, а тарханский параллелизовать с низами этого яруса.

ВЕРХНИЙ МИОЦЕН—САРМАТ

Сарматские отложения Кавказа и, в частности, Грузии впервые были выделены Г. Абигом, который в разрезе миоцена выделил собственно сармат и молассовые образования (Абих, 1882, 1887).

Впервые представители сарматской фауны *Cardium plicatum* Eichw., *Maetra podolica* Eichw., *Maetra ponderosa* Eichw., *Tapes incrassata* Eichw. были описаны Эйхвальдом (1853) из разреза сел. Дзегви.

Э. Фавр (1875) в отличие от Г. Абиха континентальные образования нацхорской свиты уже относит к сармату.

В последующем сарматские отложения были описаны С. Е. Симоновичем и Л. Ф. Бацевичем в Мегрелии и Лечхуми (1875, 1877, 1880), в Карталинии (1892, 1899, 1902), Гаре-Кахетии (1878, 1898, 1879), Раче и Верхней Имеретии (1880, 1886). В большинстве случаев эти авторы, а также А. И. Сорокин (1880) под сарматом описывали почти весь комплекс осадков, начиная с миоцена до верхнего плиоцена включительно.

Позже сарматские отложения были описаны С. Е. Симоновичем (1886) и Л. К. Конюшевским (1909) на западной периферии Дзирульского массива, И. М. Карком и Бутовым (1912) в Западной Абхазии, А. Н. Рябининым (1911) на южном склоне Цив-Гомборского хребта,

И. В. Качарава (1929) в Восточной Абхазии и С. Н. Михайловским (1927) в Грузии. Эти отложения детально были изучены С. И. Ильиным и А. Г. Эберзиным (1929, 1932, 1935, 1938) в Абхазии и Гурии, Б. Ф. Меффертом (1924, 1930, 1930а, 1931) в Мегрелии, Имеритии, Раче и Лечхуми, М. И. Варенцовым (1936, 1950) в Карталинии, Н. А. Кудрявцевым (1932, 1938) в Гаре-Кахетии, К. С. Масловым (1933) на Цив-Гомборском хребте, Д. А. Булейшвили (1941, 1942, 1958, 1960) в межгорной впадине Восточной Грузии и др.

В результате анализа имеющихся литературных материалов В. П. Колесников (1935, 1940) впервые дал обобщенное описание сарматских отложений Грузии и их фауны. Сарматская фауна отдельных районов Грузии была описана Д. А. Булейшвили (1941 и 1948) и К. Ф. Сирадзе (1958).

Сарматские отложения широко развиты в пределах Грузинской глыбы (межгорная впадина Грузии), где они отличаются резкой фациальной изменчивостью. В связи с этим наблюдается своеобразное распределение фауны, послужившее основой для выделения в сармате разных свит и слоев.

Богатство моллюсковой фауны и ее хорошая изученность позволяют подразделить сарматский ярус на более мелкие стратиграфические единицы и параллелизовать не только близ расположенные, но и далеко отдаленные друг от друга разрезы, выраженные в совершенно отличных фациях.

Нижний сармат. В восточной части северного борта межгорной впадины Грузии нижнесарматские отложения на поверхности не обнажаются. Они были вскрыты на южном склоне Цив-Гомборского хребта у сел. Какабети на глубине 1425—1835 м опорной скважиной. Нижняя граница нижнего сармата здесь срезана разрывом. Разрез мощностью 400 м представлен в основном чередованием светло-серых карбонатных глин и алевролитов с частыми прослоями тонких слоев мергелей и довольно мощных (0,1—0,5 м) песчаников. Некоторые прослои глин содержат фауну *Syndesmya reflexa* Eichw., *Donax dentiger* Eichw., *Ervilia trigonula* Sok., *E. dissita* Eichw., *Tapes vitalianus* d'Orb.

В западном направлении нижнесарматские отложения нигде не обнажаются до котловины Эрцо (Тианетский район). Здесь нижний сармат в основном литологически выдержан, наблюдается лишь некоторое увеличение роли грубообломочного материала. В нижней части его вместо тонкослойных песчаников появляются грубозернистые разности, роль которых в западном направлении от котловины Эрцо еще более возрастает, и уже в бассейне р. Арагви они занимают преобладающее положение. Здесь на правобережье р. Арагви по р. Поте выше конкского горизонта согласно следуют:

1. Глины карбонатные, голубоватые, слоистые, с прослоями мелкозернистых очень плотных песчаников с фауной *Ervilia dissita* Eichw. 37 м
2. Песчаники крупнозернистые, буровато-серые, толстослойные, с включениями многочисленных валунов. Местами скопления этих валунов образуют линзовидные прослои конгломератов. В песчаниках редко попадаются *Ervilia dissita* Eichw., *Syndesmya reflexa* Eichw. и др. 19 „
3. Конгломерат валунный с глинистым цементом 3 „
4. Глины голубовато-серые с тонкими прослоями (0,1—0,25 м) песчаников. В глинах содержится: *Ervilia trigonula* Sok., *Cardium* и др. 10 „
5. Песчаники грубозернистые, обычно известковистые, с многочисленными включениями галек и валунов и пропластками глин и микроконгломератов. В песчаниках редкие отпечатки *Ervilia* sp. 57 „
6. Глины голубовато-серые, сильно карбонатные, с редкими прослоями мергелей и плотных песчаников. Наряду с *Cardium* sp. они содержат микрофауну *Nonion subgranosus* (Egger), *N. bogdanovici* Wol., *Elphidium macellum* (F. et M.).

В отличие от Цив-Гомборского хребта мощность нижнего сармата здесь не превышает 260 м и разрез очень обогащен песчанистыми образованиями, достигающими по р. Поте 100 м.

Конгломераты и песчаники состоят исключительно из обломков пород мелового флиша Южного склона Кавказа, проявляя большое сходство с осадками нижнего сармата в сел. Какабети.

Западнее р. Арагви, в бассейне р. Ксани, литологический характер нижнего сармата резко меняется. Здесь у сел. Канчавети, по р. Канчура, нижний сармат согласно следует за фолადовыми слоями и представлен в основном глинами, в которых в верхней части разреза хорошо прослеживаются несколько пластов сильно известковистых плотных песчаников и ракушечников. Суммарная мощность песчаников не превышает 25 м при общем объеме горизонта 190 м.

Особое внимание обращает на себя вертикальное распределение нескольких широко распространенных форм моллюсков, в частности представителей *Syndesmya* и *Cardium*, обычно характерных для нижней глинистой части разреза; встречаются они почти по всему разрезу; наблюдается лишь заметное уменьшение размеров раковин *Syndesmya* и значительное увеличение раковин *Mastra eichwaldi* Lask. в низах разреза.

В бассейне р. Лехура нижний сармат согласно налегает на фоладовые слои конкского горизонта и представлен в нижней части голубовато-серыми глинами с прослоями песчаников, в верхней части — крупнозернистыми песчаниками с многочисленными включениями хорошо окатанных галек и валунов.

В верхах разреза значительное развитие приобретают прослои мощных пластов конгломератов. Разрез хорошо охарактеризован моллюсковой фауной, из которой следует отметить *Modiola sarmatica* Gat., *Syndesmya reflexa* Eichw., *Donax dentiger* Eichw., *Erovia dissita* Eichw., *Cardium vindobonense* Lask., *C. lithopodolicum* Dub., *C. gracile* Pusch., *Trochus angulatus* Eichw., *Bulla lajontaireana* Bast.

В отличие от описанного разреза в бассейне р. Лиахви (у сел. Кехви) нижнесарматские отложения трансгрессивно залегают на порфиритовой свите байоса. Здесь разрез нижнего сармата представлен голубовато-серыми глинами с частыми прослоями песчаников. Разрез равномерно охарактеризован нижнесарматскими формами. Обращает на себя внимание вертикальное распределение *Syndesmya reflexa* Eichw., *Erovia dissita* Eichw. и некоторых представителей нижнесарматских *Mastra*, которые не только поднимаются до кровли горизонта, но и переходят в средний сармат. Это обстоятельство несколько затрудняет вопрос отбивки границы между этими горизонтами, однако появление в разрезе наряду с упомянутыми нижнесарматскими формами типичной среднесарматской фауны позволяет провести условно границу между ними по первому появлению среднесарматских форм.

Из района Цхинвали — Ванати нижнесарматские отложения узкой полосой тянутся в Джавскую синклиналиную депрессию. Здесь сравнительно полный разрез обнажается в бассейне р. Паца на 8—10 км севернее с. Гуфта. Выше фоладовых слоев согласно залегают толща рыхлых и относительно плотных, мелко- и среднезернистых, буровато-серых песчаников с прослоями песчанистых глин (73 м). Песчаники содержат хорошо сохранившуюся фауну *Erovia dissita* Eichw., *Erovia dissita* var. *andrussovi* Eichw., *Erovia trigonula* Sok., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Mohrensternia inflata* M. Högn, *Amnicola nimpha* Eichw.

Из Джавской депрессии нижнесарматские отложения узкой полосой тянутся в западном направлении вдоль оси Теделетской синклинали и после небольшого перерыва переходят в Рачинско-Лечхумскую синклинали. Здесь они хорошо обнажаются в районе Амбролаури по берегам р. Риони и у сел. Крихи представлены песчано-глинистыми осадками с прослоями ракушечников и известковистых песчаников. По сравнению с Джавским районом здесь преобладают глины. В верхах разреза в песчаниках редко наблюдаются линзовидные пропластки микроконгломератов и гравелитов. В ракушечниках встречаются *Ervilia dissita* Eichw., *Maetra* cf. *eichwaldi* Lask., *Cryptomaetra pes-anseris* Andrus., *Cardium ustjurtense* Andrus.

Наряду с увеличением глинистых пород резко возрастает и мощность нижнего сармата в районе Амбролаури.

В Лечхуми нижнесарматские отложения сравнительно хорошо обнажаются в Орбельской и Насперской синклиналях в окрестностях селений Чхутели, Мури, Орбели. В отличие от района Амбролаури здесь преобладают песчаники, в которых часты прослои глин, конгломератов и ракушечников. Песчаники содержат бедную, но характерную для нижнего сармата фауну *Modiola naviculata* Koles., *Modiola sarmatica* Gat., *Ervilia dissita* Eichw., *Maetra eichwaldi* Lask., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Cardium lithopodolicum* d'Orb.

После большого перерыва сарматские отложения в западном направлении вновь появляются в Мегрельской (Одишской) депрессии.

Более полные разрезы обнажаются на северном борту депрессии, например по р. Индра у сел. Кухеши, где наблюдается следующий разрез:

1. Глины синевато- и голубовато-серые с редкими прослоями песчаников с *Syndesmya reflexa* Eichw., *Ervilia trigonula* Sok., *E. podolica* Eichw., *Maetra eichwaldi* Lask. 171 м
2. Чередование синевато-серых глин и сильно карбонатных плотных песчаников с преобладанием глин *Modiola naviculoides* Koles., *M. sarmatica* Gat., *Syndesmya reflexa* Eichw., *Maetra eichwaldi* Lask.; *Tapes vitalianus* d'Orb., *Cardium obsoletum* Eichw., *C. lithopodolicum* Dub., *Trochus angulatus* Eichw. 78 „
3. Равномерное чередование песчанистых буровато-серых глин и серых рыхлых и плотных песчаников (8 м), пласт конгломерата в кровле горизонты, содержащий *Modiola naviculata* Koles., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Bulla lajonkatreana* Bast. 58 „

В Абхазии нижний сармат имеет ограниченное развитие и представлен в основном синевато-серыми и голубоватыми глинами, в которых появляются прослои песчаников, мергелей, спирорбисовых и мшанковых известняков, конгломератов и гравелитов.

На правом берегу р. Ингури, в бассейне р. Ерицкали, нижний сармат в нижней своей части выражен синевато-серыми слегка песчанистыми глинами с прослоями мергелей и известковистых песчаников. В восходящем разрезе роль алевролитов, песчаников и песков постепенно возрастает и в верхах разреза они становятся преобладающими.

Нижнесарматские отложения здесь охарактеризованы хорошо сохранившейся фауной, которая по своему богатству и разнообразию резко отличается от нижнесарматской фауны других районов Грузии. Наиболее широким развитием пользуются *Modiola naviculoides* Koles., *M. sarmatica* Gat., *Syndesmya reflexa* Eichw., *Donax dentiger* Eichw., *Ervilia trigonula* Sok., *E. podolica* Eichw., *E. dissita* Eichw., *Maetra eichwaldi* Lask., *Tapes vitalianus* d'Orb., *T. tricuspis* Eichw., *T. modestus* Dub., *Cardium vindobonense* Lask., *C. ustjurtense* Barb., *C. uratamense* Koles., *C. lithopodolicum* Dub., *C. praeplicatum* Hilb., *C. gracile* Pusch., *Solen subfragilis*

М. Hörn., *Trochus angulatus* Eichw., *Hydrobia pseudocaspia* Sinz., *Cerithium mitrale* Eichw., *Buccinum seminovale* Koles., *B. superabile* Koles., *Bulla lajonkaireana* Bast.

В песчаных образованиях обращают на себя внимание большие размеры (20—23 мм) и скопление толстостенных раковин *Syndesmya*, обычно характерных для глинистой фации, где они представлены сравнительно мелкими и тонкостенными раковинами. В песчаниках наряду с *Syndesmya* встречаются крупные *Ervilia dissita*, а в глинах лишь *Ervilia trigonula*.

В северо-западном направлении литологический характер нижнего сармата существенно меняется. Постепенно уменьшается количество песчаных образований и господствующее место занимают глины с редкими тонкими прослойками мергелей и песчаников. Это хорошо можно наблюдать в окрестностях селений Речхо-Цхири и Гумуриши и в бассейнах рек Окуми, Гализга и Мокви.

В бассейне р. Мокви полный разрез нижнесарматских отложений был вскрыт Моквинской опорной скважиной на глубине 1346—1507 м. Здесь, по данным Е. К. Вахания, нижняя часть разреза мощностью 112 м представлена однообразной толщей тонкослоистых карбонатных синевато-серых глин с прослоями мергелей и песчаников. Редко попадаются небольшие линзы гравелитов и включения галек. Верхняя часть мощностью 45 м также представлена аналогичными породами, однако наблюдается заметное увеличение количества и мощности песчаников и гравелитов. Разрез слабо охарактеризован моллюсковой фауной, зато обильно представлены такие микроформы, как *Nonion punctatum* d'Orb., *Nonion martkobi* Bogd., *Nonion subgranosus* (Egger.), *Elphidium angulatum* (Egger.), *E. macellum* (F. et M.), *Miliolina reussi* Bogd., *Rotalia becearii* (Linné), *Entosolenia ex gr. marginata* (W. et B.), *Cythere scalida* Susi.

Западнее р. Мокви сарматские отложения после значительного перерыва вновь появляются на поверхности в районе г. Сухуми. Здесь, по данным С. Г. Букия, они имеют весьма ограниченное распространение и обнажаются лишь в окрестностях сел. Нижнее Эшери, где они с базальным конгломератом трансгрессивно налегают на майкопскую серию.

В отличие от разрезов нижнего сармата других районов Абхазии в районе сел. Нижнее Эшери в нижней части разреза наряду с глинисто-песчаными породами заметное развитие имеют и конгломераты, равномерно чередующиеся с указанными породами. В верхней же части разреза конгломераты не встречаются, и разрез представлен глинисто-песчаными породами с прослоями мергелей. Фаунистически нижний сармат здесь плохо охарактеризован и содержит лишь единичные экземпляры *Ervilia*, *Syndesmya*, *Cardium* и др. Мощность горизонта, по данным С. Г. Букия, не превышает 90—100 м.

Еще западнее, в Гудаутской депрессии, нижнесарматские отложения имеют незначительное распространение. По данным С. Г. Букия, они обнажаются в бассейне р. Черной, где литологически представлены в целом мелководно-прибрежными осадками. В нижней части горизонта широко развиты конгломераты и крупнозернистые песчаники. В средней части их сменяют серые среднезернистые рыхлые песчаники и темные синевато-серые глины с прослоями ракушечников, которые содержат *Ervilia trigonula* Sok., *Ervilia dissita* Eichw., *Modiola sarmatica* Gat., *Cardium* sp., *Mactra* sp., *Mohrensternia inflata* M. Hörn., *Sinzovia intermedia* Sinz.

Верхняя часть нижнего сармата складывается в основном голубовато-серыми глинами с прослоями мергелей и рыхлых песчаников.

В Колхидской низменности, по данным глубоких разведочных скважин, сарматские отложения отсутствуют, что, по-видимому, имеет первичный характер, однако не исключена возможность, что в некоторых районах эти отложения размыты трансгрессией мэотиса.

В Гурийской депрессии сармат имеет широкое развитие в ее западной части, где, по данным К. С. Маслова (1937), М. Ф. Дзвеляя (1948) и А. В. Ульянова (1954), к нижнему сармату относится песчанистая толща мощностью 1500 м, расположенная между конкскими слоями и средним сарматом. По литологическому характеру нижний сармат подразделяется на две части: нижнюю и верхнюю. Нижняя — донаурская свита мощностью 700 м представлена граувакковыми песчаниками, алевролитами и алевроитовыми глинами и верхняя — тхинвальская свита мощностью 800 м представлена чередованием глин и песчаников с прослоями светло-серых мергелей. В тхинвальской свите глины значительно преобладают над песчаниками и в отличие от донаурской равномерно распределены по всему разрезу.

К востоку от Гурийской депрессии, вдоль предгорий Аджаро-Имеретинского хребта, после значительного интервала сарматские отложения появляются в Ванском районе. Здесь они имеют ограниченное развитие и ввиду частых разрывов полностью не обнажаются.

Сравнительно большее распространение отложения сармата имеют на левом берегу р. Квирила, начиная от нижнего течения р. Ханис-цкали до бассейна р. Буримела.

В нижнем течении р. Ханис-цкали (Маяковский район) нижний сармат, по данным А. А. Чиковани (1960), представлен алевроитовыми глинами и мергелистыми алевролитами с прослоями известковых песчаников и песчанистых известняков. К верхам разреза этой мощной толщи (500 м) постепенно увеличивается количество грубозернистого материала и, наконец, разрез заканчивается мощной пачкой грубых псефитов.

К востоку от упомянутого разреза, на водоразделе между реками Буримела и Аджамура, нижний сармат слагается почти полностью известковистыми песчаниками, содержащими *Cardium ruthenicum* Lask., *Syndesmya reflexa* Eichw., *Modiola sarmatica* Gat., *Mactra eichwaldi* Lask., *Cardium lithopodolicum* Dub., *Cardium praeplicatum* Hilb., *Cardium gracile* Pusch., *Cardium kasinkense* Koles., *Cardium plicatofittoni* Sinz.

На правобережье р. Квирила, в Дзеври-Чхарском районе, в бассейне р. Чхарула, по данным Е. К. Вахания, нижний сармат представлен толщей голубовато-серых мергелистых глин с прослоями рыхлых, желтоватых песчаников и ракушечников (275 м), охарактеризованных фауной, аналогичной вышеприведенной.

Такое же ограниченное развитие имеют нижнесарматские отложения на западной периферии Дзирульского массива в верхнем течении рек Квирила и Дзирула.

В большинстве случаев нижнесарматские отложения здесь трансгрессивно налегают на размытую поверхность порфиритовой свиты байоса, а местами (г. Чиатура, селения Дуреви, Спети и др.) они согласны следуют за фоладовыми слоями конка. Литологически нижний сармат представлен в основном песчанистыми образованиями, хотя иногда в низах разреза значительное место занимают светло-серые мергелистые и алевролитовые глины. В верхней же части разреза в песчаниках часты прослой ракушечников и конгломератов. В южном направлении на водоразделе между реками Дзирула и Думала роль грубозернистого материала все возрастает и в разрезе он опускается до подошвы горизонта. Одновременно с этим возрастает и роль конгломератов и раку-

щечников. Из фауны, содержащей более 30 нижнесарматских видов, внимание обращает широкое развитие и богатство видов трохид *Trochus angulatus* Eichw., *Trochus subbalatro* Koles., *Trochus urupensis* Usp., *Trochus subturriculoides* Sinz., *Trochus pseudoangulatus* Sinz. var. *tschebricensis* Usp., *Trochus sarmates* Eichw.

Мощность нижнего сармата в описанных районах 150—220 м.

Аналогичный характер имеет нижний сармат и на восточных склонах Дзирульского массива, где он узкой полосой протягивается от сел. Кехви вплоть до сел. Цабловани, севернее сел. Сурами, через селения Корниси, Вахатани, Тергвани, Тигва, Атоци, Бредза, Цагвли, Али и Брили. В первых четырех пунктах нижний сармат несогласно налегает на порфиритовую свиту байоса, на участке Атоци — Цагвли контактирует с осадками верхнего мела и карагана, к западу от сел. Цагвли трансгрессивно лежит на гранитах, а еще юго-западнее, от сел. Али до сел. Брили, — опять на верхнем мелу и среднем миоцене.

Таким образом, в рассматриваемой полосе нижнесарматские отложения трансгрессивно налегают на древние породы, начиная с палеозоя вплоть до среднего миоцена включительно, в большинстве случаев с базальным конгломератом в основании.

К востоку сарматские отложения узкой полосой тянутся вдоль южного борта Карталинской депрессии от Сурамского района до Норио-Патардзеульской полосы включительно, где они согласно налегают на фоладовые слои, за исключением района сел. Кавтис-хеви.

Они представлены в основном песчанистыми образованиями, а на некоторых участках возрастает роль глинистых пород и песчаники становятся подчиненными. Местами разрез обогащается прослоями известняковых пород, оолитовых известняков и реже конгломератов (Скавтис-хеви).

Характерной чертой нижнесарматских отложений этой полосы являются преобладающие в них материалы размыва туфогенных образований Аджаро-Триалетской складчатой системы, что макроскопически хорошо можно наблюдать в микроконгломератах и грубозернистых песчаниках.

Фаунистически нижний сармат по южному борту Карталинской депрессии охарактеризован хорошо. Особенно широким развитием пользуются *Modiola sarmatica* Gat., *Syndesmya reflexa* Eichw., *Donax dentiger* Eichw., *Ervilia dissita* Eichw., *Ervilia trigonula* Sok., *Mastra eichwaldi* Lask., *Cardium subfittoni* Eichw., а из микрофораминифер *Nonion subgranosus* (Egger.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *Rotalia* ex gr. *beccarii* (Linné).

Восточнее р. Арагви нижнесарматские отложения узкой полосой тянутся по северному крылу Норио-Патардзеульской антиклинали вплоть до ее юго-восточного погружения (Назвреви). И в этой полосе они согласно залегают на конкских слоях и представлены в основном синевато-серыми глинами с прослоями песчаников и реже конгломератов. На участке Марткоби — Сацхениси в основании нижнего сармата прослеживается мощная пачка крупнозернистых песчаников.

Разрез хорошо охарактеризован фаунистически. Мощность нижнего сармата не превышает 150 м.

В юго-восточном направлении от сел. Назвреви нижний сармат приобретает довольно широкое развитие в Прииорской полосе Гарекхетии. Он тянется от сел. Малхазовки почти до возвышенности Полпойтеби через урочище Таур-тапа, Арам-дара, Байда и Аладжиги.

Другая более южная полоса развития нижнесарматских отложений протягивается от р. Джангир-су на юго-восток, вдоль Удабнойского разрыва, вплоть до Азербайджана.

В отличие от Карталинской депрессии в Гаре-Кахетии нижний сармат претерпевает резкие фациальные изменения. В Малхазовско-Тауратапинской полосе горизонт выражен желтовато-серыми известковистыми песчаниками с прослоями оолитовых известняков. Глинистые породы приурочены главным образом к нижней части разреза, хотя они и здесь (сел. Малхазовка) имеют подчиненное значение. Местами песчаники переходят в микроконгломераты. В районе Таура-тапинской антиклинали наблюдается увеличение количества глинистых пород и постепенное исчезновение известковистых образований. Мощность горизонта не превышает 100—120 м.

К юго-западу от сел. Малхазовки, в балке Нацвал-цкали, весь разрез нижнего сармата представлен желтовато-бурыми крупнозернистыми песчаниками с редкими прослойками и линзовидными пропластками микроконгломератов. Суммарная мощность песчаных пород равна 85 м при общей мощности горизонта 115 м.

Разрез хорошо охарактеризован богатой фауной *Modiola sarmatica* Gat., *Syndesmya reflexa* Eichw., *Donax priscus* Eichw., *D. dentiger* Eichw., *D. hörnesi* Sinz., *Ervilia trigonula* Sok., *E. dissita* Eichw., *E. dissita* Eichw., var. *macrodon* Andrus., *Mactra eichwaldi* Lask., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Cardium bajarunasi* Koles., *C. plicatum* Eichw., *Solen subfragilis* M. Högn., *Trochus angulatus* Eichw., *Bulla lajonkaireana* Bast.

Аналогичный характер имеет разрез нижнего сармата в районе урочища Удабно на южном склоне хребта Монастырская Гряда у монастыря Натлисмцемели.

К западу от Монастырской Гряды в Яглуджской синклинали прибрежные осадки нижнего сармата сменяются пресноводно-континентальными осадками, представленными в основном конгломератами с прослоями пестроцветных глин. В конгломератах встречаются многочисленные растительные остатки в виде крупных обломков окаменелых стволов деревьев.

К востоку от района Удабно песчаные образования быстро сменяются однообразной глинистой толщей с прослойками плотных песчаников и мергелей. Ярким примером такой изменчивости осадков служит разрез по балке Дибзис-хеви, расположенный в нескольких километрах к востоку от урочища Удабно на северном крыле Сатибского поднятия. Здесь за глинистой толщей конка — карагана следуют:

- | | |
|---|-------|
| 1. Глины темные и синеваато-серые, карбонатные, с прослойками мергелей с фауной <i>Syndesmya reflexa</i> Eichw. и микрофораминифер <i>Miliolina reussi</i> Bogd., <i>Nonion bogdanoviczi</i> Wol. | 140 м |
| 2. Глины голубовато-серые, карбонатные, с редкими прослойками мергелей с микрофауной <i>Entosolenia marginata</i> (W. et J.), <i>Articulina tamanica</i> Bogd., <i>Rotalia beccarii</i> (Linné) | 90 „ |
| 3. Глины светло-серые с прослоями рыхлых глинистых песчаников и реже мергелей с фауной <i>Syndesmya reflexa</i> Eichw., <i>Mactra</i> sp., <i>Cardium</i> sp. | 46 „ |

Восточнее балки Дибзис-хеви, вплоть до долины Чатма, нижний сармат на северном крыле Аладжигской антиклинали представлен голубовато-серыми глинами с прослоями тонких пластов песчаников и мергелей, содержащих, кроме характерной микрофауны, редкие хрупкие раковины *Syndesmya*.

Южнее от описанной полосы глинистая толща нижнего сармата в Западном Азербайджане быстро сменяется мощными пачками желтовато-серых песчаников с прослоями глин и конгломератов.

Таким образом, нижний сармат в Грузии представлен песчано-глинистыми осадками с прослоями конгломератов, песчаников, известня-

ков или мергелей. Несмотря на такую изменчивость и разнообразие осадков, в распределении отдельных типов фации наблюдается определенная закономерность. В первую очередь следует отметить, что от зон максимального погружения прогибов к их периферии наблюдается резкое возрастание роли грубообломочных пород: грубозернистых песчаников, псефитов и конгломератов. Обычно эти породы приурочены к склонам древних массивов, а также бассейнам крупных рек, что, по-видимому, указывает на то, что современная гидрографическая сеть на территории Грузии была заложена в сарматское время.

В некоторых районах, расположенных большей частью в зонах прогибов, нижнюю глинистую часть выделяют по названию слоев с *Syndesmya reflexa*, а верхнюю глинисто-песчанистую слоев — по названию слоев с *Maetra eichwaldi*, и им придают определенное стратиграфическое значение.

Сопоставление многочисленных разрезов убедило нас в том, что ни эти литологические комплексы и ни содержащаяся в них фауна не имеют определенных стратиграфических пределов и на незначительном расстоянии замещают друг друга. Во многих разрезах так называемые синдесмиевые слои расположены в верхней части разреза, а нижняя часть его представлена слоями с *Maetra eichwaldi* (Удабно, Ерцо, Душети, Гурия и др.), или же ни один из этих комплексов не выражен в разрезе (периферия Дзирульского массива и Окрибы, южный борт Карталинской депрессии, Нацвал-цкали, Натлисмцемели). Такая пестрота фаций сармата по перифериям межгорной впадины Грузии, по-видимому, является результатом колебания береговой линии сарматского моря, вызванного переменаами палеогеографической обстановки в течение данного отрезка времени. Местами нижний сармат несогласно налегает на более древние горизонты (Дзирульский массив, Окриба, Западная Абхазия, Кавтисхеви и др.), начиная от олигоцена до средней юры включительно. В таком случае разрез начинается базальной формацией и представлен в основном грубообломочным материалом. В большинстве же районов отложения нижнего сармата имеют явно регрессивный характер, что выражается в перемещении континентальной и прибрежной фаций к зонам прогибов от периферии впадины.

Глубоководные осадки этого горизонта обычно характеризуются большими мощностями, а также бедностью придонной моллюсковой фауны, зато они богаты микрофауной, которая часто в глинистой фации везде представлена почти одинаковой ассоциацией: *Miliolina reussi* Bogd., *M. reussi* Bogd. var. *complanata* G. et J., *M. reussi* Bogd. var. *plana* Gerke., *M. collar* G. et J., *Nonion bogdanoviczi* Wol., *Nonion* sp., *Elphidium macellum* F. et M., *E. angulatum* (Egger.), *Cythereis laevis* Schm., *Cyth. kolesnikovi* Schm., *Cythere mironovi* Schm.

Средний сармат. Отложения среднего сармата в пределах межгорной впадины Грузии имеют широкое развитие и, за исключением нескольких пунктов, везде согласно следуют за нижним сарматом, с которым они связаны постепенным и литологическим и фаунистическим переходами. В крайней восточной части северного борта межгорной впадины средний сармат обнажается в сел. Цителицкаро по Орлиной балке, где, по данным А. Т. Дзиграшвили, на верхнеюрских известняках трансгрессивно залегают мощные пласты конгломератов, чередующихся с глинами и песчаниками (рис. 24).

В песчаниках содержится хорошо сохранившаяся фауна *Tapes vitalianus* d'Orb., *Maetra pallasii* Baily, *M. ex gr. vitaliana* d'Orb., *Maetra* sp., *Cardium bajaranasi* Koles., *Bulla lajonkaireana* Bast., *Trochus* sp.

Кроме того, в глинах встречается следующая микрофауна: *Nonion subgranosus* (Egger.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. crispum* (Linné), *E. regina* (d'Orb.) var. *caucasica* Bogd., *E. aculeatum* (d'Orb.), *Miliolina voloschinovae* Bogd., *M. consorbina* (d'Orb.) var. *nitens* Reuss., *Cythereis sarmatica* (Zal.).

К западу от района сел. Цителицкаро после большого перерыва средний сармат вновь появляется на южном склоне Цив-Гомборского хребта у сел. Какабети, откуда непрерывной полосой его отложения тянутся по южному склону вплоть до долины Эрцо.

В бассейнах рек Чайлури и Мариамджвари средний сармат представлен однообразными тонкослоистыми светло-серыми обычно карбонатными глинами с прослоями мергелей и песчаников и реже конгломератов в верхней части. Вся эта глинистая толща мощностью 430 м хорошо охарактеризована *Cryptomactra pes-anseris* Andrus. и хрупкими тонкостенными раковинами относительно глубоководных форм *Mactra urupica* Dan., *Hydrobia elongata* Eichw., *H. enicalensis* Koles.

Состав фауны и литологический характер осадков позволяют рассматривать их как фацию криптомактровых слоев, которые в стратиграфическом отношении в типичных разрезах среднего сармата охватывают нижнюю часть горизонта. Любопытно, что раковины *Cryptomactra* в вертикальном разрезе этой полосы распространяются почти до кровли горизонта, однако в верхней части они уже встречаются преимущественно в другом сообществе, в котором преобладают представители прибрежно-мелководной фауны южнорусского типа *Modiola denysiana* d'Orb., *M. sarmatica* Gat., *Mactra vitalina* d'Orb., *M. fabreana* d'Orb., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Tapes* sp., *Cardium ingratum* Koles., *C. fittoni* d'Orb.

Эта верхняя часть разреза мощностью 800 м со смешанной фауной представлена чередованием однообразных темно-серых карбонатных глин и среднезернистых песчаников с частыми прослоями конгломератов.

В северо-западном направлении от сел. Какабети среднесарматские отложения непрерывной полосой прослеживаются вдоль фронтальной линии Орхевского разрыва через долину Эрцо вплоть до района Душети.

В Жати-Хинчешской полосе (район Гомбори) и котловине Эрцо средний сармат имеет такой же характер, как и в полосе Манави — Какабети и как фаунистически, так и литологически четко делится на две части. Нижняя часть (600—700 м) представлена фацией криптомактровых слоев, а верхняя (500 м) — прибрежно-мелководными осадками. По сравнению с районом сел. Какабети здесь в верхней части наблюдается значительное увеличение количества и мощности песчаных и конгломератных прослоев.

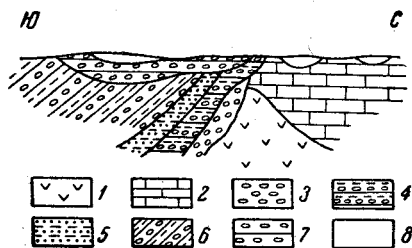


Рис. 24. Трансгрессивное залегание среднего сармата на верхнеюрских рифовых известняках в Цител-Цкаро-райском массиве

(по Д. А. Булейшвили)

1 — порфиритовая серия байоса; 2 — рифовые известняки верхней юры; 3 — конгломераты нижнего сармата; 4 — чередование песчаников, глин и конгломератов среднего сармата; 5 — песчано-глинистые толщи верхнего сармата; 6 — песчано-глинистые толщи ширакской свиты (меотис-понт); 7 — конгломераты алазанской серии (апшерон—акчагыл); 8 — четвертичные образования

Иной характер имеет средний сармат в Душетском районе. Здесь по р. Поте выше нижнего сармата согласно следуют:

1. Глины зеленовато- и голубовато-серые, мергелистые, с прослоем конгломерата (0,5—0,7 м) в 80 м от подошвы горизонта; в глинах хрупкие раковины *Maetra fabreana* d'Orb., *Tapes* sp., *Cardium fittoni* d'Orb. 140 м
2. Конгломераты с частыми прослоями хорошо слоистых рыхлых буровато-серых песчаников с включениями мелких галек. Редко встречаются тонкие прослои глин. В конгломератах часты большие линзы и линзовидные пропластки песков и рыхлых песчаников 105 „
3. Глины зеленовато-серые и голубоватые, мергелистые, с редкими прослоями плитчатых песчаников. В глинах попадаются растительные остатки и крупные хрупкие раковины *Maetra fabreana* d'Orb. 290 „
4. Конгломераты средние и крупногалечниковые, плохо отсортированные, слабо сцементированные, с большими линзами песков, редко глин и песчаников и с прослоями мощных пачек рыхлых, слабо слоистых песчаников 176 „

Западнее района Душети среднесарматские отложения непрерывной полосой тянутся до бассейна р. Лиахви и везде согласно налегают на нижний сармат. Исключение представляет Ксанское ущелье, где ввиду тектонических условий они контактируют местами с порфиритовой свитой байоса (сел. Икоти), а местами с глинистыми сланцами и песчаниками лейаса. До правобережья р. Ксани средний сармат в основном выдерживает свой литолого-фаунистический характер. Наблюдается лишь значительное уменьшение конгломератовых прослоев вплоть до полного их исчезновения (верховья рек Нареквави и Олебис-хеви).

Сравнительно лучший разрез среднего сармата на правобережье р. Ксани обнажается у сел. Канчавети по р. Канчеура. Здесь среднесарматские отложения четко делятся на три литологических горизонта:

1. Горизонт согласно следует за нижним сарматом и представлен серыми песчанистыми, карбонатными глинами с прослоями песчаников. Глины содержат фауну *Modiola sarmatica* Gat., *Maetra vitaliana* d'Orb., *M. georgei* Baily, *Cardium gracile* Koles., *C. fittoni* d'Orb. 100 м
2. Средне- и крупнозернистые плотные сильно-известковистые песчаники с прослоями песчанистых глин и с фауной *Modiola sarmatica* Gat., *Maetra georgei* Baily, *M. vitaliana* d'Orb., *Tapes vitalianus* d'Orb., *T. gregarius* Goldf., *Cardium fittoni* d'Orb., *C. ingratum* Koles., *C. obsoletiformis* Koles. 110 „
3. Мощные пачки конгломератов с крупными линзами песчаников и песков. Конгломераты плохо отсортированные, обычно с глинистым цементом. Мощность обнаженной части 200 „

По р. Меджуда вверх по течению в окрестностях сел. Громи обнажаются:

1. Синевато-серые и темно-серые, слегка полосчатые глины типа криптомактровых слоев с *Nonion subgranosus* (Egger.), *Entosolenia* ex gr. *marginata* (W. et J.) 57 м
2. Чередование буровато-серых, толстослоистых, плотных, среднезернистых песчаников и голубовато-серых песчанистых глин с четырьмя прослоями среднегалечниковых, крепко сцементированных конгломератов. Глины и песчаники содержат богатую фауну *Maetra fabreana* d'Orb., *M. subvitaliana* Koles., *M. vasiuensis* Sim. et Barb., *M. pallasii* Baily, *Tapes gregarius* (Parsch) Goldf., *T. vitalianus* d'Orb., *Cardium fittoni* d'Orb., *C. ingratum* Koles., *Buccinum opinabite* Koles., *Trochus pictus* Eichw., *Barbotella omaliusii* d'Orb., *Hydrobia elongata* Eichw. и микрофауну *Nonion subgranosus* (Egger.), *N. martkobilii* Bogd., *Elphidium maccelum* (F. et M.), *E. regina* (d'Orb.) var. *caucasica* Bogd. и др. 492 „
3. Конгломераты крепко сцементированные, с прослоями мощных пачек песчанистых глин и редко плотных известковистых песчаников. Песчаники содержат крупные раковины *Maetra fabreana* d'Orb. и др. 40 „

Ввиду тектонических условий нижняя граница среднего сармата здесь не улавливается, однако литологический характер обнаженной части нижнего горизонта позволяет рассматривать ее как аналог криптомактровых слоев. Обращает на себя внимание вертикальное распределение фауны в слоях, залегающих выше аналогов криптомактровых слоев. Из упомянутой богатой среднесарматской фауны в вертикальном разрезе постепенно выпадают почти все представители среднесарматских родов, за исключением *Maetra* и *Barbotella*. В верхнем конгломерато-песчанистом горизонте сохраняются лишь единичные экземпляры крупных раковин *Maetra fabreana* d'Orb.; глины в этой части разреза приобретают континентальный характер.

Еще западнее, в бассейне р. Лиахви, разрез среднесарматских отложений резко отличается от разреза р. Меджуда. Так, следует отметить отсутствие криптомактровых слоев, вместо которых здесь развиты мощные пласты песчаников, тогда как верхняя часть разреза представлена исключительно глинистыми породами с редкими прослоями песчаников. Характерный разрез обнажается у сел. Ачабети по р. Мумлис-хеви, где за нижним сарматом согласно следуют:

- | | |
|---|-------|
| 1. Песчаники кварцевые, грубозернистые, рыхлые, местами с включениями мелких галек | 95 м |
| 2. Глины голубовато-серые, сильно карбонатные с тонкими прослоями известковистых песчаников | 118 „ |

Весь разрез охарактеризован фауной *Modiola sarmatica* Gat., *Donax dentiger* Eichw., *Maetra incrassata* d'Orb., *M. seducta* Koles., *M. georgei* Baily, *M. fabreana* d'Orb., *Maetra* sp.

Обращают внимание крупные раковины *Modiola* и *Donax*, очень редкие в других разрезах.

Северо-западнее от описанного разреза, в Джавской синклинали депрессии, хороший разрез среднего сармата наблюдается по р. Паца, где он представлен главным образом мелководными и прибрежными осадками. Здесь уже нет криптомактровых слоев. Незначительную роль играют глины, а в большинстве разрезов преобладают конгломераты, которые в верхней части разреза, по-видимому, охватывают и верхний сармат.

В Рачинско-Лечхумской синклинали на глинисто-песчанистые отложения нижнего сармата согласно налегает песчано-глинистая толща среднего сармата. Сравнительно полный разрез этого горизонта здесь обнажается по берегам р. Риони в районе Амбролаури, где в верхней части горизонта песчаники и конгломераты занимают большую часть разреза.

Мощность обнажающейся части среднего сармата достигает 400 м.

Еще более заметно возрастает роль грубообломочного материала в разрезе среднесарматских отложений в Лечхуми, в Насперской синклинали. В песчаниках верхней части разреза часты прослои конгломератов.

Этими песчано-конгломератовыми осадками заканчивается разрез сармата в Рачинско-Лечхумской синклинали. В отличие от Джавской депрессии здесь морской режим сохраняется почти до самых верхов среднего сармата, о чем свидетельствует хорошо сохранившаяся среднесарматская фауна.

Широкое развитие имеют среднесарматские отложения в Мегрельской депрессии, где они непрерывной полосой прослеживаются по северному и южному бортам и в большинстве случаев согласно залегают на нижнем сармате. Значительное распространение имеют эти осадки и в центральной части депрессии. Сарматские отложения в Мегрель-

ской депрессии претерпевают резкие фациальные изменения как по бортам, так и в центральной ее части. В первую очередь следует отметить, что в центральной части депрессии в нижней части горизонта появляются аналоги криптомактровых слоев, тогда как по бортам сохраняются мелководно-прибрежные осадки с прослоями конгломератов.

Характерный разрез среднего сармата обнажается по р. Инцра у сел. Кухеши, где за нижнесарматскими отложениями следует мощная (80 м) толща темно-серых песчанистых глин с частыми прослоями конгломератов (0,5—10,0 м). Выше идет чередование глин и песчаников с прослоями конгломератов при значительном преобладании песчаников (340 м). Эта толща хорошо охарактеризована фауной моллюсков, состоящей из 57 видов и разновидностей.

Верхняя часть разреза мощностью 70 м представлена в основном песчанистыми глинами с частыми прослоями песчаников. В средней части пачки и в кровле прослеживаются два мощных пласта (8 и 10 м) конгломерата.

В северо-западной части Мегрелии на правом берегу р. Ингури наиболее полно среднесарматские отложения представлены в окрестностях селений Пахулани и Мужа, где обнажается наиболее типичный разрез среднего сармата не только для Мегрелии, но и для всей Грузии. Здесь средний сармат начинается пачкой конгломератов (8—10 м), которая согласно следует за нижним сарматом. Выше идет чередование буровато-серых рыхлых песчаников и синевато-серых глин (100 м) с прослоями плотных сильно известковистых песчаников (0,1—0,5 м) и конгломератов (1,0—3,5 м).

Выше следует мощный пласт конгломерата (6 м), который состоит в основном из хорошо окатанных галек кристаллических пород. К кровле конгломерат становится мелкогалечниковым и сменяется пластом известняковой брекчии (4 м), последний сменяется мощной пачкой известняков и известковистых песчаников (80 м). Верхняя часть среднего сармата представлена мощной толщей светло-серых и желтовато-серых песчаников (120—150 м) с частыми прослоями конгломератов, количество и мощность которых значительно увеличиваются в кровле горизонта. Отложения среднего сармата богато охарактеризованы фауной, которая по разрезам рек Олори и Тебене содержит следующие формы: *Modiola sarmatica* G at., *Donax dentiger* Eich w., *D. lucidus* Eich w., *D. priscus* Eich w., *Tapes vitalianus* d'Orb., *T. naviculatus* (R. Hoern.) Andrus., *T. gregarius* (Partsch.) Goldf., *Cardium vindobonense* (Partsch.) Lask., *C. ustjurtense* Andrus., *C. olorense* Bul., *C. ingratum* Koles., *C. beaumonti* d'Orb., *C. süessii* Barb., *C. muchurense* Bul., *Solen subfragilis* M. Hörn., *Trochus sarmatus* Eich w., *T. papilla* Eich w., *Barbotella grossocostata* Rad. et Pavl., *Hydrobia angulata* Eich w., *H. pseudocaspia* Sinz., *Buccinum opinabile* Koles., *B. tebenense* Bul., *B. tebenense* var. *phachulanense* Bul., *B. dissitum* Dub., *B. supirabile* Koles., *Bulla lajonkairieana* Bast.

В Восточной Абхазии, на западном продолжении описанной полосы в бассейнах рек Окуми, Гализга и Мокви средний сармат фациально резко меняется. В отличие от разреза Пахулани-Мужа здесь средний сармат представлен главным образом глинистыми породами.

По данным Е. К. Вахания, в разрезе опорной скважины р. Мокви в нижней части горизонта как литологически, так и фаунистически хорошо выделяются криптомактровые слои мощностью 50 м. Они представлены голубовато-серыми сильно карбонатными глинами с редкими прослоями песчаников и конгломератов. Кроме раковин *Cryptomactra pes-onseris* Andrus., эти слои содержат богатую микрофауну: *Nonion*

subgranosus (Egger.), *Nonion martcobii* Bogd., *N. punctatum* (d'Orb.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (d'Orb.), *Articulina problema* Bogd., *Entosolenia marginata* (W. et B.), *Cythere mirovni* Schn., *C. sarmatica* Zolami, *Dogelina sarmatica* Bogd.

Выше следует мощная толща также голубовато-серых карбонатных глин (300—350 м) с прослоями песчаников и реже мергелей. Песчаники содержат *Tapes vitalianus* d'Orb., *Hydrobia pseudocaspia* Sinz., *H. elongata* Eichw., *Amnicola nimpha* Eichw., *Bulla* sp.

Еще западнее до р. Келасури среднесарматские отложения не обнажаются (исключение — сел. Мерхеули, где имеются небольшие выходы этого горизонта).

К западу от р. Келасури в бассейнах рек Гумиста, Беслети и Маджарка средний сармат сильно обогащается грубообломочным материалом, особенно конгломератами, и трансгрессивно налегает на более древние слои вплоть до олигоцена.

За исключением северо-восточного склона хребта Гердзеули, где в низах разреза выделяют пачку глин криптомактровых слоев (30—40 м), в нижней части разреза развиты крупногалечниковые конгломераты, с которыми чередуются крупнозернистые плотные песчаники и темно-серые глины. В верхней части, наоборот, разрез выражен чередованием мелкогалечниковых конгломератов, средне- и крупнозернистых песчаников и песчаных глин. Глины содержат бедную среднесарматскую фауну. Мощность горизонта достигает 450—500 м.

Во всех упомянутых разрезах средний сармат трансгрессивно покрывается отложениями мэотиса или верхнего плиоцена.

В Гудаутской депрессии, по данным С. Г. Букия, среднесарматские отложения имеют широкое распространение и в основном представлены конгломератами, образующими возвышенности в рельефе. Сравнительно лучше средний сармат обнажается в нижнем течении р. Докварта и в бассейне р. Черной в ядре синклинали Джирхва и на крыльях Доквартской антиклинали.

Во всех указанных районах среднесарматские отложения трансгрессивно залегают на разных горизонтах и в нижней части представлены мощной толщей твердо сцементированных конгломератов (250—300 м), состоящих главным образом из галек известняков мела и редко юрских пород. В конгломератах С. Г. Букия отмечает *Maetra fabreana* d'Orb., *Tapes gregarius* Partsch., *Trochus* sp.

Верхняя часть горизонта мощностью 180—200 м представлена так же крепко сцементированными конгломератами, в которых части прослой и линзовидные пропластки мергелей и песчаников. По данным глубоких разведочных скважин, в Колхидской низменности средний сармат отсутствует.

Широкое развитие имеет средний сармат в Гурийской депрессии, где он представлен мощной толщей глинисто-песчаных отложений.

С. И. Ильин (1935), К. С. Маслов (1937), М. Ф. Дзвеляя (1959) и А. В. Ульянов (1954) в Супса-Омпаретском районе среднесарматские отложения подразделяют на две части. Нижняя часть мощностью 600 м представлена голубовато-серыми и синевато-серыми слоистыми алевроитовыми глинами и алевроито-пелитовыми полимиктовыми песчаниками. Кроме нескольких среднесарматских форм, в этих осадках отмечают присутствие раковин *Cryptomaetra pes-anseris* Andrus., на основании чего эти осадки приравниваются к криптомактровым слоям. В соседних районах, особенно в периферических частях депрессии, эквивалентные осадки криптомактровых слоев представлены грубообломочными породами, в которых конгломераты тоже занимают значительное место. В окрестностях селений Зедубани, Ниношвили, Гулиани возрастными

аналогами криптомактровых слоев считают зедубанскую свиту. Свита мощностью 250—300 м представлена мощными пачками песчаников с прослоями глин и конгломератов, в составе которых наряду с туфогенным материалом и известняками мела значительное место занимают обломки кристаллических пород.

Кроме переотложенных среднемиоценовых и нижнесарматских форм, по К. С. Маслову, зедубанская свита содержит *Cryptomactra pesanseris* Andrus., *Cardium fittoni* d'Orb., *Tapes gregarius* Partsch., *T. naviculatus* (R. Hoern) Andrus., *Barbotella oma-lisii* d'Orb., *Hydrobia pseudocaspia* Sinz.

Верхняя часть среднего сармата в Супса-Омпаретском районе представлена однообразной глинисто-песчанистой толщей (500—600 м) — свитой грма-геле, которая в восточном и юго-восточном направлениях тоже обогащается грубообломочным материалом. Следует отметить, что верхняя часть разреза богата фауной, в которой наряду с *Cryptomactra pes-anseris* Andrus встречается и раковины *Tapes naviculatus* (R. Hoern) Andrus., *Cardium fittoni* d'Orb., *C. barboti* (R. Hoern) Andrus., *C. suessi* Barb., *C. pseudosemisulcatum* Andrus., *C. bajaranasi* Koles., *Akburunella stavropolica* Kudr., *Barbotella intermedia* Rad. et Pavl., *Bulla sinzovi* Koles., *B. lajonkaireana* Bast., *Hydrobia pseudocaspia* Sinz., *H. enikalensis* Koles.

Приведенное выше посвитное подразделение сарматских отложений Гурии возможно лишь в типичных разрезах на северном крыле Натанебской антиклинали, расположенной в зоне развития максимальных мощностей этих осадков. Здесь сарматские отложения литологически четко подразделяются на ряд свит, что подтверждается и петрографическими данными. Однако смешанный характер моллюсковой и микрофораминиферовой фауны, содержащей представителей почти всех форм более древних горизонтов миоцена, а также их незакономерное вертикальное распределение не всегда дают возможность точно датировать эти свиты и определить их объем. Тем более это становится почти невозможным для отдаленных от упомянутой зоны разрезов при условии сильной фациальной изменчивости осадков. Например, песчано-глинистую толщу с прослоями конгломератов, развитую на обоих берегах р. Супса в полосе селений Грма-геле — Шромисубани — Чочхати, С. И. Ильин (1935) датировал средним сарматом, а К. С. Маслов эту толщу (650—700 м), подразделив на две части — оходжурскую и орметскую, относил к верхнему сармату.

Т. М. Шатиришвили (1948) нижнюю песчанистую часть свиты оходжурки мощностью 220 м на площади Омпарети на основании петрографических данных относит к среднему сармату. В действительности эти отложения во многих местах (верховье р. Грма-геле; у сел. Шромисубани в обрывах р. Супса сел. Чочхати и др.) наряду с обломками переотложенных сарматских форм содержат *Modiola incrassata* d'Orb. var. *minor* Andrus., *Maetra superstes* Daw., *Potamides novoros-sica* Sinz., *Mohrensternia pseudoalvania* Andrus., *Spirialis andrussovi* Kittl., *Dosinia* sp., *Syndesmya tellinoides* Sinz., что определенно свидетельствует о мэотическом возрасте этих слоев.

В некоторых районах слои, отнесенные к зедубанской свите, также содержат элементы мэотической фауны.

На южном крыле Супса-Омпаретской антиклинали в верховьях рек Грма-геле и Абанос-цкали глинисто-песчанистые отложения свиты грма-геле, отнесенные С. И. Ильиным (1935) к нижнему сармату, К. С. Маслов (1937), М. Ф. Дзвеляя (1959), А. В. Ульянов (1954) и др. относят к верхней части среднего сармата. В действительности же в упомянутых

районах отложения содержат хорошо сохранившуюся нижнесарматскую фауну, состоящую из следующих форм: *Ervilia dissita* Eichw. var *andrussovi* Koles., *Maetra eichwaldi* Lask., *Modiola sarmatica* Gat., *Tapes naviculatus* (R. Hoern.) Andrus., *T. aksajcus* Bog., *Cardium vindobonense* Lask., *C. ustjurtense* Andrus., *Bulla* sp.

Песчано-глинистые отложения, развитые юго-западнее сел. Джихаджири на крыле Супсинской антиклинали, по р. Оквана, и отнесенные М. Ф. Дзвеляя к среднему сармату, К. С. Масловым к чаудинским слоям и С. И. Ильиным к нижнему сармату, фаунистически хорошо документируются понтом.

Приведенные данные убеждают, насколько остро стоит вопрос о пересмотре стратиграфии третичных отложений Гурийской депрессии.

В Восточном направлении от Гурийской депрессии среднесарматские отложения после небольшого перерыва вновь обнажаются на левобережье р. Квирила между реками Ханис-цкали и Буримела в Маяковском районе и г. Зестафони.

В Маяковском районе они представлены главным образом известковистыми граувакковыми песчаниками с частыми включениями мелких галек и с прослоями глин и мергелей.

В районе же г. Зестафони, у сел. Квалити, в нижней части среднего сармата выделяется небольшая пачка (10 м) глин, которая, по Б. Ф. Мефферту (1932), относится к криптомактровым слоям. К такому выводу приходит и Е. К. Вахания, который на правом берегу р. Квирила в глинисто-песчанистой толще среднего сармата указывает на нахождение раковин *Cryptomaetra pes-onseris* Andr., на основании чего и допускает наличие здесь глубоководной фации этого горизонта.

Восточнее, между реками Квирила и Дзирула средний сармат согласно залегает на отложениях нижнего сармата и представлен толщиной песчаников и глин мощностью 100—200 м. Севернее, у сел. Цоиси, на туфогенных осадках верхнего байоса несогласно залегает пласт базального конгломерата (0,7 м), выше которого идет пачка зеленовато-серых среднезернистых песчаников и песчаных глин (20 м) с фауной *Maetra incrassata* d'Orb., *Tapes gregarius* Goldf.

В полосе восточных склонов Дзирульского массива среднесарматские отложения согласно налегают на нижний сармат, за исключением участков Кода-Цнелиси и Шабловани-Набатхеви. В первом случае они налегают на порфиритовую свиту байоса и граниты палеозоя, а во втором — на песчаники среднего миоцена. Как нижнесарматские отложения, так и осадки среднего сармата в рассматриваемой полосе представлены в основном песчанистыми породами, состоящими из материала Дзирульского массива. Преобладают продукты размыва кристаллических пород, а в верхних частях разреза — глины.

В районах селений Корниси, Вахатани и Тигва разрез среднего сармата четко делится на две части: нижнюю — песчаную и верхнюю — глинистую. Нижняя часть мощностью 90—100 м представлена исключительно светло-желтыми грубозернистыми рыхлыми кварцевыми песчаниками с включениями мелких галек кристаллических пород и основных эффузивов.

Верхняя часть горизонта мощностью 100—120 м сложена в основном голубовато-серыми сильно карбонатными глинами с прослоями известковистых песчаников.

На южном борту Карталинской депрессии, от сел. Сурами до г. Мцхета, средний сармат представлен мелководными осадками. Литологически они мало чем отличаются от осадков нижнего сармата, с которыми связаны постепенным переходом, однако богатая моллюсковая фауна позволяет точно отбить между ними границу. Литологиче-

ски средний сармат представлен мощными пачками желтовато-бурых средне- и крупнозернистых толстослоистых рыхлых песчаников, с которыми чередуются голубовато-серые глины с прослоями тонких пластов песчаников и светло-серых мергелей.

Разрез хорошо охарактеризован фауной: *Donax lucidus* Eichw., *D. dentiger* Eichw., *D. hörnesi* Eichw., *Maetra vitaliana* d'Orb., *M. pallasi* Baily, *M. fabreana* d'Orb., *Tapes naviculatus* (R. Hoern) Andruss., *Cardium moldavicum* Sim., *C. pseudofischerianum* Sinz., *C. plicatofittoni* Sinz., *C. frittoni* d'Orb., *Solen subfragilis* d'Orb., *Buccinum opinabile* Koles., *B. opinabile* Kol. var. *luxuriosa* Koles., *B. torpidum* Koles., *Trochus* sp., *Melanopsis impressa* Krauss., *Nonion bogdanoviczi* Wol., *N. subgranosus* (Egger), *N. marthobii* Bogd., *Elphidium macellum* (F. et M), *Ostracoda* sp., *Miliolina voloschinovae* Bogd.

Характерной чертой для среднего сармата описанной полосы (Гори—Каспи), кроме обогащения известняками, является развитие в верхней части разреза пестроцветных глин мощностью до 120—130 м. Глины имеют характер континентальных осадков и по литологическому составу сходны с породами Нацхорской свиты верхнего сармата. По литологическому сходству (в большинстве разрезов фауна отсутствует) пестроцветные глины были отнесены к верхнему сармату. Однако по балке Надарбазеви в 50—60 м от кровли пестроцветной толщи были обнаружены небольшие прослой известняков-ракушечников, содержащих богатую среднесарматскую фауну: *Modiola sarmatica* Gat., *Donax lucidus* Eichw., *D. hörnesi* Sinz., *Maetra vitaliana* d'Orb., *M. urupica* Dan., *Tapes vitalianus* d'Orb., *T. naviculatus* (R. Huern.) Andrus., *Cardium fittoni* d'Orb., *C. ingratum* Koles. var. *firma* Koles., *C. obliquosoleum* Koles., *C. pseudo-semisulcatum* Andrus., *C. incurvatum* Koles., *Trochus valvatooides* Sinz., *T. pageanus* d'Orb., *T. blainvillei* d'Orb., *T. praearmavirensis* Koles., *T. margaritoides* Sinz., *Valvata pseudoadeorbis* Sinz., *Buccinum duplicatum* Sow., *B. opinabile* Koles., *Bulla ustjurtensis* Eichw., *B. pupa* Eichw.

В Норио-Патардзеульской полосе на северном крыле одноименной антиклинали сарматские отложения имеют широкое развитие и претерпевают значительные фациальные изменения. В самом сел. Норио и к западу и востоку от него средний сармат в нижней части разреза представлен в основном глинисто-песчанистыми осадками мощностью 500—600 м с мощными пачками песчаников (20—30 м) с редкими прослоями известняков-ракушечников. В верхней части прослой сильно известковистых песчаников сгруппированы в отдельные пачки, которые по простиранию не выдерживают своего стратиграфического уровня, опускаясь вниз (сел. Мамкоди) или поднимаясь вверх (сел. Норио) по разрезу. В основном они сконцентрированы в верхней части разреза, где слагают пачку песчаников (150—180 м), образующих в рельефе небольшие гряды. Песчаники и известняки хорошо охарактеризованы среднесарматской фауной.

Разрез среднего сармата заканчивается толщей глин (80—150 м), в которых наряду со среднесарматскими формами редко встречаются представители *Syndesmya reflexa* Eichw. и *Ervilia dissita* Eichw. (Булейшвили, 1960).

К юго-востоку от описанной полосы, в Малхазовско-Таур-тапинском и Сатибе-Удабнойском районах и дальше в Прииорской полосе вплоть до Эльдарской степи, среднесарматские отложения характеризуются резкой фациальной изменчивостью. В районе сел. Малхазовки разрез среднесарматских отложений представлен мелководными пес-

чано-глинистыми осадками с прослоями оолитовых известняков-ракушечников. Юго-западнее сел. Малхазовки известняки сохраняются лишь в нижней части разреза, а верхняя часть сложена исключительно грубозернистыми песчаниками с редкими прослоями конгломератов. Из довольно богатой среднесарматской фауны обращают на себя внимание крупные и толстослойные раковины *Maetra* и *Barbotella*, скопившиеся в отдельных слоях в большом количестве среди других малорослых форм среднесарматской фауны. Еще юго-западнее, по балке Нацвалцкали, весь разрез среднего сармата мощностью 360 м представлен пестроцветными глинами континентального габитуса с прослоем известняка-ракушечника с фауной среднего сармата.

К юго-востоку от сел. Малхазовки на крыльях Таура-тапинской антиклинали до района Сатибе наблюдается аналогичный разрез; отмечается лишь уменьшение прослоев известняков, которые здесь сохраняются в нижней части горизонта, и увеличение глинистых пород, принимающих красноцветную окраску.

К югу от хребта Таура-тапа на северном крыле антиклинали Удабно к западу от балки Гареджис-хеви до горы Натлисмцемели разрез среднего сармата выражен мощными желтовато-бурыми карбонатными песчаниками с прослоями глин и реже известняков. Разрез охарактеризован фауной *Donax dentiger* Eichw., *Maetra fabreana* d'Orb., *M. urupica* Dan., *Tapes vitalianus* d'Orb., *T. gregarius* (Partsch.) Goldf., *Cardium fittoni* d'Orb., *C. ingratum* Koles.

В крупнозернистых песчаниках и гравелитах часты растительные отпечатки и остатки окаменелых стволов и веток. Западнее горы Натлисмцемели песчаные образования почти полностью замещаются пестроцветными глинами с прослоями грубозернистых песчаников и конгломератов. Еще западнее, на северном склоне Ягруджского хребта, уже весь разрез представлен конгломератами, в которых А. Т. Дзиграшвили обнаружил среднесарматскую фауну.

Совершенно другая картина наблюдается в измененной фации среднесарматских отложений к востоку от района Удабно в Прииорской полосе. Типичный разрез среднего сармата по балке Усахело-хеви здесь следующий:

1. Песчаники средне- и крупнозернистые, желтовато-серые, с линзами и линзовидными пропластками гравелитов и микроконгломератов 40 м
2. Глины тонкослойные, светло-серые и буровато-серые с редкими прослоями маломощных пластов песчаников. Глины содержат раковины *Cryptomaetra pes-anseris* Andrus., редко — тонкостенные раковины *Cardium* 165 „
3. Мощная толща однообразных голубовато-серых глин с прослоями песчаников (0,1—0,25 м), количество и мощность которых возрастают к верхам разреза. Глины содержат *Maetra* sp., *Cryptomaetra pes-anseris* Andrus., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Cardium* sp. 290 „
4. Однообразная толща песчаных глин с прослоями песчаников (0,2—1,0 м) с фауной *Tapes gregarius* (Partsch.) Goldf., *T. vitalianus* d'Orb., *Cardium fittoni* d'Orb., *C. danovi* Koles., *C. obsoletum* Eichw., *Hydrobia elongata* Eichw., *Bulla* sp. 188 „
5. Толща голубовато- и синевато-серых глин, которые на уровнях 65, 95 и 100 м содержат пачки известковистых песчаников мощностью соответственно 6, 13 и 3,5 м и на уровнях 13 и 107 м — оолитовые известняки (1 м) с фауной *Donax dentiger* Eichw., *Cardium ingratum* Koles., *C. plicatofittoni* Sinz., *Trochus subblainvillei* Sinz. 152 „
6. Мощная пачка буровато-серых сильно карбонатных песчаников, которые на уровнях 12, 31, 74, 76 и 82 м содержат прослой оолитовых известняков соответственно по 1,5, 1,0, 1,7 и 1,5 м. Пачка содержит *Modiola sarmatica* Gat., *M. naviculoides* Koles., *M. multicostata* Gat., *M. denyziana* d'Orb., *M. incrassata* d'Orb., *M. papilio* Gat., *Donax dentiger* Eichw., *Maetra fabreana* d'Orb., *Tapes vitalianus* d'Orb., *T. gregarius* (Partsch.) Goldf., *T. gregarius* Partsch. var. *dissita* Eichw.,

Cardium fittoni d'Orb., *C. michailovi* Toula., *C. loweni* Sinz., *C. obsoletum* Eichw., *C. ingratum* Koles., *Trochus pictus* Eichw., *T. blainvillei* d'Orb., *T. streatoculatus* Koles., *T. podolicoworonzowi* Sinz., *T. podolicus* Dub., *T. sarmates* Eichw., *T. margaritatus* Eichw., *T. philipposzowi* Koles., *Barbotella intermedia* Red. et Pavl., *B. hörnesi* Barb., *Vuccinum opinabile* Koles., *Hydrobia elongata* Eichw.

7. Глины голубовато-серые, карбонатные 87 м
 8. Равномерное чередование мощных пачек (10—15 м) известковистых песчаников и карбонатных глин с фауной, аналогичной пачке 6 20 „
 56 „

В восточной части прииорской полосы (восточнее урочища Байда) в отличие от описанного разреза за глинистыми осадками криптомактровых слоев следуют:

9. Чередование желтовато-серых, буровато-серых и светло-серых тонкослоистых глин и желтовато-бурых и ржаво-бурых тонкослоистых (0,2—0,6 м) песчаников с прослоями сильно известковистых песчаников с фауной *Mastra naviculata* Baily, *M. urupica* Dan., *M. seducta* Koles., *M. subvitaliana* Koles., *M. luxata* Zhizh. *Solen subfragilis* M. Hoern., *Hydrobia elongata* Eichw. 305 м
 10. Глины, аналогичные пачке 9, с частыми прослоями более мощных песчаников (0,5—4,0 м). На уровне 149 и 154 м два прослоя серого известняка-ракушечника (0,25—0,4 м) с фауной, аналогичной пачке 9 165 „

Ввиду сильной фациальной изменчивости среднесарматские отложения в различных районах Прииорской полосы выделяются как различные свиты, местами приобретающие местное стратиграфическое значение (рис. 25).

Начиная от балки Дибзис-хеви на западе и до Эльдарской степи на востоке нижняя часть среднего сармата (слои 1, 2 и 3) везде представлена относительно глубоководными глинистыми породами криптомактровых слоев (480 м). В западном же направлении от балки Дибзис-хеви средний сармат складывается исключительно из мелководно-прибрежных осадков с преобладанием грубозернистых песчаников. На отрезке от балки Дибзис-хеви и до хребта Кидурма выше криптомактровых слоев развиты мелководные песчано-глинистые осадки (слои 4, 5, 6, 7 и 8) мощностью 500 м. К востоку от хребта Кидурма и до Эльдарской степи эти мелководные осадки полностью сменяются глинисто-песчанистыми осадками (слои 9 и 10) чобандагской свиты мощностью 470 м. Чобандагская свита, впервые выделенная Н. А. Кудрявцевым (1932), в Прииорской полосе на значительном расстоянии выдерживает свое стратиграфическое значение.

Таким образом, с юго-востока на северо-запад относительно глубоководные осадки криптомактровых слоев и чобандагской свиты сначала сменяются мелководными осадками (аналоги днепровских слоев) с фауной южнорусского типа (урочище Байда и балки Усахело-хеви, Дибзис-хеви), затем — прибрежным грубозернистым материалом (урочище Удабно, хребет Таур-тапа, сел. Натлисмцемели), а затем — пресноводно-континентальными пестроцветными глинами (балки Джангир-су, Нацвал-цкали) и, наконец, конгломератами (хребет Яглуджа).

В распределении фаций среднесарматских отложений наблюдается такая же закономерность, как и в нижнем сармате. Замечается лишь значительное обмеление моря и более широкое распространение мелководных осадков в верхней части среднего сармата. Во многих мелководно-прибрежных областях сарматского бассейна в конце среднего сармата наступает континентальный режим (южный склон Цив-Гомборского хребта, Джавская депрессия, Западная Абхазия, районы Джангир-су, Нацвал-цкали, Удабно, Западный Азербайджан и др.). Относи-

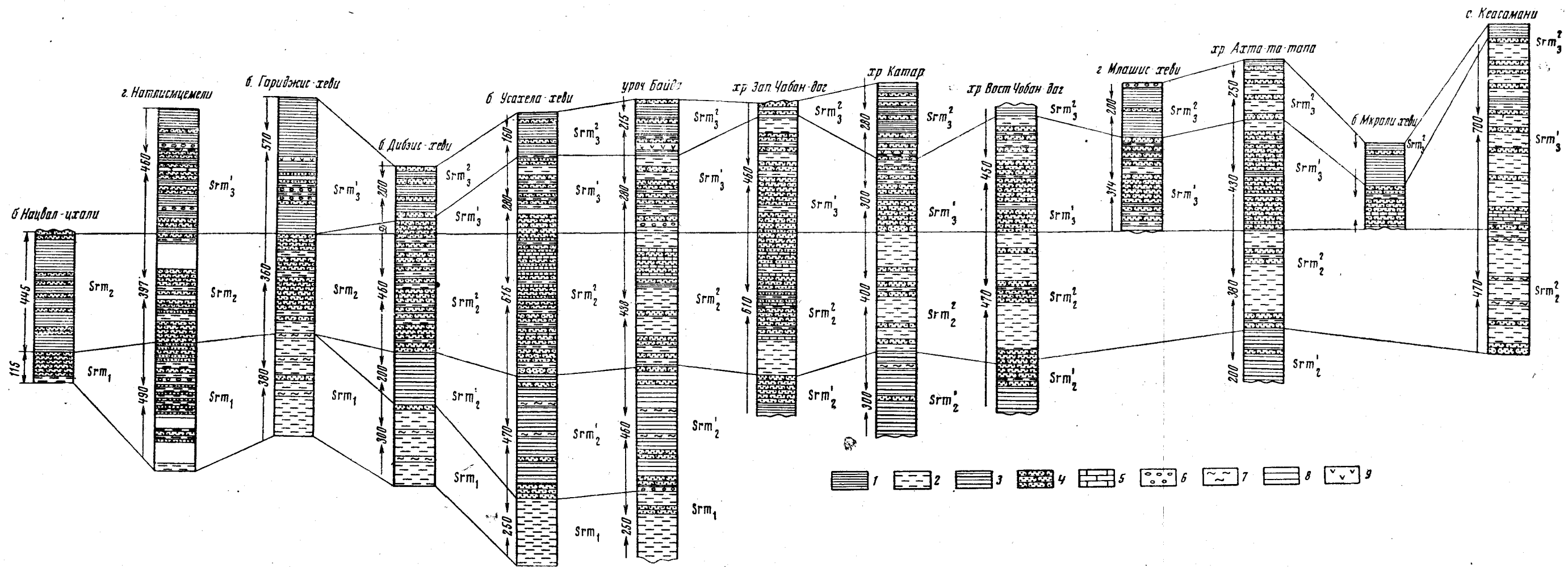


Рис. 25. Схема сопоставления разрезов сарматских отложений Прииорской полосы Внешней Кавказии
 1 — глины континентальные; 2 — глины морские; 3 — глины криптомактовых слоев; 4 — песчаники; 5 — известняки; 6 — конгломераты; 7 — прослой мергеля; 8 — уголь и углистые сланцы; 9 — вулканический пепел

тельно глубоководный режим сохраняется лишь в зонах максимальных прогибов, где отлагаются главным образом глинистые осадки с прослоями мергелей. Эта глинисто-мергелистая фация, выделенная под названием криптомактровых слоев в южных районах Советского Союза, как в восходящем разрезе, так и по простирацию сменяется мелководными песчано-глинистыми отложениями. В последнее время А. И. Ульянов (1954) попытался выделить их в самостоятельный стратиграфический горизонт, что не подтверждалось дальнейшими исследованиями.

Верхний сармат. Полный разрез морских отложений верхнего сармата обнажается в самых восточных районах Прииорской полосы Гаре-Кахетии в западной части Эльдарской степи на берегах р. Иори, у сел. Киасаман. Здесь на глинистые осадки чобандагской свиты среднего сармата согласно налегает мощная пачка сильно известковистых песчаников (25—30 м), переполненных раковинами *Maetra luxata* Zhizh., *M. firma* Zhizh., *M. bulgarica* Toul., *M. naviculata* Koles. Выше следует чередование мощных пачек песчаных глин (10—40 м) и желтовато-бурых песчаников (5—12 м). В этой песчано-глинистой толще мощностью 550—700 м выделяются 12 пачек песчаников, хорошо охарактеризованных аналогичной фауной. В верхней части этой толщи разделяющие их глины приобретают континентальный характер и пестроцветную окраску с преобладанием вишнево-красных оттенков, хотя в данном разрезе макровая фауна сохраняется до самой кровли горизонта. Наряду с представителями ряда *Maetra* эти пестроцветные глины, названные А. В. Ульяновым (1932) эльдарской свитой, в большом количестве содержат кости и зубы позвоночных: *Delphinus* sp., *Cetotherium* sp., *Hyaena eldarica* Bog., *Mastodon longirostris* Kaup., *M. pentelici* Gaud., *Dinotherium giganteum* Kaup., *Chalicotherium* sp., *Aceratherium* (?) *transcaucasicum* Bog., *Dicerorhinus* aff. *orientalis* Schlos., *Microstonyx erimanthius* (Roth. et Wagn.), *Achtiaria borissiakii* Alex., *Camelopardallus* (*Helladotherium*) sp., *Tragocerus* aff. *leskevitschi* Bogis., *Tr. valenciennesi* Gaud., *Gazella* sp. (Беляева, 1948; Габуния, 1959).

В восходящем разрезе пестроцветные глины эльдарской свиты согласно переходят в континентальные отложения ширакской свиты, возраст которых определяется мэотис-понтон.

В западном направлении от Эльдарской степи в Прииорской полосе до балки Дибзис-хеви верхний сармат в основном сохраняет свой литологический характер, наблюдается лишь постепенное замещение морских песчано-глинистых осадков континентальными пестроцветными глинами эльдарской свиты вплоть до полного замещения ими всего горизонта в районе Удабно.

Здесь в верхней части эльдарской свиты обнаружена фауна млекопитающих: *Odabnopithecus garedziensis* Bur. et Gab., *Histrix* sp., *Hyaena* sp., *Mastodon* sp., *Dinotherium* sp., *Hipparion garedzicum* n. sp., *Aceratherium* sp., *Sus* sp., *Cervus* sp., *Achtiaria* sp., *Tragocerus* sp., *Gazella* sp., *Testudo* sp. (Беляева, 1948; Бурчак-Абрамович и Габашвили, 1950).

По мнению Н. О. Бурчак-Абрамович, а также Л. К. Габуния (1959), эта фауна относится скорее всего к мэотису, что позволяет допустить возможность перехода эльдарской фации в низы мэотиса в западном направлении.

Наиболее типичные разрезы верхнесарматских отложений в Прииорской полосе наблюдаются на северном крыле Байда-Чатминской антиклинали по балке Байдис-хеви (рис. 26). Здесь выше глинистых осадков чобандагской свиты среднего сармата следуют:

1. Пачка желтовато-бурых, средне- и крупнозернистых песчаников с линзами и линзовидными пропластками гравелитов. Песчаники содержат в большом количестве *Maetra caspia* Eichw., *M. luxata* Zhizh., *M. firma* Zhizh., *M. bulgarica* Toula, *M. crassicolis* Sinz., *M. naviculata* Koles., *Solen subfragilis* M. Hoern., *Unio* sp., *Hydrobia* sp. 30 м
2. Толща песчано-глинистых осадков, в которой на уровнях 18, 45, 75, 120, 160, 210, 235, 252 м прослеживаются пачки желтоватых карбонатных песчаников мощностью соответственно 11, 5, 27, 8, 6, 8, 13, 9 м. По кровле нижних четырех пачек песчаников прослеживаются маломощные (0,25—0,60 м) пласты каменного угля. Песчаники охарактеризованы фауной, аналогичной пачке I 356 ..
3. Глины пестроцветные, с прослоями плохо отсортированных, косослоистых, буровато-серых песчаников и линзами и линзовидными пропластками вулканического пепла. Из фауны встречаются лишь *Helix*, *Planorbis* и редко *Unio* 350 ..

Континентальными образованиями замещаются морские отложения Прииорской полосы также в северном и южном направлениях. В Западном Азербайджане на левобережье р. Куры весь разрез верхнего сармата выражен пестроцветными глинами типа эльдарской свиты. В северном же направлении уже до Млашишеви-Мирзаанской полосы мощность морской толщии сокращается до 200 м, а еще севернее, на южном склоне Цив-Гомборского хребта, полностью замещаются континентальными глинисто-песчанистыми образованиями с частыми прослоями конгломератов.

Такой литологический характер выдерживает верхний сармат почти до бассейна р. Арагви. К западу от бассейна р. Арагви в Карталинской депрессии наблюдается некоторое фаціальное изменение осадков в сторону увеличения глинисто-алевритовых образований и уменьшения конгломератовых прослоев.

Эта мощная пресноводно-континентальная толща (1500—2000 м), известная в литературе под названием нацхорской свиты, в Карталинской депрессии имеет широкое развитие и представлена в основном чередованием зеленовато-бурых и буровато-серых алевритовых глин, алевритов и глинистых песчаников. Песчаники мощностью 2—3 м развиты главным образом в верхней части разреза и характеризуются косой и диагональной слоистостью и включениями мелких галек и угловатых обломков зеленовато-серого мергеля, известняков, туфогенных песчаников, основных эффузивов и других пород. В этой части разреза, особенно по периферии депрессии, наблюдаются частые прослои довольно мощных пластов конгломератов. Из фауны в глинах и алевритах встречаются в большинстве случаев раздавленные и ломкие раковины наземных и пресноводных моллюсков: *Helix*, *Planorbis* и редко *Unio*. Породы богаты также растительными остатками.

Несмотря на однообразие осадков нацхорской свиты, все же в определенных направлениях наблюдаются заметные фаціальные изменения.

От зоны развития максимальных мощностей (2500—3000 м, Громи-Мчадисджаврская полоса) к южному борту депрессии в нижней и верхней частях разреза появляются прослои пестроцветных глин и увеличивается туфогенный материал, приносимый с Аджаро-Триалетского хребта. Мощность колеблется от 1400 м на востоке до 300 м на западе. В северном же направлении от Громи-Мчадисджаврской полосы наблюдается увеличение конгломератов, которые к северной периферии захватывают все более древние горизонты верхнего сармата. При этом уменьшается мощность горизонта от 2500—3000 до 800—1600 м. Таким образом, на северной периферии Карталинской депрессии конгломератовая фация, характерная для нижнего плиоцена этой зоны, опускается почти

до низов верхнего сармата, тогда как в громи-мчадисджварском направлении, наоборот, песчано-глинистая фация нацхорской свиты верхнего сармата поднимается в низы нижнего плиоцена. Следовательно, в упомянутой полосе нацхорская свита стратиграфически охватывает не только верхний сармат, но и значительную часть нижнего плиоцена (душетскую свиту). Поэтому граница между верхним сарматом и нижним плиоценом в каждом конкретном случае является условной и не выдерживается в других районах.

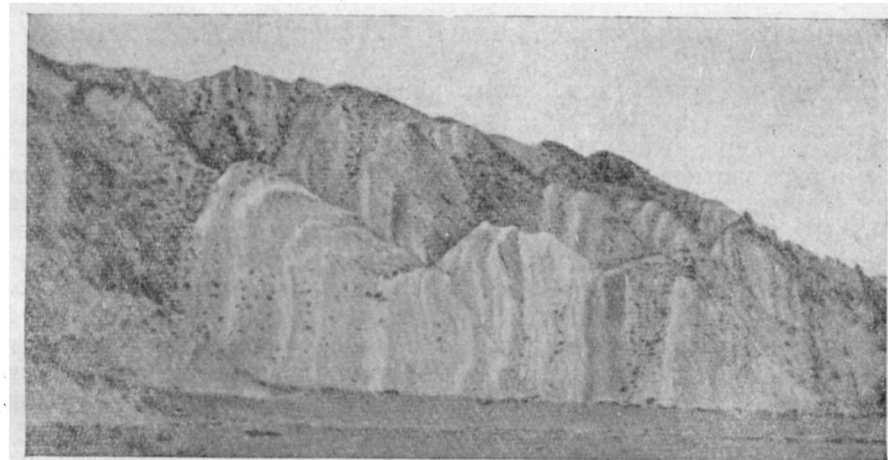


Рис. 26. Разрез верхнесарматских отложений на северном крыле Байда-Чатминской антиклинали

В Джавско-Теделетской синклиналильной полосе к верхнему сармату условно относится значительная верхняя часть конгломератов, которые согласно следуют за фаунистически охарактеризованными слоями среднего сармата.

В Западной Грузии фаунистически документированные отложения верхнего сармата известны лишь в Абхазии. С. И. Ильин и А. Г. Эберзин (1933) указывают на присутствие осадков верхнего сармата на правом берегу р. Мокви и в бассейне р. Пивипишквара, где они представлены слоистыми песчаниками и песчанистыми глинами с редкими прослоями мергелей и конгломератов. Из фауны С. И. Ильин и А. Г. Эберзин (1933) отмечают лишь наличие раковин *Mastra bulgarica Toula*.

В Гудаутской депрессии, по данным С. Г. Букия, верхнесарматские отложения развиты на востоке в Куланурхвской синклинали, а на западе — в бассейне р. Черной в ядре Джирхвской синклинали. Во всех пунктах они согласно налегают на средний сармат и представлены мощными пластами конгломератов и грубозернистых рыхлых песчаников с прослоями песчанистых глин в верхней части. По данным С. Г. Букия, эти осадки содержат многочисленные растительные остатки и редко раковины *Mastra* sp.

В Колхиде как нижние горизонты миоцена и палеогена, так и верхний сармат отсутствуют и мзотис трансгрессивно залегает на верхнемеловых известняках или мергелисто-известковистых осадках палеоцена.

На локальное развитие верхнесарматских отложений в Гурийской депрессии указывают К. С. Маслов (1937), М. Ф. Дзвела (1940), А. В. Ульянов (1954), по данным которых они в окрестностях г. Охо-

джури и селений Ормети и Мамати в нижней части выражены чередованием синевато-серых плотных глин и граувакковых песчаников с прослоями мергелей и конгломератов (свита оходжури), а в верхней — конгломератами, гравелитами и песчаниками, содержащими единичные экземпляры *Mastra*.

Однако, как мы уже отметили при описании среднего сармата, в последнее время Д. П. Окрочедлидзе в песчано-глинистых осадках свиты оходжури обнаружил богатую фауну мэотиса, на основе чего данная свита нами датируется мэотисом; что касается свиты ормети, то она, по-видимому, как это полагают Р. С. Пирцхалава и В. Агеев, соответствует понту.

Сарматские отложения значительное развитие имеют в Ахалцихской депрессии и в смежных с нею районах Южной Грузии. Но здесь они представлены отличной от описанных выше нормально-терригенных осадков вулканогенной фацией. Эти вулканогенные образования, слагающие годердзскую свиту и ее аналоги, по данным Н. И. Схиртладзе (1958), представлены средними и кислыми пирокластолитами, начиная от грубообломочных брекчий и кончая пелитовыми и пепловыми туфами; в них местами появляются основные долеритовые лавы, которые по простирацию фациально замещаются пирокластолитами. Туфообломочные пачки годердзской свиты выше покрываются мощными андезито-дацитовыми и дацитовыми лавами, которые по петрохимическому составу сходны с нижезалегающей туфообломочной толщей годердзской свиты.

О возрасте годердзской свиты и ее аналогов существуют совершенно различные мнения (Схиртладзе, 1958). Сопоставляя проявления первичного эффузивного материала, встречающегося в морских верхнемiocеновых и плиоценовых осадках в виде пепловых прослоев, с продуктами эффузивного вулканизма Южной Грузии, Н. И. Схиртладзе приходит к выводу, что первое мощное проявление (после палеогена) вулканизма, давшего материал годердзской свиты, отмечается в среднем сармате и поэтому возраст годердзской свиты не может быть древнее сармата. Верхний возрастной предел этой свиты Н. И. Схиртладзе определяет началом понта, так как аналогичный первичный вулканический материал в виде вулканического пепла встречается и в верхнем сармате и в мэотисе Восточной Грузии.

* * *

Таким образом, несмотря на чрезвычайно сильную фациальную изменчивость отложений сарматского яруса Грузии, содержащаяся в них богатая фауна моллюсков и микрофораминифер позволяет не только подразделить их на дробные стратиграфические единицы, но и сопоставить с разрезами отдаленных от Грузии областей всего сарматского бассейна.

В Западном Азербайджане в междуречье Куры и Иори, вдоль предгорья северного склона Малого Кавказа и на Талышском хребте сармат представлен аналогично с Восточной Грузией мелководной фацией, выраженной большей частью глинисто-песчанистыми и известковистыми осадками с прослоями конгломератов и доломитизированных известняков. Лишь местами в низах среднего сармата выделяется криптоактровая фация. В Нахичеванской области сармату соответствует средняя и верхняя свита соленосной толщи, представленная пестроцветными и светло-серыми глинами с прослоями песчаников и линзами каменной соли.

В Армении нормальноосадочные отложения сармата развиты в пределах Араратской котловины. Они представлены толщей мергелевид-

ных глин и слабо сцементированных кварцево-полевошпатовых песчаников (800 м) с прослоями ракушечников, оолитовых известняков, горючих сланцев и гипса. В верхней половине разреза в прослоях ракушечников и оолитовых известняков отмечается присутствие представителей верхнесарматских мактрид. В самых верхах разреза глины принимают пеструю окраску и по своему характеру проявляют большое сходство с эльдарской свитой верхнего сармата Восточной Грузии.

Более широкое развитие имеет в Армении вулканогенная фация верхнего миоцена и нижнего плиоцена, которая представлена мощной чередующейся толщей различных лав и пирокластических образований. В Грузии возрастными аналогами этой толщи, по-видимому, надо считать вулканогенные образования гондвдзской свиты (Схиртладзе, 1958).

В Кобыстане к сармату приравнивается ахудагская свита, выраженная в основном серыми и желтовато-бурыми карбонатными глинами с прослоями песчаников в верхней части свиты.

На Апшеронском полуострове стратиграфически сармату соответствуют диатомовые слои, представленные темно-серыми сланцами, глинами и диатомовыми рыбными глинами с прослоями мергелей и песков в верхней части.

В Прикаспийско-Кубанском районе Азербайджана, в Западном Казахстане (Усть-Уртский залив) и Западной Туркмении сармат выражен мелководно-прибрежными осадками и фаунистически четко разбивается на нижний, средний и верхний сармат. Здесь в нижнем сармате по фаунистическим комплексам выделяют слои с *Syndesmya reflexa* и слои с *Maetra eichwaldi*. Однако такое подразделение не подтверждается материалами Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья, межгорной впадины Грузии и Азербайджана (Булейшвили, 1960). Вопрос сопоставления среднего сармата не вызывает затруднений — криптомактровые слои рассматриваются как фациальная разность нижней части среднего сармата.

Что же касается грозненских слоев, то вопрос об их возрасте до сих пор является спорным.

Сопоставляя многочисленные разрезы сарматских отложений, мы приходим к выводу, что на основании фауны грозненские слои Предкавказья следует считать средним сарматом.

Подразделение среднего сармата Северо-Западного Предкавказья на два самостоятельных горизонта: на «слои с типичной среднесарматской фауной» и «криптомактровые слои» — в пределах межгорной впадины Грузии и Западного Азербайджана не находит подтверждения.

Сарматские отложения Крыма хорошо сопоставляются с разрезами сармата Грузии.

В Северном Крыму, Южной и Западной Украине и Молдавской ССР развиты главным образом мелководные образования с преобладанием известняковых отложений. Богатая моллюсковая фауна позволяет четко подразделить эти отложения на три самостоятельные стратиграфические единицы и сопоставить их с относительно мелководными глинисто-песчанистыми осадками сармата Кавказа, а также западных областей сарматского бассейна. Интересно отметить, что как в районах развития мелководных осадков на Кавказе, так и в упомянутых областях сарматского бассейна нижний подъярус не подразделяется на отдельные свиты и слои, обычно характерные для относительно мелководных осадков сармата Кавказа и Копет-Дага; не выделяются также в нижней части среднего сармата криптомактровые слои, которым некоторые исследователи придают стратиграфическое значение. Наоборот, в нижней части здесь развиты исключительно известняковые мелководные отложения незначительной мощности, а в верхней части — песчано-

глинистые осадки, характерные для низов среднего сармата большинства районов Кавказа. В южном и юго-восточном направлениях эти известняки постепенно замещаются глинами и уже на Керченском полуострове и Северо-Западном Кавказе появляется фация криптомактровых слоев. Эти факты лишней раз убеждают нас в одновозрастности криптомактровых слоев и слоев с типичной среднесарматской фауной, фациально замещающих друг друга на отдельных участках сарматского бассейна.

Верхний сармат имеет весьма ограниченное распространение в междуречье Буга и Днестра и представлен аналогичными для многих районов Восточной Грузии пресноводно-континентальными и дельтовыми отложениями. Морские отложения верхнего сармата развиты в Причерноморской части этой области и охарактеризованы, как и в Восточной Грузии, мактровой фауной с примесью пресноводных моллюсков и многочисленных остатков костей млекопитающих.

Таким образом, деление сарматского яруса хорошо подтверждается как в Грузии, так и по всему сарматскому бассейну, отвечая трем этапам развития сарматского бассейна и его фауны.

В третий этап завершается верхнемиоценовый цикл истории развития неогенового бассейна и неогеновой фауны.

Начало мэотического века знаменуется обширной трансгрессией моря, охватывающей не только область развития верхнесарматских регрессивных отложений, но и значительную часть территории сарматского бассейна, бывшую в конце верхнего сармата сушей.

Отложения мэотиса с резким угловым несогласием залегают на размытой поверхности верхнего и большей части среднего сармата почти во всех областях мэотического бассейна.

Как мы уже отметили, богатая сарматская фауна почти полностью вымирает в конце среднего сармата и в верхнем сармате развивается лишь фауна мактрид. «В фаунах последующих веков мы не находим форм, которые можно было бы признать потомками, дериватами верхнесарматских; верхнесарматские мактриды, очевидно, вымирают и в фауне следующего, мэотического века нет их родичей. . .» (Давиташвили, 1933).

ПЛИОЦЕН

Плиоценовые отложения приурочены к Грузинской и Артвинско-Болнисской глыбам и Аджаро-Триалетской складчатой системе.

В пределах Грузинской глыбы плиоценовые отложения встречаются в полосе Западной и Восточной (молласовой) зон погружения. В Западной зоне погружения и Гурийской подзоне Аджаро-Триалетской складчатой системы они представлены морскими фациями с фауной и тяготеют к бассейну Черного моря, а плиоценовые отложения Восточной зоны погружения представлены континентальными и морскими фациями и тяготеют к бассейну Каспийского моря.

В большей части Аджаро-Триалетской складчатой системы, Ахалцихской депрессии и на Артвинско-Болнисской глыбе плиоценовые отложения представлены вулканогенными образованиями.

Западная зона погружения Грузинской глыбы и Гурийская подзона Аджаро-Триалетской складчатой системы

В зоне Западного погружения Грузинской глыбы плиоценовые отложения встречаются в Колхидской, Одишской, Самурзаканской и Гудатской подзонах, а в Гурийской подзоне — в западной ее части.

Впервые наличие плиоценовых отложений в ущелье рек Гализги и Мокви отметил В. Вебер (1902, 1903). Г. П. Михайловский (1902)

по материалам В. Вебера выделил понтические, киммерийские и куяльницкие отложения, определил точное стратиграфическое положение куяльницких отложений.

К. Сенинский (1905) выделил в бассейне р. Мокви отложения со своеобразной фауной, назвав их «моквинскими слоями», впоследствии известными в литературе под названием «дуабских слоев».

В Гурии изучением плиоценовых отложений занимались Р. Нот (1927) и Е. В. Круг (1927). Н. М. Кипиани (1922) выделил здесь чаудинские отложения. С. И. Ильиным (1929, 1932, 1935) между куяльником и чаудой были выделены так называемые гурийские слои.

В работах Н. И. Андрусова (1929), Н. Б. Вассоевича и А. Г. Эберзина (1930), А. Г. Эберзина (1940), Л. Ш. Давиташвили (1929), В. Е. Ливентала (1931), И. В. Качарава (1933), Б. Ф. Мефферта (1931), В. П. Колесникова (1940), Г. Ф. Челидзе (1946), Л. К. Габуния (1953) и др. были освещены многие основные вопросы стратиграфии плиоцена.

Мэотический ярус. Мэотические отложения сравнительно хорошо представлены в Абхазии в Гудаутской и Самурзаканской подзонах и в Мегрелии — Одишской и Колхидской подзонах. В последней они (как и весь плиоцен) изучены с помощью скважин.

В Гудаутской подзоне в районе мыса Пицунда мэотические отложения постепенным переходом связаны с верхним сарматом, а на правом берегу р. Гудаута они непосредственно налегают на средний сармат.

В ущельях рек Гудаута, Тетрцкала и Шавцкала мэотис представлен темными полосатыми глинами. К западу от р. Гудаута, до ущелья р. Шавцкала, количество карбонатных пропластков крупнозернистых песчаников постепенно увеличивается. Нижняя часть отложений содержит *Syndesmya* sp., *Hydrobia* sp., а верхняя — *Congeria* sp.

У сел. Эширхва в известняках глинистой толщи встречаются *Venerupis abichi* Andruss. и *Spirorbis* sp. (Эберзин, 1935). К западу в глинах появляются пропластки микроконгломератов, а в полосе побережья Черного моря, между реками Аквара и Мюссера, господствуют конгломераты.

На правом берегу р. Рябиш в верхней части конгломератовой толщи А. Г. Эберзин (1947) отмечает наличие *Congeria subnovorossica* Ossaul., *C. navicula* Andruss. и *C. pantiapaea* Andruss., а в нижней части — *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Modiola volthynica* Eichw. var. *minor* Andruss., *Venerupis abichi* Andruss., *Trochus* sp. и др.

На левом берегу р. Бзыби отложения мэотиса представлены в основном конгломератами. Глины, расположенные в верхней части этих конгломератов, содержат *Congeria subnovorossica* Ossaul., *C. tournoueri* Andruss. (Эберзин, 1947). На несколько десятков метров ниже по разрезу, в глинах указывается наличие *Ostrea* sp., *Syndesmya tellinoides* Sinz. Мощность отложений мэотиса этого района в глинистой фации достигает 160—180 м, а в конгломератовой превышает 1000 м.

Восточнее, в Самурзаканской подзоне, в ущелье р. Кодори, мэотис в основном представлен конгломератами изменчивой мощности (200—400 м), трансгрессивно налегающими на средний сармат и с большим угловым несогласием перекрывающимися образованиями понта.

В районе сел. Меоре-Атара фации мэотических отложений замещены чередованием зеленых песчаных глин с черными глинами, богатыми органическими примесями (рис. 27).

В районе сел. Гвади мэотис в нижней части представлен конгломератами мощностью 50—60 м. Карбонатные, синего цвета песчанисто-

слюдистые полосатые глины, расположенные выше, содержат *Congeria cf. subnovorossica* O s s a u l., *C. panticaeaea* A n d r u s., *Maetra subperstes* D a v i d. и др.

Мэотические известняковые конгломераты р. Дуаби покрываются киммерийскими осадками. В окрестностях сел. Тхини они налегают непосредственно на верхнеэоценовые фораминиферовые мергели. Мощность мэотиса здесь 200—250 м.

В ущелье р. Мокви мэотис частично представлен пестроцветной континентальной толщей (Ильин и А. Эберзин, 1935). В районе сел Квезани эта толща по простирацию переходит в морские конгломераты, содержащие нижнемэотическую фауну (И. Качарава, 1933).

В низовьях р. Гализги мэотические полосатые карбонатные глины с пропластками слюдястых песчаников характеризуются присутствием *Modiola volhynica* Eichw. var. *minor* A n d r u s., *Syndesmya tellinoides* S i n z., *Cardium mithridatis* A n d r u s. и др. Стратиграфически ниже мергелистые пропластки полосатых глин содержат *Syndesmya tellinoides* S i n z. и др. Мэотические отложения трансгрессивно покрывают криптомактровые глины среднего сармата.

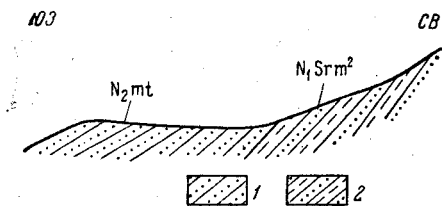


Рис. 27. Геологический разрез у сел. Мере-Атара (по Г. Ф. Челидзе)
1 — песчаные глины; 2 — чередование песчаников и глин

В окрестностях сел. Квезани, по данным И. В. Качарава (1933), нижняя часть мэотических отложений, налегающая на верхний мел, сложена глинами и конгломератами. Преобладают конгломераты, состоящие из плохо окатанных меловых и эоценовых известняков, майкопских глин и вулканитов. Верхняя часть отложений, представленная в основном глинами, содержит *Congeria* sp., *Cardium aff. mithridatis* A n d r u s. и др.

В бассейне р. Оходжи фауна мэотических отложений в нижней части представлена чередованием слюдястых песчаников и глин, содержащих *Congeria* sp., *Syndesmya tellinoides* S i n z., *Cardium mithridatis* A n d r u s. и др., а в верхней начинают появляться прослой известняковых конгломератов мощностью 1,5—2 м.

В окрестностях сел. Шуабедиа на правом берегу р. Оходжи мэотические глины, трансгрессивно налегающие на майкопские отложения, имеют мощность 90—120 м. Нижняя часть этих глин содержит *Syndesmya tellinoides* S i n z. и *Cardium mithridatis* A n d r u s., а верхняя — *Congeria cf. subnovorossica* O s s a u l. и др. В Одишской подзоне мэотические отложения встречаются на западном крыле Сатанджийской антиклинали, в окрестностях сел. Чубурисхинджи. Мощность их 60—80 м. Трансгрессивно покрывая чокрак, они делятся на две части. Нижняя часть представлена глинами и песчаниками, верхняя — известняковыми конгломератами.

В окрестностях сел. Ахалсопели мэотис сложен слоистыми синего цвета полосатыми глинами с *Congeria subnovorossica* O s s a u l., *C. navicula* A n d r u s., *Maetra subperstes* D a v i d. и др.

Восточнее сел. Ахалсопели характер мэотических отложений меняется. В ущелье р. Чанис-цкали нижняя часть мэотиса представлена известняковыми конгломератами мощностью 25—30 м. Выше залегают рыхлые песчаники с тонкими пропластками мергелей мощностью 20—25 м. В районе сел. Хибула, вдоль р. Скурчи, мэотические отложения покрывают средний сармат.

На правом берегу р. Кулискири в глинах, залегающих над средним сарматом, обнаружена понтическая фауна. Таким образом, известняковые конгломераты сел. Кулискири, расположенные выше этих глин, не могут быть мэотического возраста, как это считал Б. Ф. Мефферт (1931).

В юго-западном крыле Уртинской антиклинали мэотические отложения имеют спорадическое развитие. В окрестностях сел. Хорша в полосатых глинах найдена *Congeria subnovorossica* Ossaul. и др. В ущелье р. Мунция мэотис представлен опять-таки глинами.

В районе г. Цхакая в нижней части мэотических глин наблюдается присутствие известнякового конгломерата (И. Качарава, 1939).

Таким образом, в пределах Одшской подзоны Центрально-Мегрельской синклинали депрессии мэотис делится на две части: нижнюю, представленную глинами, и верхнюю, представленную конгломератами; в горизонтальном направлении иногда наблюдается взаимный переход этих фаций.

На Колхидской низменности мэотические отложения вскрыты буровыми скважинами (Никурадзе, 1956; Лалиев, 1957). Здесь они представлены песчанистыми глинами, чередующимися с плотными песчаниками мощностью 0,1—1 м. В прибрежной полосе западной части низменности они сложены кварцевыми песчаниками брекчиевого строения с включениями мелких окатанных галек. Из органических остатков можно отметить *Congeria subnovorossica* Ossaul., *C. panticapaea* Andrus. и др. Осадки с большим стратиграфическим и угловым несогласием покрывают разные горизонты меловых и палеогеновых отложений.

В Гурийской подзоне в окрестностях сел. Верхнее Джумати и в верховьях р. Цителиубани мэотические отложения, залегающие на среднем сармате и на более древних образованиях, в нижней части представлены синеваато-серыми неслоистыми карбонатными песчанистыми глинами, содержащими угловатые валуны вулканитов и осадочных пород. Из этой части мэотиса отмечаются *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Venerupis abichi* Andrus., *Erovia minuta* Sinz. и др. Верхняя часть мэотиса сложена синеваатыми полосатыми карбонатными глинами, содержащими *Congeria panticapaea* Andrus. и *C. tournueri* Andrus. (Маслов, 1935).

В полосе Булучаури—Чиквети мэотические отложения характеризуются песчаниками с тонкими пропластками мергелей. Такой же характер имеют они в разрезе сел. Циагубани (Дзвела, 1952). В нижней части этих отложений замечены многочисленные включения известняковых валунов. Мощность достигает 200 м.

В окрестностях селений Хварбети и Гогорети мэотис по литологическим признакам четко делится на две части: нижнюю, представленную в основном конгломератами, и верхнюю, представленную глинами и чередующимися с ними тонкими пропластками песчаников и конгломератов.

Самым восточным пунктом распространения мэотических отложений является сел. Вани, где они представлены грубослоистыми песчаниками и песками. Нижняя часть толщи содержит *Congeria navicula* Andrus., *Cardium mithridatis*(?) Andrus. и др. (Ульянов, 1954).

Таким образом, распространенные в Западной Грузии мэотические отложения представлены глинами и конгломератами. Как в вертикальном, так и в горизонтальном распределении этих фаций какой-либо закономерности не замечается, хотя вдоль северо-восточного края зоны Западного погружения и вдоль южного края Гурийской подзоны в мэотических образованиях наблюдается увеличение известнякового мате-

риала. Так же изменчива мощность отложений: в глинисто-песчанистой фации она не превышает 300 м, а в конгломератовой в ущелье р. Кодори доходит до 350—400 м, а в ущелье р. Бзыби — до 1000 м; в западной части Колхидской низменности мощность мэотических отложений достигает 1100—1200 м.

Мэотические отложения фаунистически делятся на две части, причем они всегда соответствуют литологическим горизонтам. Нижняя в основном охарактеризована *C. mithridatis*, а верхняя — обилием *Congeria*.

Кроме отмеченной моллюсковой фауны, мэотические отложения богаты фораминиферами и остракодами: *Miliolina seminulum* L. var. *maeotica* Gerke, *Elphidium macellum* F. et M. var. *maeotica* Gerke, *Cyprides torosa-litoralis* Brady, *Cythere maeotica* Liv. и др. (Имнадзе, 1950).

Мэотические отложения окрестностей селений Агубедия, Меора-Атара (Абхазия) и Чочхати (Гурия) богаты также растительными остатками (бук, дуб, дзелква, сосна и др.) (Узнадзе, 1957).

Несогласное налегание мэотических отложений на средний сармат и на более древние отложения увязывается с аттической орофазой альпийской складчатости. Но, очевидно, она на некоторых участках Западной Грузии (Западная Абхазия) проявилась настолько слабо, что не вызвала образования угловых несогласий.

Понтический ярус. Крайним западным пунктом распространения понтических отложений является левый берег р. Бзыби, где они представлены конгломератами большой мощности (более 1000 м). Значительная часть конгломератов мыса Пицунда относится к понту. В глинах, расположенных в верхней части этих конгломератов, найдены *Dreissensia anisoconcha* Andrus., *Limnocardium subsquamulosum* Andrus., *Paradacna abichi* R. Hoern. и др. (Эберзин, 1947).

Восточнее р. Бзыби, в ущельях рек Шавцкала и Тетрцкала, по данным А. Г. Эберзина (1934), полный разрез понта представлен чередованием конгломератов и глин. В нижней части песчанистые глины характеризуются присутствием форм, характерных для новороссийского подъяруса, — *Pseudocatillus* cf. *pseudocatillus* V a r b. и др. Примерно на таком же уровне в карбонатных глинах обнаружены *Congeria digitifera* Andrus., *Paradacna abichi* R. Hoern., *Valenciennesia* sp. Верхняя часть разреза характеризуется присутствием руководящих ископаемых верхней части нижнего понта — так называемого субромбонидного горизонта. Это *Congeria subrhomboidea* Andrus., *C. minor* Andrus., *Dreissensiomya aperta* Desh. и др.; еще выше отложения содержат *Didacna incerta* Desh., *Paradacna abichi* R. Hoern. и другие характерные формы верхнего понта (босфорского подъяруса). Понтические отложения, налегающие в этой полосе на мэотис, имеют мощность 400 м.

Небольшие изолированные выходы понтических отложений имеются в районе сел. Эшери.

В окрестностях г. Сухуми понт в основном представлен чередующимися между собой конгломератами и синего цвета карбонатными глинами. В ущелье р. Беслети, в окрестностях селений Бирчха, Ахалсопели и в Алексеевском ущелье понтические отложения представлены также конгломератами, с большим угловым несогласием перекрывающими средний миоцен и майкоп.

Понтические конгломераты в ущелье р. Келасури содержат небольшие прослойки песчаников и глин. В последних обнаружены *Melanoides suchumi* Tšel. и др. Конгломераты интенсивно смяты, мощность их не превышает 150 м.

Аналогичный характер имеют понтические отложения ущелья р. Маджарки; в них хорошо наблюдается внутрiformационное несогласие. Верхняя часть глин содержит верхнепонтическую фауну *Limnocardium* cf. *emarginatum* Desh., *Paradacna* aff. *stralonis* Andrus., *Prosodacna* cf. *fischeri* Andrus. и др. Глины, расположенные в нижней части конгломератов, по данным С. И. Ильина и А. Г. Эберзина (1933), содержат нижнепонтическую фауну *Congerina digitifera* Andrus., *Pseudocatillus pseudocatillus* Vargb. и др. Выше в глинах отмечается присутствие *Congerina subrhomboidea* Andrus.

В окрестностях сел. Боговешта представлены уже типичные валенисиевые мергели, а в районе сел. Черниговки чередование песчаников и глин мощностью до 200—250 м; последние с угловым несогласием покрывают мэотические конгломераты (рис. 28).

В полосе рек Кодори — Ингури понтические отложения имеют спорадическое распространение. В окрестностях сел. Меоре-Атара к понту можно отнести небольшую толщу (10—15 м) некарбонатных глин и глинистых песчаников, расположенных над мэотическими конгломератами.

В ущелье р. Гализги, в окрестностях сел. Поквешти, нижнепонтические карбонатно-песчанисто-сланцеватые глины располагаются с угловым и азимутальным несогласием над мэотисом. Севернее понтические отложения представлены чередованием песчаных глин и известнякового конгломерата.

На юго-западном крыле Уртинской антиклинали верхний понт представлен серыми карбонатными глинами. В окрестностях сел. Биа под ними залегает толща крупнозернистых ржавого цвета песчаников (20—30 м), в верхней части которой появляется несколько прослоев конгломератов. Под этими песчаниками следуют полосатые серые карбонатные глины с линзами крупнозернистых ржавого цвета песчаников, содержащих *Congerina rhomboidea* M. Hoern., *C. rumana* Sabba, *Arpadicardium peregrinum* Ebers., *Ar. megrelicum* Tšel., *Pseudocatillus pseudocatillus* Vargb., *Chartodacna promethei* Tšel., *Ch. pontica* Tšel. и др. (Челидзе, 1953). Ассоциация этой фауны, резко отличающаяся от понтической фауны Черноморского бассейна, датирует отложения как нижний понт.

Общая мощность понтических отложений в полосе Уртинской складки достигает 250—300 м. Они трансгрессивно покрывают чокрак.

Далее на восток, в Одишской подзоне, фации понтических отложений меняются, и в нижней части глин появляются известняковые конгломераты.

Крайним восточным пунктом распространения понтических отложений являются окрестности г. Цхакая, где над мэотическими отложениями располагаются пластические глины с *Paradacna abichi* R. Hoern. (И. Качарава, 1939).

Большую площадь занимает понт в полосе северного крыла Уртинской складки и в пределах Мегрельской синклинальной депрессии.

Нижний понт хорошо представлен в ущелье р. Джуми. На правом берегу реки на мэотических отложениях залегают слои пластических глин и песчаников. В верхней части разреза карбонатные глины синеватого цвета содержат *Congerina subrhomboidea* Andrus., *Pseudo-*

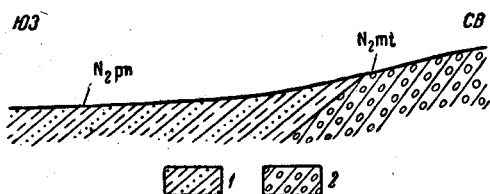


Рис. 28. Геологический разрез у сел. Черниговки (по Г. Ф. Челидзе)
1—чередование песчаников и глин; 2—конгломераты

catillus pseudocatillus В а г в. и др. Видимая мощность отложений 48 м. В окрестностях Чаквинджи понт трансгрессивно залегает на отложениях среднего сармата (Эберзин, 1937).

Самый северный пункт распространения этих отложений в Одишской подзоне находится в окрестностях сел Кулискарри. Здесь синеватые некарбонатные глины с *Paradacna abichi* R. Н о е г н., *Didacna pseudolutrae* T š e l. и др. залегают на среднем сармате. Выше согласно следует мощная пачка известняковых конгломератов, ранее принимавшихся за мэотические (Мефферт, 1931).

В зоне Западного погружения Грузинской глыбы понтические отложения распространены и в Колхидской подзоне, где они вскрыты глубокими буровыми скважинами.

На участке Поти—Набада на мэотические отложения трансгрессивно и с угловым несогласием налегают серые карбонатные и песчаные глины. В основании свиты выделяется мощная пачка песчаников, сменяющаяся книзу базальным конгломератом, состоящим из эффузивов и известняков (Никурадзе, 1956; Лалиев, 1957).

На Колхидской низменности по материалам буровых скважин А. Г. Лалиев (1957) выделяет глинисто-песчанистую потийскую свиту. Автор относит ее к понту. На участке сел. Кулеви эта свита несогласно налегает на отложения среднего эоцена. В 10—12 км восточнее от современного берега Черного моря потийская свита выклинивается и настоящие понтические осадки непосредственно ложатся на мэотические и меловые. Исходя из этого, более целесообразно отнести потийскую свиту к мэотису.

Понтические отложения известны в бассейнах рек Натанеби и Супса (Гурия), где они перекрывают различные горизонты мэотиса, миоцена и эоцена.

У г. Махарадзе, на правом берегу р. Бжужа, синеватые песчаные глины с тонкими прослоями песчаника содержат верхнепонтическую фауну *Didacna planicostata* D e s h., *D. paucicostata* D e s h., *D. annosa* T š e l., *D. perfecta* T š e l. и др.

Верхний понт хорошо представлен и северо-восточнее ст. Натанеби, вдоль дороги к сел. Шрома, где в серых пластических глинах найдены *Didacna ovata* D e s h., *D. subincerta* A n d r u s., *Plagiodacna davidchvilii* T š e l., *Valenciennesia* и др.

Валенсиеннезиевые глины окрестностей селений Гулиани, Ахалсопели и Гогорети характеризуются *Congeria digitifera* A n d r u s., *Paradacna abichi* R. Н о е г н., *Valenciennesia* и др. Из этих форм наиболее интересной является *Congeria digitifera*, являющаяся характерной для валенсиеннезиевых мергелей Румынии. На присутствие «румынских элементов» в понтических отложениях Западного Закавказья указывал еще Н. И. Андрусов (1927). *Congeria digitifera* A n d r u s., встречающаяся также в Абхазии и Мегрелии, может считаться руководящей формой для глинистой фации нижнего понта.

Синие карбонатные глины окрестностей сел. Гогорети содержат характерную для верхней части нижнего понта форму *Congeria subrhomboidea* A n d r u s. и сопутствующие ей другие формы. Стратиграфически ниже продолжают средне- и крупнозернистые песчаники, в которых попадаются микроконгломераты, а еще ниже конгломераты принимают господствующее значение. Эти отложения с угловым несогласием залегают на мэотических глинах. Мощность их 180—200 м.

В окрестностях сел. Тхинвали понт представлен полным разрезом. На южном крыле антиклинали Самхвто-Сакупре, в полосе антиклинальной складки второго порядка на мэотические глины налегают нижнепонтические песчаники и микроконгломераты. Выше по разрезу следуют

валенсиеннезиевые мергели. Общая мощность отложений понта этой полосы 200—220 м.

В результате анализа вышеприведенного фактического материала мы видим, что вдоль прибрежной полосы Черного моря и в Колхидской низменности понтические отложения слагаются глинами, а дальше — конгломератами.

По составу фауны понтический ярус хорошо делится на две части: нижний понт (новороссийский подъярус) и верхний понт (босфорский подъярус). Евпаторийский горизонт, который Л. Ш. Давиташвили (1937) считает нижней частью новороссийского подъяруса, в Грузии не выделяется, а слои с *Congerina subrhomboidea*, которые принимались последнее время за средний понт, по нашему мнению, являются верхней частью нижнего понта.

Фауна понтических отложений сел. Биа резко отличается от фауны субромбоидного горизонта. Для бийского горизонта, стратиграфически приуроченного к нижней части нижнего понта, характерным является присутствие *Congerina rhomboidea* М. Но е г п., а также и других паннонских форм.

Наряду с моллюсковой фауной в понтических отложениях встречаются разнообразные остракоды: *Caspiocypris acronasuta* Liv., *C. duabense* Im p., *Loxocochla petasus* Liv., *Cythere picturata* Liv. и многие другие (Имнадзе, 1950).

Изучением понтической флоры занимались П. А. Мchedlishvili (1954, 1954а), А. А. Колаковский (1952, 1953, 1954) и М. Д. Узнадзе (1957). Находки понтической флоры известны в окрестностях городов Гудаута и Сухуми, в ущелье р. Кодори (сел. Меоре-Атара) и у сел. Ниношвили (Гурия). Флора, по мнению М. Д. Узнадзе, представлена мезофильной ассоциацией умеренного климата. По А. А. Колаковскому, понтическая флора имеет термофильный характер. По его данным, субтропические элементы в этой флоре превышают 50%.

Понтические отложения налегают с большим угловым несогласием на эоцистические и более древние образования, что, по-видимому, связано с кобистанской орофазой.

Киммерийский ярус. Киммерийские осадки занимают меньшую площадь, чем понтические. В периферийных частях развития они всегда трансгрессивны. Наиболее западный пункт их распространения находится между р. Бзыби и г. Гагра. Здесь к киммерийскому ярусу относится верхняя часть конгломератов, являющихся продолжением так называемых пицундских конгломератов (Эберзин, 1947).

Незначительный выход киммерийских отложений известен и на левом берегу р. Бзыби, в окрестностях сел. Цижиква (Ильин, 1932). Лучше обнажены киммерийские отложения между реками Абра и Джиджаури, где они слагают ядро маленькой синклинальной складки. В восточном крыле складки глины, содержащие прослои конгломератов, изобилуют киммерийской фауной. Эти отложения соответствуют верхней части пицундских конгломератов. Мощность их 100—130 м. По мнению А. Г. Эберзина (1940), отложения включают полный разрез киммерийского яруса.

Далее к юго-востоку на значительном расстоянии киммерийские отложения отсутствуют.

В окрестностях сел. Богочта киммерийский ярус представлен песчанистыми глинами местами с прослоями мергелей. В них найдены *Paradacna* cf. *stratonis* Andrus. и др. А. Г. Эберзин (1940) считает эти отложения нижнекиммерийскими. Более верхние горизонты киммерийского яруса распространены в пределах санатория «Гульрипш», где чередуются средне- и мелкозернистые конгломераты и сильно песчани-

стые глины, содержащие *Dreissensia iniquivalvis* Desh., *Didacna tamanensis* R. Ноегп., *D. crassatellata* Desh. и др.

На левом берегу р. Пшапи денудированная поверхность понтических глин перекрывается порфириновым конгломератом (3,5—4 м), выше которого залегают песчаники с *Dreissensia theodori* Andrus., *Prosodacna leptosammatta* David., *Chartoconcha* cf. *tenuissima* Ebers., *Ch. abchasica* Tšel. и др.

Далее к востоку киммерийские отложения встречаются на левом берегу р. Кодори, в окрестностях сел. Меоре-Атара. Образования представлены некарбонатными тонкослоистыми глинами, содержащими *Dreissensia pokweschica* Sen., *Chartoconcha bayerni* R. Ноегп. и др. Из этих же глин А. А. Колаковский (1954) отмечает определенные А. Г. Эберзиным *Dreissensia theodori* Andrus., *Oxydacna tertia* Ebers. и др. Мощность отложений не превышает 20—30 м.

Восточнее, до ущелья р. Дуаби, киммерийские отложения неизвестны. У слияния рек Дуаби и Мокви, на левом берегу р. Дуаби, обнажены хорошо известные в литературе дуабские слои, впервые описанные К. Сенинским (1905).

По Н. И. Андрусову (1929), дуабские слои соответствуют всему киммерийскому ярусу и являются его прибрежной, опресненной фацией. Л. Ш. Давиташвили (1930, 1932) относит дуабские слои к верхнему киммерию. А. П. Павлов (1925) помещал эти слои между киммерийским и куяльницким ярусами. С. И. Ильин (1930), Н. Б. Вассоевич и А. Г. Эберзин (1930) считали дуабские отложения нижнекиммерийскими, хотя позже А. Г. Эберзин (1940) отнес их ко всему киммерийскому ярусу. По Г. Ф. Челидзе (1952), дуабские слои являются верхнекиммерийскими, но в нижних горизонтах этих отложений автор допускал возможность наличия и среднего киммерия. Л. К. Габуния (1953) считает эти отложения средне- и верхнекиммерийскими.

Большой интерес к дуабским слоям обусловлен наличием в них своеобразной фауны. В первую очередь нужно отметить многообразие *Congerina* и большое количество пресноводных форм. Отложения в основном представлены чередованием карбонатных песчаников и песчаных глин. В верхней части разреза имеется слой конгломерата мощностью 0,5 м. Разрез заканчивается мощной (40—50 м) пачкой конгломерата, хорошо наблюдаемого в ущелье р. Отапи. Мощность собственно дуабских слоев достигает 28—29 м. Несколько южнее, в ущелье р. Мокви, под дуабскими слоями залегают моквикардиумовые глины нижнекиммерийского возраста (Габуния, 1953).

Хорошо представлены киммерийские отложения и в ущелье р. Гализги, на ее левом берегу, где в окрестностях сел. Охуре над понтическими отложениями наблюдается чередование карбонатных глин и крупнозернистых песчаников с нижнекиммерийской (азовский подъярус) фауной: *Limnocardium subsquamulosum* Andrus. var. *finitima* Ebers., *Didacna paucicostata* Desh., *D. planicostata* Desh. var. *zuzica* Tšel., *D. crassatellata* Desh. var. *catephes* David. и др.

Ниже, в 0,5 км по течению р. Гализга, расположено обнажение у сел. Поквеша, где серые карбонатные глины с линзами крупнозернистых песчаников и микроконгломератов содержат многочисленную средне- и верхнекиммерийскую фауну (Эберзин, 1940).

Киммерийские отложения известны также в ущелье р. Оходжи, в окрестностях сел. Агубедиа. Здесь над нижнепонтическими глинами залегают крупнозернистые рыхлые песчаники с прослоями глин и включениями известняковых галек, содержащих нижнекиммерийские *Limnocardium squamulosum* Desh., *L. subsyrmiense* Andrus., *L. cf. privum* Ebers. Выше согласно с последними следует чередование

известняковых конгломератов, крупнозернистых песчаников, известняков и мергелей общей мощностью 60—80 м. В верхней части этой толщи известняки содержат *Dreissensia* sp. киммерийского облика.

Киммерийские отложения, представленные песками и глинами, встречаются также на западном крыле Сатанджийской антиклинали, где они, залегая несогласно на мезотических осадках, перекрываются бурыми конгломератами четвертичного возраста.

Лучше обнажены киммерийские отложения на южном крыле Уртинской складки, в окрестностях сел. Ноджихеви (Кипиани, 1925; Качарава, 1939; Давиташвили, 1933; Эберзин, 1940; Челидзе, 1945 и др.). Здесь над понтическими глинами залегают чередующиеся между собой глины, песчаники и конгломераты общей мощностью 100—120 м. Нижняя часть Ноджихевского разреза должна быть отнесена к азовскому горизонту, так как содержит смешанную понтическую и киммерийскую фауну, а также, возможно, *Syndesmya* sp. и др. Стратиграфически выше синеватые карбонатные глины, чередующиеся со слюдистыми песчаниками, содержат богатую средне- и верхнекиммерийскую фауну (Эберзин, 1942).

Киммерийские отложения северного крыла Уртинской складки так же, как и в большей части Мегрельской депрессии, размыты. Порфиритовые конгломераты, считавшиеся ранее Б. Ф. Меффертом (1931) киммерийскими, на правобережье р. Ингури залегают над фаунистически датированными куяльницкими осадками. К киммерийским отложениям в Мегрельской депрессии можно отнести верхнюю часть известняковых конгломератов, которые, образуя вертикальные карнизы к северу от сел. Кулискари, как это уже было отмечено выше, следуют за глинами, содержащими понтическую фауну.

В подзоне Колхидской низменности, по данным скважин, киммерийские отложения, на участке Поти—Набада согласно залегающие на понтических осадках, представлены светло- и темно-серыми карбонатными глинами и песчанистыми глинами с прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность отложений достигает 500 м (Никурадзе, 1956; Лалиев, 1957).

В пределах Гурийской подзоны киммерийские отложения распространены собственно в Гурии и Аджарии.

Нижнекиммерийские (азовские) слои встречаются в районе слияния рек Ачис-цкали и Бжужа. Здесь зеленоватые среднезернистые глинистые песчаники мощностью 5 м, согласно продолжающие верхний понт, содержат *Prosodacna* ex gr. *prionopleura* Andrus., *Didacna paucicostata* Desh. var. *postpontica* Gab., *Stenodacna angusticostata* Rouss., *Kaladacna* aff. *steindachneri* Vgus. и др. (Габуния, 1948).

Киммерийские отложения р. Орафо в окрестностях Спотнети характеризуются обильной фауной дуабского типа: *Congeria* cf. *caucasica* Sen., *C. mirabilis* Andrus., *C. cf. abchasica* Sen., *Oraphocardium oraphense* David., *Limnocardium moquicum* Sen., *Monodacna maciae* Tšel., *Plagiodacna modiolaris* Rouss., *Didacnomya corbuloides* Desh. и др. Комплекс этой фауны свидетельствует о принадлежности отложений р. Орафо ко всему киммерийскому ярусу (Челидзе, 1952).

В окрестностях сел. Гурианта в основании синеватых карбонатных глин, относимых к киммериджу, залегают порфиритовый конгломерат мощностью 50—60 м. Общая мощность отложений в этой полосе 200—220 м.

На северном крыле Гулианской антиклинали киммерийский ярус представлен чередованием крупнозернистых песчаников и глин. Отложения характеризуются фауной дуабского типа: *Unio* sp., *Congeria abchasica* Sen., *Prosodacna longiuscula* Sen., *Prionopleura colchica*

David. и др. (Андрусов, 1929; Ильин, 1930); у сел. Джиханджири киммерийские отложения слагают ядро брахиантиклинальной складки.

Самым южным пунктом распространения киммерийских отложений является Кобулетский район — окрестности сел. Джиханджури (Эберзин, 1933; Челидзе, 1957). Здесь киммерийский ярус в основном представлен синеватыми карбонатными глинами, трансгрессивно залегающими на эоценовых образованиях. Нижняя часть разреза характеризуется нижнекиммерийской (азовской) фауной *Didacna* aff. *subpaucicostata* R. Ноегп., *D. postplanicostata* Tšel., *D. crassatellata* Desh., *Stenodacna angusticostata* Rouss. и др., а верхнюю часть можно отнести к среднему и верхнему киммерию. Мощность отложений не превышает 45—55 м.

Таким образом, киммерийские отложения, согласно следуя за понтическими, в свою очередь также согласно перекрываются куяльником. В нижней части разреза хорошо выделяются нижнекиммерийские слои (азовский горизонт). Выше следуют отложения с типичной киммерийской фауной. Особенным разнообразием фауны отличаются дуабский, ноджихевский, спотиетский и гулианский участки в особенности в верхней половине киммерийского яруса, свидетельствующие о существовании различных биономических условий в разных частях Колхидского залива (Л. Ш. Давиташвили). Характер вертикального распространения фауны показывает, что соленость бассейна менялась даже в течение самого киммерийского века.

Киммерийские отложения содержат остракоды: *Caspiocypris moquense* Imn., *C. centropunctata* Sus., *Caspiella abchasiensis* Imn., *Cytherissa bogatschevi* Liv. и др. (Имнадзе, 1950). В отложениях сохранились также многочисленные растительные остатки. Этому вопросу посвящены работы М. Д. Узнадзе (1957), П. А. Мчедлишвили (1949, 1954, 1955), А. А. Колаковского (1953, 1954, 1955, 1956) и др. По мнению А. А. Колаковского, на территории Абхазии в течение киммерийского времени выделяются растительные пояса умеренного климата. Эти палеоботанические данные не совсем согласуются с палеонтологическими, так как пышное развитие моллюсковой фауны в киммерийское время, по-видимому, было вызвано наличием субтропического климата.

Куяльницкий ярус. Отложения куяльницкого яруса занимают еще меньшую площадь, чем киммерийского. В окрестностях сел. Меркули, на левом берегу р. Мокви, куяльницкий ярус представлен желтовато-серыми песчаниками с *Monodacna* cf. *postdonacoides* David. и др. (Эберзин, 1940).

Лучше представлены куяльницкие образования в ущелье р. Гализга, в окрестностях сел. Охуре. Здесь у сел. Покваши, на левом берегу реки, наблюдается следующая последовательность слоев* (снизу вверх):

- | | | |
|------------------------------------|--|--------|
| N ₂ kmr 1. | Песчанистые глины ржавого цвета. Приблизительно в средней части пачки слой песчаника мощностью 0,6 м содержит <i>Didacna crassatellata</i> Desh., <i>Monodacna donacoides</i> Andrus., <i>Priopopleura colchica</i> David. и др. | 8—10 м |
| N ₂ kln ₁ 2. | Голубые карбонатные глины с включениями мелкой гальки с <i>Orapnocardium oraphense</i> David., <i>Prosodacna leptopsamata</i> David., <i>Pachyodacna suchumica</i> Andrus., <i>Suchumica gracilis</i> Sen. | 1 " |
| N ₂ kln ₂ 3. | Голубые карбонатные глины с разнообразной фауной: <i>Dreissensia pokweschica</i> Sen., <i>Dreissensia</i> Sen., <i>Congeria</i> sp. n. sp., <i>Didacna medeae</i> David., <i>Chartoconcha postcimmerica</i> David., <i>Pachyodacna suchumica</i> Andrus., <i>Viviparus mandarinicus</i> Sen., <i>Suchumica gracilis</i> Sen. | 4—5 " |

* Этот разрез в литературе известен под названием поквешского.

По фауне пачка 1 датируется киммерием, а пачка 3 — куяльником. Фауна пачки 2 имеет смешанный характер, что дает возможность куяльницкие отложения ущелья р. Гализги по составу фауны разделить на две части: нижние слои, содержащие, кроме куяльницких, также и киммерийские формы, и верхние слои, охарактеризованные типичными куяльницкими формами.

Еще восточнее куяльницкие отложения обнажаются в окрестностях селений Реха и Бедиа. Они представлены темными глинистыми песками и песчаниками. Такой же характер имеют эти образования в полосе Бедиа—Сахахубио, на правом берегу р. Оходжи (Эберзин, 1940). Неполная мощность куяльницких отложений в Абхазии не превышает 20—30 м.

В пределах Южной известняковой полосы и синклиальной депрессии Мегрелии куяльницкие отложения отсутствуют.

В Колхидской низменности эти образования согласно продолжают киммерийские. Представлены они серовато-голубыми глинами с прослоями мелкозернистого песчаника, обогащенного углистыми остатками. В отложениях отмечают *Pachyodacna kujalnicensis* Andrus., *Chartoconcha postcimmerica* David. и др.

Мощность отложений 50—90 м (Лалиев, 1957).

В Гурии хороший разрез куяльницких отложений имеется в окрестностях сел. Гурианта, по одному из притоков р. Скурдуми. Здесь наблюдается следующая последовательность (снизу вверх):

- | | | |
|--------------------------------|---|---------|
| N ₂ km ₁ | 1. Синеватые карбонатные глины с богатой киммерийской фауной: <i>Phyllocardium planum</i> Desh., <i>Panticapaea</i> aff. <i>duboisii</i> C. May, <i>Oxydacna gurianthica</i> Tšel., <i>Arcicardium acardo</i> Desh. и др. | 7—8 м |
| N ₂ kl ₁ | 2. Синеватые карбонатные глины с прослоями мелкозернистого песчаника. Содержат: <i>Didacnomya daliae</i> Tšel., <i>Oxydacna gurianthica</i> Tšel. и др. | 4 „ |
| | 3. Синеватые, слегка глинистые карбонатные песчаники с <i>Oxydacna gurianthica</i> Tšel. | 6 „ |
| N ₂ kl ₂ | 4. Синеватые песчанистые карбонатные глины с богатой фауной: <i>Limnocardium limanicum</i> Krest., <i>L. exlex</i> David., <i>Didacna medeae</i> David., <i>Monodacna pleonexia</i> David., <i>Didacnomya phasiaca</i> David., <i>Valenciennesia postannulata</i> Tšel. и др. | 35—40 „ |
| | 5. Такие же глины, как в пачке 4, но фауна менее богатая: <i>Limnocardium exlex</i> David., <i>Didacna medeae</i> David. | 10—12 „ |
| N ₂ kl ₃ | 6. Синеватые песчанистые глины с многочисленными <i>Dreissensia colchica</i> Kip. | 8—10 „ |
| N ₂ gur | 7. Серые некарбонатные песчанистые трещиноватые глины | 40—50 „ |

По составу фауны куяльницкие отложения описанного разреза подразделяются на три горизонта: к нижнему относятся пачки 2 и 3, содержащие наряду с куяльницкими видами также и киммерийские формы, к среднему — пачки 4 и 5 с типичной куяльницкой фауной, а к верхнему горизонту относится пачка 6 с дрейссениями.

В окрестностях сел. Хварбети, в ущелье р. Хора, под слоями гурийского горизонта залегают глины, переполненные *Dreissensia colchica* Kip., а еще ниже по разрезу желтоватые песчанистые глины содержат богатую куяльницкую фауну.

В окрестностях сел. Гогорети куяльницкие образования представлены в основном песчанистыми глинами, содержащими характерные для среднего горизонта куяльницкие формы. Такой же характер имеют куяльницкие отложения селений Натанеби и Нагобилеви. Эти отложения известны также на берегу р. Орафо, в окрестностях Спотieti.

В бассейне р. Супса куяльницкие отложения встречаются в окрестностях селений Джиханджири и Кокати.

Наиболее южным пунктом распространения куяльницких отложений Гурийской зоны являются окрестности сел. Джиханджури Кобулет-

ского района (Челидзе, 1957). Здесь за глинами с киммерийской фауной согласно следуют среднезернистые полосатые песчаники с фауной *Limnocardium* cf. *extlex* David, *Didacna* cf. *medeae* David. Мощность отложений не превышает 16—17 м.

Из приведенного материала видно, что куяльницкие отложения Колхидского залива имеют еще более ограниченное распространение, чем отложения других ярусов плиоцена. Они по всей площади согласно продолжают киммерийские отложения, в свою очередь с угловым несогласием перекрываясь гурийскими слоями. Мощность куяльницких отложений в центральной части Колхидской низменности достигает 90 м, а в периферийных частях не превышает 20—50 м.

В нижней части куяльницких отложений, на границе с киммерием выделяется поквешский горизонт со смешанным комплексом фауны киммерийского и куяльницкого ярусов. Выше следует горизонт гализги, содержащий типичные куяльницкие формы, а еще выше залегает дрейссенский горизонт. Соответствующие последнему образования в Абхазии (ущелье р. Гализги) или размыты, или в связи с уменьшением бассейна в конце куяльницкого века вовсе не отлагались.

Таким образом, в начале куяльницкого века в бассейне продолжают существовать некоторые киммерийские реликты совместно с представителями этого века. В начале же среднекуяльницкого времени эти реликты исчезают и в бассейне господствующее положение приобретает куяльницкие формы. К концу куяльницкого века вследствие последующего уменьшения и опреснения бассейна, вызванного предгурийской орофазой, кардиумовая фауна исчезает, и в бассейне главную роль приобретают дрейссенсии.

В куяльницких слоях известны и остракоды, из которых можно отметить *Caspiella dorsoarcuata* Liv., *Loxocochna* aff. *djafarovi* Seifn., *Xestoleberis chanakovi* Liv. и др. (Имнадзе, 1950).

По данным П. А. Мчедлишвили (1954), куяльницкая флора представлена в основном листопадными породами и субтропические элементы имеют по сравнению с киммерийскими ограниченное распространение; между куяльницкой и киммерийской флорой имеется тесная генетическая связь.

Гурийский горизонт. В пределах зоны Западного погружения Грузинской глыбы отложения гурийского горизонта распространены только в Колхидской низменности, где они вскрыты буровыми скважинами. По данным А. Г. Лалиева (1957), этот горизонт в основном представлен серыми и темно-серыми глинами и песчанистыми глинами с пропластками мелкозернистых песков и рыхлых конгломератов. Отложения содержат *Didacna* cf. *digressa* Liv., *Monodacna* sp. и др. Мощность не превышает 60—125 м.

В Гурийской подзоне Аджаро-Триалетской складчатой системы гурийский горизонт имеет такое же распространение, что и куяльницкий. В ущелье р. Хора, в окрестностях сел. Хварбети, гурийские отложения, залегающие с угловым несогласием на отложениях куяльника (рис. 29), сложены чередующимися синеватыми карбонатными и песчанистыми глинами. Эти отложения содержат типичную для гурийских слоев *Didacna digressa* Liv. с некоторыми ранее неизвестными в этих отложениях формами: *Dreissensia* ex gr. *colchica* Kir., *Didacnomya postphasiaca* Tšel., *Meganinia praecorrugata* Tšel. Мощность гурийских слоев в этом разрезе достигает 135—150 м. В средней части разреза глины содержат куяльницкие и киммерийские формы, находящиеся в них, судя по сохранности, во вторичном залегании. По мнению Г. А. Квалишвили (1954), куяльницкие формы находятся в гурийских слоях в первичном залегании.

К западу, в ущелье р. Богилии, гурийские песчанистые глины трансгрессивно перекрывают валенсиеннезиевые мергели понтического возраста.

Такой же характер имеют гурийские слои западнее, где их последние выходы известны в окрестностях сел. Шава (Квалиашвили, 1954). Здесь же в окрестностях сел. Лекури выше песчаников с гурийской фауной согласно залегают отложения со смешанной фауной гурийского и чаудинского горизонтов: *Didacna digressa* Liv., *D. triquetra* Liv., *D. tachaudae* Andrus., *D. pseudocrassa* Pav., *Submonodacna hellespontica* Andrus.

В северной полосе Гурийской депрессии гурийские слои представлены песчанисто-конгломератовой толщей с редкими прослоями карбонатных глин; отложения плохо охарактеризованы фауной; мощность их 150—200 м.

В результате орогенической фазы конца куяльницкого века гурийские слои с угловым несогласием налегают на образования куяльницкого яруса.

Из приведенного материала видно, что некоторые куяльницкие формы продолжают существовать в гурийском море, хотя гурийский век характеризуется своеобразной фауной, филогенетические корни которой берут начало с куяльницкого времени. Не менее тесно связана гурийская фауна с чаудинской; некоторые чаудинские формы *Meganinia* sp., *Monodacna gazecae* Andrus., (Челидзе, 1947) появляются уже в гурийское время.

В гурийских слоях встречаются остракоды *Caspicypris centropunctata* Suss., *Cythereis azerbaijanica* Liv., *Cythere pseudoconvexa* Liv. (Имнадзе, 1950).

Флора гурийского века изучена слабо. По данным И. В. Палибина (1930), в это время были распространены хвойные породы, а также лиственные — кавказский дуб, ольха, бук и др.

Современная изученность фауны гурийских слоев не позволяет разделить эти отложения на более мелкие единицы. Переходные слои (Ильин, 1929; Эберзин, 1940; Квалиашвили, 1954) должны быть отнесены к чаудинскому ярусу.

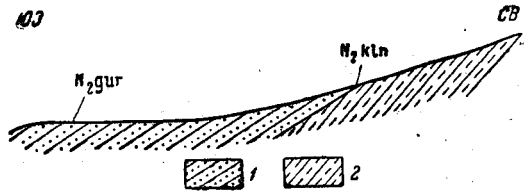


Рис. 29. Геологический разрез у сел. Хварбети (по Г. Ф. Челидзе)
1 — песчанистые глины; 2 — глины

Таким образом, в Западной Грузии плиоценовые отложения пользуются сравнительно широким распространением. В них на основании фауны легко выделяются отложения мэотического, понтического, киммерийского, куяльницкого и гурийского ярусов, которые в свою очередь делятся на отдельные горизонты, что показано на схеме стратиграфии плиоцена Западной Грузии (табл. 26).

В Западной Грузии, начиная с мэотического века вплоть до гурия, происходит постепенное уменьшение размера плиоцевого бассейна, но на фоне общей регрессии иногда наблюдаются трансгрессии, которые по своему масштабу нельзя сравнить с трансгрессиями миоцена и более ранних веков.

Несмотря на то что соленость плиоцевого бассейна постепенно уменьшалась, в нем все же отмечается необычное обилие и разнообразие форм. В этом отношении особого внимания заслуживает киммерий.

Схема стратиграфии плиоцена Западной Грузии

Стратиграфические горизонты			Характерная фауна
Верхний	Гурий	Не подразделяется	<i>Dreissensia</i> ex gr. <i>colchica</i> , <i>Didacna digressa</i> , <i>Didacnomya postphasiaca</i> , <i>Meganinia praecorugata</i> и др.
Средний	Куяльник	Верхний	Дрейссенсиевый <i>Dreissensia colchica</i> , <i>Monodacna</i> sp., <i>Limnocardium</i> sp.
		Средний	Галидзгинский <i>Dreissensia pokweschica</i> , <i>Didacna medeae</i> , <i>Monodacna pleonexia</i> , <i>Didacnomya phasiaca</i> , <i>Limnocardium exlex</i> , <i>Chartoconcha postcimmerica</i> , <i>Valenconnesia postannulata</i> и др.
		Нижний	Поквешинский <i>Oraphocardium oraphense</i> , <i>Prosodacna leptopsamathna</i> , <i>Didacnomya daliae</i> , <i>Oxydacna gurianthica</i> , <i>Pachyodacna suchumica</i> , <i>Suchumica gracilis</i> и др.
	Киммерий	Средний и верхний	Пантикапейский и камышбурский <i>Congerina caucasica</i> , <i>C. abchasica</i> , <i>C. mirabilis</i> , <i>Dreissensia iniquivalvis</i> , <i>Didacna tamanensis</i> , <i>D. crassatellata</i> , <i>Oraphocardium oraphense</i> , <i>Limnocardium moquicum</i> , <i>Monodacna maciae</i> , <i>Prosodacna longiuscula</i> , <i>Pr. leptopsamatha</i> , <i>Prionopleura colchica</i> , <i>Plagiodacna modiolaris</i> , <i>Viviparus</i> sp., <i>Melanopsis</i> sp. и др.
		Нижний	Азовский / Моквикардиумовый <i>Limnocardium primum</i> , <i>Didacna paucicostata</i> var. <i>postpontica</i> , <i>D. planicostata</i> var. <i>zuzica</i> , <i>Prosodacna</i> ex gr. <i>prionopleura</i> , <i>Kaladacna</i> aff. <i>steindachneri</i> и др.
Нижний	Понт	Верхний	Босфорский <i>Congerina digitifera</i> , <i>Limnocardium subsquamulosum</i> , <i>L. emarginatum</i> , <i>Paradacna abichi</i> , <i>P. aff. stratonis</i> , <i>Prosodacna</i> cf. <i>fischeri</i> , <i>Didacna incerta</i> , <i>Plagiodacna davidachvili</i> и др.
		Нижний	Новорисский <i>Congerina subrhomboidea</i> , <i>C. minor</i> , <i>C. digitifera</i> , <i>Dreissensiomya aperta</i> , <i>Pseudocatillus pseudocatillus</i> , <i>Paradacna abichi</i> и др.
			Бийский <i>Congerina rhomboidea</i> , <i>C. rumana</i> , <i>Arpadicardium peregrinum</i> , <i>Ar. megrelicum</i> , <i>Pseudocatillus pseudocatillus</i> , <i>Chartadacna prometei</i> , <i>Ch. pontica</i> и др.
	Мэотис	Верхний	Субперстесовый <i>Congerina subnovorossica</i> , <i>C. tournoueri</i> , <i>C. novicula</i> , <i>C. panticapaea</i> , <i>Mactra subperstes</i> , <i>Cardium</i> aff. <i>mithridatis</i> и др.
Нижний		Метридативный <i>Syndesmya tellinoides</i> , <i>Modiola volhynica</i> var. <i>minor</i> , <i>Venerupis abichi</i> , <i>Cardium mithridatis</i> , <i>Congerina subnovorossica</i> , <i>Ostrea</i> sp. и др.	

Вместе с тем отдельные участки плиоценовых бассейнов характеризовались разной соленостью, что могло быть обусловлено наличием в них многочисленных островов (Л. Ш. Давиташвили) или, что более вероятно, наличием многочисленных и полноводных рек. Современная гидрографическая сеть в полосе Южного склона Большого Кавказа, по всей вероятности, к этому времени в основном была выработана.

Плиоценовые отложения Восточной Грузии, за исключением акчагыла, как это будет видно ниже, представлены континентальными фациями.

Мэотис Западной Грузии обнаруживает определенное сходство с мэотическими отложениями Южной Украины, Крыма, Керчи, Тамани, Кубани и района г. Ставрополя при условии отнесения капканского горизонта В. П. Колесникова к верхнему сармату с той только разницей, что мэотические отложения Западной Грузии делятся на два горизонта.

Выделение евпаторийского горизонта в нижней части нижнего понта Грузии не представляется возможным. Этот горизонт, и по мнению Л. Ш. Давиташвили, представляет собой местную фацию, пока известную в г. Евпатории. Хорошо фиксируется в Западной Грузии субромбовидный горизонт. С большой долей вероятности можно предположить соответствие бийского горизонта Мегрелии с нижней частью понтических отложений Тамани и Керчинского полуострова.

Киммерийский ярус делится на три подъяруса. В нижней части киммерийских отложений Грузии сравнительно хорошо фиксируется только азовский горизонт.

Куяльницкие отложения Западной Грузии четко делятся на три горизонта. Галидзгинский горизонт, по всей вероятности, соответствует нижней части одесского куяльника, а дрейссенсиевый — верхней его части.

Гурийские слои, кроме Западной Грузии, констатированы на Керчинском полуострове, где осадки характеризуются большим количеством пресноводных форм, что свидетельствует о более опресненном характере этого участка гурийского бассейна. Особый интерес представляют гурийские отложения Чегерчского разреза. Они охарактеризованы типичным гурийским *Didacna digressa* Liv. и налегают на таманские слои с *Avimactra subcaspia* (Эберзин, 1940).

Мэотические отложения хорошо представлены и на территории Азербайджанской ССР — в Кобыстане. Здесь часть бюргутской свиты относится к этому ярусу (Вебер, 1952). Хорошо развит на территории Азербайджанской ССР также понт, причем верхний понт — бабаджанский горизонт и босфорский горизонт Западной Грузии фаунистически резко различны, что объясняется полной изоляцией бассейнов. Вследствие изоляции Черноморского и Каспийского бассейнов параллелизация более молодых отложений затруднительна. Время отложения продуктивной толщи, по всей вероятности, соответствует киммерию. Куяльницкая фауна обнаруживает определенное сходство с апшеронской. Однако их параллелизации препятствует то обстоятельство, что в Черноморском бассейне за киммерием следует куяльник, а в Каспийском бассейне под апшеронскими отложениями залегает акчагыл, часть которого, несомненно, соответствует таманским слоям Черноморского бассейна.

Гурийские слои с большей долей вероятности можно параллелизовать с апшероном, так как они согласно перекрыты чаудинскими и бакинскими отложениями, фауна которых обнаруживает большое сходство.

Восточная зона погружения Грузинской глыбы

Плиоценовые отложения этой зоны представлены в основном континентальными образованиями, за исключением нижнего течения р. Иори, где они охарактеризованы морской фауной.

По сравнению с другими осадками неогена они имеют широкое развитие и претерпевают резкие фациальные изменения. Поэтому в различных районах они носят разные названия и их возраст трактуется по-разному. Развитые в Карталинской депрессии конгломераты плиоцена впервые Дюбуа де Монпере были выделены (1839—1843) под названием нагельфлю по стратиграфической схеме альпийского неогена. Так же называет их и Г. Абиш (1873, 1882, 1887). Э. Фавр (1875) эти конгломераты относит к четвертичной системе, а Фурнье (1896) считает плиоценом.

Континентальные образования плиоцена Карталинской депрессии изучались В. П. Ренгартемом (1932), который всю серию конгломератов, согласно следующих за верхним сарматом, выделил под названием душетской свиты и отнес их к плиоцену. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1896) эти образования сравнивал с молассами Альп и датировал миоценом. С. С. Кузнецов эти мощные «надсарматские» образования считает понтическими. М. И. Варенцов (1950) значительно расширяет возрастные пределы конгломератов душетской свиты, относя их к стратиграфическому интервалу от мэотиса до апшеронского яруса включительно.

Эквивалентные осадки на Цив-Гомборском хребте и Гаре-Кахетии вместе с акчагылом Л. Ф. Бацевич (1878) и С. Е. Симонович (1898) объединяли в сарматский ярус. В последующем эти осадки детально были изучены А. Н. Рябининым (1911, 1913), который всю серию континентальных осадков Цив-Гомборского хребта, начиная с верхнего сармата до акчагыла включительно, отнес к верхнему миоцену, а в Прииорской полосе Гаре-Кахетии в аналогах этих осадков выделил пресноводную толщу, названную А. В. Ульяновым (1929 г.) ширакской свитой, и акчагыльский ярус.

Ширакскую свиту А. Н. Рябинин подразделяет на две части: верхнюю — конгломератово-глинистую, или слой с *Unio flabellatus*, и нижнюю — песчано-глинистую, или нефтеносный горизонт.

Верхнюю часть А. Н. Рябинин отождествляет с верхними пресноводными молассами Швейцарии и датирует как мэотис, а нижнюю песчано-глинистую часть также относит к мэотису.

Впоследствии стратиграфическая схема плиоцена Восточной зоны погружения уточнялась А. В. Ульяновым (1932, 1933), Н. Б. Вассоевичем (1931, 1939), Н. А. Кудрявцевым (1932), К. С. Масловым, И. Э. Карстенсом (1930, 1934), А. И. Джанелидзе (1949) и др.

М. И. Варенцов (1950) конгломераты Карталинской депрессии сначала описывал как верхний сармат, а потом как конгломераты миоплиоцена. В литературе укоренилось название душетской свиты, стратиграфическое положение которой теперь всеми исследователями определяется в основном как мэотис—понт.

Отложения душетской свиты (N_2d) широкое развитие имеют в Карталинской депрессии. Они хорошо обнажаются в бассейнах рек Проне, Лианви, Меджуда, Лехура, Ксани и Арагви, где представлены мощными пачками (10—50 м) плохо отсортированных и хорошо сцементированных конгломератов с разделяющими их прослоями (2—4 м) пестроцветных глин и грубозернистых песчаников. Конгломераты состоят главным образом из хорошо окатанных галек и валунов светлых, серых и красноватых известняков, темно-зеленых и черных кремней и буро-

вато-серых песчаников мелового флиша, темно-серых сланцев и редко порфиристов юры.

В нижней части свита выражена главным образом мелко- и среднегалечными, крепко сцементированными конгломератами. В верхней части преобладают слабо сцементированные, плохо отсортированные крупногалечные конгломераты. Песчаники обычно крупнозернистые и рыхлые. Глины и алевролиты мало отличаются от пород нацхорской свиты верхнего сармата. Здесь наблюдается увеличение пестроцветных глин. Глины содержат в большом количестве обуглившиеся растительные остатки в виде отпечатков листьев, стеблей и др. Из фауны в них часто встречаются представители как наземных (*Helix*), так и пресноводных (*Planorbis*) моллюсков. Кроме того, Л. К. Габуния (1959) отмечает фауну позвоночных: *Tragocerus* ex gr. *leskevitschi* Boris., *T. sp.*, *Phronetragus* sp., *Ph. arknetensis* Gabunia, *Gazella* cf. *gaudryi* Schlosser, *Gazella* sp., *Dicrocerus salomeae* Gabunia, *Cervus* sp., *Giraffidae*, *Sus* sp., *Hipparion* sp. cf. *garedzicum* Gabunia (сел. Аркнети). Эта фауна указывает скорее всего на мэотис.

На северном борту Карталинской депрессии душетская свита в нисходящем разрезе согласно переходит в верхний сармат, верхи которого в этой полосе представлены также мощными слоями конгломератов. В южном же направлении, от периферии северного борта депрессии (сел. Громи) верхи верхнего сармата и низы душетской свиты замещаются песчано-глинистой фацией типа нацхорской свиты. Исходя из этого значительную часть разреза песчано-глинистых осадков нацхорской свиты Громской полосы по возрасту следует сопоставить с осадками душетской свиты. Поэтому граница между этими свитами, отбивающаяся лишь по появлению мощных пачек конгломератов, носит весьма условный характер.

Мощность душетской свиты колеблется от 100 до 2000 м.

В восточном направлении конгломераты душетской свиты непрерывно тянутся через Эрцойскую котловину до южного склона Цив-Гомборского хребта включительно. Здесь конгломераты согласно залегают на континентальных осадках верхнего сармата и в отличие от Карталинской депрессии сверху покрываются также конгломератами алазанской серии, залегающими местами несогласно.

Аналоги душетской свиты широко развиты на склонах хребтов Циви, Копала и представлены хорошо окатанными средне- и крупногалечными конгломератами. С конгломератами редко чередуются плохо слоистые зеленовато-бурые или буровато-серые песчаные глины и грубозернистые песчаники. Эти конгломераты Цив-Гомборского хребта трудно отличимы от ниже и выше залегающих конгломератов, вследствие чего разные авторы их датируют по-разному и описывают под различными названиями.

А. Н. Рябинин (1911, 1932) конгломераты Цив-Гомборского хребта относит к верхнему неогену — от верхнего сармата до верхнего плиоцена включительно. Н. Б. Вассоевич (1931) эту серию конгломератов выше среднего сармата описывает под названием конгломератов хребта Елеби и относит к верхнему сармату, мэотису и нижнему понту. И. Э. Карстенс (1932, 1934) выделяет их под названием алазанской серии и датирует мио-плиоценом. Н. А. Кудрявцев (1933) под алазанской серией подразумевает лишь молодые конгломераты Цив-Гомборского хребта, возраст которых определяется акчагыл-апшероном.

К. С. Маслов (1933) нижнюю песчано-глинистую часть конгломератов Цив-Гомборского хребта с частыми прослоями конгломератов, согласно следующую за средним сарматом, описывает под названием свиты ялно и датирует как верхний сармат. Выше залегающие конгло-

мераты под названием ялно-циви К. С. Маслов помещает между верхним сарматом и акчагылом и относит к мэотис-понтю.

В. Я. Эдилашвили (1945) конгломераты Цив-Гомборского хребта относит к акчагыл-апшерону и отмечает их несогласное залегание на конгломератах ялно-циви (мэотис—понт) и более древних породах Цив-Гомборского хребта.

А. И. Джанелидзе (1949) конгломераты Цив-Гомборского хребта вместе с алазанской серией считает континентальными осадками, образовавшимися в результате непрерывного процесса осадконакопления от среднего сармата до акчагыльского яруса.

Несмотря на такие разногласия во взглядах на стратиграфию конгломератов Цив-Гомборского хребта, всеми исследователями по литологическим признакам признается их следующее деление:

- | | |
|--|-------------|
| 1. Нижняя часть, согласно залегающая на фаунистически охарактеризованных слоях среднего сармата, представлена чередованием глин и песчаников с частыми прослоями конгломератов | 1500 м |
| 2. Выше залегающая толща сложена мощными пластами крепко сцементированных, хорошо отсортированных конгломератов с тонкими прослоями глин и песчаников | 1000—1400 „ |
| 3. В верхней части развиты слабо сцементированные, плохо отсортированные, мелко- и среднегалечниковые конгломераты с неравномерно разбросанными валунами и глыбами и с линзовидными прослоями и линзами рыхлых песчаников, песков и глин | 1400 „ |

Верхнесарматский возраст нижней части разреза (слой 1), кроме стратиграфического положения, подтверждается постепенным переходом ее в нацхорскую свиту верхнего сармата в западном направлении (Карталинской депрессии) и замещением морскими осадками того же возраста в восточном направлении (в Прииорской полосе Гаре-Кахетии).

Залегающие выше конгломераты (слой 2) в западном направлении постепенно переходят в душетскую свиту. Здесь они в отличие от отложений душетской свиты наряду с меловым флишем Большого Кавказа содержат материал флиша Цив-Гомборского хребта и основных вулканоогенных пород. Количество последних в восточном направлении настолько увеличивается, что они являются основным компонентом конгломератов мэотис-понта. Эти конгломераты по разрезу сел. Дзвели-Анага, по данным К. Г. Чубинишвили (1958), согласно залегают на микрофаунистически охарактеризованных слоях верхнего сармата, которые по своему составу идентичны конгломератам ширакской свиты Млашисхеви-Мирзаанской полосы Гаре-Кахетии. Последние, как и конгломераты сел. Дзвели-Анага, состоят в основном из порфиристов, среди которых встречаются и обломки известняков верхней юры и верхнего мела.

Следует отметить, что на восточном погружении Цив-Гомборского хребта эти конгломераты покрываются (местами несогласно) слабо сцементированными конгломератами алазанской серии, которые в юго-восточном направлении (к юго-востоку от сел. Кеди) непосредственно замещаются морскими отложениями апшерон-акчагыла, трансгрессивно налегающими на размытую поверхность ширакской свиты. Таким образом, конгломераты собственно Цив-Гомборского хребта, залегающие между верхним сарматом и алазанской серией в Кахетии, непосредственно переходят в песчано-глинисто-конгломератовые пресноводно-континентальные отложения ширакской свиты, занимающие такое же стратиграфическое положение.

Ширакская свита. Отложения ширакской свиты имеют широкое развитие в Гаре-Кахетии, и здесь впервые были изучены

А. Н. Рябининым (1911 г.). Они обычно согласно следуют за верхним сарматом и в отличие от душетской свиты и конгломератов Цив-Гомборского хребта представлены в основном глинисто-песчанистыми пресноводно-континентальными осадками с прослоями конгломератов. Конгломераты встречаются в верхней части свиты в прилегающей к южному склону Цив-Гомборского хребта Ламбало-Мирзаанской полосе. Здесь конгломераты занимают почти везде одинаковое стратиграфическое положение, на основании чего еще А. Н. Рябинин подразделил ширакскую свиту на два горизонта. Это деление подтвердилось и петрографическими данными (Чубинишвили, 1958).

Верхняя часть ширакской свиты мощностью 800—900 м представлена чередованием мощных пачек конгломератов, песчаников и глин. Всего в этой части свиты выделяется 12 песчанисто-конгломератовых горизонтов, из которых три верхних являются основными нефтеносными горизонтами в районе Мирзаани.

Конгломераты состоят главным образом из хорошо окатанных галек основных эффузивных пород, среди которых часты гальки мелового флиша и рифовых известняков верхней юры. Глины и песчаники очень богаты пироксенами, на основании чего верхняя часть ширакской свиты получила название пироксенового отдела свиты.

Нижняя часть ширакской свиты мощностью 900—1100 м представлена чередованием глин, алевролитов и песчаников с редкими прослоями микроконгломератов, со значительным преобладанием глин. Часто ее называют беспироксеново-баритовой толщей.

В нижней части свиты выделяются 27 песчанистых горизонтов, из которых несколько нижних горизонтов также обычно являются нефтеносными.

В южном и юго-восточном направлениях от описанной выше Млашисхеви-Мирзаанской полосы количество и мощность конгломератовых пачек постепенно уменьшаются и уже в Кода-Швиндискельной полосе сохраняются лишь в самых верхах свиты. Еще южнее, в Прииорской полосе, конгломераты совершенно исчезают и вся свита мощностью более 2000 м представлена чередованием глин, алевролитов и редко песчаников. Последние развиты в основном в верхах верхнего отдела свиты.

На правобережье р. Иори отложения ширакской свиты развиты до северного склона хребта Чобан-даг, южнее которого в Западном Азербайджане на левом берегу р. Куры они отсутствуют и акчагыл трансгрессивно налегает на более древние горизонты неогена и палеогена, начиная от верхнего сармата до олигоцена включительно. Наряду с размытием отсутствие осадков ширакской свиты на левобережье р. Куры, по-видимому, имеет первичный характер.

Акчагыльский ярус. В Прииорской полосе Гаре-Кახетии отложения ширакской свиты с угловым несогласием трансгрессивно покрываются акчагылом (рис. 30), который выражен здесь в двух фациях: морской и континентальной.

Морские отложения акчагыла развиты к югу от Млашисхеви-Ширакской полосы вплоть до южного склона хребта Чобан-даг. На западе они распространяются до Гардабани-Вазианского района и трансгрессивно перекрывают все более и более древние горизонты — от верхнего миоцена до майкопа включительно (рис. 31).

В западных и северных районах Гаре-Кახетии морская фауна встречается в самых низах яруса; в южном и юго-восточном направлениях морские осадки охватывают все более молодые горизонты вплоть до самых верхов яруса у северо-западных берегов Мингечаурского водохранилища. В пределах указанной территории морские отложения

представлены песчано-глинистыми осадками с прослоями конгломератов и претерпевают заметные фациальные изменения как по простиранию, так и в восходящем разрезе. Однако, несмотря на фациальную изменчивость осадков во всех районах Прииорской полосы, морские отложения четко подразделяются на три литологических горизонта.

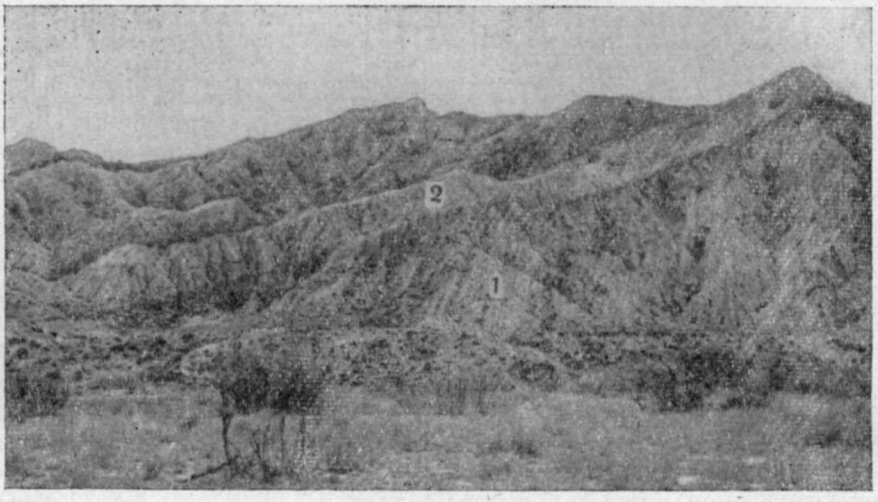


Рис. 30. Трансгрессивное залегание акчагыла у горы Коджириси
1 — ширакская свита; 2 — акчагыл

1. Нижний горизонт представлен базальными конгломератами мощностью от 3 м на западе (Удабно) до 170 м на востоке (левобережье р. Алазани).

2. Средний горизонт мощностью 200—350 м представлен серыми и буровато-серыми глинами, ржаво-бурыми, желтоватыми и серыми песчаниками с прослоями вулканического пепла (0,5—3,0 м).

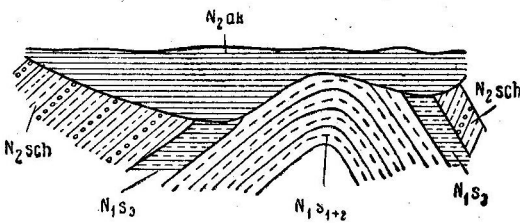


Рис. 31. Трансгрессивное залегание акчагыла в Мцаре-Хеви на горизонтах сармата и нижнего плиоцена (по Д. А. Булейшвили)

3. Верхний горизонт мощностью 100—250 м представлен также чередованием аналогичных глин и песчаников с прослоями мощных пластов конгломератов. Конгломератами заканчивается разрез акчагыльского яруса.

Особенно широкое развитие имеют конгломераты в этой части разреза в юго-

восточных районах (горы Коджириси, Бурдамта, Коцахурис-еади, Назарлеби, Шираки, Пантишара, Камрой и др.), где мощность отдельных пачек конгломератов достигает 50 м.

Как средний, так и верхний горизонты в упомянутых районах хорошо охарактеризованы в количественном отношении богатой, но по видовому составу бедной фауной моллюсков, из которой следует отметить *Avimactra subcaspi* Andrus., *Avimactra carabugasica* Andrus., *A. ossosovi* Andrus., *A. imago* Andrus., *Cardium dombra* Andrus., *C. elegantulum* Usp., *C. nikitini* Andrus., *Potamides caspius* Andrus.

В песчано-глинистых осадках в большом количестве встречаются также растительные остатки: *Populus tremula* L., *Ostria carinifolia* Scol., *Fagus orientalis* Lipsky, *Zelkova crenata* Spoch., *Ligustrum vulgare* L., *Salix caprea* L. и др.

Мощность морских осадков акчагыла колеблется в пределах 400—800 м.

В северо-западном и северном направлениях от Приорской полосы морские отложения полностью замещаются континентальными образованиями со значительным увеличением грубообломочных пород. Особенно широкое развитие приобретают конгломераты, которые в упомянутых направлениях от Приорской полосы спускаются до самых низов разреза.

Глины становятся песчанистыми, местами замещаются суглинками, а конгломераты — плохо отсортированными и слабо сцементированными. Разрез богат растительными остатками, в глинах же изредка встречаются наземные формы гастропод. В единичных случаях были найдены также остатки костей позвоночных.

Апшеронский ярус. Отложения апшеронского яруса также представлены двумя фациями: морской и континентальной. Морские прибрежно-мелководные осадки развиты в Приорской полосе Гаре-Кахетии по нижнему течению р. Иори к востоку от г. Коджириси вплоть до р. Алазани (горы Хмелимта, Бурдамта, Коцахурискеди, Назарлеби, Нагорбистави, Камрой). По всей этой полосе они согласно налегают на фаунистически охарактеризованные слои акчагыла. Литологически морские отложения представлены мощными пачками конгломератов, песков, суглинков и реже буровато-серых глин. В западных разрезах Приорской полосы (горы Коджириси, Коцахурискеди) смешанная морская и пресноводная фауна встречается в низах разреза. К востоку фауна встречается и в более высоких горизонтах разреза, но большая верхняя часть разреза носит явно континентальный характер. Мощность апшеронского яруса на западе (горы Коджириси и Хмелимта) не превышает 200—250 м, в районе Коцахурискеди она достигает 350 м. Одновременно в восточном направлении увеличивается роль глинистых пород и суглинков.

На южном склоне хребта Каладараси, в Медвежьем овраге, по данным З. Л. Маймин (1932, 1936), выше морского акчагыла следуют:

1. Глины песчанистые с прослоями песков, песчаников и суглинков с фауной: *Adacna incipiens* Andrus., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dreissensia* ex gr. *rostriformis* Desh., *Neritina litudata* Eichw., *Melanopsis*, *Planorbis*, *Helix*, *Unio*, *Ostracoda*, *Bryozoa*. В глинах часты также растительные остатки *Picea orientalis* Carr., *Quercus pedunculata* Ehrh., *Fagus orientalis* Lipsky, *Zelkova crenata* Spoch., *Acer ibericum* M., *Corilus colurna* L. 350 м
2. Глины, пески и суглинки со значительным преобладанием суглинков и прослоями в самых верхах разреза маломощных слабо сцементированных конгломератов (3—4 м), состоящих главным образом из галек осадочных пород. 200 „

В крайних восточных и юго-восточных выходах отложений апшеронского яруса на южном склоне хребта Юмру-тапа и на северо-восточном крыле Палантюканской антиклинали апшерон полностью представлен морской фацией. Здесь, по данным Н. А. Билалова, разрез мощностью 800 м сложен светло-бурыми и буровато-серыми глинами с прослоями желтоватых и желтовато-бурых песчаников и песков. В верхней части разреза редко встречаются незначительные прослои конгломератов. В средней части разреза наблюдаются два прослоя туфогенного песчаника.

В северном, северо-западном и южном направлениях от Прииорской полосы морские осадки апшерона постепенно сменяются вначале прибрежно-пресноводными, а затем типичными континентальными образованиями с наземной фауной. Континентальная фация апшеронского яруса литологически выражена толщиной конгломератов с прослоями песков и суглинков, с редкими обломками раздавленных раковин наземных моллюсков.

К югу от р. Иори в составе конгломератов преобладает туфогенный материал Триалетских гор, к северу же, в Ламбало-Мирзаанской полосе, — меловой флиш.



Рис. 32. Трансгрессивное залегание алазанской серии на верхнеюрских известняках Цител-Цкарройского массива

Таким образом, отложения как ачкагыльского, так и апшеронского ярусов Гаре-Кахетии в северном направлении постепенно замещаются континентальными образованиями, в которых основную массу представляют конгломераты.

Эта мощная свита (1400—1600 м) конгломератов с прослоями суглинков широко развита на Цив-Гомборском хребте, где она образует слабо дислоцированный структурный этаж от правобережья р. Алазани до южного склона хребта включительно в виде огромного антиклинального поднятия. Эти конгломераты, известные в литературе под названием алазанской серии, несогласно налегают на более древние слои — от аналогичных континентальных образований мэотис-понта до юры включительно (рис. 32).

В отличие от более южных разрезов на Цив-Гомборском хребте особенно возрастает роль конгломератов и прослоев суглинков. Конгломераты, крупногалечные или валунные, обычно плохо сцементированные глинистым веществом, состоят из галек и валунов, известковистых песчаников и известняков. В конгломератах местами наблюдаются линзовидные прослои вулканического пепла.

По данным К. Г. Чубинишвили (1958), конгломераты алазанской серии «по структурным и морфологическим признакам почти не отли-

чаются от грубообломочных толщ мио-плиоцена». Однако по вещественному составу они резко отличаются от них, тогда как конгломераты алазанской серии и акчагыла и апшерона Гаре-Кახетии являются идентичными. Если в составе конгломератов алазанской серии и акчагыла и апшерона основную массу составляет материал карбонатных пород неокома, турона, сенона и дат-палеоцена Южного склона Большого Кавказа с примесью рифовых известняков и редко порфиров, то в составе конгломератов мио-плиоцена значительное место занимает материал основных вулканогенных пород байоса, а местами они даже преобладают над другими породами (сел. Кеди).

Таким образом, в Восточной зоне погружения Грузинской глыбы плиоцен представлен главным образом континентальными образованиями, которые как пространственно, так и в восходящем разрезе терпевают резкие фациальные изменения. Поэтому в различных районах межгорной впадины отложения плиоцена описываются под разными названиями (надсарматские конгломераты, душетская свита, мио-плиоцен, свита циви, свита ялно-циви, ширакская свита, алазанская серия и др.).

Хорошо наблюдается постепенный переход конгломератов душетской свиты в отложения мио-плиоцена Цив-Гомборского хребта. Последние незаметно сменяются осадками ширакской свиты, на что справедливо указывал И. Э. Карстенс еще в 1932 г. Впоследствии это предположение было подтверждено К. Г. Чубинишвили (1958).

Возраст ширакской свиты по стратиграфическому положению (между верхним сарматом и акчагылом) и остаткам позвоночных определяется мзотис-понтон, хотя М. Г. Агабеков, А. В. Ахмедов и другие исследователи верхнюю конгломератовую часть ширакской свиты по возрасту приравнивают к продуктивной толще Азербайджана, залегающей между понтон и акчагылом.

Такой вывод может быть приемлем в отношении краснокогодской свиты, представленной также конгломератами, согласно следующими за верхним пироксеновым отделом ширакской свиты, и рассматриваемой нами как местная фация среднего плиоцена.

Аналоги же ширакской свиты (душетская свита, мио-плиоцен и др.) мы должны рассматривать как нижний плиоцен, а континентальные отложения алазанской серии относить к акчагыл-апшерону. Это хорошо подтверждается постепенным переходом конгломератов алазанской серии в морские отложения акчагыл-апшерона на восточном продолжении Цив-Гомборского хребта в районах сел. Кеди, Архилоскало и Патара Шираки.

*Ахалцихская подзона Аджаро-Триалетской складчатой системы
и Джавахетская зона Артвинско-Болнисской глыбы*

Совершенно отличной от нормально-терригенных осадков межгорной впадины фацией представлен плиоцен в Ахалцихской депрессии и смежных с нею районах Южной Грузии. К нижнему плиоцену здесь относят верхнюю часть туфообломочной годердзской свиты и вышелегающие мощные андезито-дацитовые и дацитовые лавы и сопровождающие их туфообломочные породы. По данным Н. И. Схиртладзе (1958), эти лавы и их туфообломочные накопления по петро-химическому характеру проявляют большое сходство с туфообломочной толщей годердзской свиты, что свидетельствует о едином цикле эффузивного вулканизма, начавшегося в верхнем миоцене и закончившегося в конце нижнего плиоцена.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения в Грузии распространены следующим образом. Морские отложения развиты на побережье Черного моря в виде террас и в Колхидской низменности, где они погребены под аллювиальными и болотными отложениями. Аллювиальные отложения слагают как речные террасы, так и аллювиальные равнины и развиты шире других фаций. Ледниковые отложения встречаются только в высокогорной зоне Большого Кавказа и в некоторых местах Малокавказского нагорья. Озерные отложения довольно часто встречаются в Южной Грузии и в районе г. Тбилиси.

Изучение четвертичных отложений в Грузии началось в 1914 г. (Рейнгард, 1914, 1925). В 1925 г. А. И. Джанелидзе описал террасы р. Куры и озерные отложения в окрестностях г. Тбилиси. В дальнейшем при различных геологических исследованиях, в особенности же при геологической или геоморфологической съемках, много внимания уделяли четвертичным отложениям А. И. Джанелидзе (1940, 1941, 1949), В. П. Ренгартен (1932), П. Д. Гамкрелидзе (1949, 1954, 1960), Л. И. Марушвили (1938, 1953, 1956 и др.), Д. В. Церетели (1954, 1958, 1959), Н. А. Кудрявцев, В. Э. Ливенталь (1931, 1934), О. Н. Михайловская (1934), С. Н. Михайловский (1927), В. Е. Пахомов (1934, 1937), Э. В. Шанцер (1940), А. Г. Эберзин (1937), Г. Ф. Челидзе (1955), В. Я. Эдилашвили, И. Р. Кахадзе и Д. М. Мшвениерадзе (1951), В. И. Курочкин, Н. А. Канделаки, А. Г. Лалиев (1957), Л. В. Когошвили (1951, 1960) и др. дают довольно полные сведения по отдельным районам, но без корреляции с другими районами Грузии. Поэтому четвертичные отложения недостаточно освещены в обобщающих работах А. Л. Рейнгарда (1941) и Л. А. Варданянца (1948).

Первая сводка по четвертичной системе Грузии (неопубликованная) была дана И. Р. Кахадзе в 1950 г. Эта работа широко использована нами, но в схему корреляции речных террас пришлось внести некоторые изменения на основании новых материалов. Эти материалы с учетом стратиграфии четвертичных отложений Северного Кавказа облегчили нам составление корреляционных схем для морских, речных и ледниковых отложений.

Конечно, эти схемы несовершенны, так как использованный материал по своему значению неоднороден. В будущем при изучении четвертичных отложений Грузии следует шире использовать геоморфологический, археологический, палеонтологический и абсолютно-хронологический методы.

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На побережье Черного моря полоса шириной 15—20 м обычно занята современным песчано-галечным пляжем. На Колхидской низменности за пляжем располагаются свежие песчаные дюны в полосе шириной 0,5—2 км. Более старые дюны встречаются дальше. На Абхазском и Гурийско-Аджарском побережье за пляжем следует полоса прибрежных четвертичных террас. По направлению к Колхидской низменности террасы погружаются и согласно данным глубоких скважин отложения располагаются в нормальной стратиграфической последовательности.

Абхазия. На Абхазском побережье, в окрестностях г. Гагра и сел. Мюссера, имеется девять террас. Самые верхние, дочаудинские, расположены на абсолютных высотах 450—900 м, 290—310 м и 240—250 м.

Нижняя чауда (Q_1c_1). В районе г. Сухуми нижняя чауда дислоцирована. Около устья р. Гумисты известны песчанистые глины (2 м) и глинистые пески (4 м) с *Didacna* cf. *baeri-crassa* Pavl., *Dreissensia polymorpha* Pavl., *Syndesmya ovata* Phill. и др., которые падают на юг под углом 12—15° и местами опускаются ниже уровня моря.

Верхняя чауда (Q_1c_2). Более молодой должна быть терраса высотой 210—215 м в районе городов Сухуми и Нового Афона и 170—210 м — у сел. Мюссера. По положению террасы выше древнеэвксинской ее можно отнести к верхней чауде.

Более молодые террасы с галечниковым покровом развиты шире и в связи с дифференцированными поднятиями у равнинных побережий (г. Гудаута) располагаются ниже, чем у гористых. Различают пять главных террас, иногда с промежуточными ступенями.

Древнеэвксинская терраса (Q_2). В районе сел. Мюссера она развита на высоте 120—130 м, у Сухуми — на высоте 110 м, у Нового Афона — 120 м, а около Гудаута — 70—75 м. В ее песчано-галечном наносе известны остатки ашельской культуры.

Древнеэвксинско-узунлярская терраса (Q_2) образует ступень высотой 60—70 м около г. Гагра, 70 м около г. Нового Афона, 45—50 м у г. Гудаута и 45—48 м у г. Сухуми. В ее галечнике обнаружена мустьерская культура.

Соответствующая терраса в районе г. Туапсе (40—50 м) содержит древнеэвксинскую (*Didacna naliokini* Wess., *D. baeri-crassa* Pavl., *Dreissena caspia* Eichw.) и узунлярскую (*Cardium edule* L.) фауны.

Карангатская высокая терраса (Q_2), с остатками мустье, залегает на высоте 20—28 м у городов Сухуми и Гудаута, на высоте 14—24 м около г. Гагра и сел. Мюссера, а местами (сел. Келасури) как будто и выше (33—40 м). По-видимому, образование террасы началось в конце узунлярского времени (*Didacna* ex gr. *crassa* Eich. и др. около г. Гудаута) и завершилось в карангате (*Venus gallina* L., *Lucina lactea* L., *Cardium tuberculatum* L. и др. около г. Адлера).

Карангатская низкая терраса (Q_2) развита значительно шире предыдущих на высотах 8—12 м и археологически относится к верхнему палеолиту.

Образование этой террасы отделено значительным промежутком времени от самой нижней, новочерноморской террасы, в течение которого происходило углубление долин, а затем аккумуляция аллювия (в низовьях р. Бзыби мощность аллювия в переуглубленном русле до 70 м). Аналогичное явление наблюдается и в Крыму. Возможна также параллелизация с I террасой р. Кубани, в цоколе которой в современных врезанных меандрах отчетливо наблюдается древнее заполненное русло.

Новочерноморская терраса (Q_4) образует ступень на высоте 4—6 м и содержит фауну современного Черного моря. Археологически она относится к бронзовому веку или началу железного века.

Восточнее р. Кодори морские террасы трудно отделимы от речных. Здесь отмечают пять террас на высотах 8—10, 30—35, 90—150, 161—170 и 200—240 м, по-видимому соответствующих низкой и высокой карангатской, древнеэвксинской и чаудинской террасам, а последняя терраса (скульптурная), вероятно, дочетвертичная.

Колхидская измененность. В Колхидской измененности морфологически хорошо выраженные низкие террасы Абхазии погружаются под молодые отложения. Аналогичным образом должны вести себя и более древние террасы, поскольку глубокими скважинами в районе г. Поти (Лалиев, 1957) выявлен следующий полный разрез мощных четвертичных отложений.

Чауда ($Q_1\check{c}$). Темно-серые песчанистые глины и пески с прослоями более грубых песков и микроконгломератов с *Didacna tschoudae* Andr., *D. baeri-crassa* Pavl., *Dreissensia tschoudae* Andr. и др. мощностью 45—125 м. Чаудинские слои дислоцированы согласно с гурийскими.

Древнеэвксинский горизонт (Q_2). Серые песчанистые глины и пески с *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *Monodacna* ex gr. *colorata* Eichw. и др. мощностью 85—100 м.

Узунлярский горизонт (Q_2). Фаунистически не выделяется, и поскольку в скважинах ему соответствует интервал отложений всего в 6 м, он может и отсутствовать. С другой стороны, наличие в Абхазии узунлярской террасы плохо согласуется с таким допущением.

Карангатский горизонт (Q_2). Светло-серые, сильно песчанистые глины и темно-серые песчанистые глины с *Venus gallina* Lk., *Mastra subtruncata* da Costa var. *trigonula* Rep. и др., мощностью 25—30 м.

Новоэвксинский горизонт (Q_3). Черные и серые, иногда зеленоватые глины и пески с *Monodacna pontica* Eichw., *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw. и др. мощностью 85—100 м.

Древнечерноморский горизонт (Q_4). Мелкозернистые, сильно глинистые, темные пески и пластичные песчанистые глины с редкими прослоями грубых песков с *Venus gallina* L., *Nassa reticulata* L. и др. мощностью 20—25 м.

Выше на побережье залегают пески и песчаные дюны, а в центральной, большей части низменности — аллювиальные и болотные отложения.

Гурия и Аджария. К юго-западу от Колхидской низменности, в Гурии и Аджарии, морские четвертичные отложения, кроме чауды, приурочены к прибрежным террасам.

Чауда ($Q_1\check{c}$). У ст. Уреки и в низовьях р. Натанеби трансгрессивно залегают дислоцированные серые известковистые глины и рыхлые конгломераты с *Didacna* ex gr. *baeri-crassa* Pavl., *D. tschoudae* Andr. и др. мощностью 150 м.

Послечаудинских террас известно пять.

V терраса (Q_2) залегает на высоте 105—130 м в районе селений Наруджа—Сакупре и покрыта песком и галечником. С. И. Ильин (1929) относит ее к плиоцену, однако по высоте она больше соответствует древнеэвксинской террасе Абхазии.

IV терраса (Q_2) развита там же, на высоте 60—100 м. Она покрыта грубым галечником и песком, за которыми следуют мелкозернистые охристые пески. Мощность отложений 20 м. По-видимому, эта терраса соответствует узунлярской террасе Абхазии, но она немного выше.

III терраса (Q_2) известна в том же районе на высоте 40—60 м. Отложения ее подобны отложениям предыдущей, но содержат *Venus gallina* L. Соответствует высокой карангатской террасе Абхазии.

II терраса (Q_3) развита около сел. Натанеби и в районе Цихидзири—Батуми на высоте 10—20 м. Соответствует низкой карагатской террасе Абхазии.

II и I террасы здесь тоже отделены большим интервалом времени, поскольку аллювий рек Чорохи, Супсы и др. погружен ниже уровня моря.

I терраса (Q_4) выделяется по всему побережью в виде узкой прерывистой ступени на высоте 8 м и соответствует новочерноморской террасе.

Современные отложения представлены песчано-галечными отложениями пляжа.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Аллювиальные отложения пользуются наибольшим развитием в Грузии, слагая речные террасы и равнины межгорных депрессий. Эти отложения изучены довольно слабо с палеонтологической стороны и поэтому их корреляция с другими фациями основывается на геоморфологическом методе.

Черноморский бассейн

Колхидская (Рионская) аллювиальная равнина. Равнина имеет треугольное очертание с вершиной у г. Зестафони, в долине р. Квирила. Поверхность ее слегка наклонена к Черному морю и покрыта отложениями I надпойменной террасы и поймы рек Риони, Цхенис-цкали, Техури, Ингури и др., составляющими самый верхний член четвертичной системы. Равнина делится на две части. Восточная часть несколько более возвышенна и покрыта грубогалечным аллювием. Здесь хорошо выделяется I надпойменная терраса. Западнее г. Цхакая она погружается, и отсюда начинается вторая часть равнины — собственно Колхидская равнина, почти горизонтальная и покрытая болотными отложениями и серым или красным песчано-глинистым аллювием. Вдоль речных русел развиты прирусловые валы.

Мощность аллювия близ г. Кутаиси всего 4—5 м, но уже в г. Самтредия превышает 30 м, а в районе г. Поти достигает 50 м. Мощность уменьшается также по направлению к северной и южной границам равнины.

В ряде мест (города Поти, Цхакая и др.) скважинами пересечены два прерывистых горизонта аутохтонного торфа. Верхний горизонт состоит из линз мощностью до 12 м, иногда куполообразно возвышающихся над местностью на 2—6 м. По простирацию торф переходит в глины и песчаные глины кольматационного типа и он подстилается, а иногда и покрывается такими же отложениями. Нижний горизонт залегает на глубине 10—25 м; торф здесь тоже образует линзообразные залежи.

Речные террасы. Террасы в Черноморском бассейне встречаются в долинах всех главных рек. Большой частью они покрыты галечником, который вверх по течению приобретает грубый валунный характер, а в низовьях, особенно на равнине, переходит в песчаные отложения, аналогично современному аллювию.

При корреляции террас следует учитывать хорошо установленный на Кавказе факт расхождения древних профилей по направлению к верховьям (особенно в поперечных долинах) и сближения их вниз по течению. На равнинах это приводит к пересечению («ножницам») террас и к аккумуляции.

Рассмотрение террас начнем с запада.

Река Псоу. Террасы хорошо выражены в низовьях и верховьях. Здесь две нижние террасы высотой 5—8 и 15—20 м покрыты аллювием (3 м). Первая терраса погружается под отложения пляжа и должна соответствовать новозвксинскому горизонту. В верховьях имеются и более высокие террасы (40, 80—100 и 800—1000 м), причем две последние являются скульптурными. Самая высокая ступень должна быть дочетвертичной.

Река Бзыбь. Выделяется семь террас. Самая низкая (5—8 м) развита в верховьях (сел. Псху). II терраса на этом отрезке лежит на высоте 15—20 м, но вниз по течению снижается (10—12 м около устья р. Гега и 3—5 м по самой р. Геге) и, наконец, погружается под ново-

черноморской террасой побережья. III терраса сохранилась в среднем течении (40 м) и в верхнем течении (80 м). Она покрыта мощным аллювием (10—25 м). IV терраса известна на тех же отрезках, что и III, повышаясь к верховьям от 80 до 150—180 м. V терраса на том же расстоянии повышается от 200 до 400 м. IV и V террасы покрыты галечником. Наконец, известны еще две скульптурные ступени (400 и 1000 м), из которых последняя, вероятно, является доплейстоценовой. Она расположена на гребнях второстепенных хребтов и местами несет известняковую брекцию, сцементированную травертином.

Реки Гумиста и Келасури. По р. Гумисте известно три террасы на высотах 6—7, 25—28 и 90—100 м. Келасури имеет четыре террасы: 10—12, 25—30, 50—55 и 110—130 м, из которых III терраса не имеет аналога по р. Гумисте. Все эти террасы развиты в низовьях и частично в среднем течении названных рек.

Река Кодори. Здесь известно пять террас. I терраса высотой 8—10 м погружается в сторону побережья, аналогично II террасе р. Бзыби. Остальные развиты выше низовьев и повышаются к верховьям. Они находятся на следующих высотах: II от 13—15 до 25 м; III от 30—35 до 50—60 м; IV от 60 до 145—150 м; V от 98 до 225—250 м; VI от 450 до 500 м. Последняя терраса известна в районе устья р. Амтхел.

Реки Ингури и Хобис-цкали. В Мегрельской депрессии распространены своеобразные сильно выветрелые красноцветные конгломераты мощностью до 60 м, получившие от Б. Ф. Мефферта из-за своего состава название порфиритовых, а впоследствии колхидской серии — от М. Ф. Дзвелае (1951), который считал эти конгломераты аналогами киммерия, куяльника и гурийских слоев. По наблюдениям Г. Е. Гуджабидзе, конгломераты несогласно и субгоризонтально налегают на киммерий и сохранились только на водоразделах. Поэтому отнесение их к плиоцену не оправдано. С другой стороны, все речные террасы выработаны в конгломератах и поэтому их считают за континентальный аналог чауды.

Более молодых террас у р. Ингури четыре. I терраса высотой 7—15 м погружается к югу; II терраса имеет высоту 40—45 м; III терраса высотой 75—80 м распространяется вверх по течению до сел. Худони. Наконец, самая высокая терраса (у сел. Джвари) находится на высоте 150 м. Мощность аллювия на двух последних террасах достигает 40 м. По другим речкам (Джуми, Хобис-цкали, Чанис-цкали) известны три террасы (8—10, 20—25 и 35—40 м), из которых вторая помещается в интервале между I и II террасами р. Ингури.

В верховьях р. Ингури известны обрывки двух низких (10—12 и 35—40 м) террас, сложенных мощными (20—25 м) флювиогляциальными отложениями, которые, вероятно, соответствуют двум первым террасам.

Река Техури. Отмечаются две террасы, о которых нет точных сведений.

Река Цхенис-цкали. Имеется одна низкая терраса изменчивой высоты: 20—30 м ниже сел. Зуби, 8—12 м между сел. Зуби и г. Цагери (Лечхумская синклиналь) и 15—20 м выше г. Цагери. К югу терраса погружается под аллювий Рионской равнины. У сел. Лентехи отмечена еще одна терраса высотой 30—40 м, сложенная мощным флювиогляциалем (20—25 м). Между селениями Зуби и Гведи отмечается также проблематичная скульптурная ступень на высоте 70—80 м. Л. И. Маруашвили (1960) эту террасу и еще одну, более высокую (150 м), обнаружил в пределах самой синклинали. Последняя отмечается также и выше по течению, у сел. Муаши.

Река Риони. Здесь известно шесть террас, развитых неодинаково на разных отрезках долины. I терраса у г. Кутаиси находится на высоте 5 м, а в районе г. Они повышается до 8—11 м. II и III террасы известны в районе г. Кутаиси и сел. Жонети (12—15 и 25 м). Последняя (гочоурская) терраса покрыта поверх аллювия мощным делювиально-пролювиальным песчано-глинистым плащом, накопление которого А. И. Джанелидзе (1940₁) увязывает с дивагацией р. Риони на Колхидской низменности. Все три террасы сливаются с Рионской аллювиальной низменностью. IV (сагорийская) терраса следует с большим относительным превышением. В г. Кутаиси она находится на высоте 60—65 м (от уровня р. Цхалцитела 35 м), а вверх по течению прослеживается обрывками, поднимаясь у г. Они до 100 м. Здесь мощность аллювия достигает 30 м.

V (чомская) терраса следует опять с большим интервалом и известна севернее г. Кутаиси на высоте 250—260 м. Выше по течению она появляется в районе селений Шромисубани—Сомицо на левом берегу реки на высоте 340—360 м и несет мощный (100—120 м) аллювий.

VI терраса известна только южнее селений Корта—Хирхониси на высоте 660—700 м и имеет не менее мощный аллювий. Эта терраса, по-видимому, дочетвертичная.

Река Квирила. Сагорийская терраса прослеживается до г. Зестафони на высоте 70—80 м. Помимо нее, имеются еще две таррасы высотой 5—8 и 13—15 м. Из них первая образует широкую равнину—вершину Рионской низменности.

Река Ханис-цкали. Здесь отмечаются две низкие террасы (5—8 и 13—15 м) аналоги двух террас р. Квирилы.

Реки Супса, Натанеби, Чорохи и Аджарис-цкали. В низовьях этих рек хорошо выражено явление аккумуляции. Например, аллювий р. Супса у побережья опускается на 40 м ниже уровня моря. Это по существу то же самое явление, которое мы отмечали на Абхазском побережье. В Супса-Омпаретской погруженной антиклинали аллювий несогласно лежит на чауде, а севернее на более молодых горизонтах четвертичных морских отложений. Таким образом, Новочерноморская терраса Аджаро-Гурийского побережья моложе этого аллювия. Собственно р. Супса имеет четыре террасы высотой 3—6, 8—10, 20—25 и 35—40 м, из которых II увязывается с Новочерноморской террасой. Аналогичные террасы известны и по р. Натанеби. По р. Чорохи отмечаются аналоги двух последних террас (20 м и 40—50 м), а по р. Аджарис-цкали еще пять скульптурных ступеней (57—72, 90—100, 120—140, 140—200 и 250—270 м), из которых первые две, возможно, являются продолжением названных двух террас.

Река Ткибула. Среди рек Западной Грузии р. Ткибула занимает особое положение. У подножия известнякового обрыва на южном краю Ахалсопельской котловины она проваливается в карстовой пещере и вновь появляется на 1,5—2 км южнее известняковой гряды и на 165 м ниже провала, у сел. Дзеври (р. Дзеврула). Котловина заполнена озерно-речными суглинками, подошва которых находится примерно на глубине 80 м. Известняковый гребень является частью Южно-Окрибского краевого надвига, который несомненно моложе долины (Джанелидзе, 1940₁). Река Ткибула не имеет террас. Это обстоятельство и ее небольшая длина говорят в пользу заложения долины не ранее четвертичного периода. Таким образом, формирование надвига должно было произойти в четвертичном периоде. Для более точного суждения следует учесть разницу высот между подошвой отложений в котловине и выходом реки, которая составляет около 95 м, т. е. заметно больше

относительной высоты сагорийской террасы в г. Кутаиси (60 м). Возраст надвига, следовательно, древнее названной террасы.

Для сопоставления речных и морских террас как исходный момент следует учитывать явление аккумуляции, совпадающее с древнечерноморским временем. Это позволит с большей долей вероятности увязывать более высокие речные террасы с морскими по реконструированным профилям, расходящимся к верховьям.

Каспийский бассейн

Рассмотрение аллювиальных отложений начнем с речных террас.

Река Кура. Кура имеет хорошо развитые террасы в окрестностях г. Тбилиси, в Карталинии и в Ахалцихской котловине. Они отличаются удивительной выдержанностью.

В г. Тбилиси I терраса (Дидубе-чугуретская) хорошо прослеживается по левобережью от города до ЗАГЭСа на высоте 3—5 м. К ней же относится Дигомская равнина к северу от города на правом берегу р. Куры. К югу от города почти непосредственным продолжением являются Руставская и Караязская степи.

II терраса (Ваке-авлабарская) в г. Тбилиси находится на высоте 25—30 м. На ней расположены районы Ваке, Сабуртало, проспект им. Руставели и большая часть района имени 26 комиссаров. На этой террасе часто встречаются лёссовидные делювиальные суглинки поверх аллювия.

III терраса выделяется на левом берегу р. Куры на высоте 60—80 м; IV терраса (Лоткинская) находится на левобережье на высоте 150—170 м; V терраса (Махатская) представлена на плоской вершине горы Махата на высоте 210—260 м. На правом берегу с ней увязывается останец старческого рельефа на плато горы Давида, продолжающийся в сторону вершины Удзо. Наконец VI терраса (Кашветская) известна севернее г. Тбилиси на высоте 700 м.

К югу от г. Тбилиси II терраса снижается и сливается с аллювиальными отложениями Руставской и Караязской степей. III терраса в этом направлении тоже снижается до 35 м, но продолжается вдоль северного края Караязской степи (возвышенности Чатма, Коджор-даг) и на отдельных возвышенностях внутри степи. Более высокие террасы прослеживаются на больших пространствах на водоразделе рек Йори — Куры: IV на высоте 90 м, а V на высоте 115 м. Таким же образом снижается и VI терраса до 250—300 м, увязываясь с акчагыльскими галечниками Самгорской равнины (Пахомов, 1936; Джанелидзе, 1958). Ей же соответствует плоская поверхность горы Яглуджа к югу от г. Тбилиси.

Между селениями Мцхета и Каспи долина суживается и здесь известны только обрывки I и II террас. На II террасе расположено сел. Мцхета. Но западнее (селения Каспи — Хашури) хорошо выражено пять террас. I терраса (Гракали-метехская) развита очень широко от сел. Каспи до начала Боржомского ущелья. Около г. Гори в ней найден карликовый мамонт *Mammuthus georgicus* G a b. Высота ее 2—5 м. II терраса (метехская) находится на высоте 25—35 м; III (калоубанская) отмечена на правом берегу на высоте 80—100 м и местами мощность ее аллювия достигает 30 м (хребет Калоубани); IV (эртацминдская) находится тоже на правом берегу на высоте 120—150 м и иногда лишена аллювия; V (Цхаверская) известна только к югу от сел. Каспи в виде скульптурной ступени на высоте 510—570 м. Все эти террасы соответствуют I—V террасам г. Тбилиси. Выше на гребне Триаletского

хребта имеются останцы более древнего старческого рельефа, по-видимому, аналога VI террасы.

В Боржомском ущелье отмечаются обрывки I и частично II террас, но южнее сел. Ацкури, в долинах рек Ахалцихской котловины (реки Кура, Поцхови, Квабулиани и др.), П. Д. Гамкрелидзе (1949) различает восемь террас: I (3—10 м) хорошо прослеживается по всем долинам, II (25—30 м) тоже прослеживается по всем долинам, а около г. Ахалцихе образует широкую равнину, III (40—50 м) развита в долинах рек Куры и Поцхови, IV (125—130 м) хорошо выражена у сел. Вале V, (220—230 м) покрыта плотно сцементированным аллювием мощностью в несколько десятков метров. V терраса развита между г. Ахалцихе и сел. Вале. Все эти террасы по относительным высотам соответствуют I—V террасам вышерассмотренных участков долины р. Куры.

Остальные террасы здесь представлены скульптурными ступенями. VI (420—440 м) терраса выделяется по р. Поцхови у сел. Тутаджвари, VII (560—590 м) известна там же у сел. Ани. Наконец, VIII террасой является обширная выровненная поверхность, бронированная персатской, шабанебельской и другими лавами. VI—VIII террасы относятся уже к неогену.

Еще южнее (селения Аспиндза — Хертвиси) появляются дополнительные ступени. Так, III террасе Ахалцихской котловины соответствуют две ступени (40—44 и 56 м) и IV террасе тоже две (125—130 и 140—150 м). Отмечена еще одна местная ступень (90—92 м), не имеющая аналога. Более высоких террас здесь нет.

Таким образом, в долине р. Куры к четвертичной системе относятся пять террас.

Река Большая Ли а х в и. Здесь отмечаются три террасы. I терраса прослеживается по всей долине, повышаясь к верховьям от 2—3 до 20 м; она сливается с поверхностью Тирифонской равнины, но сама имеет аккумулятивный характер. II терраса находится выше г. Цхинвали на высоте 30—40 м. III терраса в районе г. Гори находится на высоте 80—90 м (от уровня р. Куры на 100 м) и сливается с III террасой р. Куры. У г. Цхинвали она повышается до 120—140 м.

Реки Малая Ли а х в и и Мед ж у д а. В долинах этих рек известно три террасы на высотах 3—5, 12—18 и 40 м. I терраса сливается с поверхностью Тирифонской равнины.

Река Л е х у р а. Здесь тоже отмечаются три террасы на высотах 3—5, 25—30 и 80 м. Последняя лежит на Игоетском поднятии.

Река К с а н и. Известно три террасы высотой 5—10, 30—40 и 70—80 м. I терраса сливается с поверхностью Мухранской долины, но выражена здесь как аккумулятивная ступень. Две другие развиты между Мухранской долиной и сел. Икоти.

Река А р а г в и. Описано шесть террас. Самая низкая (2—3 м) развита выше сел. Булачаури в виде местной террасы с мощным (1—15 м) аллювием. I терраса развита от устья р. Нареквави вверх по Пшавской, Белой и Черной Арагви; высота ее от 10 м повышается к верховьям до 25 м (у сел. Думацхо). II терраса видна по Белой и Пшавской Арагви на высоте 25—40 м; на ней лежит Каишаурский лавовый поток. III терраса имеется у сел. Пасанаури на высоте 50—60 м и повышается у сел. Квешети до 90 м, а в верховьях Гудамакарской Арагви до 100 м. IV террасой является Базалетское плато (370 м), а V сохранилась у г. Душети на вершине Гургалис-мта (500 м). Последняя соответствует Кашветской террасе Куры, а I—IV являются аналогами I—III и V террас Куры.

Река Иори. В верховьях реки имеется только I терраса, высотой 4—8, которая прослеживается от сел. Артани вниз по течению. В Тианетской и Эрцойской котловинах она принимает аккумулятивный характер. В узком ущелье выше сел. Сиони терраса повышается до 15 м, а ниже сел. Сиони она опять снижается (1,5—6 м), сильно расширяется и у сел. Сагареджо сливается с Цицматианской аккумулятивной равниной. II терраса появляется выше сел. Сиони (30 м), а в низовьях сохранилась только в ущельях притоков р. Иори (реки Лакбе, Чаилу-рис-цкали). III терраса развита в основном в районе селений Иори, Муганло, Кешело и др. на высоте 50—60 м, повышаясь на северной окраине Эрцойской котловины до 80 м. IV и V террасы сохранились у верхнего конца Иорской равнины на склонах гор Чантуха и Казаниани (100 и 150 м). На северной окраине Эрцойской котловины они повышаются до 150—250 м. IV терраса тянется вниз по течению, понижаясь до 75—90 м (селения Арашенда — Пховели).

Перечисленные террасы сопоставляются с I—V террасами Куры. Н. А. Кудрявцевым указываются останцы трех еще более высоких террас, наличие которых, по данным Д. А. Булейшвили и Д. В. Церетели, не подтверждается.

Река Алазани. Вдоль реки наблюдается только одна терраса высотой 10 м, которая заходит также в ущелья левых (реки Стори, Инцоба, Аванисхеви; 2—8 м) и правых притоков (2—4 м). II терраса сохранилась в ущельях левых притоков (12—20 м). III терраса известна по левым притокам (50—60 м). Перечисленные террасы соответствуют I—III террасам р. Иори. Самая высокая (IV) терраса сохранилась на северном склоне Цив-Гомборского хребта по р. Черемисхеви на высоте 70—100 м (от уровня р. Алазани 180—200 м). Она же отмечена и по р. Илто, где в травертинах, покрывающих террасу, Д. В. Церетели нашел *Rhinoceros mercki* Jaeg. По высоте она соответствует Махатской террасе р. Куры.

Террасы проявляют тенденцию погружения в сторону Алазанской долины и перекрываются у подножий гор конусами выноса.

Кроме этих террас, в Горной Тушетии на абсолютных отметках 1800—1900 м имеется более древняя терраса с аллювием, образующая плоскогорья.

Реки Храми и Алгети. По перифериям Марнеульской (Борчалинской) равнины отмечено пять террас. I терраса высотой 2—5 м развита вдоль рек. Она сливается с поверхностью Марнеульской равнины. II терраса лежит на высоте 10—12 м вдоль названных рек. III терраса пользуется широким развитием. Ее высота 30—50 м. IV терраса сохранилась на юго-восточном склоне горы Яглуджа на высоте 50 м. Ее продолжением является равнина между селениями Асурети и Кумиси высотой 80 м. V терраса отмечена на юго-восточном склоне горы Яглуджа на высоте 180—200 м.

Что же касается выровненной поверхности горы Яглуджа, мы уже отмечали, что она коррелируется с акчагыльскими конгломератами Самгорской равнины.

Перечисленные террасы связаны с современными долинами и моложе беденского долеритового потока, заполняющего древнее ущелье р. Храми.

Река Терек. Здесь отмечено три террасы. I терраса прослеживается между селениями Коби и Казбеги, высота ее 6—10 м и она сложена грубым валунным материалом, мощность которого, по данным бурения, превышает 240 м. В Дарьяльское ущелье эта терраса не продолжается. II терраса известна у сел. Сиони на высоте 75 м. III тер-

раса сохранилась в устье р. Арм-хи на высоте 164 м, но в сторону сел. Балта она постепенно снижается до 47 м.

Перейдем к описанию аккумулятивных равнин и котловин.

Тирифонская наклонная равнина. Эта равнина имеет треугольное очертание с вершиной у Игоетского поднятия. С запада она ограничена Дзирульским массивом, с севера — предгорьями Кавказского хребта, а с юга — частично (от г. Гори на восток) западным окончанием хребта Схалтба. Поверхность равнины слабо наклонена на юго-запад и юг. Она пересекается левыми притоками Куры — реками Проне, Лиахви и Междуда. Поверхность равнины сложена аккумулятивным аллювием I террасы этих рек и делювиально-пролювиальным плащом. Бурением выяснено, что в центральной части равнины мощность галечников достигает 150—170 м (т. е. их подошва опускается на 140—160 м ниже уровня р. Куры). С другой стороны, все три террасы названных рек по направлению к равнине (с севера на юг) явно сближаются, а I и II террасы даже сливаются. Это особенно хорошо наблюдается у г. Цхинвали. Все эти факты указывают, что Тирифонская равнина образована аккумулятивными отложениями, соответствующими двум нижним террасам и накопившимися в условиях прогибания. Это прогибание не коснулось Игоетского поднятия, на котором сохранялись аналоги II и III террас.

Пока еще не выяснено, участвуют ли более древние члены четвертичной системы в строении равнины и поэтому мы допускаем перерыв между четвертичными отложениями и мио-плиоценом. Однако тенденция прогибания унаследована со времени накопления неогеновых моласс.

Мухранская долина. К востоку от Игоетского поднятия между предгорьями Кавказа (на севере) и хребтом Схалтба (на юге) расположена широтная депрессия, которая пересекается реками Ксани и Арагви — Мухранская долина. Под делювиально-пролювиальным плащом широкое дно долины сложено аккумулятивными галечниками I террасы названных рек, а бурение показало, что в осевой полосе долины мощность аллювия превышает 100 м. По краям долины, где мощность аллювия уменьшается, особенно на южном краю, видно погружение его подошвы в сторону долины. Установлено также погружение II террасы р. Арагви под поверхность равнины. Вместе с тем более высокие террасы такого погружения не испытывают (хотя незначительное прогибание их профилей над долиной замечается). Таким образом, можно сказать, что со времени образования II террасы Мухранская долина превращается в область прогибания и аккумуляции.

По-видимому, до этого явления по Мухранской и Тирифонской депрессиям протекала р. Кура (во время образования III террасы и раньше), которая сместилась на юг в результате тектонических движений в области Большого Кавказа. После прогибания долины она была занята р. Ксани, впадавшей тогда в р. Арагви. И лишь после образования I террасы р. Ксани была перехвачена со стороны Куры через молодое ущелье прорыва южнее сел. Мухрани.

Базалетское плато. Поверхность плато является IV террасой р. Арагви, соответствующей Махатской террасе Куры. Оно целиком сложено конгломератами (бодорнские, или базалетские, конгломераты), подошва которых опускается под уровень р. Арагви. По перифериям плато можно наблюдать падения конгломератов к центру под углом 8—12°. Мощность конгломератов более 370 м (относительная высота плато). Согласно В. П. Ренгартену (1932), накопление конгломератов происходило в условиях синклинального прогибания в нижнечетвертичное время (миндель).

Эрцойская котловина. Котловина расположена в долине р. Иори к югу от сел. Тианети. Она пересекается р. Иори, и поверхность I террасы, имеющей здесь аккумулятивный характер, сливается с поверхностью дна котловины (если не считать делювия). Подошва галечников находится ниже уровня реки, и их мощность в центральной части котловины равна 150—195 м. Поскольку III терраса не испытывает погружения, следует считать, что прогибание и аккумуляция начались позже.

Тианетская котловина. Котловина расположена в долине р. Иори севернее Эрцойской котловины. Строение ее аналогично, но мощность аккумулятивных галечников неизвестна. Н. Е. Астахов и Л. И. Маруашвили (1954) объясняют влияние аккумуляции воздыманием структур Цив-Гомборского хребта, проходящих к югу от котловины. Таким образом, долина р. Иори на этом отрезке антецедентна.

Воздымание Цив-Гомборского хребта начинается с конца плиоцена, однако признаков аккумуляции этого времени в Тианетской котловине не наблюдается. Вероятно, современных верховьев р. Иори еще не было. Начало аккумуляции должно соответствовать III или, более вероятно, II террасе.

Сионская котловина. Котловина находится в долине р. Иори к югу от Эрцойской котловины. Мощность аккумулятивного аллювия здесь составляет 200 м. Аллювий по возрасту отвечает двум нижним террасам, как и в двух предыдущих котловинах.

Цицматинская равнина. Эта равнина находится тоже в долине р. Иори и от сел. Сагареджо тянется к юго-востоку на 40 км при ширине 6—8 км. Ее поверхность соответствует I террасе реки. Терраса аккумулятивная, а мощность аллювия, по данным бурения, достигает 400 м. Поскольку местами на равнине сохранились останцы II террасы, погружение и аккумуляция приурочиваются к I террасе.

Алазанская долина. Эта долина образовалась на границе плиоцена и плейстоцена, когда к югу от них начала подниматься крупная антиклиналь ачкагыл-апшеронских конгломератов (алазанская серия) в области Цив-Гомборского хребта. Начало этого поднятия подчеркивается самой высокой террасой р. Алазани с нижнеплейстоценовым *Rhin. mercki* Ja e g. Поднятие Цив-Гомборского и Кавказского хребтов и прогибание долины длилось в течение всего четвертичного периода. Мы уже знаем, что вдоль р. Алазани наблюдается только I аккумулятивная терраса. К сожалению, мощность четвертичных галечников в долине неизвестна.

Куринская аллювиальная равнина. К югу от г. Тбилиси II терраса р. Куры снижается и сливается с I террасой, образуя одну обширную Руставскую террасу. Последняя продолжается в аллювиальной равнине Караязской степи. Остальные террасы также погружаются, но их реконструированные профили уходят под равнину значительно восточнее. Караязская степь является началом обширной Кура-Араксинской аллювиальной низменности, которая у г. Евлаха пересекается нулевой горизонталью. В пределах Грузии у оз. Джандар мощность аллювия в скважине равна 50 м.

На продолжении Караязской степи на правом берегу р. Куры находится **Марнеульская (Борчалинская)** аккумулятивная равнина, слабо наклоненная к р. Куре и с трех сторон ограниченная возвышенностями. Равнина соответствует I террасе р. Храми и р. Алгети. В центре ее под аллювием на глубине 136 м залегает верхнеплиоценово-нижнечетвертичный беденский долеритовый поток. Погружение и аккумуляция, учитывая наличие высоких террас на склонах горы Яглуджа, происходят резко.

В районе устья р. Храми развиты слоистые глины с прослоями желтоватых песков, замещающие аллювий. В них известны *Equus caballus* Linné, *Corbicula fluminalis* Müll. и др. Глины несогласно налегают на мио-плиоценовые конгломераты горы Яглуджа и акчагыл у оз. Джандар. Г. Ф. Челидзе (1955) условно относит их к бакинскому ярусу, однако вопрос еще требует уточнения. По-видимому, более вероятно хазарский возраст.

Депрессии Юго-Восточной Кахетии. В Малоширакской, Тарибанской и Эльдарской степях к отдельным морфологическим депрессиям приурочены мощные накопления аллювиальных галечников и песков. По-видимому, они по возрасту соответствуют IV террасе р. Иори, продолжением которой являются эти степи.

В ряде мест Ширакской, Тарибанской, Наомарской и других степей Н. А. Кудрявцев отмечает дислоцированные галечники (с углами падения до 30°), несогласно налегающие на акчагыл и апшерон. По наличию прослоев пепла он сопоставляет их с бакинскими отложениями Аджинаурской степи.

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Ледниковые отложения распространены в высокогорной зоне Большого Кавказа и в меньшей степени на Малом Кавказе. Известны признаки вюрмского, рисского и миндельского оледенений. Гюнц в Грузии не установлен.

Большой Кавказ

Абхазия. На главном хребте в верховьях рек Псоу и Бзыби на абсолютных высотах 2000—2200 м встречаются свежие кары и цирки, которые южнее, на хребтах Берчиль и Арабика, спускаются до 1400 м. Морены встречаются в ущельях рек Лашипсе, Бзыби и Кодори. По Бзыби хорошо выраженный трог с моренами наблюдается выше устья р. Псыши (с абс. выс. 1250 м). Указания Л. А. Рейнгарда и Л. К. Коношевского (1915) на наличие морен ниже этого места (урочище Ригдза) наблюдениями Г. Р. Чхотуа не подтверждаются. Отмеченные морены по положению увязываются со II террасой р. Бзыби.

Л. А. Рейнгард по р. Кодори границей распространения последнего оледенения считал устье р. Зими (550 м абс. выс.). Однако, по наблюдениям Л. И. Маруашвили (1956), в верховьях р. Кодори и его притоков несомненные морены и трог имеются только выше абсолютной высоты 1478 м. Морены могут быть увязаны по своему положению с I террасой р. Кодори.

В среднем течении р. Кодори (у сел. Цебелда на абс. выс. 300—400 м) Л. А. Рейнгард отмечал рисскую морену. Наличие последней отрицается Л. И. Маруашвили, который считает ее переотложенным материалом террасы, высоко поднятой (на 250 м) в результате молодой складчатости.

Сванетия. Здесь описываются морены различных оледенений. В верховьях р. Ингури, выше сел. Местия, все крупные долины рек являются трогами, заполненными моренами. Среди них можно различить две разновозрастные морены. Более древняя (вюрмская) имеется в ущельях рек Накра, Ненскра, Мулхури, Ингури и др. Эта морена частично размыва и террасирована. Ступени находятся на высотах 1—1,5, 5—8, 15—25 и 40 м. В эту морену у сел. Местия вложена более молодая (бюльская), оставленная Лекзирским ледником.

Более древняя морена отмечена Д. В. Церетели (1959) на склоне хребта Загар (водораздел Ингури и Мулхури), на высоте 150—200 м и отнесена им к риссу.

Наконец, самые древние морены, покрытые растительностью, лежат на слабо расчлененных гребнях того же хребта Загар, на водоразделе рек Накры и Ненскры и др. на высоте 1300—2000 м (отн. выс. 400—500 м). Они явно древнее современных ущелий. Б. В. Залесский и С. С. Кузнецов (1940) относят их к минделю или к гюңу.

Две молодые морены, аналогичные молодым моренам р. Ингури, известны и в верховьях р. Цхенис-цкали выше сел. Лентехи.

Горная Рача. В Раче установлено наличие трех разновозрастных морен. Самые молодые (вюрмские) встречаются близ дна ущелий рек Зопхитура, Чвешура, Чанчахи и др. Они не спускаются ниже 1200—1600 м и прорезаны реками. Указания Г. М. Смирнова (1909) и других исследователей на наличие морен у г. Они не подтверждаются.

Более древние (рисские) морены, отмеченные еще И. Г. Кузнецовым (1931), имеются на склонах рек Бубис-цкали, Чанчахи и в районе Мамисонского перевала на высотах 150—200 м. Аналогичную морену над сел. Чиора в долине р. Риони обнаружил также Д. В. Церетели (1959). Здесь же на выровненном гребне водораздела он отмечает наличие еще более древней (миндельской) морены (на отн. выс. 350—400 м).

Явные признаки оледенения имеются также на хребте Чутхаро-Самерцхле (Церетели, 1958), в бассейнах правых притоков р. Риони — рек Рицеула, Жриनावи и Хеора. В их верховьях, представляющих собой трогои, наблюдаются вюрмские морены, прорезанные реками. Рисские морены отмечены на высотах 80—100 м на плече Жринавского трогоа, а миндельские — на водоразделе рек Жриनावи и Хеора. На гребнях имеются и молодые кары.

Юго-Осетия. Здесь отмечаются бюльские, вюрмские и рисские морены (И. Кузнецов, 1931; Маруашвили, 1956). Первые встречаются в верховьях рек Джеджори, Паца, Джомаг-дона, Лиахви и др., имеющих на этих отрезках морфологию трогов. Они залегают очень близко от современных профилей долин. По-видимому, им же соответствуют свежие бараньи лбы на Кельском плато (рис. 33 и 34). В верховьях р. Ксани отмечаются также морены, прорезанные рекой на более значительную глубину (вюрмские). В верховьях р. Большой Лиахви, на водоразделе рек Джомаг-дона и Сомих-дона, около их устья на высоте 500 м имеется рисская морена.

Река Терек. По мнению В. П. Ренгартена (1932), рисский ледник доходил до г. Орджоникидзе, а вюрмский — до сел. Балта. Л. А. Варданянц (1948) и Л. И. Маруашвили (1956) оспаривают эти положения. Вся сложность состоит в том, что здесь трудно отличить древние делювиально-пролювиальные валунные накопления от морен. Однако тот факт, что Дарьяльское ущелье не имеет троговой морфологии, говорит в пользу небольшого распространения вюрмских ледников.

Севернее сел. Казбеги, в устье р. Каба-хеви, на II террасе Терека залегают моренные отложения мощностью 75 м, принесенные Девдоракским и Чачским ледниками. На уровне той же II террасы у сел. Сиони также отмечена морена. Отсюда вверх по течению морены прослеживаются в ущелье Трусо, где имеются три-четыре стадальные конечные морены. В ущелье р. Сно (Гудушаурской Арагви), в ее верховьях, тоже отмечаются трогои и стадальные морены.

Такое же положение наблюдается и в ущелье р. Арм-хи. Таким образом, несомненные признаки вюрмского оледенения пользуются не очень большим распространением. Разделение вюрма и бюля пока

трудно; условно к бюлю можно отнести вышеотмеченные стадиальные морены.

К рису должны относиться моренные накопления, лежащие в окрестностях сел. Казбеги на высоте 260 м. Миндельские морены пока

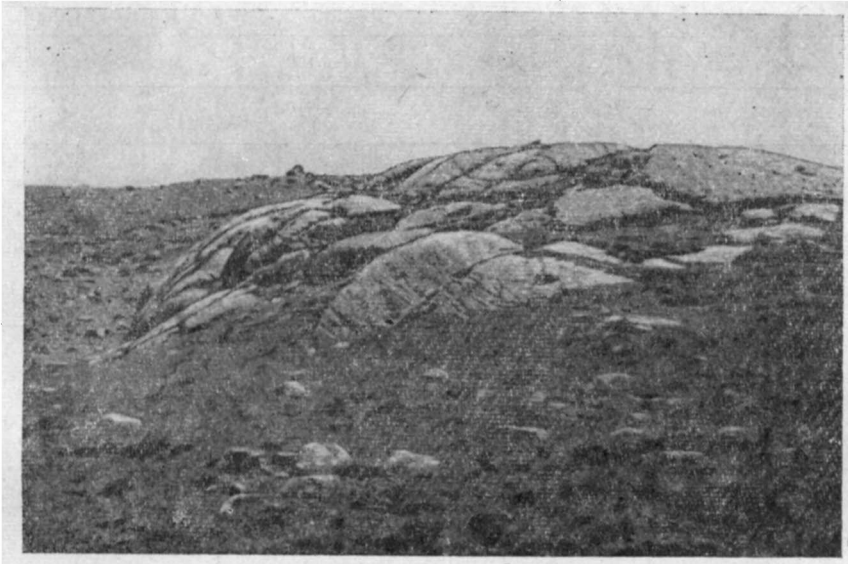


Рис. 33. Бараньи лбы на поверхности Кельского плато.
Фото Н. И. Схиртладзе

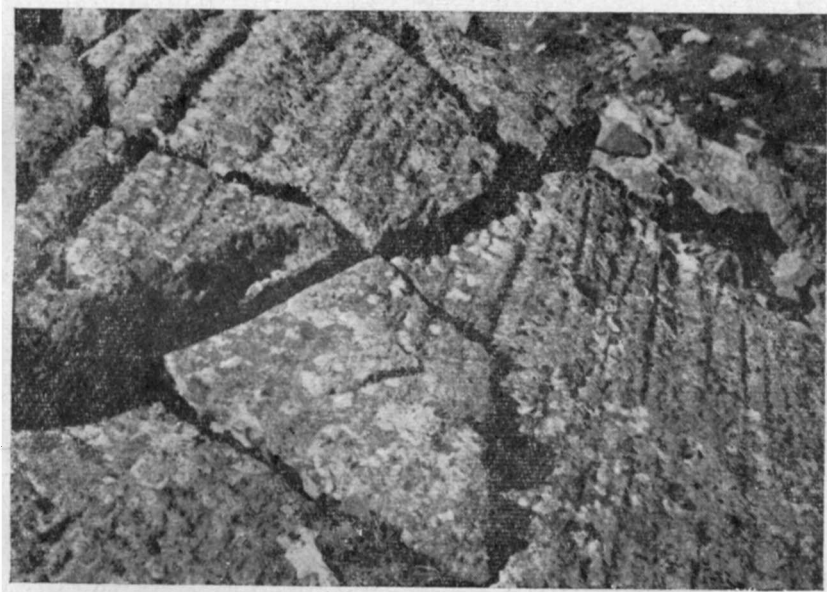


Рис. 34. Ледниковая штриховка на лавах (деталь рис. 33).
Фото Н. И. Схиртладзе

не обнаружены, но выше Дарьяльского ущелья и в самом Дарьяле на высоте не менее 500 м наблюдаются останцы днища.

Река Арагви. В. П. Ренгартен (1932) полагал, что вюрмские ледники спускались с Крестового перевала до сел. Квешети, но это

Корреляционная схема морских, речных и лед
(речные террасы показаны)

Террасы Абхазского побережья	р. Псоу	р. Бзыби	р. Гумиста	р. Келасури	р. Кодори
Пляж	Пойменная терраса и современная				
Новочерноморская (бронза — железо), 4—6 м	—	5—8 м	—	—	—
Трансгрессия и аккумуляция					
Регрессия	5—8 м Кары, морены (вюрм)	10—25 м Кары, трогги, морены (вюрм)	6—7 м	10—12 м	8—10 м Кары, трогги, морены (вюрм)
	Поднятие, вюрмское оледенение				
Жарангатская нижняя (верхний палеолит), 8—12 м	15—20 м	40—80 м	—	—	13—25 м
Жарангатская верхняя (мустье), 14—40 м	40 м	80—180 м	—	—	30—60 м
Древнеэвксинско-узунилярская (мустье), 40—70 м	80—100 м	—	90—100 м	—	60—150 м
Древнеэвксинская (ашель), 70—130 м	—	200—400 м	—	110—130 м	98—250 м
	Складкообразование				
Верхняя чауда, 170—210 м	—	450 м	—	—	450—500 м
	Складкообразование, поднятие и миндельское				
Нижняя чауда					
Скульптурные ступени 240—250, 290—310 м, 450—900 м	800—1000 м	1000 м	—	—	—

Т а б л и ц а 27

никовых отложений Черноморского бассейна
цифрами относительных высот)

реки Ингури, Хобис-цкали	Цхенис-цкали	реки Риони и Квирила	Колхидская низменность	реки Супса и Чорохи	Террасы Гурийско- Аджарского побережья	
мальный аллювий			Аллювиальные и болотные отложения, 5—50 м	Современный аллювий	Пляж	
тие				Поднятие		
—	—	5—11 м	Древнечер- номорский горизонт, 20—25 м Новозвксин- ский горизонт, 85—100 м	3—6 м	Новочерно- морская, 8 м	
					Трансгрессия и аккумуляция	
7—15 м Морены (бюль) Троги, морены (вюрм)	8—30 м Морены (бюль) Мо- рены (вюрм)	12—15 м Троги, морены (вюрм)			8—10 м	Регрессия Поднятие
20—25 м	30—40 м	25 м	Карангатский горизонт 25—30 м	20—25 м	Карангатская нижняя, 10—20 м	
40—45 м	—	—		35—50 м	Карангатская верхняя, 40—60 м	
75—80 м	70—80 м	60—100 м	Узунлярский горизонт 6 м	Три скульптур- ные ступени	Узунлярская, 60—100 м	
Морены на высоте 150—200 м		Морены на высоте 150—200 м	Древне- эвксинский горизонт, 85—100 м			
нение 150 м	150 м	—			Древне- эвксинская, 105—130 м	
и поднятие					—	
Порфириновые конгломераты	—	250—360 м	?		—	
Морены на высоте 350—400 м оледенение		Морены на высоте 350—400 м			—	
—		660—700 м	Чауда, 45—125 м Согласный переход Плиоцен		Нижняя (?) чауда Склад кообра- зование и поднятие	

Корреляционная схема речных, ледниковых и
(речные террасы показаны цифрами)

р. Кура, у г. Тбилиси	р. Кура ниже г. Тбилиси	р. Кура в Карта- линии	р. Кура у Ахал- цихе	р. Кура у с. Ас- пиндза	р. Б. Лиахви	реки М. Ли- ахви и Междуда	р. Ле- хура	р. Кса
--------------------------	-------------------------------	------------------------------	----------------------------	-------------------------------	--------------	----------------------------------	----------------	--------

Современный аллювий, пойменная терраса

3-5			2,5	3-10	—	2-10-20	Аккумуляция на Тирифонской равнине	3-5	3-5	5-10
	3-5			Кары, троги, морены (вюрм)		Троги, морены (бюль)				Барань- лы (бюль) Морены (вюрм)

Поднятие и вюрмское оледенение

25-30		25-30	25-30	18	30-40		12-18	25-30	30-40	
Поднятие										
60-08	35	Аккумуляция на Куринской низменности	80-100	40-45	40-44 и 56	80-140	Образование р. Курой эрозивной долины на месте Тирифонской равнины	40	80	70-80
				Троги, морены		Морены				
Поднятие		и рисковое оледенение								
150-170	90		120-140	125-130	125-130 140-150	—		—	—	
Подня		тие								
210-220	115		510-570	220-230	—	—		—	—	
				Морены						

Поднятие, складкообразование, миндельское оледенение

Таблица 28

морских отложений Каспийского бассейна
относительных высот в м)

ни	р. Арагви	р. Иори	р. Алазани	реки Храми и Алгети	р. Терек	Каспийское море	
						Новокаспийские	
Аккумуляция в Мухранской долине	10—25	2,5—6	Аккумуляция на Цицматинской равнине	2—10	2—5	6—10, аккумулятивная	Хвалынь
	Морены (вюрм)		Аккумуляция в Тианетской, Эрпийской и Сионской котловинах	Кары (вюрм)	Трог в верховьях р. Машаверы	Троги, стадийные морены (бюль) Трог, морены (вюрм)	
	25—40	25—30		12—20	10—12	75	Складкообразование и поднятие
Образование р. Курой эрозионной долины на месте Мухранской долины	50—100	50—80		50—60	30—50	164	Хазар
						Морены	
	—	70—150	Аккумуляция в депрессиях Юго-Вост. Кахетии	—	50—80	—	—
	370 Аккумуляция на Базалетском плато	150—250	Поверхность выравнивания Иорского плоскогорья	70—100 (150—200)	180—200	—	Поднятие и складкообразование
	Днище					Днище	Верхний баку
							Поднятие и складкообразование

р. Кура, у г. Тбилиси	р. Кура ниже г. Тбилиси	р. Кура в Карта- линии	р. Кура у Ахал- цixe	р. Кура у с. Ас- пиндза	р. Б. Лиахви	р. М. Ли- ахви и Междула	р. Ле- хура	р. Кса
—	—	—	—	—	—	—	—	—

Поднятие, складкообразование

700	250—300	—	420—440 560—590	—	—	—	—	—
-----	---------	---	--------------------	---	---	---	---	---

оспаривается Л. И. Маруашвили. Несомненные морены имеются по р. Гудамакарской Арагви выше сел. Думацхо, по притоку Хевсурской Арагви р. Абуделаури, выше сел. Рошка, и по некоторым притокам Пшавской Арагви. Более древние морены неизвестны, но на продолжении Базалетской террасы на высоте 500 м вдоль р. Белой Арагви выделяется древнее днище.

Тушетия. Здесь отмечаются только свежие кары и цирки с озерами и моренами.

Малый Кавказ

Признаки оледенения на Малом Кавказе не раз отмечались исследователями, однако Б. Ф. Мефферт (1933), С. С. Кузнецов и Н. К. Трифонов (1935) полностью отрицали их. Окончательно четвертичное оледенение было установлено Л. И. Маруашвили, Б. Ф. Клопотовским, В. Я. Эдилашвили и П. Д. Гамкрелидзе.

Наибольшим распространением на Малом Кавказе пользуются следы вюрмского оледенения. На Кечутском хребте, в верховьях р. Машавера, некоторые долины являются трогами, выработанными на среднечетвертичном долеритовом потоке. Трог наблюдается также в верховьях р. Уравели (в Ахалцхской котловине), в ущелье р. Ракис, а на его склонах имеются свежие кары с моренами. Кары и цирки, более или менее свежесохранившиеся, наблюдаются на Абул-Самсарском хребте и на северных склонах высоких вершин Аджаро-Имеретинского хребта (2200—2300 м абс. выс.).

Признаки рисского оледенения наблюдаются на Персатском плато. В верховьях р. Квабулиани встречаются трог с моренами, имеющие очень пологие профили. Их можно отнести к рессу на основании резкого перелома продольных профилей долин ниже троговых отрезков.

Миндельские морены известны на Шавшетском и Эрушетском хребтах: на первом они лежат на наивысшей скульптурной ступени бассейна р. Аджарис-цкали, на втором залегают на гребнях северных отрогов и принесены со стороны вершины Шабанебели.

Продолжение табл. 28

р. Арагви	р. Иори	р. Алазани	реки Храми и Алгети	р. Терек	Каспийское море			
—	—	—	Древнейшие галечники Юго-Вост. Кахетии	—	Аккумуляция в Алазанской долине	?	—	Нижний баку
—	500	Апшерон, Акчагыл	Алазанская серия	Акчагыл-ская поверхность горы Яг-луджа, долериты	Апшерон, Акчагыл			

ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Озерные отложения встречаются редко. По возрасту и происхождению они группируются следующим образом.

В Цалкской котловине между долеритовыми покровами часты озерные суглинки и пески, в которых обнаружены верхнеплейстоценовые *Elephas aff. planifrons* Falc. и *Equus cf. stenonis* Cocchi.

На Ахалкалакском нагорье извержения долеритов продолжались и в нижнем плейстоцене, и в озерных отложениях, связанных с ними, А. К. Векуа (1959) отмечает *Mammuthus aff. trogontherii* Pohl., *Rhinoceros cf. etruscus* Falc., *Equus cf. süssenbornensis* Wüst., *Hippopotamus georgicus* Vek. и др. Фауна нижнеплейстоценовая, скорее всего миндель-рисская.

Нижнеплейстоценовыми должны быть также озерные суглинки и пески, приуроченные к отдельным синклиналиям (Бешташенская, Кирьякская, Бармаксизская и др.) в долеритах Цалкского района. В районе водохранилища их мощность достигает 70 м.

В Дманисском районе с машаверским долеритовым потоком (сел. Орузмани) связаны озерные суглинки, в которых Ш. А. Адамия, а позже А. К. Векуа (1958, 1960) собрали фауну средне- или верхнеплейстоценового облика: *Felis cf. spelaea* Goldf., *Equus caballus* L. cf. var. *strictipes* Gab., *Cervus elaphus* L. и др. Ниже по течению в ущельях притоков р. Машаверы (по рекам Дамблуди, Локис-цкали и др.) распространены запрудные суглинки, пески и конгломераты. Учитывая, что машаверские долериты древнее вюрма, эти отложения вместе с потоком следует отнести к рисс-вюрму.

Запрудные озерные отложения (и озера) верхнеплейстоценового и голоценового возраста имеются на Ахалкалакском нагорье. Они связаны с потоками гиалодацитов, спустившимися с вулканов Абул-Самсарского хребта и с вулкана Тавкветила.

Верхнеплейстоценово-голоценовые озерные отложения, связанные с выщелачиванием гипса из верхнеэоценовых отложений и с оседаниями, распространены в окрестностях г. Тбилиси в Кумисской котло-

вине, в котловине соленых озер (Тбилисское «море») и вокруг оз. Лиси (Джанелидзе, 1925, 1955).

Особняком стоят озерные суглинки, распространенные в г. Тбилиси в ущелье р. Вере. Их подошва залегает на неизвестной глубине, более чем на 15—18 м ниже русел рек Куры и Вере, а сверху они перекрыты аллювием III террасы р. Куры. Их возраст и происхождение пока еще окончательно не выяснены.

В Западной Грузии, кроме уже рассмотренной Ахалсопельской котловины, озерные отложения верхнечетвертичного возраста встречаются в двух местах: в верховьях р. Квирилы в Цонской и Эрцойской котловинах, где обвал с горы Сырх-Леберта вызвал запруживание, и в Верхней Сванетии в ущелье р. Мулхури.

Мы не касаемся отложений карстовых озер и пещер, поскольку они еще недостаточно изучены.

Некоторые выводы

Вышеописанный фактический материал сведен на двух корреляционных таблицах 27 и 28. Морены трех оледенений довольно хорошо увязываются с речными террасами и, следовательно, с террасами Черного моря. С другой стороны, трансгрессии Каспийского моря уже давно сопоставляются с тремя оледенениями Русской платформы. Оледенения же дают возможность следующей приближенной параллелизации отложений Черного и Каспийского морей:

Черное море	Оледенения и межледниковья	Каспийское море
Орофаза Q ₁ Нижняя чауда		Орофаза нижний баку
Орофаза Верхняя чауда	Миндель V терраса р. Куры	Орофаза Верхний баку
Орофаза Q ₂ Древнеэвксинский Узунляр Карангат	IV терраса р. Куры Рисс Рисс-вюрм; III и II террасы Куры	Орофаза Хазар
Q ₃ Новозевксинский	Вюрм и бюль I терраса р. Куры	Орофаза Хвалынь Поднятие Новокаспийский
Q ₄ Древнечерноморский Новочерноморский Современный пляж	Постбюль	Современный пляж

В схеме и на указанных таблицах отмечены только начальные моменты оледенений, совпадающие с восходящими движениями, длительность их пока не установлена.

Эта схема отличается от схем К. Н. Паффенгольца (1959), Л. А. Варданянца (1948) и других схем и ближе к схеме П. В. Федорова (1960, 1961).

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории Грузии имеются палеозойские, а также мезозойские и кайнозойские интрузии. Среди них обширную площадь занимают палеозойские интрузии, известные в антиклинории Большого Кавказа, в Дзирульском, Храмском и Локском массивах, а также в виде небольшого выхода в Кахетии.

Фактически петрографическое исследование метаморфических и магматических пород на территории Грузии началось в 90-х годах прошлого столетия — работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1896, 1898, 1901). Ранее производились лишь единичные определения горных пород. Позднее выходят работы Д. С. Белянкина (1911, 1912, 1914).

С 30-х годов XX столетия петрографическое изучение магматических и метаморфических пород Грузии проводят Г. М. Смирнов, Ш. И. Джавахишвили, Г. С. Дзоценидзе, Г. М. Заридзе, Т. Г. Казахашвили, Н. И. Схиртладзе, Н. Ф. Татришвили, П. А. Топурия, С. С. Чихелидзе, Г. Р. Чхотуа и др. В результате их работ были описаны древние кристаллические породы, мезозойские и кайнозойские вулканогенно-осадочные образования и интрузии, миоценовые и плиоценово-плейстоценовые эффузии; установлен относительный геологический возраст палеозойских интрузий; для палеозойской эпохи установлено существование трех возрастных групп основных пород: каледонской, герцинской и верхнепалеозойской; установлена ведущая роль метасоматической гранитизации в образовании палеозойских метаморфических пород и гранитоидов; среди мезозойских и кайнозойских интрузий были выделены батские, верхнеюрские, верхнемеловые, средне- и верхнеэоценовые и неогеновые интрузии.

Ниже приводится краткий обзор древнейших интрузий по отдельным тектоническим зонам, внутри которых характеристика пород производится в возрастной последовательности.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Антиклинорий Главного Кавказского хребта

Палеозойские кристаллические породы широко распространены в Абхазии, Верхней Сванетии, Верхней Раче и в Дарьяльском ущелье. Здесь господствующее положение занимают гранитоиды, связанные с метаморфическими и кристаллическими сланцами.

Среди древних образований наиболее редко встречаются основные и ультраосновные породы. Исключение составляет Абхазия, где ультраосновные и связанные с ними основные интрузии пользуются широким распространением.

По наблюдениям Г. Р. Чхотуа (1938), в ущелье р. Клыч нижнепалеозойские метаморфические образования секутся габброидными породами, а немного севернее серпентинитами. По ущельям рек Хецквара и

Гвандра гранитоиды и пегматиты секут габбро и амфиболиты, с которыми связаны серпентиниты.

Среди древнейших основных и ультраосновных пород Абхазии различаются перидотиты (реки Хецквара, Птыш, Гвандра и Клыч) и габбро-амфиболиты (реки Хецквара, Чхалта, Гвандра и перевалы Санчарский и Адзапш).

Среди перидотитов выделяются дуниты, саксониты, энстатиты (в виде участков в других породах), верлиты, пироксениты, тремолитовые и слюдяные перидотиты (известны в виде глыб), серпентиниты и тремолитовые и актинолитовые сланцы.

Породы второй группы представлены габбро-амфиболитами, гранатовыми, ставролитовыми и андалузитовыми амфиболитами, габбро, габбро-диабазами, горнблендитами, габбро-пегматитами и кварцевыми габбро-диоритами.

По р. Хецквара наряду с гранатовыми амфиболитами встречаются эглогиты, состоящие из, альмандина и роговой обманки ($cNg=25^\circ$, $2V=84^\circ$). В их состав входят также апатит, сфен, оливин и моноклинный пироксен.

На территории Верхней Сванетии и Верхней Рачи в осевой части Большого Кавказа ультраосновные породы неизвестны.

В древних кристаллических сланцах и гранитоидах небольшие секущие тела представлены габбро-диабаз-порфиритами. Среди них, по-видимому, имеются образования, синхронные первичным породам метаморфических сланцев (нижнепалеозойские) и секущие средне- и верхнепалеозойские, а также послепалеозойские породы.

Кроме вышеуказанных основных пород, в Верхней Раче описаны амфиболиты, образующие шпилькоподобные тела в гранитоидах (Татришвили, 1941, 1948). Это крупнозернистые темно-серые породы. Их минеральный состав характеризуется обыкновенной роговой обманкой ($cNg=16-18^\circ$), сосюритизированным плагиоклазом, привнесенном позже в небольшом количестве кварцем. Из аксессуаров — изометрические кристаллы апатита и пирит.

Среди палеозойских гранитоидов имеются разновидности с гнейсовидной текстурой и без нее. По составу это переходные типы от кварцевых диоритов до типичных гранитов. Наблюдаются лейкократовые и относительно меланократовые разновидности; последние наряду с биотитом содержат в значительном количестве роговую обманку. Встречаются также порфиридные гранитоиды, основная масса которых отвечает граниту, а порфиридные вкрапленники представлены крупным идиоморфным калишпатом (микроклин), образованным в результате поздних процессов (калиевого метасоматоза). Порфиридные, а также роговообманковые (богатые роговой обманкой) гранитоиды более широко развиты в Верхней Раче.

Роговая обманка в указанных гранитоидах является относительно поздней, выделенной из растворов. В обнажениях наблюдаются жилки роговой обманки мощностью порядка нескольких сантиметров, секущие гранитоиды.

Гранитоиды с гнейсовой текстурой в местах распространения кристаллических сланцев образуют постепенные переходы в последние. Гнейсовидность совпадает со сланцеватостью и можно наблюдать, как под воздействием инъекций в результате метасоматической гранитизации образуется постепенно гнейс, а затем гнейсовидный гранитоид. Видно также возникновение негнейсовидного равномернозернистого гранитоида из гнейсовидного в результате интенсивной метасоматической гранитизации.

* * *

Исходя из взаимоотношений различных палеозойских пород Антиклинория Главного хребта Большого Кавказа, можно заключить следующее.

Древнейшими породами здесь являются кристаллические сланцы. Наряду с ними, особенно в Абхазии, а также в Верхней Раче (Мамисонский перевал), аналогично Дзирульскому массиву, распространены метаморфические сланцы, осадочное происхождение которых не вызывает сомнений. Взаимоотношения между кристаллическими и метаморфическими сланцами пока еще не выяснены.

Понятия «метаморфические» и «кристаллические» сланцы несколько условны. Различие заключается в меньшей преобразованности первых. Кроме того, метаморфическими сланцами на Северном Кавказе и в Дзирульском массиве называют сравнительно менее метаморфизованные сланцы, возраст которых фаунистически определяется как нижнепалеозойский (кембрийский — Дзирульский массив, силурийский — Северный Кавказ).

Сланцы обоих типов секутся габбро-диабаз-порфиритами, а в Абхазии свита метаморфических сланцев — также серпентинитами и перидотитами. Кроме того, в ущельях рек Хецквара и Гвандра габбро и амфиболиты, к которым приурочены серпентиниты, секутся гранитоидами и пегматитами.

Сечение гранитоидами кристаллических сланцев и связанных с ними даек габбро и диабазов хорошо наблюдается также в Верхней Сванетии и Верхней Раче.

Гранитоиды также секутся дайками габбро-диабаз-порфиритов.

Для антиклинория Главного хребта Большого Кавказа возрастная последовательность палеозойских пород схематически может быть представлена в следующем виде:

1. Кристаллические и метаморфические сланцы — нижний палеозой (возраст их исходных пород).
2. Основные и ультраосновные породы — нижний палеозой (возраст их исходных пород).
3. Гранитоиды гнейсовые и негнейсовые, порфириовидные и др. — герцинские.
4. Габбро-диабаз-порфириновые породы — верхнепалеозойские, постгерцинские и частично юрские.

Приведенная схема требует дальнейшего уточнения.

Изучение гранитоидов Большого Кавказа показывает, что они образованы в результате метасоматической гранитизации древнейших пород — кристаллических сланцев и связанных с ними метаморфизованных основных магматических пород.

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа

Входящие в состав дизской серии терригенные и синхронные с ними вулканогенные породы сильно метаморфизованы, в результате чего образованы различные метаморфические сланцы. Приуроченные к свите основные и ультраосновные интрузии являются корнями синхронного вулканизма. Впоследствии серия и магматические породы подверглись метаморфизму и окварцеванию, в результате чего в отдельных местах образовался ряд кислых и умереннокислых тел, по своей природе не похожих на юрские (батские) интрузии. Они, видимо, относительно древние образования (предположительно триасовые).

Абсолютный возраст гранитоида горы Кирар (154 млн. лет) * соответствует возрастному интервалу верхний триас — нижняя юра.

В дизкой серии различается целый ряд основных магматических пород. Это метаморфизованные диабаз-порфириды (Прохоровская скала, Верхняя Сванетия), метаморфизм которых выражается в преобразовании первичных минералов; плагиоклаз иногда частично альбитизирован (№ 65—34). Альбитизированное габбро ущелья р. Ласкадура и Нижней Сванетии — в этой породе плагиоклаз (№ 5—8) эпидотизирован и цоизитизирован. Ортоклазовое габбро характеризуется присутствием калишпата, образовавшегося в результате калиевого метасоматоза, и кварца, возникшего в результате кремниевого метасоматоза; плагиоклаз № 65. Заметны продукты деанортитизации. Порфириды хлоритизированы и несколько окварцованы. Диабазы (гора Гольдаш, Нижняя Сванетия) частично альбитизированы; плагиоклаз № 45—33; пироксен замещается роговой обманкой. Пироксениты (гора Килет, Верхняя Сванетия) иногда секут габбро. Состоят они из авгита и образованных за его счет роговой обманки и биотита. Кроме того, имеются псевдоморфозы серпентина и талька по оливину. Амфиболиты представляют собой преобразованные габбро.

Диориты горы Килет относятся к определенной стадии метасоматической гранитизации основных пород. Заметны процессы окварцевания и частичной альбитизации плагиоклаза. На горе Кирар встречаются кварцевые диориты, отвечающие начальной стадии гранитизации роговообманковых габбро. Видны секущие их лейкократовые инъекции, расплывающиеся в породе и вызывающие постепенное ее преобразование.

В дизкой серии в большом количестве наблюдаются средние и кислые интрузии в виде небольших тел; они почти всегда приурочены к габбро-диабазам и секут их.

На горе Кирар имеется массив, состоящий из кварцевых монцитонитов, кварцевых сиенит-диоритов и гранитоидов. Указанные породы, представляющие продукты метасоматического изменения габбро, постепенно переходят друг в друга, но наблюдаются и четкие контакты.

На горе Килет распространены кварцевые сиенит-диориты, образованные аналогично подобным породам горы Кирар. Гранитоиды секутся аплитами. Аплиты — мелкозернистые породы, богатые кварцем и калишпатом.

Не только габбро-диабаз-порфириды, но и терригенные породы дизкой серии соответственно преобразованы. За счет глинистых сланцев образованы роговики и кварциты, известняки преобразованы в скарны и в эпидот-цоизитовые и эпидот-диопсид-плагиоклазовые породы.

Грузинская глыба

Дзирульская зона поднятия

Дзирульский кристаллический массив в основном состоит из гранитоидов, секущих свиты кристаллических и метаморфических сланцев.

К наиболее древним породам Дзирульского массива относятся кристаллические сланцы, образованные в результате метаморфизма древнейшей геосинклинальной вулканогенно-осадочной толщ.

Среди кристаллических сланцев различаются древнейшие основные магматические породы — амфиболиты и в основном образованные за счет последних роговообманково-биотитовые сланцы. Терригенных обра-

* Цифры абсолютного возраста приводятся по данным М. М. Рубинштейна.

зований среди кристаллических сланцев не наблюдается в результате их метаморфизации.

В ущелье р. Вашлевура (правый приток р. Дзирула) роговообманково-биотитовый сланец сечется темно-серым крупнозернистым пироксен-роговообманковым габбро, в котором заметны довольно крупные ксенолиты вмещающего сланца — до 1 м.

В габбро в большом количестве имеется основной плагиоклаз и сравнительно в меньшем — моноклинный пироксен, перешедший в роговую обманку.

На правом склоне р. Рикотула обнажается габбро, которое в виде крупного преобразованного останца включено в кварцево-диоритовые гнейсы и вместе с последними сечется пегматитами, гранодиоритами и мелкозернистым биотитовым гранитом. Габбро мелкозернистое, состоит из плагиоклаза, роговой обманки и большого количества биотита, образованного за счет последней. Здесь же обнажаются двуслюдяные сланцы, секущиеся окварцованным тремолит-биотитовым габбро; последнее в свою очередь сечется амфиболитизированным пироксенитом. Одновременно габбро сечется аплитом и биотитовой пегматитовой жилой кварцево-диоритового состава. Пироксенит пропитан тонкими жилками кварца. Поблизости имеется микроклинизированный пироксен-роговообманковый габбровый массив, который сечется пироксеновыми порфиритами и мелкозернистым роговообманковым гранитом. Пироксеновый порфирит сечется эпидот-цоизитовой жилой. Там же обнажается роговообманковое габбро, секущееся жилой мелкозернистого микроклинизированного роговообманкового габбро мощностью 0,3 м.

Окварцованное тремолит-биотитовое габбро состоит из скоплений кварца с равномерным погасанием, всегда серицитизированного, идиоморфного сдвойникового плагиоклаза (№ 40—45) и лучистой и волокнистой роговой обманки (тремолита), в которой наблюдаются пятна биотита; биотит встречается и в виде отдельных чешуек.

Амфиболитизированный пироксенит состоит из моноклинного пироксена и образованных за его счет биотита и хлорита. Из второстепенных минералов наблюдается только рудный минерал.

В строении микроклинизированного габбрового массива принимают участие микроклинизированное пироксен-роговообманковое, микроклинизированное пироксен-биотитовое и микроклинизированное роговообманковое габбро.

Приведенные выше разности габбро различаются интенсивностью микроклинизации, количеством роговой обманки, образованной за счет моноклинного пироксена, и степенью биотитизации роговой обманки. Ни одно из описанных габбро не содержит кварца, несмотря на то, что привнос кремния не вызывает сомнений. Очевидно, кремний расходовался на преобразование более основного железомagneзильного минерала в менее основную разность в следующей последовательности: пироксен — роговая обманка — биотит.

Из кислых глубинных пород наиболее распространенными являются гнейсовидный биотитовый и двуслюдяной кварцевый диориты, образованные в результате инъекций лейкократового материала в слюдяные сланцы. Их можно назвать также сильно инъецированными слюдяными сланцами.

Полосчатая (гнейсовая) текстура этих пород обусловлена наличием реликтовых полос биотита в слюдяных сланцах. В результате возрастания количества инъекций и усиления интенсивности процесса метасоматической гранитизации, полосчатая текстура стирается и порода постепенно приобретает гипидиоморфную структуру.

На последнем этапе метасоматической гранитизации имеет место привнос растворов, богатых калием (калиевый метасоматоз), в результате чего образуются крупные идиоморфные кристаллы микроклина и порода приобретает порфирированную или гранит-порфирированную структуру.

Порфирированную структуру порода приобретает и тогда, когда в габбро-диабазовые породы в пространство между сильно измененными реликтовыми плагиоклазами проникает кварцево-плагиоклаз-калишпатовый мелкозернистый материал. В этом случае порфирированные вкрапленники представляют реликтовые плагиоклазы, которые иногда под воздействием метасоматических процессов принимают овальную форму.

Среди гранитоидов распространены двуслюдяные, биотитовые, мусковитовые и лейкократовые разновидности. Они обладают гипидиоморфной структурой, которая иногда нарушается в породах, имеющих гнейсовидную текстуру. Гранитоиды состоят из характерных для них минералов.

Гранитоиды сопровождаются аплитами и пегматитами, образующими жилоподобные тела в основном в гнейсовых кварцевых диоритах и гранитоидах.

В Дзирульском массиве различаются граниты двух возрастов. Однако четкое их выделение затруднено, так как поздние гранитоиды аляскитового типа сильно инъецируют древнейшие гранитоиды — кварцевые диориты.

В пользу наличия относительно древних кварцевых диоритов говорят следующие факты (Заридзе, Татришвили, 1953). У впадения р. Ниниси в р. Черат-хеви рядом с выходом нижнепалеозойской метаморфической свиты обнажаются среднезернистые кварцевые диориты. Непосредственного контакта нижнепалеозойской толщи с кварцевыми диоритами не наблюдается. Указанные кварцевые диориты с включенными в них несколькими ксенолитами слюдисто-плагиоклазовых сланцев пересекаются кальцитизированной, хлоритизированной оталькованной и окварцованной жилой порфирита, которая в свою очередь сечется дайкой розового гранитоида.

В пользу существования двух возрастных типов гранитоидов говорят наличие микроклинизированных и окварцованных кварцевых диоритов, обнаруженных в Дзирульском массиве.

Граувакково-аркозовые песчаники, входящие в состав нижнепалеозойской метаморфической толщи и содержащие обломки песчаников и порфиритов, говорят в пользу того, что при образовании нижнепалеозойских осадков наряду с другими породами размывались какие-то еще более древние гранитоиды.

Схема возрастной последовательности древнейших пород на Дзирульском массиве следующая:

1. Кристаллические сланцы — амфиболиты, роговообманково-биотитовые сланцы, биотитовые сланцы, нацело преобразованные осадочные породы и др. — нижнепалеозойские (возраст их исходных пород).

2. Гнейсовые и негнейсовые кварцевые диориты — нижнепалеозойские — календонские (возраст их исходных пород).

3. Аркозовые, граувакковые и серицитовые песчаники; углисто-глинистые, слюдисто-глинистые, хлоритово-глинистые, кварцево-хлоритово-мусковитовые, кварцево-мусковитово-графитовые, гранатово-хлоритово-мусковитовые и другие сланцы, а также однообразные со свитой основные магматические породы и серпентиниты; габброиды, секущие кристаллические сланцы, — нижнепалеозойские.

4. Гранитоиды — граниты, гранодиориты, кварцевые диоритовые гнейсы и кварцевые диориты — верхнепалеозойские (герцинские).

5. Диабазы и порфириды, секущие гранитоиды — верхнепалеозойские (постгерцинские) и частично юрские.

Нужно отметить, что абсолютный возраст биотита из гранитоидов ущелья р. Сарахисгеле, определенный кали-аргоновым методом, исчисляется в 263 млн. лет, что соответствует верхнему девону. Абсолютный возраст рквийского гранитоида Дзирульского массива определяется в 264 млн. лет.

Артвинско-Болнисская глыба

Болнисская зона

Подзона Храмского поднятия

Значительная часть кристаллических пород Храмского массива обнажается в ущельях р. Храми и ее притоков. Изолированный выход их известен также у истоков р. Асланура (левый приток р. Храми), в окрестностях селений Везировки и Ивановки.

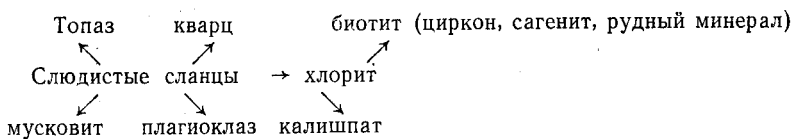
Породы Храмского массива перекрываются верхнепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, возраст которых определяется по данным флоры и фауны. Абсолютный возраст витрокластических туфов, входящих в состав этих образований, исчисляется в 183 млн. лет и соответствует триасу.

По данным Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили (1953), породы Храмского массива в основном представлены кварцево-диоритовыми гнейсами. Это серые или темно-серые среднезернистые и гнейсовидные породы. Структура неясно выраженная — гипидиоморфная, в некоторых случаях порфиридная. Заметны катаклазированные участки. Породы сильно инфицированы лейкократовым материалом (преимущественно кварц и калишпат) и состоят из кварца, калишпата, плагиоклаза, биотита, мусковита, хлорита, слюдястых масс, напоминающих цемент песчаников, и акцессориев — рудного минерала, апатита, топаза, циркона, сагенита, ортита, сфена, лейкоксена и граната.

Среди кварцево-диоритовых гнейсов различаются две разности. Первая содержит слюдястые массы, представляющие реликты преобразованных песчаников, вторая слюдястых масс не содержит. Здесь же наблюдаются реликты основных магматических пород.

Слюдястые массы образуют участки различной формы и размеров. Они встречаются в виде округлых форм, связанных между собой щупальцами. При незначительном количестве слюдястых масс порода содержит много биотита и мало хлорита; расположение слюдястых масс полосчатое, хотя они и связаны друг с другом. Часто связующим минералом является новообразованный биотит.

Схема постепенного преобразования слюдястых масс представляется нам следующей:



На левом берегу р. Храми вдоль шоссе, недалеко от отметки «68 км», была обнаружена пачка древних конгломератов, которая продолжается и по правому берегу этой реки. Галька и обломки конгломератов представлены кварцево-диоритовыми гнейсами, порфиридами,

микродиабазами и гранит-порфирами; размеры обломков иногда достигают 10 см.

Цементирующая масса мелкообломочная; она представляет собой кварцево-диоритовые гнейсы, аналогичные гнейсам Храмского массива, содержащим слюдистые массы.

Указанные гнейсы, кроме того, что слагают цементирующую массу конгломератов, образуют дислоцированный разорванный слой, расположенный между пачками конгломератов. Таким образом, не вызывает сомнения то, что гнейсы, содержащие слюдистые массы, являются метаморфизованными осадочными породами.

Вторая разновидность кварцевых диоритов, чередующаяся с первой, слюдистых масс не содержит. Входящие в состав породы биотит и хлорит образованы за счет роговой обманки, о чем свидетельствуют остатки ее в указанных двух минералах. Из вторичных минералов встречаются минералы группы эпидота и кальцит. Сильная сосюритизация плагиоклаза указывает на его ранний основной характер. Гнейсы равномернозернистые, однако в результате окварцевания они приобретают порфировидный облик.

Структурные и минералогические особенности гнейсов позволяют предполагать, что они возникли в результате преобразования древних основных магматических пород.

Кварцево-диоритовые гнейсы обеих разновидностей секутся пироксенитами (ущелье р. Чочиани), габбро, диабазами, габбро-диабазами и габбро-порфиритами. Они наряду с вмещающими гнейсами испытали сильную гранитизацию — окварцевание, альбитизацию плагиоклаза и калишпатизацию. В обнажениях наблюдается пропитывание основных пород лейкократовыми жилками. Указанные породы встречаются в верховьях р. Храма, по шоссе ниже сел. Триалети, в ущелье р. Чочиани и в других местах.

В ущелье р. Чочиани среди габброидов имеется пегматоидное образование, содержащее крупные кристаллы роговой обманки. Очевидно, роговая обманка, вначале входящая в состав габброидов, перекристаллизовалась.

В Храмском массиве в основном распространены гнейсовидные и равномернозернистые гранитоиды, являющиеся мелко- или среднезернистыми розовыми и серыми породами.

Розовые гранитоиды по сравнению с серыми содержат калишпат в большом количестве.

Эти породы имеют гипидиоморфную структуру; иногда в результате чередования полос полевого шпата с причудливыми очертаниями, мусковита и биотита, а также более крупнозернистых полос свежего полевого шпата и биотита заметна гнейсовидность, являющаяся реликтовой слоистостью и первичной сланцеватостью.

По количественно-минеральному составу среди гранитоидов выделяются кварцевые диориты, банатиты, гранодиориты и граниты.

Наряду с основными породами, секущими кварцево-диоритовые гнейсы, встречаются и такие, которые секут гранитоиды, однако гранитизации они не подвержены. Подобные породы найдены во многих местах, в частности у впадения р. Чочиани, выше поселка Храмгэс-1, в окрестностях сел. Триалети. Эти породы представлены темно-серыми диабазами, порфиритами, габбро-порфиритами и габбро-диабазами, состоящими из пелитизированного, серицитизированного, изредка альбитизированного плагиоклаза, иногда моноклинового пироксена, частично замещенного обыкновенной или волокнистой роговой обманкой, хлорита, эпидота, карбоната, вторичного кварца, образующего прожилки

рудного минерала, ильменита и апатита. Калишпат в состав этих пород не входит.

Среди указанных пород встречаются образования двух различных возрастов, что можно заключить из того, что в ряде случаев некоторые из них секутся дайками гранит-порфиров и кварц-порфиров, а в других случаях они в свою очередь пересекают кварц-порфировую верхнепалеозойскую вулканогенно-осадочную толщу.

Дайки кварц-порфиров и гранит-порфиров различной мощности секут гнейсы и гранитоиды, а на некоторых участках, в частности в ущелье р. Храми, у отметки «68 км», в окрестностях сел. Нижняя Хараба и др., — описанные выше основные породы. Кроме того, они залегают и среди пород верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной свиты. Кварц-порфиры и гранит-порфиры широко распространением также пользуются в окрестностях селений Нижняя Хараба, Гомарети и Мамула, кроме того, в ущельях притоков р. Храми — рек Асланура, Клдеиси и др. По нашему мнению, большая часть этих пород представляет собой корни кварц-порфирового вулканизма.

Из приведенной краткой характеристики становится ясной роль метасоматической гранитизации в формировании пород Храмского массива; возраст последней верхнепалеозойский, однако, возможно, что кремниевый, натриевый и калиевый метасоматоз, установленный нами на Артинско-Болнисской глыбе, в верхнем мелу коснулся и палеозойских пород.

Возрастная последовательность пород, входящих в состав массива, следующая:

1. Кварцево-диоритовые гнейсы со слюдистыми массами — осадочные метаморфизованные породы и без них — содержащие преобразованные реликты основных магматических пород (каледонские).

2. Основные магматические породы — габбро-порфириты, габбро-диабазы, габбро, пироксениты, секущие кварцево-диоритовые гнейсы обоих типов, сформированные после последних, но до гранитоидов.

3. Гранитоиды, обычно равнозернистые, иногда гнейсовидные — граниты, гранодиориты, банатиты, кварцевые диориты, образованные за счет кварцево-диоритовых гнейсов обоих типов и секущих их основных магматических пород, в результате метасоматической гранитизации различной интенсивности — верхнепалеозойские (герцинские). Абсолютный возраст микроклина из кварц-полевошпатовой жилы, приуроченной к розовым гранитоидам Храмского массива и определенный кали-аргоновым методом, равняется 105 млн. лет., что соответствует мелу.

4. Основные магматические породы — диабазы, порфириты, габбро-порфириты, габбро-диабазы, секущие гнейсы и гранитоиды — верхнепалеозойские.

5. Кварц-порфиры и гранит-порфиры, расположенные в виде даек в герцинских гранитоидах, изредка в гнейсах, в отдельных же случаях в секущих последние основных магматических породах, — верхнепалеозойские.

Подзона Локского поднятия

В состав Локского массива входят кристаллические сланцы и метаморфизованные габброиды и амфиболиты, филлиты, габбро-диабаз-порфириты и гранитоиды (Заридзе, Татришвили, 1953, 1959; Джавахишвили, 1957).

Метаморфические полосчатые габброиды и амфиболиты расположены под филлитами. В результате метаморфизма они переходят в кристаллические сланцы, изредка в кварцево-диоритовые гнейсы.

К нижнепалеозойской метаморфической свите Локского массива приурочены в той или иной степени окварцованные гранитизированные основные магматические породы — габбро, диабазы и порфириды. Иногда встречаются сланцеватые кварцевые альбитофиры.

Эти породы наряду с филлитами и кварцево-диоритовыми гнейсами инъецированы гранитоидами.

В результате метасоматического воздействия привнесенного лейкократового материала на вмещающие породы, особенно на основные породы, образуются гнейсовидные роговообманково-биотитовые, двуслюдяные, аляскитовые и мусковитовые гранитоиды и приуроченные к ним аплиты и пегматиты. Самыми поздними образованиями являются диабазы, порфириды, а также кварцевые альбитофиры, секущие гранитоиды.

Метаморфизованные габброиды и амфиболиты хорошо обнажаются, начиная от впадения р. Пиназаури до ее первого правого притока, вдоль шоссе, соединяющего Грузию с Арменией. На темно-сером фоне породы видны светлые полосы эпидот-цоизита, образующие продольные тонкие прожилки.

В микроскопе наблюдаются прерывистые авгитово-роговообманковые и эпидотово-цоизитовые полосы. Порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки, образованной за счет пироксена, эпидота, цоизита, хлорита и акцессориев — апатита и рудного минерала. Плагиоклаз сильно изменен — сосюритизирован и серицитизирован, в результате чего контуры отдельных индивидов стерты и они представлены в виде сплошной массы. Пироксен имеется в большом количестве, он бесцветный и прозрачный.

В ущелье правого притока р. Пиназаури под метаморфическими сланцами обнажаются темно-серые, почти черные, тонкозернистые биотитовые кристаллические сланцы, характеризующиеся светлыми небольшими кварцево-плагиоклазовыми инъекциями. Структура породы гранолепидобластовая.

Полосы, состоящие из биотита и мусковита, образуют микролепидобластовую структуру, а полосы, состоящие из кварца, характеризуются микрогранобластовой структурой; иногда появляется пloyчато-полосчатая текстура.

Габбро-диабаз-порфириды, секущие метаморфические сланцы, приурочены к нижнепалеозойской метаморфической свите; заметно их инъецирование гранитоидами. Окварцованные порфириды обнажаются по ущелью правого притока р. Пиназаури. В ущелье р. Джандари во многих местах габбро-диабазы инъецируются лейкократовым материалом, в результате чего образуются кварцевые диориты. Последние в свою очередь секутся жилой пироксенового порфириды.

В ущелье р. Джандари обнажается окварцованное габбро, испещренное розовыми жилками (пегматитоидами), в результате чего габбро преобразовывается в турмалиновый кварцевый диорит. На периферии одного из раздувов жилы выкристаллизован полевой шпат, а центральную часть занимает кварц.

В ущелье той же реки, выше сел. Джандари, обнажается испещренный зеленовато-серыми мелкозернистыми жилками кальцита окварцованный диабаз, секущий метаморфические сланцы; входящий в него плагиоклаз частично альбитизирован, в результате чего выделяются кальцит и сосюрит.

В ущелье р. Локи, вдоль дороги, широко развиты гранитоиды, содержащие ксенолиты основных магматических пород. В некоторых участках количество ксенолитов возрастает; обычно они представлены окварцованным габбро, но иногда последние настолько обогащаются

лейкократовым материалом, что порода теряет габброидный облик и преобразовывается в богатый темными минералами (биотитом) гранитоид. Иногда гранитоид выветрелый (оглиненный), а ксенолиты остаются свежими и легко отделяются от глинистой массы.

Рассматриваемые габбро-диабаз-порфириновые породы образовались, очевидно, во время седиментации геосинклинальной свиты. Часть их представляет собой покровы, а часть — корни (жилы) соответствующих эффузивов.

Структура окварцованных диабазов, габбро и порфиритов соответственно офитовая, панидиоморфная и порфириновая. Породы в той или иной степени подверглись процессу гранитизации. Слабая гранитизация в основном выражена в окварцевании, а сравнительно сильная — в образовании кварцевого диорита, богатого темными минералами.

В состав пород входят кварц, плагиоклаз, роговая обманка, хлорит, эпидот, цоизит, кальцит и акцессории — рудный минерал (магнетит, пирит, лимонит), апатит и ортит. Кварц характеризуется одновременным погасанием; он инъецирован, часто образует прожилки и гнезда, иногда равномерно распределен по всей породе. В прожилках кварца местами встречаются кальцит и мусковит, в одном из образцов кварц наряду с плагиоклазом сечется игольчатыми кристаллами апатита. Плагиоклаз (альбит, олигоклаз и олигоклаз-андезин) представлен сдвойникованными, серицитизированными и соскритизированными призматическими кристаллами; частично плагиоклаз новообразованный.

В большинстве случаев плагиоклаз габбро трудно отличить от привнесенного. Наличие последнего подтверждается присутствием плагиоклаза в прожилках кварца.

Роговая обманка темная или светло-зеленая; характеризуется слабым нормальным плеохроизмом; местами частично хлоритизирована, причем к хлориту примешивается эпидот. Хлорит представлен пластинками темно-зеленого цвета; имеет нормальный плеохроизм и низкие аномальные цвета интерференции; иногда образует скопления; в отдельных случаях к нему приурочен эпидот. В породах с диабазовой структурой хлорит располагается между кристаллами плагиоклаза. Эпидот и цоизит в основном образованы за счет разложения темных минералов, иногда за счет плагиоклаза. Кальцит присутствует в виде псевдоморфоз и жилок, содержит единичные зерна кварца.

Кварцево-диоритовые гнейсы распространены в западной части массива, вдоль ущелья р. Джандари; от гранитоидов они отличаются ярко выраженной гнейсовидностью и секутся микроклиновыми гранитами. В ущелье р. Камышло эти породы расположены в метаморфической свите.

Среди гранитоидов выделяются две разновидности: первая характеризуется содержанием темных силикатов (роговообманково-биотитовые, биотитовые и двуслюдяные гранитоиды), вторая разновидность лейкократовая (аляскитовые и мусковитовые гранитоиды).

Западнее сел. Джандари наблюдается небольшая пегматитовая жила.

Нижним возрастным пределом гранитоидов является инъецированная ими нижнепалеозойская метаморфическая свита. Верхней границей являются лейасовые осадки, трансгрессивно перекрывающие массив и содержащие гальку гранитоидов.

Абсолютный возраст мусковита из пегматита, приуроченного к биотитовым гранитам, определенный кали-аргоновым методом, равняется 370 ± 25 млн. лет.

Приведем схематическую петрографическую характеристику названных пород.

Кварцево-диоритовые гнейсы имеют гнейсовую текстуру и гипидиоморфную структуру; состоят из кварца, плагиоклаза, хлорита, минералов группы эпидота, биотита, роговой обманки и аксессуариев — апатита, циркона, рудного минерала. Последний приурочен к железо-магнезиальным минералам. Иногда встречается калишпат. В породах часто наблюдаются останцы первичных гнейсовидных основных пород различных размеров.

Роговообманково-биотитовые гранитоиды встречаются лишь на северной периферии массива, в ущельях р. Локи и ее притоков. Они являются средне- и мелкозернистыми розовато-серыми породами и в большом количестве содержат ксенолиты меланократовых пород величиной до 10 см. Структура гипидиоморфная, микропегматитовая или гранит-порфировая. В участках, богатых останцами основных пород, различается реликтовая офитовая структура.

Породы состоят из кварца, плагиоклаза (андезин или олигоклаз-андезин), нерешетчатого микроклина, роговой обманки, биотита и аксессуариев — апатита, циркона, рудного минерала и изредка сфена. Вторичные — хлорит, карбонат, эпидот-цоизит.

Биотитовые гранитоиды встречаются чаще; это средне- или крупнозернистые породы с гипидиоморфной структурой; состоят из кварца, плагиоклаза, микроклина (решетчатый и нерешетчатый), биотита и аксессуариев — циркона, апатита и рудного минерала. Вторичные минералы — хлорит, серицит, эпидотовые минералы, карбонат, рудный и иногда мусковит.

По минеральному составу в рассматриваемых гранитоидах выделяются все представители от кварцевых диоритов до гранитов.

Биотитовые гранитоиды постепенно переходят в лейкократовые разновидности. Двуслюдяные гранитоиды образуют небольшие участки; они встречаются в местах распространения мусковитовых и биотитовых гранитоидов и постепенно в них переходят.

Большую часть массива занимают аляскитовые гранитоиды, имеющие гипидиоморфную, а иногда катаклазовую структуру; состоят они из кварца, калишпата, плагиоклаза, мусковита и вторичных минералов — апатита, циркона, рудного минерала, изредка граната, цеолита, серицита, реже хлорита, карбоната и эпидота. В некоторых участках количество мусковита уменьшается, что приводит к образованию аляскита. В количественно-минеральном отношении здесь также выделяются все типы гранитоидов.

Гранитоиды Локского массива богаты аплитами, которые образуют дайки мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров. По сравнению с гранитоидами аплиты более тонкозернистые и лейкократовые. Это розовые или мясо-красные породы с алломорфной, алломорфно-микропегматитовой, изредка гипидиоморфно-микропегматитовой структурой. Состоят из кварца, нерешетчатого калишпата, плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз), мусковита (биотит) в аплитах, секущих биотитовые гранитоиды, и второстепенных минералов — апатита, циркона.

Пегматиты встречаются в ущелье р. Джандари. В результате работ, проведенных летом 1957 г. вблизи сел. Джандари на площади 200 м², Ш. И. Джавахишвили было обнаружено до 15 пегматитовых тел. Мощность тел не превышает 30 см. В большинстве случаев жилы аплитов имеют северо-западное простирание и переменное падение под крутым углом. Контакт с вмещающими биотитовыми гранитоидами четкий.

Пегматиты обладают хорошо выраженной пегматитовой структурой; состоят из кварца, микроклина, плагиоклаза и мусковита. Величина минералов достигает нескольких сантиметров. Аксессуары — циркон, апатит, гранат — содержатся в небольшом количестве.

Основные магматические породы, секущие гранитоиды, известны на южной и восточной периферии массива. Среди этих пород наблюдаются андезиты, аналогичные таковым среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свиты. Наибольшим распространением пользуются диабазы и порфириды темно-серого или зеленоватого цвета. Состоят они из плагиоклаза, темных силикатов и вторичных минералов — рудного, апатита, хлорита, группы эпидота, карбоната и серицита.

Различаются авгитовые, роговообманковые, плагиоклазовые, хлоритовые и кварцевые порфириды, а также диабазы.

Содержание кварца, очевидно, объясняется глубинной ассимиляцией гранитных пород основными магматическими породами.

На основании вышеприведенной краткой характеристики пород, слагающих Локский массив, можно отметить, что Артвинско-Болниская глыба, начиная с кембрийского, а возможно, и с докембрийского времени, представляла собой геосинклиналь, в которой происходило осадконакопление и наблюдался интенсивный вулканизм основной магмы, в результате чего образовалась мощная вулканогенно-осадочная свита, состоящая из различных терригенных образований — глинистого песчаника, песчаника и др., а также из магматических пород (эффузивы, туфы и дайки). В настоящее время все эти породы сильно метаморфизованы, их осадочная природа с трудом улавливается. Магматические породы представлены сильно преобразованными габбро и диабазами.

Позднее метаморфические сланцы Локского массива были пересечены габбро-диабаз-порфиридами.

Все указанные породы в герцинскую эпоху испытали интенсивный метаморфизм, в результате чего в определенной последовательности имел место привнос лейкократового материала (кремния, натрия и калия). Таким образом, происходил процесс региональной метасоматической гранитизации, под воздействием которой образовались различные гранитоиды.

Следующий этап магматизма в Локском массиве выражается в образовании даек порфиритов, диабазов, габбро-диабазов и габбро-порфиритов, наряду с другими породами, секущими герцинские гранитоиды.

Большую часть указанных основных магматических пород мы относим к верхнему палеозою, а часть условно считаем юрскими.

Таким образом, в Локском массиве возрастная последовательность пород следующая:

1. Сильно преобразованные габброиды, амфиболиты и роговообманково-биотитовые сланцы — нижний палеозой (возраст их исходных пород).

2. Дайки габбро-диабаз-порфиритов, секущие первую группу пород, образованные до герцинских гранитоидов.

3. Гнейсовые и массивные гранитоиды — роговообманково-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные и лейкократовые — герцинские.

Возраст пегматита, приуроченного к биотитовым гранитоидам, равен 370 ± 25 млн. лет.

4. Дайки габбро-диабаз-порфиритов — верхнепалеозойские, частично юрские.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

*Складчатая система Южного склона
Большого Кавказа*

Юрские интрузии имеются в Абхазии, Сванетии и Верхней Раче. В Абхазии они пользуются широким распространением в ущельях рек Западная Гумиста (гранитоиды, габброиды) и Восточная Гумиста (гранитоиды, кварцевые монзониты, габбро-диабазы), на горе Чумкузба (кварцевые монзониты, габброиды — кварцевые и оливковые, габбро-диориты), затем в ущельях рек Келасури (гранитоиды, кварцевые монзониты, секущие их жилы аплитов и пегматитов, диабазы). Амтхел (кварцевые монзониты) и Джампал (гранитоиды), на горе Лихта (гранитоиды, гранодиорит-порфиры), в местности Баргана (калишпат-кварцевое габбро), в районах гор Жургия и Ахсирва (гранитоиды, калишпатовые кварцевые габбро-диабазы), в ущелье р. Кодори (диабазы и порфириты), в окрестностях горы Гораб (гранитоиды, калишпатовое кварцевое габбро, секущие их аплиты и пегматиты), у сел Шопатквары (габброиды), в ущелье р. Зими (кварцевые монзониты), в местности Даут (кварцевые монзониты), в области перевалов Кардивач (гранитоиды), Санчар, Адзапш и Аданге (гранитоиды), в ущельях рек Марух (гранитоиды), Чхалта (диабазы).

Среди габбровых пород примечателен выход на левом берегу р. Западная Гумиста; габбро здесь образует пластовую интрузию мощностью 25 м, расположенную в свите песчаных сланцев. Порода центральной части тела крупнозернистая с порфиroidной структурой. Основная масса состоит из мелких призмочек роговой обманки ($cNg = 18^\circ$), изредка из плагиоклаза ряда лабрадора или битовнита, небольшого количества биотита, магнетита и призматического цоизита.

Порфиroidные вкрапленники (поперечный разрез которых до 5 мм) представлены амфиболлизированным авгитом ($cNg = 48^\circ$, $2V = 46^\circ$) и изредка плагиоклазом.

Порода периферийной части интрузии мелкозернистая с порфиroidной структурой; основная масса микрокристаллическая, состоит из роговой обманки и плагиоклаза. Порфиroidные вкрапленники представлены плагиоклазом ряда лабрадора и идиоморфным, нацело перешедшим в роговую обманку, пироксеном. Магнетит образован в результате амфиболлизации моноклинного пироксена.

Вблизи описанного выхода обнажается оливковое габбро с содержанием оливина до 7%, моноклинного пироксена до 13%; роговая обманка не содержится.

Кварцевые монзониты являются продуктами частичной гранитизации габбро и диабазов. Они встречаются в гранитных массивах в виде небольших участков или же на их периферии и также представляют собой независимые тела.

Большой выход гранитоидов наблюдается в ущелье р. Келасури. Структура породы гипидиоморфная; составляющие минералы — кварц, анортоклаз, плагиоклаз, биотит, роговая обманка и акцессории — апатит, рудный минерал, циркон, рутил и ортит; вторичные минералы — кальцит, хлорит, эпидот-цоизит, магнетит, серицит, пелитовое вещество.

Вмещающими породами интрузии являются песчаники лейаса, сланцы и байосская порфиroidовая свита, преобразованные в роговую. Порода состоит из кварца, плагиоклаза, биотита, пирита и апатита. В некоторых шлифах встречается серицит. В отдалении от контакта количество новообразованных минералов уменьшается. В приконтакто-

вой полосе роговики инъецированы гранитным материалом мощностью до 1 м. Здесь порода сильно обогащена пиритом, выделенным в трещинах и иногда образующим значительные массы.

В гранитоидах часто встречаются различных размеров ксенолиты, количество которых иногда настолько возрастает, что лейкократовый материал выполняет роль цемента. Такая картина наблюдается в ущелье р. Нижний Схапач, где ксенолиты представлены кварцевыми монцонитами. Наименее преобразованные ксенолиты представлены габбро-порфиритами, туфами, песчаниками и аргиллитами.

Интрузии во многих местах секутся жилами аплитов и пегматитов мощностью 10—20 см. Изредка мощность их достигает 3—4 м, еще реже 20—25 м, что наблюдается на горе Большой Схапач.

В Верхней Сванетии юрские интрузии пользуются широким распространением, причем известны как кислые, так и основные разновидности. Одна из наиболее крупных интрузий расположена в ущелье р. Ингури, у сел. Джарквали; мощность ее до 100 м. Вмещающими породами являются лейасовые песчаники и сланцы. Породами интрузии являются плагиоклазовые порфириды, габбро-диабазы и плагиоклазовые пироксениты. Под воздействием кислых инъекций габбровые породы обогащаются лейкократовыми компонентами и преобразовываются в кварцевые диориты. На периферии Джарквальской интрузии встречаются порфириды, альбитизированные кварцевые порфириды и др. Последние образуются в результате окварцевания и альбитизации плагиоклазовых порфиритов.

Часть габбро-диабазов кварцево-калишпатовая, что подтверждает их образование в результате привноса кремния и калия. Процессы альбитизации также указывают на привнос натрия.

Эцерская гранитоидная интрузия, выход которой наблюдается у сел. Эцери, в ущелье р. Долрачала, приурочена к габбро-диабазовым породам, очевидно, среднеюрского возраста. Интрузия расположена как в сланцах лейаса, так и в габбро-диабазе. В результате интенсивных лейкократовых инъекций происходит преобразование габбро-диабазов, а также и сланцев (Заридзе, Чичинадзе, 1940).

Диабазы обычно среднезернистые темно-серые с офитовой структурой; состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена, волокнистой и компактной роговой обманки, образованной за счет пироксена, небольшого количества цоизита и аксессуариев — апатита и рудного минерала.

Габбро являются темно-серыми тонкозернистыми, изредка грубозернистыми породами; иногда наблюдаются порфиновые вкрапленники плагиоклаза. Часто они инъецированы лейкократовым материалом. Структура панидоморфная, участками офитовая. Порода состоит из сосюртитизированного, пренитизированного, серицитизированного плагиоклаза, моноклинного пироксена — титан-авгита, роговой обманки, хлорита, пренита, цоизита, ильменита и небольшого количества инъецированного кварца.

Под воздействием лейкократовых инъекций габбро-диабазы преобразовались в кварцевые диориты. В отдельных случаях количество калишпата в породе возрастает и образуются кварцевые монцониты, кварцевые сиенит-диориты, кварцевые сиениты и гранитоиды.

Гранитоиды среднезернистые, светло-серые или почти белые; структура гипидиоморфная и микрогранофировая. Состоят они из кварца, калишпата, плагиоклаза, биотита, иногда роговой обманки, хлорита и аксессуариев — рудного минерала, апатита и сфена. Привнесенный характер кварца и калишпата наблюдается в шлифе.

В Нижней Сванетии основные и кислые породы встречаются в лейасовых осадках в виде дайковых тел. Первые представлены авгитовыми,

роговообманковыми и плагиоклазовыми порфиритами и диабазами, вторые — кварцевыми порфиритами и кварцевыми альбитофирами (Заридзе, 1941, 1947; Заридзе, Татришвили, 1947, 1949, 1950).

Простираение даек обычно совпадает со слоистостью вмещающих пород. Мощность их колеблется от 5—10 до 40—50 м.

Мощность дайки, обнажающейся у сел. Бабили, около 200 м, длина примерно 3,5 км. Кислые породы представлены лейкократовыми инъекциями, местами содержащими мелкие кристаллы галенита, халькопирита и пирита. Дайка диабаз сел. Бабили сечется многочисленными кварцево-полевошпатовыми, а также кварцевыми жилами. Под воздействием инъекций, диабаз сильно преобразован, изменены также вмещающие лейкасовые глинистые сланцы — образованы серицитовые сланцы. В некоторых метасоматизированных полосах диабазового тела образованы кварцевые альбитофиры (Заридзе, 1941).

В Верхней Раче известны как мезозойские, так и, возможно, кайнозойские интрузии, петрографическая характеристика которых дана в трудах Н. Ф. Татришвили (1940, 1941, 1948). Все они расположены в свите лейкасовых глинистых сланцев, а частично в породах домезозойского кристаллического субстрата. Представлены они диабазами и, кроме того, верхнемеловыми — третичными (?) альбитофирами и дацитами.

Среди диабазов Верхней Рачи наблюдаются альбитовые, хлоритовые и порфириовидные разности. Альбитовые и альбитизированные диабазы встречаются на горе Домба и в верховьях рек Кваишура и Хваргула. Диабазы р. Кваишура изменены в различной степени. Наряду с более свежими диабазами встречаются и такие, в которых пироксен нацело замещен кальцитом. В ряде пород процесс изменения касается только плагиоклаза.

В Казбекском районе и в Осетии большим распространением пользуются жильные породы: авгитовые, роговообманковые и плагиоклазовые порфириты, диабазы, альбит-калишпатовые диабазы, габбро и др. В подчиненном количестве встречаются кварцевые диориты и дациты (Дзоценидзе, 1948).

Основные породы, очевидно, являются ниже-среднеюрскими. Различие пород объясняется условиями их возникновения и дальнейшим преобразованием.

В ущельях рек Пшавской и Хевсурской Арагви встречаются в основном диабазы. Сюда относятся диабазы правого и левого склонов Хевсурской Арагви и сел. Матура, подвергшиеся пренинизации, сосюритизации и пелитизации. Из кислых пород встречаются дациты.

Грузинская глыба

На Грузинской глыбе юрские интрузии приурочены к ее центральной — Дзирульской зоне, где так называемая Хевская интрузия обнажается в окрестностях селений Хеви, Ципа и Пона (Заридзе, 1938, 1944, 1947). Площадь ее примерно 60 км², форма залегания куполообразная; наблюдается погружение поверхности купола на восток и запад, а также на север и юг.

Вмещающие породы — байосская вулканогенно-осадочная свита, представленная неслоистыми порфиритами континентального характера, кварц-порфиритами (сел. Голатубани) и брекчиями, а также палеозойские гранитоиды Дзирульского массива претерпели изменения. Вблизи контакта молодые гранитоиды в большом количестве содержат ксено-

литы с угловатыми формами, размеры которых порядка нескольких сантиметров, но иногда достигают нескольких метров.

Типичной породой Хевской интрузии является светлый гранитоид с гипидиоморфной структурой, на периферии интрузивного тела в полосе контакта с байосской свитой переходящий в основную разновидность темного цвета. Последняя характеризуется порфиридной и монцонитовой структурами.

Образование основных разновидностей, среди которых можно выделить кварцевые диориты, раньше объяснялось явлениями ассимиляции и контаминации вмещающих пород (Заридзе, 1938). В настоящее время мы их считаем продуктами определенной ступени метасоматической гранитизации вмещающих их основных пород.

Изучение химического состава нормальных и гранитизированных порфиритов показывает, что по мере привноса в породу SiO_2 , Na_2O , K_2O соответственно уменьшается процентное содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO . Нужно думать, что большая часть SiO_2 расходовалась на образование кварца, а меньшая, вместе с Na_2O , — на превращение основного плагиоклаза в олигоклаз, наряду с кварцем, входящим в основную массу породы. Привнесенный K_2O вместе с частью Na_2O расходовался на образование биотита и анортоклаза.

Хевская интрузия сечется жилами аляскита и кварца мощностью 10—20 см, а также меланократовыми породами — базальтами, диабазами и порфиритами. Образование интрузии происходило в промежутке между постбайосским и донижнемеловым временем, так как она расположена в породах байосской вулканогенно-осадочной свиты и трансгрессивно перекрывается нижним мелом, иногда начинающимся базальным конгломератом. Формирование Хевской интрузии мы связываем с батской тектонической фазой.

Аналогичная интрузия, обнаруженная Н. Ф. Татришвили, обнажается вблизи сел. Чалвани в древних гранитоидах Дзирульского массива (Смирнов, Казахашвили, Татришвили, 1937).

Большая часть перечисленных юрских интрузий расположена среди лейасовых и байосских осадков, представленных как основными, так и кислыми породами. Среди основных пород встречаются нормальные габбро, а также сравнительно более основные габбро, в частности их оливиновые разности. Кроме того, имеются и такие, которые содержат до 75% пироксена и за его счет образованную роговую обманку, на основании чего их можно назвать плагиоклазовыми пироксенитами (р. Западная Гумиста и сел. Джарквали). Среди основных пород наблюдаются дайки различной мощности диабазов, порфиритов и переходных между ними пород. Большая часть этих пород образована во время среднеюрской основной магматической активности.

Основные интрузии и вмещающие их породы в ряде мест в той или иной мере подвержены инъекционному метаморфизму, под влиянием которого образуются различные контактовые породы. В результате сильного преобразования возникают кварцевые монцониты, гранитоиды и другие породы.

Контактноизмененные вмещающие породы встречаются также в виде включений (ксенолитов) среди гранитоидов.

В контактолитах на основании реликтовой структуры удается установить исходные породы: габбро, диабазы, порфириты, туфы и, кроме того, песчаники и аргиллиты.

В состав преобразованных основных магматических пород входят кварц, анортоклаз, кислый плагиоклаз, мелкоагрегатный биотит, хлорит и рудный минерал. Все они образованы в результате инъекций кремниевых, натриевых и калиевых растворов. При более сильном

инъекционном метаморфизме образуются кварцевые монцитоны, в которых иногда различается реликтовая структура; следующими продуктами преобразования являются гранитоиды.

Отмеченный процесс постепенного преобразования хорошо наблюдается в Келасурском массиве, а также в других интрузиях Абхазии. Определенная стадия гранитизации видна в Верхней Сванетии, в интрузии сел. Джарквали, а также в Эцерской, Хевской и других интрузиях.

Раньше на Кавказе выделялись только лишь палеозойские и третичные кислые интрузии, названные Д. С. Белянкиным неогранитами или неинтрузиями. В дальнейшем Д. С. Белянкиным, В. П. Петровым и В. П. Еремеевым (1940) в Абхазии был обнаружен ряд гранитоидных интрузий, секущих байосскую свиту и трансгрессивно перекрытых меловыми отложениями, на основании чего их возраст определялся как верхнеюрский (андийский).

На юго-восточной периферии Дзирульского массива была обнаружена молодая интрузия (Смирнов, Заридзе, 1936), впоследствии изученная Г. М. Заридзе (1938). Эта интрузия расположена в континентальной части байосской вулканогенно-осадочной свиты и трансгрессивно перекрывается нижним мелом. С северо-востока интрузия граничит с палеозойскими гранитоидами.

Г. М. Заридзе отметил, что образование интрузии можно увязать с докелловейской (батской) фазой складчатости, под воздействием которой смялась в складки байосская геосинклиналь и в то же время образовалась батская регрессивная угленосная свита. Об этом свидетельствуют сравнительно абиссальный характер интрузии и ее сильная домеловая эрозия. Это предположение впоследствии было подтверждено наблюдениями Г. Р. Чхотуа на примере аналогичных интрузий Абхазии. По его данным, абхазские интрузии секут байос и трансгрессивно перекрываются не только нижним мелом, но также верхней юрой. В кимериджской пестроцветной свите им была обнаружена галька интрузивных пород.

Таким образом, имеется основание вышеописанные кварцевые монцитоны, кварцевые сиенит-диориты, гранитоиды и другие породы отнести к батскому возрасту.

Абсолютный возраст Келасурской батской интрузии, определенный кали-аргоновым методом с помощью биотита, равняется 157 млн. лет.

Артвинско-Болнисская глыба

Впервые в 1935 г. П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили в пределах Локского массива были обнаружены молодые гранитоидные интрузии. Породы этих интрузий, встречающиеся в ущельях рек Локи, Джандари и Поладаури, были описаны как аплитовидные и мусковитовые граниты. Позднее В. Я. Эдилашвили (1938) на основании проведенных съемочных работ писал, что молодые гранитоиды сменяют более древние гранитоиды и макроскопически трудно от них отличимы. На геологической карте, составленной автором, нанесены молодые гранитоиды, развитые по обоим склонам ущелья р. Джандари, начиная от сел. Джандари до ее притока — р. Пиназаури. П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили в 1940 г. отмечают, что по составу гранитоидные неинтрузии сходны с древними гранитоидами, из-за чего и не были замечены прежними исследователями. Относительно возраста неинтрузий они указывают, что последние секут лейасовые слюдястые сланцы и песчаники, а также вулканогенно-осадочную свиту байоса.

В 1941 г. Т. Г. Казахашвили относительно возраста гранитоидов ущелья р. Дамблуд отмечала, что последние в северной части перекрываются нижнелейасовыми конгломератами и песчаниками, под которыми кое-где обнажаются гранитоиды. Вопрос о взаимоотношении гранитоидов и лейасовых отложений ею окончательно не решается, однако отмечается, что небольшие жилы, секущие лейасовые породы представляют собой не гранитоиды, как считают некоторые исследователи, а являются кварц-порфирами и гранит-порфирами.

В 1942 г. П. Д. Гамкрелидзе пишет, что молодые гранитоиды в ущельях рек Локи и Дамблуд секут юрские отложения и вызывают гидротермальный метаморфизм лейасовых и байосских осадков. Образование локских молодых гранитов автор связывает с предкелловейской орофазой.

По данным Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1945), гранитоиды ущелья р. Дамблуд по аналогии с другими гранитоидами Локского массива секутся жилами диабаз-порфиритов, что характерно для древних гранитоидов. В ущелье р. Дамблуд; в районе распространения среднеюрской вулканогенно-осадочной свиты, был обнаружен небольшой выход серой средне- и тонкозернистой интрузивной породы кварцево-диоритового состава. Структура породы гипидиоморфная; состоит из кварца, плагиоклаза, роговой обманки (иногда волокнистой), изредка биотита и акцессориев — апатита, рудного минерала и вторичных минералов — серицита, хлорита, пелитового вещества и эпидота.

Наиболее крупные выходы молодых гранитоидных интрузий наблюдаются в районах р. Поладаури и сел. Бардадзори. Поладаурская гранитоидная интрузия обнажается в ущелье р. Поладаури, у моста Тамары, в ядре антиклинальной складки, сложенной лейасовыми, байосскими и сеноманскими осадками (Джавахишвили, 1958). Здесь наблюдается интенсивная гранитизация лейасовых осадков. Микроскопическое исследование пород выявило различную степень преобразования кварцевых песчаников и постепенный их переход в гранитоиды.

В ущельях рек Баритис-хеви и Гюльмагамет наблюдается инъецирование гранитоидами верхнего горизонта лейаса. В ущелье р. Ахсу заметно инъецирование байосской вулканогенно-осадочной свиты, а в верховьях той же реки инъецированы древние гранитоиды, в приконтактной полосе обогащенные серицитом; кроме того, они окварцованы и в небольшой степени калишпатизированы. В ущелье р. Баритис-хеви жилы барита приурочены именно к контактноизмененным породам (роговиком). В баритовых и кварцевых жилах наблюдается сульфидная минерализация. Байосские породы также сильно изменены в контакте с молодой интрузией; в частности, они обогащаются кварцем. Наблюдается также образование эпидота и цоизита.

Относительно возраста Поладаурской интрузии имеются различные мнения. Одни считают ее батской, а другие — меловой или эоценовой.

Поладаурская интрузия инъецирует лейасовые байосские осадки, следовательно, она должна быть моложе байосских пород.

Верхнеюрских и нижнемеловых отложений в районе не наблюдается. На северной периферии встречаются сеноманские осадки, расположенные вблизи от интрузии и иногда соприкасающиеся с ней, однако никаких признаков пересечения их гранитоидами или же контактного воздействия на них последних не наблюдается. Кроме того, на разных уровнях верхнемеловой вулканогенно-осадочной свиты встречается галька пород, аналогичных поладаурским гранитоидам.

Таким образом, время образования интрузии байос—сеноман. Ш. И. Джавахишвили (1958) поладаурскую интрузию также считает батской.

Среди поладаурских гранитоидов выделяются крупно- и среднезернистые гранитоиды, развитые в основном в восточной части интрузии, в ущелье р. Баритис-хеви, а также тонкозернистые микропегматитовые аплитовидные гранитоиды, встречающиеся в западной части интрузии, в ущелье р. Ахсу. В состав поладаурских гранитоидов входят кварц, ортоклаз, плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз), мусковит, биотит, акцессории — циркон, апатит, рудный минерал, изредка сфен и вторичные минералы — хлорит, серицит, карбонат, группа эпидота и пелитовое вещество.

Бардадзорская интрузия, известная также под названием Банушчайской, расположена на границе между Грузией и Арменией. Она внедрена в наиболее древние породы района — байосскую вулканогенно-осадочную свиту, состоящую из альбитовых и андезин-лабрадоровых порфиритов, их туфов и туфобрекчий, а также туфопесчаников. Указанная свита трансгрессивно перекрывается сеноманскими отложениями. В южной части района, в окрестностях вершины Ляльвар, байос сменяется среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свитой, начинающейся базальным конгломератом, который сменяется линзами зеленовато-серых нуммулитовых известняков, тонкослоистыми туфогенными песчаниками и грубослоистыми туфобрекчиями.

Интрузия состоит из кварцевых диоритов, банатитов и гранитов. Это преимущественно тонкокристаллические, изредка среднекристаллические, мясо-красные, иногда серовато-мясо-красные породы. Структура гипидиоморфная или порфировидная. Различаются биотитовые и бесслюдяные гранитоиды, в состав которых входят кварц, плагиоклаз, калишпат, а в биотитовые разности — биотит. Из акцессориев наблюдаются циркон, апатит, магнетит и сфен (редко). Вторичные минералы представлены хлоритом, кальцитом, серицитом, эпидот-цоизитом, лимонитом и пелитовым веществом. В некоторых шлифах заметно образование калишпата за счет плагиоклаза под воздействием калиметасоматоза. В кварцевых диоритах калишпат встречается в небольшом количестве, образуя тонкую каемку вокруг плагиоклаза.

В ущельях рек Бануш и Бардадзор замечается окварцевание вмещающих интрузию байосских вулканогенно-осадочных пород, причем интенсивность процесса возрастает в направлении к центру. Наблюдается следующая последовательность пород: окварцованные диорит-порфириты, кварцевые диориты, банатиты и граниты.

По наблюдениям Р. Макашвили, породы Бардадзорской интрузии образовались путем метасоматического преобразования (окварцевание, натриевый и калиевый метасоматоз) вмещающей их вулканогенно-осадочной свиты байоса. Вблизи сел. Опрети, вдоль шоссе, в базальных конгломератах сеномана, а также недалеко от сел. Садахло в известняках автором была обнаружена галечка бардадзорских гранитоидов, на основании чего возраст Бардадзорской интрузии определяется как байос — сеноман. По данным Г. М. Заридзе, формирование интрузий, приуроченных к байосским породам, в указанном возрастном промежутке приходится на батское время.

В геологическом строении части Артвинско-Болнисской глыбы значительное место занимает верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита. Секущие эту свиту тела, являющиеся преимущественно подводящими каналами верхнемелового вулканизма, представлены диабаз-порфиритами, кварцевыми порфиритами и кварцевыми альбитофирами. Среди секущих тел встречаются также дациты. Выходы диабаз-порфи-

ритов, порфиристов и кварцевых порфиристов (дайки и штоки) встречаются в окрестностях селений Диди-Дарбази, Укангори, Поладаури, Самцвериси и на периферии Храмского массива.

Макроскопически это темные или зеленовато-серые породы с порфировой структурой. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (андезин, лабрадор), моноклинным пироксеном (авгит) и изредка кварцем. Основная масса макрокристаллическая или диабазовая; состоит из лейст плагиоклаза, пространство между которыми заполнено пироксеном, хлоритом, кварцем и рудным минералом. Из аксессуаров представлены магнетит и апатит.

Рассматриваемые породы значительно изменены под воздействием более поздних процессов, в результате чего образуются хлорит, биотит, кальцит, минералы группы эпидота, кварц, рудный минерал и др. В связи с окварцеванием (кремниевый метасоматоз) в основной массе порфиристов возникают микропегматитовые участки и зерна кварца, а в результате альбитизации (натриевый метасоматоз) за счет более основного плагиоклаза образовывается альбит.

На некоторых участках довольно крупной лок-дамблудской порфиристовой дайки (1,5 км) отмечаются процессы окварцевания и альбитизации, приводящие к преобразованию порфиристов в кварцевые порфириты и кварцевые альбитофиры.

Указанная дайка на водоразделе рек Локи и Дамблуд сечется жилой кварцевого альбитофира. Кварцево-альбитофировая дайка, обнаженная у сел. Сарачло, сечется диабаз-порфиритом. Надо полагать, что основные магматические породы, секущие некоторые кварцевые альбитофиры, являются более молодыми образованиями. Возможно, что они приурочены к эоценовой магматической активности.

В верхнемеловой вулканогенно-осадочной свите кварцевые альбитофиры пользуются широким распространением. Среди них различаются две разности. В первой невооруженным глазом можно наблюдать довольно крупные вкрапленники кварца, во второй кварц виден только в шлифах. Породы характеризуются столбчатой отдельностью. Дайки кварцевых альбитофиров первой разности характеризуются крутым падением. Замечено, что простирание их колеблется в северо-восточных румбах (между 30 и 60°), а простирание вторых большей частью широтное. Тела кварцевых альбитофиров обычно друг друга не пересекают, за исключением района сел. Поладаури, у крепости Бердики и севернее сел. Пахрало (вершина Хачокая), где дайки кварцевых альбитофиров первой разности секут тела второй разности. Сходство составов дает возможность предполагать, что кварцевые альбитофиры являются продуктами верхнемелового вулканизма, с той разницей, что породы второй разности несколько древнее.

Кварцевые альбитофиры — серые, иногда желтоватые и розоватые породы с порфировой структурой; порфиновые вкрапленники представлены кварцем, кислым плагиоклазом и реже хлоритизированным темным силикатом. Основная масса в основном кварцево-плагиоклазовая, микрокристаллическая и сферолитовая, иногда присутствует кислое стекло. Из аксессуаров встречается апатит, циркон и рудный минерал.

В окрестностях селений Пахрало и Мошевани в верхней части верхнемеловой вулканогенно-осадочной свиты встречаются кварцево-биотитовые альбитофиры, с довольно крупными выделениями биотита. Очевидно, последние представляют собой наиболее поздние продукты верхнемелового вулканизма.

Дайки и куполообразные тела дацитов обнажаются в окрестностях селений Даба-Болниси, Тетри-Цкаро, Самцвериси, Болниси, Баличи и Самшвилде.

Дациты — светло-серые породы. Структура их порфировая с микрогранулитовой основной массой, состоящей из кварца и плагиоклаза. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин), роговой обманкой, биотитом и малым количеством кварца. Из акцессориев встречаются апатит, циркон и рудный минерал. В зависимости от преобладания того или иного минерала среди дацитов выделяются роговообманковые и роговообманково-биотитовые разности.

Прямых геологических данных для установления возраста дацитов пока нет, известно лишь, что они, аналогично другим телам, секут верхнемеловые образования, благодаря чему мы считаем их верхнемеловыми.

Ш. А. Адамия и О. З. Дудаури синхронизируют указанные дациты с палеоцен-нижнеэоценовыми дацитовыми лавами рек Храми, Алгети, основываясь на сходстве этих пород.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Грузинская глыба

Кутаисская подзона

Сведения о жильных породах Кутаисского района впервые встречаются в 1873 г. в работах Симоновича и Бацевича. В опубликованной спустя два года работе этих авторов, при участии Сорокина, упомянуты тешениты и отмечается, что они расположены в сланцах лейаса.

Из исследований XIX в. полевые наблюдения над тешенитами и их коллекционирование производил Э. Фавр. Микроскопическое описание собранных им образцов провели Чермак и частично Рорбах.

Из работ XIX в. нужно отметить геологический очерк Г. М. Смирнова, в котором автор описывает тешенит сел. Никорцминда и называет его диабазом. А. И. Джанелидзе в связи с геологическим описанием окрестностей сел. Никорцминда дает характеристику описанным Г. М. Смирновым пород, секущих верхний мел, в центральной части названных диабазами, а на периферии определенных как базальт.

Б. Ф. Мефферт относил тешениты Западной Грузии к предтитонскому времени, но не отрицал возможности и более позднего их образования.

Жильная порода вблизи сел. Баноджа, известная как базальт, была описана Н. И. Вачнадзе и В. Табагари как авгитовый тешенит. В статье Д. С. Белянкина, В. П. Петрова (1940) и Н. И. Схиртладзе (1942, 1943) приведена подробная петрографическая характеристика тешенитов. По данным последнего автора, пластовая интрузия тешенитов обнажается в окрестностях селений Курсеби и Набослеви, в северном крыле синклинальной складки, образованной батскими сланцами. Видимая мощность интрузии примерно 100 м, состав ее меняется от севера к периферии.

Авгитовый тешенит из центральной части интрузии является светло-серой, иногда темно-серой плотной крупнозернистой породой, окраска которой обусловлена более поздними процессами — цеолитизацией и хлоритизацией.

Структура породы диабазовая. Состоит из сильно пелитизированного плагиоклаза (№ 53—60), анортоклаза ($-2V=59^\circ$), образующего узкую каемку вокруг плагиоклаза, анальцима (занимающего вместе с пренитом пространство между полевым шпатом), роговой обманки (баркевикит), моноклинного пироксена (титан-авгита), оливина (мало),

биотита (мало), хлорита, томсонита, натролита, апатита и рудного минерала.

На периферии интрузии породы как в подошве, так и в кровле имеют тонкозернистый меланократовый облик. С появлением баркевикита возрастает количество биотита и анортоклаза. От периферии к центру содержание баркевикита растет, в центре же он уступает место титан-авгиту. Здесь возрастает количество хлорита и цеолитов.

В окрестностях г. Кутаиси распространены дайковые породы: равномернозернистые диориты, богатые шлирами и крупными кристаллами роговой обманки, диорит-порфириды и диорит-порфириды с игольчатыми кристаллами роговой обманки. Детально описание их дано Г. С. Дзоценидзе (1948). А. И. Джанелидзе (1941) отметил, что эти породы расположены между осадками батской угленосной и верхнеюрской пестроцветной свит, секут мелафиры пестроцветной свиты, а в окрестностях сел. Годогани секут нижненеокомские известняки.

Г. С. Дзоценидзе дополнительно отмечает пластовую жилу диорита между пестроцветной свитой и нижненеокомскими кварцевыми песчаниками, на основании чего считает возраст интрузии моложе нижнего мела. С целью дальнейшего уточнения возраста диоритов автор приводит предположение Н. И. Схиртладзе, приурочивающего образование тешенитов и мончикит-камptonитов к предэотийской (аттической) фазе складчатости. Так как диориты содержат ксенолит камptonита и секутся жилой мончикита, возраст их автор считает промежуточным между возрастом указанных пород.

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа

Ущелье р. Иори. Интрузия тешенита находится в ущелье р. Иори, примерно в 1 км от сел. Мажалоани и расположена среди пород ананурского горизонта, выше переходящих в туронские известняки. С ананурским горизонтом связаны вулканические проявления.

По данным А. П. Герасимова, в нижней контактовой части породы интрузии плотная, базальтовидная, в отдалении от контакта величина минералов постепенно возрастает, в результате чего породу нельзя отнести к базальту. Здесь возникают иголки роговой обманки черного цвета, заполняющие центральную часть интрузии. Около верхнего контакта величина зерен уменьшается, но верхний контакт непосредственно не наблюдается. Видимая мощность интрузии 53 м. Порода в некоторых случаях проявляет сферическую отдельность.

В направлении сужения синклинали пластовая интрузия протягивается без изменения мощности (с правого берега р. Иори на ее левый берег). В восточном направлении интрузия не прослеживается. В южном крыле синклинали она приурочена к кремнистым породам. Верхний контакт хорошо наблюдается на склоне, вдоль дороги.

Среди тешенитов р. Иори различается несколько разновидностей. Количество темных силикатов (баркевикита, обыкновенной роговой обманки, титан-авгита, биотита) в центральной части пород интрузии составляет 24%, в крайней нижней части — 32%. По мнению А. П. Герасимова, это указывает на гравитационную дифференциацию магмы.

Если к сумме темных силикатов центральной части (24%) прибавим хлорит (14%), образованный за счет последних, получим цифру 38%. Для нижней части пород соответственно имеем $32\% + 8\% = 40\%$. Таким образом, для обеих зон количество темных силикатов почти равное.

Закономерного изменения кислотности плагиоклаза в породах различных зон не наблюдается. Кроме того, при гравитационной диффе-

ренциации количество плагиоклаза в верхней части интрузии должно превышать количество нижней, а по данным А. П. Герасимова, они одинаковы.

В удельном весе также не наблюдается различия. В самой верхней части интрузии удельный вес 2,610, затем несколько уменьшается до 2,604, потом возрастает до 2,760 и затем опять падает до 2,758, под конец он резко возрастает до 2,820.

Химический анализ пород указывает на большую кислотность пород центральной части интрузии в сравнении с нижней.

Изменения в химическом составе и удельном весе описанных пород — результат последующих процессов.

А. П. Герасимов отмечает, что анальцим тешенитов р. Иори, так же как и анальцим других соответствующих пород, может образовываться как в поверхностных зонах земной коры без участия постмагматических процессов, так и в условиях высокой температуры и давления.

Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1959) полагают, что хлорит, анальцим, натролит и роговая обманка представляют собой вторичные минералы, образованные в определенной последовательности под воздействием высокотемпературных растворов и газов соответствующего состава; отмеченные растворы устремляются к уже сформированной верхней части интрузии; здесь их воздействие интенсивнее, чем в нижней части, в результате чего плагиоклаз в верхней части частично альбитизирован.

Спорным является вопрос возраста тешенитов Кутаисского района и ущелья р. Иори. И. Г. Кузнецов и Н. И. Схиртладзе (1943) эти тешениты считают третичными.

Исходя из того, что основные жильные породы обычно являются подводящими корнями соответствующих эффузивов, а тешениты Кутаисского района по своему составу напоминают туронские анальцимовые базальты и трахибазальты (вулканогенно-осадочная свита мтавари), Г. С. Дзоценидзе и Г. М. Заридзе отмечали, что тешениты являются корнями туронского вулканизма. К этому же времени относились тешениты р. Иори (Заридзе, 1947; Заридзе, Татришвили, 1947). В настоящее время мы полагаем, что эти тешениты являются корнями неогеновых анальцимовых базальтов, распространенных в Кутаисском районе.

Что касается тешенитов, встречающихся у сел. Патара-Они (секут олигоцен) и у селений Чквиши и Кведа-Шавра (секут караган), мы их считаем корнями анальцимового базальтового покрова сел. Наманеви, перекрывающего чокрак, караган и сармат.

Абсолютный возраст тешенита, определенный кали-аргоновым методом, равняется 41 млн. лет.

Сванетия. Одной из наиболее интересных интрузий Южного склона Большого Кавказа является дацитовая интрузия горы Цурунгал, обнажающаяся у вершины Цурунгал (Нижняя Сванетия).

Интрузия горы Цурунгал интересна тем, что она является наиболее молодой среди интрузий Большого Кавказа. Подобно интрузии горы Кароби (Верхняя Рача), она образована после надвига кристаллического субстрата на сланцы лейаса.

В интрузиве горы Цурунгал различаются две стадии. К ранней принадлежат темные дациты, инъецированные светлыми дацитами поздней стадии. В последних наблюдаются ксенолиты темных дацитов.

Под воздействием гранитизирующих инъекций глинистые сланцы лейаса с прослоями песчаников и дайками основных магматических пород испытывают интенсивное ороговикование.

Дацитовый массив, его контактные породы и лейасовые сланцы секутся кварцевыми, кварцево-турмалиновыми и рудными жилами различной мощности и направления.

Дациты горы Цурунгал — светло-серые и розовато-серые породы с порфировой структурой. Основная масса полнокристаллическая, в состав ее входят в большом количестве призматический, сдвойникованный, слегка серицитизированный плагиоклаз альбит-олигоклазового ряда, меньшее количество кварца, незначительное количество калишпата и мусковита, частично хлоритизированный темно-коричневый биотит, довольно крупные чешуйки которого образуют скопления, апатит и рудный минерал. Вкрапленники представлены почти совсем свежим, лишь слегка серицитизированным и полисинтетически сдвойникованным плагиоклазом ряда альбит-олигоклаза, иногда кварцем с округлыми очертаниями и призматическими чешуйками коричневого биотита с нормальным плеохроизмом. Встречаются разновидности с гранит-порфировой структурой. Вкрапленники представлены совершенно свежими темно-коричневыми, слегка хлоритизированными чешуйками биотита с нормальным плеохроизмом, содержащими включения сагениита, небольшим количеством кварца и свежим прозрачным калишпатом.

Вмещающие породы дацитовой интрузии преобразованы в роговики и пятнистые сланцы.

Верхняя Рача. Здесь наряду с юрскими диабаз-порфиридами встречаются дайки дацитов и кварцевых альбитофиров (Татришвили, 1941). Азимут простираения дайки каробского дацита СВ 45°, падение южное под углом 85°. По простираению порода тянется на 120 м, средняя мощность ее 10 м.

Основная масса дацитов состоит из изометрических зерен кварца, плагиоклаза, хлорита и аксессуариев — апатита (короткие столбчатые кристаллы), циркона, пирита. Порфировые вкрапленники количественно преобладают над основной массой и представлены кварцем, плагиоклазом (№ 2—14) и псевдоморфозами хлорита по роговой обманке; встречаются останцы биотита.

Кварцевые альбитофиры горы Рехеба представляют собой линзообразную пластовую интрузию, залегающую в сланцах лейаса. Кварцевые альбитофиры горы Хврелието образуют также линзовидную пластовую интрузию. Дациты горы Кароби являются светло-серыми, изредка белыми, среднезернистыми породами, на светлом фоне которых резко выделяются гексагональные кристаллы темно-бурого биотита и блестящие зерна молибденита. Несмотря на сравнительно небольшую мощность даек, состав и структура их однородны во всех частях, однако несколько меняются размеры зерен основной массы.

Структура дацитов порфировая. Основная масса состоит преимущественно из изометрических зерен кварца, плагиоклаза (№ 25—40), калишпата и биотита. Размеры минералов непостоянны; порфировые вкрапленники — кварц (образует скопления различной формы — жилкообразные, червеобразные и др.), плагиоклаз и биотит. Из аксессуариев встречаются апатит, циркон и рудный минерал.

Дациты местами окварцованы, причем с окварцеванием связаны чешуйки молибденита.

У ледника Киртышо (северный склон горы Кароби) среди древних гранитоидов обнажается интрузия неправильной формы, вытянутая в широтном направлении. Дациты горы Киртышо непостоянны как по составу, так и по структуре. Центральная часть интрузии сложена крупнозернистым беловато-розовым дацитом. При удалении от центра порода становится более уплотненной и темной, что обусловлено боль-

шим содержанием железо-магнезиальных минералов. В периферической части массива порфи́ровая структура выражена резко. Кварц не присутствует ни в основной массе, ни в порфи́ровых вкрапленниках. Калиевый полевой шпат в большом количестве содержится в основной массе центральной части тела. Плагноклаз сравнительно основной (№ 42—50).

На водоразделе рек Сакауры и Лухуми среди пород песчаниково-глинистой свиты лейаса обнажается дацитовое тело. Массив тянется на 2,5 км севернее горы Купри. Обнажение прерывистое, местами задерновано, в результате чего элементы залегания, форма и величина не устанавливаются. Порода мелкозернистая, светло-серая. В большом количестве содержатся чешуйки биотита. Структура порфи́ровая; основная полнокристаллическая масса состоит из калишпата, кварца и мелких зерен биотита. Порфи́ровые вкрапленники представлены зональным плагноклазом (от № 30—35 до ряда альбита), биотитом, единичными зернами бесцветного граната и аксессуориями — апатитом и цирконом. В результате распада биотита образуются магнетит и гидрокислы железа.

При определении геологического возраста этих интрузий исходят из пересечения породами Каробской интрузии зоны надвига древнего субстрата Большого Кавказа на юрские сланцы, возраст которого считают третичным.

По данным абсолютного возраста (48 млн. лет) интрузия горы Цурунгал относится к верхнему эоцену.

Аджаро-Триалетская складчатая система

Триалетский хребет. Интрузии Триалетского хребта образуют дайки и небольшие массивы основного состава в верхнемеловых и палеогеновых осадках. Изучением их занимались В. П. Еремеев, В. П. Петров (1940), Б. П. Великов, С. С. Кузнецов (1934) и др.

Близ сел. Гостибе на водоразделе рек Тедзами и Кавтуры обнажается габбровая пластовая интрузия, протяженность которой по простиранию достигает нескольких километров; мощность 100—200 м. Интрузия сечет верхнемеловые и нижне- и среднеэоценовые осадки. Петрографический состав ее неоднородный — центральная полнокристаллическая часть представлена габбровой породой, в краевых частях наблюдаются порфириты и диабазы.

В ущелье р. Банованис-хеви (правый приток р. Таны) обнажается несколько интрузивных тел. Песчаники в контакте с интрузией окварцованы. Непосредственно у контакта порода интрузии имеет порфи́ровый облик, исчезающий при удалении от него на 1 м. В 3 м от контакта порода приобретает крупнозернистое строение. Здесь же имеется несколько тектонически разъединенных выходов одной и той же пластовой интрузии, краевая часть которой является порфи́ровой. Вкрапленники представлены плагноклазом, изредка моноклинным пироксеном. Основная масса плотная, состоит из плагноклаза, ортоклаза, моноклинного пироксена и биотита, кое-где наблюдаются участки бесцветного стекла. Второстепенные минералы — апатит, гематит, хлорит.

В 1 м от контакта указанная порода полнокристаллически-порфи́ровая. Она состоит из плагноклаза, ортоклаза, биотита, моноклинного пироксена и аксессуариев — апатита, гематита, хлорита, образованного за счет биотита и пренита, в виде сферолитов заполняющего пустоты. Основная масса состоит из альбитизированного плагноклаза, ортоклаза, моноклинного пироксена и изредка биотита. В удалении от контакта на несколько метров порода представляет собой калишпатовое габбро, состоящее из плагноклаза, калишпата, моноклинного пирок-

сена, биотита и акцессориев — апатита, магнетита, анальцима, заполняющего пространство между полевым шпатом.

Диабазы северной окраины сел. Атени образуют пластовую жилу мощностью 40 м. Интрузия залегает в верхнеэоценовых нуммулитовых песчаниках и глинистых сланцах, слегка ороговикованных и пиритизированных.

Бесцветная масса диабазы характеризуется слабой поляризацией ($n=1,533$); очевидно, она является альбитом. Здесь наблюдаются отдельные кристаллы альбита, а иногда и апатита, роговая обманка и гидроокислы железа.

Габбро горы Квиран обнажается в верховьях р. Сатердзе, правого притока р. Дзамы (Еремеев, Петров, 1940).

Интрузия, расположенная на восточном склоне горы Квиран и на горе Шуано, вместе с приуроченным к ней месторождением магнетита была обнаружена в 1932 г. А. Сарминым. Интрузия образует неправильное штокообразное тело, состоящее в основном из габбро. Кроме того, внутри интрузии наблюдаются дайки диоритовых порфириров, встречающихся и во вмещающей осадочной свите. В контакте с верхнемеловыми известняками они образуют скарны, в контакте с флишевыми породами — роговики. Кроме диоритовых порфириров, в интрузивном массиве и вмещающих породах распространены также авгит-роговообманковые порфириды.

Характерной породой Квиранской интрузии является кварцево-роговообманковое габбро, обнажающееся у вершины горы Квиран. Структура его переходная от офитовой к порфировой; состоит из инъецированного кварца, плагиоклаза, роговой обманки, эпидота и хлорита. В небольшом количестве в породе содержатся апатит, сфен и новообразованный магнетит.

В различных частях горы Квиран обнажаются габбро-порфириды (западный склон), диоритовые порфириды (на гребне) и кварцево-диоритовые порфириды (северный склон). На юге от горы Квиран, у поворота дороги к сел. Ткемловани, севернее сел. Гвердзинети, по обоим берегам р. Дзамы обнажается жила цеолитового габбро. По простиранию длина обнажения около 200—300 м, мощность 35—40 м.

Типичная порода интрузии значительно преобразована; лейкократовая инъецированная составляющая часть представлена содержащимися в большом количестве плагиоклазом и цеолитом. Кроме того, в состав породы входят биотит, авгит, баркевикит и хлорит с включениями магнетита.

Краткая характеристика интрузий северной части Триалетского хребта дает возможность большую их часть отнести к одному и тому же магматическому циклу. Различие в составе объясняется условиями образования. Как было отмечено, центральная часть интрузии сел. Гостибе представлена полнокристаллической породой — габбро, а периферия — порфиритами и диабазами. То же самое наблюдается и в габбровой интрузии р. Банованис-хеви, у контакта с вмещающими породами имеющей порфиритовую структуру, а при удалении на 3 м переходящей в равнозернистую разность.

Распространение альбитизации незначительное; она наблюдается в диабазе северной окраины сел. Атени, плагиоклаз которого всегда альбитизирован. Процесс частичной альбитизации можно отметить также в авгит-роговообманковых порфиритах горы Квиран, где наряду с плагиоклазом № 66 встречается и плагиоклаз № 38; частичная или полная альбитизация заметна в цеолитовом габбро сел. Гвердзинети — здесь плагиоклаз в большинстве случаев относится к № 7—8, изредка к № 45—55.

Плагиоклаз жил, секущих гвердзинетское габбро, также альбитизирован (№ 8—10); встречаются также частично альбитизированные плагиоклазы (№ 35—40).

Габброидные породы северной части Триалетского хребта, за исключением гвердзинетской жилы, цеолитов в заметном количестве не содержат, однако следует отметить, что тенденция к цеолитизации большей частью имеется. Ее обнаруживают габбро сел. Гостибе и р. Банованис-хеви. В последнем случае анальцит замещает плагиоклаз вдоль трещин, а также заполняет пространство между полевыми шпатами.

Кроме того, для рассматриваемых габбро-диабазов характерно содержание в небольшом количестве ортоклаза и кварца, представляющих собой продукты метасоматоза, обусловленного привнесом кремния и калия. В этих породах роговая обманка образована за счет моноклинного пироксена, на что указывает присутствие ее в габбро сел. Квиран в ассоциации с вторичными минералами и наличие моноклинного пироксена, который амфиболлизирован, причем последняя роговая обманка имеет такой же облик, как и отдельные ее зерна.

Следует отметить, что баркевикит цеолитового габбро сел. Гвердзинети, очевидно, также вторичный и образовался за счет того же моноклинного пироксена, что подтверждается следующими наблюдениями: баркевикит образует оболочку вокруг моноклинного пироксена и распределение его в породе неравномерно — образует скопления.

Река Ханис-цкали. Один относительно мощный выход габбро-диоритовой интрузии и несколько небольших, сложенных диорит-порфиритами и авгит-роговообманковыми порфиритами, известны в истоках р. Ханис-цкали. Они были обнаружены в 1943 г. П. Д. Гамкрелидзе (1949).

С интрузией связаны небольшие полиметаллические жилки.

Габбро-диоритовая интрузия залегает в среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свите и вытянута в широтном направлении. Периферия интрузии мелкозернистая, центральная часть — крупнозернистая. Интрузия сечется лейкократовыми жилами, северная периферия интрузии пересекается мощной дайкой кварцево-диоритового аллита, азимут падения которой юго-восточный, угол падения крутой. Подобные жилы, но менее мощные (0,1—1 м) обнаружены в большом количестве в В. Р. Надирадзе. На периферии интрузии наблюдается множество ксенолитов вмещающих пород, ввиду чего порода приобретает облик интрузивной брекчии.

Контактовое воздействие интрузии на вмещающие породы выражается в пиритизации, серицитизации и в меньшей степени в окварцевании. Сравнительно мощная зона пиритизации (100—150 м) наблюдается вдоль северного контакта интрузии.

Ахалцихская депрессия. Геологическое изучение Ахалцихской депрессии началось давно. Наряду с Г. Абигом и Э. Фурнье, изучавшими Малый Кавказ в целом, Ахалцихский район подробно исследовали А. И. Сорокин и С. Е. Симонович.

Б. Ф. Мефферт (1933), давший в результате систематического изучения района краткое описание жильных пород, отмечает, что в районе селений Сакунети и Копадзе дайки секут верхний эоцен, а севернее г. Ахалциха — олигоцен. Образование этих жил автор связывает с миоценовой складчатостью.

В дальнейшем изучением района занимаются Лукашевич и Страхов, выделившие на геологической карте жильные породы. Они упоминают описанные Г. М. Смирновым тешениты селений Варента и Копадзе и калишпатовое габбро сел. Сакунети.

В состав пород, описанных Г. М. Смирновым, входят авгит, оливин, баркевикит, плагиоклаз, анальцим (сел. Копадзе) и биотит (селиния Барента и Рустави), а также лучистый цеолит (сел. Рустави).

В 1937 г. была опубликована статья А. П. Герасимова, в которой дается петрографическое описание интрузии сел. Сакунети. На основании химических анализов породу этой интрузии автор называет эссекситом.

Жилы Ахалцихского района и в дальнейшем были детально описаны Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (1940), переименованными эссекситом на тешенит.

В северной части района обнажаются камптониты и тешениты.

Лейкократовая составная часть камптонитов значительно изменена — выделяются в большом количестве вторичные цеолиты. Наименее изменена порода, обнажающаяся в районе сел. Копадзе. В ней в большом количестве содержатся авгит, олигоклаз и биотит; кроме того, встречаются плагиоклаз (№ 65—67) и фельдшпатид.

Типичным является мончикит из апофизы массива сел. Копадзе мощностью 10—15 см. Порода базальтоидная, обладает порфировой структурой. Основная масса состоит из иголочек баркевикита и бурых листочков биотита, находящихся вместе с октаэдрическим сагенимом в мелкозернистой, не поддающейся определению массе. Порфировыми вкраплениями являются оливин и авгит, по краям замещенные микролитами баркевикита.

Тешениты занимают большую часть (центральную) интрузии сел. Цниси. Переход от тешенитов к камптонитам постепенный.

У сел. Сакунети среди камптонитов наблюдается маломощное вытянутое тешенитовое тело, в верхней части которого между разветвлениями аплитовых жил встречается мелкозернистый тешенит. Тешенит состоит из плагиоклаза (№ 77—80), калишпата, биотита, баркевикита, титан-авгита, изредка оливина, анальцима, натролита, томсонита (или бревстерита), ильменита, апатита, сфена, магнетита и титаномагнетита. Тешенит-аплиты характеризуются преобладающим содержанием анортоклаза, плагиоклаз которого образует ядро зерен калишпата и большей частью замещен цеолитом, представленным анальцимом, изредка томсонитом и натролитом.

Кроме перечисленных минералов, в породе присутствуют роговая обманка, моноклинный пироксен, магнетит, сфен и апатит.

Описанные жилы окружены контактным ореолом мощностью 3—3,5 м.

Макроскопически породы контактовой полосы обладают сферoidalным строением, причем размеры отдельных шариков колеблются от 1—2 до 20—30 мм. Последние легко выпадают из породы при ее выветривании.

Породы сохранили первичную кластическую структуру. Из новообразованных минералов следует отметить крупные столбчатые кристаллы моноклинного пироксена и порфиробласты томсонита.

Таким образом, суммируя вышесказанное, можно отметить, что в Ахалцихском районе встречаются преимущественно цеолитсодержащие породы.

Д. С. Белянкин и В. П. Петров считают, что цеолиты встречаются как первичные, так и вторичные. Последние, по их мнению, образованы за счет плагиоклаза. А. П. Герасимов также считает, что цеолиты замещают плагиоклаз и образуют псевдоморфозы. По нашему мнению, цеолит везде вторичный, образованный за счет привноса натрия в диабазы и в габбро. Кроме того, привнос натрия вызывает образования анальцима и т. д.

Близ сел. Пересцихе наблюдается жила диабазы, аналогичная другим жилам Ахалцихского района. Различие здесь в том, что в плагиоклазе сел. Пересцихе цеолитизации не наблюдается. Зато здесь имеется хлорит, вместе с кальцитом заполняющий пространство между плагиоклазом. Натриевый метасоматоз здесь выражается в альбитизации плагиоклаза.

Аджария. Изучение оруденений Аджарии проводил в 1908—1910 гг. А. Марголиус. В 1929 г. был опубликован труд И. Григорьева, в котором дано описание сиенит-диоритовой породы и контактовых изменений.

В следующем этапе геолого-петрографического исследования Аджарии крупные работы проведены в 1932 г. СОПСом АН СССР. Первые результаты были опубликованы в 1935 г. Статьи Д. С. Белянкина, Б. П. Беликова, В. П. Петрова и В. П. Еремеева были посвящены магматическим породам.

В окрестностях сел. Горджоми, вдоль дороги, обнажается небольшая интрузия. Макроскопически порода имеет габбровый облик. Цвет зеленовато-сероватый. В основном порода сильно выветрена; в глинистой массе кое-где встречаются сфероидальные невыветрившиеся останцы диаметром от 10—12 см до 5—10 м. Ядра шаров также изменены. Порода состоит из анортоклаза, альбитизированного плагиоклаза и частично хлоритизированного авгита и биотита. Кроме того, встречаются апатит и мусковит.

Жильные базальты сел. Хуло, горы Тавкудиани и ст. Махинджаури представлены плотными черными породами, поры которых иногда выполнены светлыми минералами. Количество фенокристаллов в породе колеблется. Имеются типичные базальты, в которых порфиновые включения представлены оливином и авгитом.

В окрестностях сел. Чанчало обнажаются жилы цеолитизированного андезита мощностью 25 м. Макроскопически порода светлого цвета, слегка зеленоватая, однородная. Иногда заметны жеоды цеолитов. Фенокристаллов не наблюдается. В цеолитовой и хлоритовой массе заметны агрегаты микролитов плагиоклаза и пироксена (авгита). Плагиоклаз нацело альбитизирован, одновременно наблюдается серицитизация. Цеолиты представлены сколецитом, изредка томсонитом.

Сиенит-диориты селений Дгваниси и Бари обнажаются вдоль дороги на расстоянии 40—50 м. Макроскопически порода мелкозернистая, светло-серого цвета. Состоит из плагиоклаза (много), анортоклаза (выполняет пространство между другими минералами), биотита, пироксена (авгит) и аксессуаров — эпидота, апатита и пирита.

Из кварцево-сиенито-диоритовых интрузий сел. Мериси мощность наиболее крупной 1,5 км, длина 7 км.

Петрографически все выходы аналогичны. Структура гранитовая. Порода состоит из кварца, анортоклаза ($-2V=84-48^\circ$), плагиоклаза (№ 40—50) и железисто-магнезиальных минералов (авгит, роговая обманка, биотит); аксессуарии — апатит, сфен, циркон, магнетит и турмалин. На некоторых участках больших выходов встречаются останцы преобразованных вмещающих пород. Имеются также аплиты (массив сел. Кеди-Мериси) они образуют то жилы, секущие массив, то обширные участки в массиве — в последнем случае наблюдается постепенный переход между аплитами и породами массива.

В верховьях р. Барцхана, близ сел. Дологани, наблюдаются жилы долерита, мощность которых достигает 15 м. Макроскопически долериты — породы черного цвета, полнокристаллические. Поры выполнены светлыми минералами. Порода состоит из плагиоклаза (№ 62), хлори-

тизированного оливина, авгита и аксессуариев — магнетита, апатита, хлорита (пеннина) и пренита. Поры выполнены анальцимом и кальцитом.

На левом берегу р. Чорохи обнажается жилоподобное тело (калибазальт или калишпатовый базальт); структура порфировая, основная масса полнокристаллическая; состоит из авгита, раздробленного калишпата, альбитизированного плагиоклаза, изредка биотита и хлорита. Поры выполнены альбитом и роговой обманкой, иногда хлоритом, пренитом и цеолитом (анальцим, сколецит).

Выше сел. Джочо, в ущелье р. Бостана, имеется несколько выходов интрузивных тел. В ущелье р. Эрве имеется жила мощностью 10 м.

Порода отвечает кварцевому габбро-монцониту; состоит она из плагиоклаза (№ 4—8), диопсид-авгита, роговой обманки, псевдоморфоз хлорита по биотиту, анортоклаза, кварца, вместе с анортоклазом выполняющего пространство между минералами, эпидота, сфена, апатита и пирита.

Альбитизированные андезиты побережья Черного моря обладают порфировой структурой, но иногда встречаются разности, не содержащие порфировых вкрапленников. Различаются две структурные разности — интерсертальная и флюидально-микрولитовая. В андезитах последней разности содержание железисто-магнезиальных минералов незначительное.

В андезитах сел. Чанчало наблюдаются темные апофизы мощностью 1—3 см. Их мелкозернистая основная масса состоит из игольчатого пироксена, плагиоклаза и стекла. Изредка встречаются жеоды, состоящие из кальцита, делессита и цеолитов. Многочисленные фенокристаллы представлены роговой обманкой, незначительным количеством моноклинного пироксена и плагиоклаза.

Близ сел. Чаквистави, в ущелье р. Чаквис-цкали, обнажается штокообразное тело небольшой мощности, представленное кварцево-калишпатовым габбро. Порода состоит из кварца, алломорфного калишпата, плагиоклаза (в ядре № 65—67, в средней зоне № 35—45, в краевой № 20—27), роговой обманки и аксессуариев — пирита, сфена, апатита.

В ущелье р. Хала-цкали, правого притока р. Чаквис-цкали, залегает небольшая интрузия кварцево-калишпатового габбро. Обнажения наблюдаются вдоль течения реки примерно на 100 м. Порода серая, мелкозернистая, содержит вкрапленники пирита; состоит из кварца, плагиоклаза (в ядре № 65—75, в краевой зоне № 10—12), калишпата, образующего каемку вокруг плагиоклаза или же выполняющего пустоты между выделениями последнего, роговой обманки, магнетита, сфена, пирита, иногда апатита и эпидота.

Недалеко от железнодорожной платформы Цихисдзири среди среднеэоценовых авгитовых порфиритов залегает штокообразное тело, сложенное из кварцевого и бескварцевого монцонит-диорита, в свою очередь секущееся более молодым авгитовым порфиритом. Последний по сравнению с вмещающей интрузией выветрен в большей степени. Восточнее указанной интрузии обнажается аналогичная, но по составу более основная, интрузия.

Порода интрузии сел. Цихисдзири обладает гипидиоморфной структурой; состоит она из кварца и калишпата, расположенных между другими минералами, изредка серицитизированного и цеолитизированного плагиоклаза (№ 37—42), биотита в виде останцов в хлорите, часто хлоритизированного моноклинного пироксена и магнетита.

Все рассматриваемые интрузии внедрены в среднеэоценовую вулканогенно-осадочную свиту.

В интрузии, расположенной восточнее сел. Мериси, контактное изменение вмещающих пород выражается в их перекристаллизации и образовании новых минералов — кварца, биотита, иногда роговой обманки и клиноцоизита.

За контактовой линией наблюдается широкая (0,5—1 км) зона окварцованных пород, в которой образуются левенгерит, каолинит и серицит.

Таким образом, интрузии Аджарии относятся к монцонит-диоритам, кварцевым и бескварцевым калишпатовым габбро, кварцевым и бескварцевым сиенит-диоритам, базальтам и андезитам. Разнообразие пород вызвано метасоматическими процессами, которым подверглись среднеэоценовые магматические породы.

Абсолютный возраст интрузии сел. Мериси, определенный калиаргоновым методом, равняется 44 млн. лет, что соответствует эоцену.

Гурия. Близ селений Вакиджвари и Гоми, в ущельях рек Натанеби и Бжуджа, обнажается сравнительно крупная интрузия площадью в несколько квадратных километров. Остальные интрузии невелики. Вмещающей породой является среднеэоценовая вулканогенно-осадочная свита. На периферии интрузивных тел имеется зона мелкозернистых эндоконтактовых пород, мощность которой достигает 100 м. Породы мелких жил аналогичны породам эндоконтактной зоны.

Порода центральной части Вакиджварской интрузии, представленная кварцевыми габбро-сиенитами и сиенит-диоритами, характеризуется гипидиоморфной структурой. Порода состоит из анортоклаза ($-2V_{cp} = 71^\circ$), плагиоклаза (№ 27—33, иногда № 10—18), биотита; акцессории—эпидот, магнетит, сфен, апатит, анальдим (очень редко).

В интрузии сел. Гоми различаются две разновидности — лейкократовая и меланократовая. Порода состоит из кварца в лейкократовой разновидности, анортоклаза ($-2V_{cp} = 77^\circ$), анортоклаз-пертита, плагиоклаза (№ 27—32), моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита, эпидота, сфена, апатита и рудного минерала.

Среди эндоконтактовых пород различаются серицитизированный и соссуритизированный анортоклаз, альбитизированный плагиоклаз и новообразованный альбит. Кроме того, в состав этих пород входят биотит, эпидот, магнетит и хлорит, образованный за счет биотита.

Породы мелких жил близки к эндоконтактовым породам.

Мелкие жилы, встречающиеся у сел. Корисбуде, характеризуются порфиоровыми вкрапленниками анортоклаза. Их основная масса представлена плагиоклазом, кварцем, хлоритизированным биотитом, магнетитом и апатитом.

Вакиджварская интрузия окружена широким ореолом экзоконтактовых пород, представленных роговиками. Породы окварцованы, серицитизированы и пиритизированы. Различаются сравнительно слабо измененные вмещающие породы, с заметной реликтовой порфиоровой структурой, а также сильно измененные породы, в которых не сохранилось даже следа последней. В обоих случаях вещество исходной породы замещено агрегатом анортоклаза, альбитом и биотитом. Сюда же входят магнетит и хлорит.

С Вакиджварской интрузией связаны жилки пегматита, обнажающиеся в ущелье р. Натанеби. Они здесь залегают среди пород среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свиты, а иногда в контакте с мелкозернистым сиенитом, постепенно переходящим в крупнозернистый сиенит.

Указанные пегматиты изучены Н. Ф. Татришвили и Е. К. Везиришвили (1959), причем они отмечают, что ярко выраженной зонально-

сти, описанной А. Гамкрелидзе (1958), здесь не наблюдается. Пестрота в составе пород пегматитовых жилочек объясняется различной степенью изменения основных вмещающих пород в результате преимущественно щелочного метасоматоза. В первую очередь происходят амфиболизация и эпидотизация пироксена, вслед за чем образуется кальцит. Нарастание этих процессов вызывает образование эпидот-кальцитовых, актинолит-кальцитовых и пироксен-магнетитовых пород. В том или ином количестве образуются биотит и акцессориев — апатит, рудный минерал, сфен.

Наряду с постепенным выносом продуктов распада пироксенов — эпидота, актинолита, кальцита и рудного минерала, образуется анортоклаз-пертит. Одновременно возрастает количество биотита, образующего крупные широкообразные скопления.

Распад первичных пироксенов происходит в определенной последовательности путем образования псевдоморфоз эпидота, актинолита, кальцита и биотита, переходящих затем в растворы и выносимых в другие части пегматитового тела. Так образуются, очевидно, отдельные зерна и скопления биотита, магнетита, апатита и сфена.

Выделение акцессориев в связи с распадом пироксена не вызывает сомнений, так как они преимущественно приурочены к участкам распада пироксена и вторичным минералам, образующим иногда прожилки.

Рудный минерал возникает путем распада железисто-магнезиального силиката, апатит — в результате соединения высвобожденного кальция с привнесенным фосфором.

Образование акцессориев происходит на протяжении всего процесса преобразования, количество их возрастает с интенсивностью щелочного метасоматоза.

Возможно, часть кальция в раннюю стадию метасоматоза, до выделения апатита, расходовалась на выделение плагиоклаза в результате реакций с привнесенным натрием и кремнием. Впоследствии плагиоклаз претерпел анортоклазизацию, пройдя предварительно пертитовую стадию.

В верхнем течении р. Супсы среди среднеэоценовых осадков: андезитовых туфов и терригенного флиша залегает сиенитовая интрузия.

Нижняя часть флиша, по Т. Г. Казахашвили и П. А. Топурия (1938), представлена слоистыми песчаниками и сланцами; андезитовые туфы играют подчиненную роль. В разрезе у селений Шуасуреби и Вани флиш представлен мощными слоями андезитового туфа, которые характеризуются преобладанием кластического материала над цеолитизированным цементом; кластический материал представлен главным образом моноклинным пироксеном. Выше флишевых слоев залегают андезитовые брекчии и туфы, в нижних горизонтах которых еще встречаются породы в флишевой и туфовой фациях, в то время как в верхних частях преобладают крупнозернистые андезитовые брекчии.

Породы интрузии неоднородны; различаются породы нижней, центральной и верхней (вблизи кровли) частей.

Породы нижней части светло-серые, средне- и равномернозернистые. Структура их гипидиоморфная. Состоят из большого количества плагиоклаза (№ 35—43), частично из роговой обманки, ортоклаза ($-2V=56^\circ$), биотита, частично перешедшего в хлорит, и акцессориев — магнетита и апатита.

Породы центральной части интрузии отличаются от пород нижней как по внешнему виду, так и по количественно-минеральному составу. Они характеризуются крупнозернистым и в некоторой степени порфировидным строением.

Породы верхней части близки к базальтам. Повышенное количество натрия и калия свидетельствует о привнесенном характере этих элементов. Экзоконтактно сильно измененные породы близки к породам интрузии.

В том же ущелье р. Супсы, ниже описанного выхода, обнажается интрузия анальцимового сиенита; мощность ее составляет от 500 до 600 м. Породы интрузии секут образования среднеэоценовой туфобрекчиевой и флишевой свит.

Во вмещающих породах наблюдаются многочисленные жилы (апофизы) анальцимового сиенита мощностью от 25—30 м вблизи интрузии и до 5—10 м в удалении от интрузии.

Порода центральной части интрузии мелкозернистая, но величина ее зерен больше, чем в породах краевой части.

Структура центральной части интрузии гипидиоморфная. Состоит из анортоклаза ($-2V=55^\circ$), плагиоклаза (№ 44—47), часто замещенного анальцимом и натролитом, биотита, моноклинного пироксена, роговой обманки, анальцима, натролита и вторичных минералов — апатита, магнетита, изредка кварца.

В ущелье р. Супсы известна жила анальцимового трахита. Порода довольно плотная, серая; структура порфиристая, основная масса трахитовая и занимает больше половины объема всей породы; состоит из микролитов анортоклаза, точечных зерен магнетита и мутно-бурого базиса. Порфиристые вкрапления — анортоклаз ($-2V=56^\circ$), альбит и биотит.

У сел. Диди Вани, в ущелье р. Супсы, анальцимовый сиенит сечется темной среднезернистой породой. Аналогичные породы, образующие дайки, встречаются также среди среднеэоценовых осадков; мощность их 20 м. Порода в основном состоит из плагиоклаза и моноклинного пироксена. В меньшем количестве встречаются анортоклаз, анальцит, натролит и биотит. Вторичные минералы — апатит, магнетит, хлорит.

Южнее сел. Акети обнажается дайка щелочного габбро мощностью 50 м. По К. С. Маслову, в эндоконтакте порода имеет базальтовый облик. Вмещающие олигоценые битуминозные глины метаморфизованы. Мелкие выходы сел. Дзимити близки породам сел. Акети.

Щелочное габбро сел. Акети обнаруживает сходство с тешенитами, однако отличается от последних содержанием оливина и меньшим количеством цеолитов, анальцима и томсонита. Порода порфиристая вследствие наличия довольно крупных кристаллов оливина и авгита. Плагиоклаз зональный: ядро его битовнитовое, а краевая зона — олигоклазовая.

Интрузии Аджарии и Гурии, подобно батским интрузиям, залегают в геосинклиальной вулканогенно-осадочной свите.

На примере Вакиджварской, Гомской и других интрузий видно постепенное преобразование вмещающих основных магматических пород в кварцевые габбро, кварцево-ортоклазовые габбро, кварцевые диорит-сиениты и др. В образовании этих пород значительная роль принадлежит процессу метасоматической гранитизации.

Относительно возраста рассматриваемых пород можно отметить следующее. Габбро, диабазовые и порфиристые интрузии являются синхронными магматизму вмещающей свиты; что касается кварцевых габбро, кварцево-калишпатовых габбро, кварцевых сиенит-диоритов, сиенитов и других пород, их образование мы связываем с фазой складчатости среднеэоценовой геосинклинали (Заридзе, 1944).

Абсолютный возраст биотита из Вакиджварской пегматитовой жилы 29 млн. лет отвечает концу палеогена.

ЭФФУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ДОНЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Вулканические явления на территории Грузии были широко распространены в течение почти всех геологических периодов. Однако особенно интенсивный вулканизм проявился до неогена, что подтверждается степенью распространения донеогеновых вулканогенных свит, занимающих 19% территории Грузии, тогда как на долю послепалеогеновых вулканических образований приходится лишь 5,5%. Для сравнения интересно отметить, что площадь, занимаемая интрузивами, не превышает 2,7%.

Необходимо отметить, что под эффузивными вулканическими образованиями здесь понимаются не только лавы, туфы и другие продукты экструзивной или эксплозивной деятельности, но также небольшие штоки, дайки и другие субвулканические тела, которые по своему составу не отличаются от эффузивных образований.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Палеозойские осадки на территории Грузии распространены незначительно и роль эффузивного материала в их сложении весьма невелика. Можно назвать лишь две палеозойские свиты, в которых наблюдаются признаки вулканизма; это, с одной стороны, свита кристаллических сланцев и филлитов Дзирульского массива, а с другой — дизская серия Верхней Сванетии.

Грузинская глыба

Из свиты филлитов Дзирульского массива С. С. Чихелидзе (1948) описал хлоритовые, хлоритоидные, актинолитовые сланцы, а также амфиболиты. Он справедливо видит в них преобразованные региональным метаморфизмом порфириты и диабазы, которые в виде покровов или силлов залегали в свите палеозойских сланцев. Следует полагать, что происхождение актинолитовых, хлоритовых и других сланцев, распространенных в формации метаморфических сланцев антиклинория Главного Кавказского хребта, является аналогичным. Они, как и метаморфизованные эффузивы, залегающие в свите филлитов и кристаллических сланцев Дзирульского массива, представляют собой остатки той спилито-порфирито-диабазовой формации, которая в геосинклинальной области Кавказа появлялась при седиментации сланцево-флишевых осадков, характеризуя доорогенную фазу геосинклинального эффузивного вулканизма, представленную силловой фацией.

Геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа

В пределах Южного склона Большого Кавказа палеозойские осадки известны под названием дизской серии, хорошо выраженной в Верхней Сванетии. По последним данным, в этой серии представлен непрерывный разрез карбон—триас. В дизской серии довольно часто отмечается наличие зеленых порфиритов, как залегающих согласно с вмещающими их осадками (силлы или покровы?), так и секущих.

В несогласно залегающем на дизской серии базальном конгломерате лейасовых сланцев в изобилии встречаются окатанные гальки зеленых порфиритов и диабазов.

Микроскопическое изучение секущих и силловых тел показывает, что это интенсивно серицитизированные и эпидотизированные порфириты и диабазы, основная масса которых состоит из хлоритового базиса и микролитов альбита, а фенокристаллы представлены заметно пелитизированным альбитом. Эпидот замещает основную массу и образует местами зернистые скопления совместно с хлоритом и кальцитом. Некоторые породы настолько метаморфизованы, что полностью перешли в хлорит-эпидотовые или кальцит-хлоритовые сланцы. Материал, взятый из конгломератов, аналогичен вышеописанному.

С. В. Левченко (1940) отмечает в нижнем горизонте дизской серии прослой и пачки туфов и туфобрекчий, залегающих в филлитовых сланцах. Среди них он различает зеленые плотные тонкозернистые породы и буровато-серые туффиты. Первые характеризуются сланцеватой текстурой и состоят из зерен альбита и агрегатов хлорита, сцементированных серой аморфной массой, в которой кое-где встречаются мелкие зерна кварца.

Буровато-серые туффиты сильно окварцованы. Крупные зерна полевого шпата замещены кальцитом и бурой соссюритовой массой, много хлоритовых и слюдяных агрегатов, встречаются обломки хлоритизированного стекла.

В наблюдающихся в этой свите рассланцованных микроконгломератах С. В. Левченко отмечает интенсивно хлоритизированные эпидотцоизитовые породы; среди крупных галек конгломератов, по его мнению, имеются хлоритизированные эффузивы и вулканическое стекло. Эти породы столь изменены, что установление их первичной природы нередко затруднительно. Поэтому более подходящим будет называть их порфиритоидами и туфоидами, как это было принято Ф. Ю. Левинсон-Лессингом для сильно метаморфизованных эффузивов.

Согласно Б. А. Гошвили, эффузивные и туфовые породы в дизской серии пользуются небольшим распространением, встречаясь лишь в ее верхних горизонтах. Туфы сильно изменены, но иногда все же удается установить их альбитофировую природу. Под микроскопом наблюдаются крупные кристаллы плагиоклаза, часто серицитизированные и карбонатизированные; туфы нередко хлоритизированы; иногда встречаются и обломки эффузивов; кварц часто с оплавленными контурами. Помимо туфов, наблюдаются и туфогенные песчаники. Диабазы встречаются как на северном, так и на южном крыльях антиклинали в виде пластовых жил мощностью от 0,5 до 8 м. В нижней части серии установлены лишь две пластовые жилы диабазов и те превращены в актинолитовые сланцы; остальные жилы приурочены к ее верхним горизонтам. Их характеризует офитовая структура, принимающая благодаря широкому распространению волокнистой уралитовой роговой, обманки нематоластовый характер. Слагаются они плагиоклазом, роговой обманкой и биотитом. Все диабазы сильно изменены — хлоритизированы, серицитизированы, соссюритизированы, замещены эпидотцоизитом и карбонатом.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Грузинская и Артвинско-Болнисская глыбы

В пределах Дзирульского и Храмского массивов непосредственно у периферии выходов кристаллических пород развиты толщи, сложенные кварцевыми порфирами и туфами и относившиеся ранее рядом

исследователей к нижнему лейасу. Однако в последнее время благодаря фауне кораллов, найденных в толще Храмского массива, устанавливается ее палеозойский возраст (карбон). Поскольку кварц-порфировые толщи Храмского и Дзирульского массивов находятся в сходных геологических условиях, при общности их состава вполне естественным явилось заключение о палеозойском возрасте кварц-порфировой толщи Дзирульского массива.

В пределах Дзирульского массива в окрестностях г. Чиатура в ущельях р. Квирила и ее притока, р. Садзеле-геле, непосредственно на гранитном массиве располагается свита, которую А. Г. Бетехтин (1936) считал палеозойской. По его же данным, в свите преимущественно развиты типичные кварц-порфиры, их туфобрекчии и туфы. Породы свиты часто содержат обломки гранита и метаморфических пород и секутся жилами кварц-порфиров.

Под микроскопом в кварцевых порфирах наблюдаются все разновидности основной массы — от витрофировой до микрогранитовой, причем фенокристаллы представлены кварцем, пелитизированным и серицитизированным альбитом и олигоклаз-альбитом, бурым ортоклазом, чаще являющимся составной частью основной массы в виде мелких зерен, биотитом, обычно замещенным лейкоксенном, и изредка роговой обманкой. В лавовых и туфовых брекчиях обломки обладают тем же составом. Туфы имеют разнообразную структуру, но состав их обычно кварц-порфировый.

На Храмском массиве свита также непосредственно залегает на гранитах, но сверху она перекрывается лейасовыми конгломератами и слюдистыми песчаниками. Слагается эта свита грубослоистыми туфобрекчиями, тонкослоистыми и тонкозернистыми роговикобразными туфами, среди которых встречаются и кварц-порфиры.

Согласно Н. И. Схиртладзе (1960), свиту удается подразделить на три горизонта: нижний — кварц-порфировый, средний — вторичных кварцитов и верхний — слоистых туфов и туфобрекчий, в котором встречаются прослой углистых кремней и аргиллитов, а также линзы известняка.

Первый горизонт является массивным, мощность его 250—450 м. Непосредственно налегая на граниты, благодаря развитию вторичных процессов, он столь близок к ним по своему характеру, что проведение точной границы между ними оказывается невозможным. В связи с этим создается впечатление, что кварцевые порфиры постепенно продолжают вверх серые и розовые гранитоиды Храмского массива. Местами в самих кварц-порфирах наблюдаются гранитизированные участки. Изредка встречаются и участки развития туфов, а также сильно измененные диабазы и порфириты, как в виде жил, так и ксенолитов. Имеются секущие жилы серых кварцевых альбитофиров. Горизонт слагается в основном кварц-порфирами и альбитофирами, в различной степени метаморфизованными. Их основная масса сферолитовая, гранофировая или реже фельзитовая. Фенокристаллы представлены кварцем, альбитом и редко калишпатом. Кварц часто оплавлен и содержит включения основной массы, изредка встречается хлоритизированный амфибол.

Второй горизонт наблюдается не во всех разрезах и это понятно, так как он по существу является продуктом изменения кварц-порфиров в результате фумарольно-сульфаторного воздействия. Изменение выражается в окварцевании и серицитизации. Сохраняющаяся иногда реликтовая структура кварц-порфиров не оставляет сомнений в природе материнской породы. Мощность 25—100 м.

Третий горизонт является наиболее мощным; он непосредственно продолжает нижние горизонты и в различных разрезах его мощность составляет от 200 до 700 м. Горизонт слагается чередованием отчетливо слоистых туфов и грубослоистых туфобрекчий, материал которых также является кислым, не отличающимся от кварц-порфиров и альбитофиров нижнего горизонта. Здесь часты прослой углисто-кремнистых сланцев, фтанитов и аргиллитов, а также часто встречаются заметно измененные пластовые жилы диабазов и порфиритов. В верхней части горизонта появляются линзы мраморовидных известняков. Именно в этих известняках была найдена фауна кораллов и брахиопод, позволившая датировать горизонт карбоном. В нижней части горизонта собрана карбоновая флора, а в туфах его средней части — остатки кораллов.

ЮРСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Юрские вулканогенные образования в отличие от палеозойских пользуются широким распространением. Это преимущественно свита среднеюрского возраста, слагающая весьма широкую полосу северо-западного простираения вдоль южной периферии области развития сланцевой серии Южного склона Большого Кавказа. Что касается нижне- и верхнеюрских эффузивных образований, то они обладают значительно меньшим распространением и встречаются лишь на небольшой площади в определенном районе.

Лейасовый вулканизм Грузинская глыба

Вблизи ст. Шорапани, в ущелье р. Нарула, правого притока р. Квирила, обнажаются два вскрытых эрозией выхода свиты, залегающей (согласно?) под осадками верхнего лейаса. Она характеризуется четкой слоистостью и по степени метаморфизма определенно отличается от вышеописанных кварц-порфировых толщ. Эта свита, по нашему мнению, нижнелейасовая. Мощность свиты 600—700 м, залегают она, по-видимому, на гранитном массиве. Горизонт, залегающий на гранитах, в изобилии содержит обломки последних; слоистость выражена слабо, а иногда вообще незаметна. Свита слагается мелким пирокластическим материалом; крупные обломки встречаются лишь местами в виде угловатых или окатанных частиц до 1 см в диаметре. Органические остатки редки. Лишь в нижнем горизонте наблюдаются кремненные стволы деревьев, а также отпечатки папоротникообразных.

Свита отчетливо подразделяется (сверху вниз) на 4 горизонта.

1. Горизонт зеленых туфов залегают непосредственно под нижнелейасовыми кварцевыми песчаниками, слагается зелеными плотными туфами, иногда включает обломки кварц-порфиров и нижележащих красных туфов размером 2—3 см, мощность горизонта до 200 м. Микроскопически все образцы представлены пепловыми туфами, в которых обломки стекла замещены хлоритом, придающим зеленый цвет породе. Встречаются единичные корродированные зерна кварца, реже альбита, а также пелитизированного и серицитизированного калишпата. Обломки пород представлены в этом горизонте кварцевыми порфирами, кварцевыми альбитофирами, гранит-порфирами, в одном случае — обломком амфиболитового сланца; встречаются обломки агломератовых туфов.

2. Горизонт красновато-бурых туфов мощностью 80 м характеризуется плохо выраженной слоистостью и не включает крупных облом-

ков. Микроскопически породы обладают витрокластической структурой и интенсивно окрашены в темный цвет окислами железа. Кроме обломков стекла, встречаются зерна альбита и кварца, а также обломки кварцевых альбитофинов. Горизонт несет явные черты субэврального выветривания, имевшего место до осаждения зеленых туфов.

3. Горизонт зеленовато-фиолетовых туфов мощностью 200—250 м; в нем часто встречаются мелкие обломки кварц-порфиров, а также белых туфов. В туфах находится эрозионное окно гранитов, вблизи которого туфы обогащены обломками кварц-порфиров, альбитофинов, порфиритов и туфов. Породы горизонта представлены типичными пепловыми туфами, бесцветными или окрашенными в светло-зеленый цвет. Помимо обломков стекла, они включают единичные зерна кварца, альбита и калишпата, изредка — обломки кристаллических сланцев. Залегающий на граните самый нижний слой окрашен углистым веществом в черный цвет.

4. Горизонт представлен беловато-серыми плотными туфами мощностью 300—400 м; слоистости не видно, крупные обломки отсутствуют. Под микроскопом видно развитие типичных пепловых туфов с единичными зернами кварца, альбита и калишпата; немногочисленные поры заполнены кальцитом или хлоритом.

Таким образом, устанавливается единый состав всех горизонтов туфовой свиты р. Нарула, слагающейся туфами кварцевых порфиритов, кварц-порфиров (?) и альбитофинов. Разрез этой свиты вдоль линии ж. д. Шорапани—Мартотубани интересен в том отношении, что здесь появляются и основные породы в виде диабазов, описанных Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе (1950). В пользу нижнелейасового возраста нарульской свиты свидетельствует и тот факт, что при бурении на шоршинские огнеупорные глины в свите нижнелейасовых континентальных песчаников был пересечен слой туфа кварц-порфирового состава, полностью аналогичного нарульским туфам. По наблюдениям Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе, эта континентальная нижнелейасовая свита в западном направлении постепенно обогащается кислыми туфами и, по-видимому, затем целиком замещается туфовой свитой р. Нарулы.

БАЙОССКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа и Грузинская глыба

Интенсивный вулканизм, проявившийся в средней юре, привел к образованию вулканогенной свиты мощностью до 3000 м. Эта свита развита в основном к югу от сланцевой полосы Южного склона Большого Кавказа, протягиваясь почти непрерывно от Юго-Осетии до ущелья р. Бзыби включительно. Сравнительно небольшие ее выходы имеются в Кахетии под цителцкаройскими известняками. Встречается свита и вокруг Дзирульского и Локского массивов в Южной Грузии. А. И. Джанелидзе из-за преобладания в ней порфиритового материала назвал ее порфиритовой, определив возраст как байосский.

Среднеюрская вулканогенная свита является неоднородной в отношении характера слагающих ее пород не только в различных районах, но и на различных уровнях одного и того же разреза. В сложении ее принимают участие порфириты, туфовые и лавовые брекчии, разнообразные туфы, дайки; встречаются и типичные некки. Распределение этих пород по разрезу неодинаково: в одних местах порфириты играют заметную роль, в других преобладают туфобрекчии и туфы, иногда господствуют туфогенные и граувакковые образования или (вблизи Дзирульского и Локского массивов) аркозовые песчаники. Обычно мы

имеем дело с чередованием всех этих типов пород (Кахадзе, 1947; Дзоденидзе, 1948 и др.).

В породах, слагающих среднеюрскую вулканогенную свиту, различаются в основном два вида материала: спилитовый и нормальный порфиритовый. При этом основную роль в сложении свиты играют нормальные порфириты, а спилиты — подчиненную. Разновидности, определяющиеся характером темного силиката, в обеих группах одинаковые.

Спилиты. Под этим названием подразумеваются основные или средние порфириты, которые в соответствии со своей химической природой должны содержать основной или средний плагиоклаз, но в них фактически встречается лишь кислый плагиоклаз: альбит или олигоклаз-альбит, изредка олигоклаз. К тому же в этих породах отсутствуют вторичные минералы (эпидот, цоизит, кальцит и др.), которые свидетельствовали бы о наличии местного процесса альбитизации.

Примечательно, что в среднеюрской вулканогенной свите спилиты образуют определенный горизонт, всегда приуроченный к ее низам. Мощность их значительная и порой не уступает мощности нормальных порфиритов, в частности в ущелье р. Ингури половина мощности всей вулканической свиты приходится на долю спилитов. Спилиты хорошо представлены и в ущелье р. Риони и ее притоков — рек Джджоры и Сакауры, в верховьях р. Квирилы, в окрестностях оз. Эрцо, в Абхазии в ущельях рек Кодори и Бзыби (Чхотуа, 1938). Лучше всего спилиты выражены в ущелье р. Джджоры. Здесь у сел. Гунда обнажается песчано-сланцевая свита верхнего лейаса, за которой следует, частично перемежаясь с нею, пачка спилитовых туфов; на последней залегает мощный покров со сферической отдельностью и четкой мандельштейновой коркой, в которую включены многочисленные мелкие миндалины черного хлорита. Этот покров, хорошо обнажающийся по дороге вдоль р. Джджоры, сменяется мощной пачкой чередующихся спилитовых туфов и порфиритов, особенно хороший разрез которых наблюдается по р. Кведруле (правый приток р. Джджоры). Такое же чередование спилитовых туфов и порфиритов имеется и в нижней части течения р. Сакауры.

Спилитовый горизонт весьма часто сечется спилитовыми дайками, не выходящими за пределы этого горизонта. Встречаются также дайки нормальных порфиритов и даже неки, являющиеся выводными каналами вышележащих основных плагиоклазовых порфиритов и туфов.

Макроскопически спилитовые порфириты представляют собой темно-зеленые, черновато-зеленые или серовато-зеленые породы, в которых невооруженным глазом фенокристаллы обычно неразличимы. Под микроскопом они характеризуются гиалопилитовой, а дайковые породы — интерсертальной основной массой, базис которой всегда более или менее хлоритизирован. Изредка основная масса слагается микролитами альбита и авгита с незначительным количеством хлоритового мезостазиса. Фенокристаллы немногочисленны и представлены преимущественно альбитом и авгитом. Встречаются роговообманковые спилиты, а также такие разности, в которых в виде фенокристаллов присутствует лишь альбит, а темный силикат вообще не наблюдается.

В проходящем свете альбит бесцветен или слегка серый, легко отличается от альбита альбитофиров, серовато-бурых из-за пелитизации. По составу он колеблется от № 0 до № 15, показатель преломления варьирует в пределах 1,532—1,541; обычно образуются простые двойники по карлсбадскому закону. Угол оптических осей меняется от -72 до $+84^\circ$. Пироксен спилитов всегда моноклинный и представлен обычно идиоморфными свежими зернами бесцветного авгита. Однако

в некоторых покровах разреза по р. Ингури пироксен полностью замещен хлоритом. Оптические константы авгита: $cNg = 38-42^\circ$, чаще -40° ; однако по разрезу р. Ингури и $cNg = 45-47^\circ$ не являются редкостью; $2V = 50-54^\circ$; $Ng-Np$ меняется в пределах $0,028-0,032$. В. П. Беликов отмечает наличие в разрезе р. Ингури розовато-фиолетового авгита с $2V = +60^\circ$.

Роговообманковые спилиты сравнительно редки и встречаются в верховьях р. Дзирула и окрестностях оз. Эрцо. Обычно роговая обманка присутствует совместно с авгитом. Роговообманковые спилиты были встречены и в диабазовом массиве Чутхаро.

Спилиты часто мандельштейновые; миндалины представлены хлоритом, кальцитом и пренитом. Хлорит часто присутствует совместно с двумя последними минералами, при этом почти всегда слагая край миндалины, в центре которой развит кальцит или пренит.

Пироксеновые порфириды с основным плагиоклазом. Среди этих порфиритов важнейшими являются авгитовые разновидности и их туфы, играющие основную роль в сложении свиты. Авгитовые порфириды различных районов существенно не отличаются друг от друга. Их основная масса — от гиалопилитовой до интерсертальной, иногда витрофирная; базис всегда более или менее хлоритизирован, а микролиты представлены лабрадором, иногда и авгитом. Фенокристаллы также представлены плагиоклазом и авгитом, причем первый обычно преобладает, тогда как авгит присутствует иногда лишь в основной массе. Плагиоклаз образует пластинчатые или призматические зерна от № 55 до № 80, нередко свеж, но обычно серицитизирован и хлоритизирован; хлорит, по-видимому, образован за счет стекловатых включений основной массы. Замечаемая иногда кальцитизация плагиоклаза связана с общим гидрогенным изменением породы и носит локальный характер. Полисинтетические двойники плагиоклаза образованы почти исключительно по альбитовому закону. У плагиоклаза № 55 $2V = +79^\circ$, а у № 78 $2V = +86^\circ$. Д. С. Белянкин отметил в одном из авгитовых порфиритов Джавского района лабрадор № 57, содержащий химически связанное железо. Спилиты р. Джджоры секутся и перекрываются порфиритом, содержащим анортит № 90—96.

Фенокристаллы авгита представлены бесцветными идиоморфными зернами, не отличающимися от авгита спилитов; обычно они свежие, но иногда наряду с ними наблюдаются полные псевдоморфозы хлорита или серпентина по пироксену (по-видимому, ромбическому). cNg авгита меняется в пределах $36-43\%$, а $2V = 50-56^\circ$.

Помимо авгитовых порфиритов, в незначительном количестве, и притом главным образом в ущелье р. Цхенис-цкали, встречаются, как в виде даек, так и в виде пирокластического материала гиперстеновые порфириды. Авгитовые порфириды иногда являются мандельштейновыми, но реже, чем спилиты. Миндалины представлены хлоритом или кальцитом; последний обычно окружен каемкой хлорита. Миндалины кальцита по сравнению со спилитами являются более редкими; в авгит-анортитовых порфиритах миндалины слагаются гейландитом.

Роговообманковые порфириды, играющие вообще подчиненную роль в юрском вулканизме, встречаются в небольшом количестве на некоторых участках. Почти всегда излияния роговообманковых порфиритов опережают излияния находящихся с ними в ассоциации авгитовых порфиритов. Некоторые роговообманковые порфириды содержат авгит в незначительном количестве, так же как в некоторых авгитовых порфиритах присутствует небольшая примесь роговой обманки. Роговообманковые порфириды обладают гиалопилитовой или иногда микрозернистой основной массой; фенокристаллы плагиоклаза меняют состав от

лабрадора № 60 до андезина № 30, в среднем соответствуя андезину и отличаясь этим от авгитовых порфиритов, в которых встречаются всегда лабрадор и более основной плагиоклаз. Небольшое количество роговообманковых порфиритов было встречено и среди спилитов. Роговообманковые порфириты отличаются более кислым андезитовым составом. Содержание в них SiO_2 обычно превышает 55%, например, в сел. Чонто в ущелье р. Дзирулы эти породы содержат 59,8% SiO_2 .

Роговая обманка характеризуется плеохроизмом от темно-зеленого до светло-зеленого; cNg меняется от 12 до 20°, чаще 15—17°; $2V = 79—84^\circ$. Роговообманковые порфириты бассейнов рек Мокви и Чхе-римела характеризуются интенсивной опацизацией роговой обманки, свидетельствующей об их поверхностном извержении (Дзоценидзе, 1948).

Плагиоклазовые порфириты. Аналогично роговообманковым порфиритам, плагиоклазовые порфириты также играют подчиненную роль в сложении вулканогенной свиты, будучи развиты в пределах возвышенности Сырх-Леберта, в окрестностях селений Цона, Сохта и Абано в Юго-Осетии, в бассейне р. Мокви в Абхазии. Обычно это покровы мощностью 2—3 м, часто туфобрекчии, изредка встречаются дайки. Характерно, что породы не содержат темного силиката ни в основной массе, ни в виде фенокристаллов. В зависимости от характера плагиоклаза среди них различаются альбитовые, олигоклаз-андезиновые и андезин-лабрадорные разности; альбит интенсивно пелитизирован и безусловно представляет собой вторичный минерал. Эти разновидности часто встречаются на одном и том же стратиграфическом уровне, и, без сомнения, альбитовые порфириты являются результатом изменения андезиновых.

Плагиоклазовые порфириты представлены зелеными или буровато-зелеными породами. Под микроскопом наблюдается пилотакситовая основная масса, войлок которой, сложенный микролитами плагиоклаза, пропитан хлоритизированным зеленым базисом. Фенокристаллы плагиоклаза в большей или меньшей степени замещены хлоритом и кальцитом. Изредка встречаются и мелкие миндалины хлорита. В туфобрекчиях и туфоконгломератах обычно развиты зональные, сравнительно свежие фенокристаллы андезин-лабрадора. По своей химической природе плагиоклазовые порфириты приближаются к андезит-дацитам, а образец из дайки горы Дагверула, содержащий 64,5% SiO_2 и 2,05% K_2O , отвечает дациту.

Диабазы. Диабазовые породы играют существенную роль в юрском вулканизме Грузии. В зависимости от геологических условий их можно подразделить на две группы: 1) диабазы, непосредственно связанные с юрскими вулканогенными свитами, и 2) диабазы, залегающие в юрской сланцевой формации.

В вулканогенной формации диабазы не играют существенной роли и встречаются почти исключительно в зонах развития этой формации, граничащих с полосой флиша. Например, в ущелье р. Паца в Джавском районе вдоль разреза крупнообломочные туфобрекчии не встречаются и пелитовые и псаммитовые туфы чередуются с покровами диабазов. Мощность отдельных покровов составляет от нескольких метров до 20 м. Как правило, мандельштейновые диабазы почти не встречаются. Весь характер разреза свидетельствует о наличии здесь более глубоководной фации вулканогенной свиты байоса, нежели в других разрезах, более удаленных от флишевой зоны.

В разрезе р. Паца диабазы представлены авгит-лабрадоровой разностью. У подошвы и кровли всех покровов породы представлены порфиритом и лишь к центральной части покрова появляется офитовая

или офитово-порфировая структура, к тому же весьма крупнозернистая.

Под микроскопом видно, что бесцветный или слегка буроватый авгит заполняет промежутки между удлиненно-призматическими зернами плагиоклаза. Иногда авгит содержит пойкилитовые включения плагиоклаза. В проходящем свете плагиоклаз часто бурый из-за альбитизации; свежий плагиоклаз представлен андезином или лабрадором, иногда битовнитом (№ 72—88). cNg авгита в диабазах колеблется между 36 и 42° ; $2V = +50—57^\circ$, чаще 54° . Содержание хлорита достигает 19% ; он заполняет промежутки между другими минералами. Наряду с хлоритом встречается значительное количество пластинчатого или радиально-лучистого цеолита, замещающего плагиоклаз. Оптически цеолит определяется как томсонит, хотя имеются также ломонит и мезолит. Рудный минерал представлен характерными для ильменита скелетообразными зернами, содержание которых составляет от $2,5$ до $6,5\%$. Часты тонкие иголки апатита, включенные в плагиоклаз. Подсчет под микроскопом показывает, что в этих диабазах на долю основной массы приходится от 7 до 20% , что же касается фенокристаллов, то они представлены в следующем количестве: плагиоклаз $43—73\%$, пироксен $7—12\%$, хлорит $6—20\%$. Малое количество пироксена определяет сравнительно лейкократовую природу пород.

По химическому составу диабазы р. Паца более основные, нежели средний диабаз по Дели, поскольку количество SiO_2 не превышает в них 48% .

В разрезе р. Паца, помимо описанных авгитовых диабазов, встречаются и разности, в которых в незначительном количестве примешаны другие минералы. Таковы кварцевые диабазы с безусловно первичным кварцем; содержание в них кварца колеблется от 1 до 6% . Был встречен также анальцимовый диабаз, который в отличие от нормального авгитового диабаза содержит первичный анальцим в количестве $5,4\%$ в промежутках между зернами плагиоклаза.

Значительно шире распространены диабазы в юрских сланцевых свитах Большого Кавказа, при этом они почти всегда залегают в сланцах лейаса и не встречаются в более молодых свитах. Диабазы внедрены в сланцы и вызывают ороговикование и спилоситизацию последних как в подошве, так и в кровле. Весьма часты такие диабазы в ущельях рек Арагви и Ксани, в ущелье р. Терека, в Раче, Сванетии и Абхазии. Помимо сланцев, в упомянутых районах диабазы в виде даек нередко секут и граниты кристаллического ядра Большого Кавказа.

Среди сланцевых свит Большого Кавказа лишь в двух местах наблюдается особенно значительная концентрация диабазовых тел; при этом диабазы располагаются столь близко друг от друга, что почти полностью исчезают разделяющие их небольшие сланцевые пачки. Таковы Чаухский диабазовый массив в бассейне р. Арагви и Чутхаройский массив в бассейне р. Лухуни, правого притока р. Риони. Многочисленные дайки диабазов встречаются в циклаурской свите. Сравнительно небольшое количество даек диабазов (единичные выходы) отмечено в пределах Кахетии в разрезе юрских сланцев.

Диабазам Кавказа посвящено не одно исследование. Это прежде всего труды Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1904), Д. С. Белянкина (1912), Л. А. Варданянца (1935), В. П. Ренгартена (1932), Г. Р. Чхотуа (1938).

Д. С. Белянкин, детально изучив диабазовые породы района Архотского перевала, пришел к выводу, что здесь следует различать колотанские, или чимга-чаухские, альбитовые диабазы и ассинские диабазы, плагиоклаз которых всегда основной, представленный лабрадором. Та же мысль повторяется Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым в «Петро-

графии Грузии» (1945). Однако здесь авторы впервые указывают, что колотанская формация является типичной спилитовой формацией со всеми характерными для нее свойствами — альбитовым характером плагиоклаза и др.

Однако изучение нами материала показало, что среди юрских диабазов, залегающих в сланцевых свитах Большого Кавказа, так же как и среди порфиритов среднеюрской вулканогенной свиты, следует различать два типа диабазов: спилитовые диабазы и диабазы с основным плагиоклазом. Как правило, все эти диабазы являются авгитовыми породами с различным количеством авгита. При этом наблюдается интенсивная уралитизация пироксена и в породах заметен постепенный переход от типов, содержащих совершенно свежий пироксен, к полностью уралитизированным типам. При этом нельзя не заметить, что, как правило, спилитовые диабазы в основном слабо уралитизированы или содержат совершенно свежий пироксен. Полностью или интенсивно уралитизированные типы здесь не встречаются. Зато среди лабрадоритовых диабазов интенсивно или полностью уралитизированный пироксен является обычным. Как и всегда, диабазы Большого Кавказа содержат определенное количество хлорита, играющего роль мезостазиса. Однако иногда хлорит появляется и за счет пироксена. В некоторых диабазах, а особенно в спилитах, этот процесс заходит столь далеко, что пироксен полностью исчезает, в связи с чем было бы оправдано выделение альбит-хлоритовых диабазов, пользующихся в некоторых местах преимущественным распространением.

В спилитовых диабазах гор Чаухи и Чутхаро замечено интересное явление: некоторые диабазы испещрены многочисленными эпидот-цоизитовыми, иногда пренитовыми мелкими жилками, создающими порой впечатление диабазовой брекчии. Имеются случаи, когда мощный диабаз сечется породой также диабазового облика мощностью в несколько сантиметров (до 20 см). В этом секущем диабазе присутствует пелитизированный альбит, а промежутки между его зернами заполнены эпидотом, цоизитом и пренитом. Создается впечатление, что несколько позже внедрения диабазов, в пост- или гистеромагматическую стадию произошло образование этих тонких жилок и эпидот-цоизит-кварц-пренитовых образований. Поэтому естественным является заключение, что известь, освободившаяся в результате образования альбита спилитовых диабазов, осталась в магматическом очаге, дав впоследствии богатую известью и водой ассоциацию минералов — эпидот, цоизит, пренит.

Юрский возраст диабазов Большого Кавказа подтверждается тем, что они внедрены в отложения лейаса и не встречаются в более молодых осадках. Диабазы горы Чутхаро внедрены в верхнюю часть верхнелейасовой свиты. В то же время в самой вулканогенной свите байоса, в полосе соприкосновения ее со сланцами, как уже отмечалось выше, встречаются так же два типа спилитовых и лабрадоритовых диабазов, как и в диабазах сланцев Большого Кавказа. Помимо этого, было бы совершенно непонятным, каким образом мощный байосский вулканизм Южной полосы геосинклинали Южного склона Большого Кавказа мог совершенно не проявиться в более глубокой части этой геосинклинали. Наоборот, вполне естественно, что интенсивный эффузивный вулканизм байоса оставляет соответствующий след и в глубокой полосе геосинклинали, приводя здесь к образованию диабазовой фации. Таким образом, спилитовые диабазы представляют собой силовую фацию эффузивных спилитовых порфиритов, а авгит-лабрадоритовые диабазы — авгит-лабрадоритовых порфиритов.

Кислые породы. В отличие от Армении и Азербайджана, где в средней юре в некоторых районах отчетливо выделяется достаточно

мощный горизонт, слагающийся почти исключительно кислыми порфиритами, в среднеюрской вулканогенной свите Грузии кислые породы появляются лишь спорадически. До настоящего времени кислые породы были описаны из районов Кударо-Цона, Сырх-Леберта, бассейна р. Лопанис-цкали и бассейна р. Гализги.

В нижней части среднеюрской вулканогенной свиты Абхазии Г. Р. Чхотуа (1937) отмечает наличие кислых пород, однако не дает их описания, в связи с чем остается не ясным, с какими породами имеем здесь дело.

Породы всех трех районов включают только кислых представителей плагиоклазов: альбит, альбит-олигоклаз и олигоклаз. Кварц встречается повсюду, если не в виде фенокристаллов, то, во всяком случае, в основной массе. Таким образом, различать эти породы удастся лишь в зависимости от наличия или отсутствия калишпата, в связи с чем приходится подразделять их на две группы: 1) кварцевые порфиры, либо содержащие видимый под микроскопом калишпат, либо такие, в которых его наличие устанавливается данными химических анализов по значительному содержанию K_2O , и 2) кварцевые альбитофиры, которые не содержат заметного количества калишпата. Встречаются и переходные типы между этими двумя группами.

Кварцевые порфиры. Дайки кислых пород в бассейне р. Лопанис-цкали описаны С. А. Флоренским и Г. П. Барсановым (1936) под названием кварцевых порфиров и кварцевых ортофиров. Одна дайка обнажается у сел. Кода. Это розовая порода, обладающая под микроскопом фельзитовой основной массой с немногочисленными скелетообразными фенокристаллами кварца; редкие вкрапленники полевого шпата полностью замещены смесью альбита и каолина. Химический состав породы (SiO_2 75,65% и K_2O 3,9%) указывает на ее кварц-порфировую природу. Вторая дайка выходит близ сел. Гвиргвина. Цвет породы фиолетовый, под микроскопом наблюдается микрогранитовая основная масса, слагающаяся мелкими зернами калишпата, которым иногда сопутствуют альбит и ксеноморфные зерна кварца. Фенокристаллы представлены полностью каолинизированным полевым шпатом. Химический анализ подтверждает правильность отнесения породы к кварц-порфирам (SiO_2 81,6%; K_2O 6,08%). Кварц-порфир встречается также в ущелье р. Махме, притока р. Гализга, в районе Ткварчельского каменноугольного месторождения, в виде пластовой жилы в вулканогенной свите байоса. Порода зеленовато-белая, с видимыми невооруженным глазом фенокристаллами кварца. Под микроскопом наблюдается бесцветная или слегка зеленоватая основная масса флюидальной текстуры, сложенная мельчайшими зернышками калишпата. Фенокристаллы представлены корродированным основной массой прозрачным идиоморфным кварцем, содержащим включения основной массы, и полевыми шпатами, в том числе идиоморфными зернами мутного альбита и слабо пелитизированным, часто пертитовым калишпатом. Из темных минералов присутствует биотит в виде крупных и мелких, часто сильно плейчатых, листочков. Порода содержит три-четыре обломка основного порфирита. На ней хорошо заметно влияние давления в период кристаллизации, выражающееся в дроблении фенокристаллов кварца и заполнении трещин основной массой, а также в деформированности чешуй биотита. Аналогичные явления в этой породе были замечены и Г. П. Агалиным (1928). Д. С. Бежанкин и В. П. Петров считают эту породу родственной неинтрузиям и постъюрской по возрасту. По нашему мнению, увязка ее с неинтрузиями является правильной — порода, возможно, представляет собой жильную фацию неинтрузии, но внедрение ее произошло во время батского складкообра-

зования, когда сформировалась основная масса среднеюрских гранодиоритовых интрузий.

Переходной к кварц-порфирам является обнажающаяся на горе Вал-хох в Юго-Осетии светло-серая порода, оставляющая по форме своего залегания впечатление покрова. Об этом свидетельствует чрезвычайно мелкая пористость, наблюдающаяся в ее верхней части. Поры выполнены кварцем. В породе видны белые фенокристаллы альбита. Под микроскопом наблюдается красновато-бурая основная масса, слагающаяся лейстами альбита и мелкими зернами кварца. Мелкие поры заполнены агрегатным кварцем. Образцы, взятые из различных частей покрова, выявляют структуру основной массы — от фельзитовой до микрогранитовой. Бипирамидальные фенокристаллы кварца являются редкими, а вкрапленники альбита заметно серицитизированы. По химическому составу (SiO_2 72%; K_2O 2,98%) породу следует отнести к липарит-дацитам.

Кварцевые альбитофиры. К этой группе относятся описанные С. Флоренским и Г. Барсановым несколько даек бассейна р. Лопанис-цкали выше сел. Гвиргвина. Породы обладают зеленовато-бурым цветом и содержат фенокристаллы кварца. Под микроскопом структура основной массы фельзитовая, а фенокристаллы представлены частично резорбированным кварцем и полностью кальцитизированным полевым шпатом. Встречаются листочки биотита и немного хлорита.

Альбитофирные дайки небольшой мощности наблюдались в Джавском районе: две дайки по р. Хардисар-дон, две дайки по р. Натепура в 2 км к юго-западу от месторождения Квайса и одна в сел. Цона, где она сечет роговообманковые порфириды. Порода этих даек плотная, серая, иногда с фиолетовым или розовым оттенками, с белыми или розовыми фенокристаллами полевого шпата. Под микроскопом наблюдается андезитовая или микродиоритовая основная масса; в первом случае базис фельзитовый, в основной массе располагаются зерна кварца с зубчатыми контурами. Фенокристаллы представлены несколько серицитизированными и пелитизированными альбитом и олигоклаз-альбитом. Химический анализ двух образцов показал наличие SiO_2 61,1—65,6% и K_2O 1,88—2,51%, что соответствует дациту.

Мощная дайка альбитофира (60—70 м) выходит среди вулканогенной свиты байоса на хребте Сырх-Леберта, ее простириание ($\text{СЗ } 320^\circ$) почти не отличается от простириания вмещающих пород. Порода светло-серая или розовато-серая, порфиристая. В центральной части дайки порода полнокристаллическая порфиристая, а у почвы и кровли основная масса стекловатая с небольшим количеством микролитов.

В полнокристаллической части основная масса состоит из короткопризматического, слегка пелитизированного альбита, в промежутках которого располагаются хлорит и кварц. Хлорит, по-видимому, образован за счет биотита, что подтверждается наличием частично хлоритизированного биотита. Фенокристаллы альбита бурые от пелитизации и по составу варьируют от № 1 до № 9.

Химическим анализом в двух образцах установлено содержание SiO_2 63,11—66,88% и K_2O 2,51—2,61%, что соответствует дацитам, андезин которых претерпел альбитизацию. Кварцевый альбитофир обнажается в районе Ткварчельского каменноугольного месторождения, в ущелье р. Хели-квара. Он приурочен к полосе разрыва, проходящей между вулканогенной и угленосной свитами; сама порода несет следы сильного дробления. Под микроскопом в оглиненной основной массе наблюдаются фенокристаллы кварца, альбита и биотита.

Кислые породы из вулканогенной свиты окрестностей г. Ткварчели были детально описаны В. С. Койава (1960).

Обломочные породы. В сложении вулканогенной свиты существенную роль играют обломочные породы. В некоторых разрезах они являются преобладающими и на их долю приходится 70—80% и более, тогда как в других разрезах определенно господствуют лавовые покровы, хотя таких разрезов гораздо меньше. Обломочные породы широко распространены, например, в ущелье р. Риони между селениями Твиши и Жонети, на северной периферии Дзирульского массива, в ущелье рек Дзирула и Картнаула, в верховьях р. Гализги, в бассейнах рек Мокви и Бзыби и в других местах. В обломочном материале основными являются пирокластические породы, представленные всеми разностями, начиная с глыбовых туфобрекчий и кончая пелитовыми туфами. По составу здесь встречаются все типы, отвечающие соответствующим порфирирам, т. е. спилитовые, авгит-лабрадоровые, роговообманково-плагноклазовые, плагноклазовые и др.

Наряду с пирокластолитами на некоторых участках развития свиты в значительном количестве встречаются и терригенные кластолиты. Источник этого материала может быть двойным: с одной стороны, это Грузинская глыба, которая слагалась в основном кристаллическими породами и кислыми эффузивами, а с другой стороны, — многочисленные вулканические острова, располагавшиеся в байосском море и слагавшиеся характерными для вулканогенной свиты байоса основными и средними эффузивами и пирокластолитами. Можно допустить и наличие третьего источника — кордильер в геосинклинали Большого Кавказа. Однако наличие материала этого источника не чувствуется в байосской формации.

Продукты размыва Грузинской глыбы распространены главным образом в осадках, пограничных с глыбой, т. е. на южной периферии геосинклинали зоны, достигая к северу хребта Сырх-Леберта и сел. Окуреша. Наиболее полно они представлены в Ткибульском районе, где верхняя часть вулканогенной свиты сложена в основном аркозовыми песчаниками. К северу роль аркозового материала постепенно уменьшается, и если сначала имеем в почти равном количестве смесь аркозового и туфового, или грауваккового, материала, то дальше от глыбы аркозовый материал образует лишь небольшую примесь, а затем полностью исчезает.

Значительно шире распространены обломочные породы, образовавшиеся за счет размыва вулканических островов. Эти породы слагаются более или менее измененными и обработанными обломками порфиритов и туфов или зернами их минералов (альбит, основной или средний плагноклаз, авгит, в меньшей мере роговая обманка). Такие песчаники представляются нам типичными граувакками. Они широко распространены на всех участках выходов среднеюрской вулканогенной свиты, а в некоторых местах пользуются преимущественным развитием.

Из-за полного сходства в составе с пирокластическими породами отличить от последних граувакковые песчаники оказывается весьма затруднительно как макроскопически, так и под микроскопом, в связи с чем их часто описывали как «измененные туфы», «переотложенные туфы» и т. д. Отличительной их чертой является более или менее обработанный характер материала и большая его измененность в граувакках по сравнению с первичными пирокластолитами. Естественно, что при отложении как аркозового, так и грауваккового материала имело место его смешение с первичным пирокластическим материалом, и таким образом возникли туфогенные песчаники. Понятно, что в зависимости от характера терригенного материала следует различать два вида туфогенных песчаников: аркозово-туфогенные и граувакково-туфогенные.

Если первый из них легко установить, то второй значительно труднее, поскольку первичный пирокластический материал и продукты его переотложения обладают одинаковым составом; в таком случае, как отмечалось выше, помогает свежесть первого и более измененный и обработанный характер второго. Граувакково-туфогенные песчаники широко развиты в среднеюрской вулканогенной свите.

Артовинско-Болнисская глыба

Небольшие выходы вулканогенной свиты байоса имеются и в Южной Грузии на юго-восточной периферии Локского кристаллического массива и отдельные выходы также на северной и западной его перифериях. В южном направлении эта свита переходит непосредственно на территорию Армении, увязываясь с алавердской среднеюрской вулканогенной свитой.

Хорошие разрезы свиты описаны в ущелье рек Гюльмагомет и Ахкерпи, где, согласно Г. А. Чихрадзе, в нижней части наблюдается чередование спилитовых туфобрекчий, туфов и порфиритовых покровов, наряду с которыми встречаются спилитовые диабазы и туфогенные песчаники. Выше следует чередование массивных туфобрекчий, туфов и авгитовых порфиритов; плагиоклаз в этих породах представлен андезином или лабрадором. Таким же характером обладают отдельные пластовые жилы диабазов, встречающиеся в свите; изредка встречаются и роговообманково-авгитовые породы. В верхней части свиты слоистость более четкая, поскольку здесь играют существенную роль туфогенные и граувакковые песчаники; в первых из них наряду с пирокластическим материалом встречается и гранитный кварц, а граувакковые песчаники состоят из продуктов размыва пород самой вулканогенной свиты.

В юго-восточном направлении свита, по-видимому, переходит в песчаники и алевролиты сланцеватого сложения, в верхней части которых (еще южнее) существенную роль играют порфиристые туфобрекчий, кварцевые порфириты и альбитофиры с соответствующими пирокластолитами, окрашенными в красновато-коричневый, зеленоватый, фиолетовый и серый цвета. Возможно, что эта верхняя часть относится уже к бату. Общая мощность свиты достигает 3000—3500 м.

БАТСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Грузинская глыба

Мощный вулканизм байоса, который связан с развитием геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, в основном прекратился к концу его, в связи с орогенической фазой. Эта фаза проявилась в батское время и хорошо выражена регрессивными осадками вдоль северной периферии Грузинской глыбы — в Окрибе, Магане, Ткварчели, Бзыби и других районах, причем местами осадки являются угленосными. В этих отложениях до недавнего времени вообще не были известны продукты вулканизма, в связи с чем считалось, что среднеюрский вулканизм полностью прекратился к концу байоса.

В последнее время в результате литологического изучения батских осадков было установлено, что в них в Гелатско-Кутаисском районе достаточно часто встречаются продукты вулканизма в виде зеленых порфиритов, диабаз-порфиритов и их туфов. В окрестностях сел. Гумати в свите листоватых сланцев встречаются слои туфа, слагающиеся свежим лабрадором и обломками оглиненной основной массы. В некото-

рых образцах наблюдается частичная альбитизация и замещение хлоритом или кальцитом; цемент представлен пропитанной лимонитом глинисто-хлоритовой массой. Такие же породы, но более туфогенного характера, встречены в листоватых сланцах окрестностей селений Цуцхвати и Орпири. Среди листоватых сланцев выходы порфиритов встречаются часто, в некоторых разрезах число их достигает 15; эти тела мощностью от 0,5 до 1,5 м представлены лабрадоровыми порфиритами и диабаз-порфиритами и дислоцированы вместе с вмещающей их свитой. У подошвы и кровли порфириты мандельштейновые. Темный силикат представлен авгитом; часто замещенным кальцитом и хлоритом; плагиоклаз большей частью также изменен. Миндалины слагаются кальцитом и хлоритом. Диабаз-порфириты существенно не отличаются от порфиритов — состав у них одинаковый; почва и кровля мандельштейновые, хотя и в меньшей степени. Однако в отличие от порфиритов здесь в контактах наблюдается уплотнение сланцев.

В полосе Ткибули—Дзмуиси встречаются только два покрова порфиритов: по р. Сацирис-цкали и р. Цхалцитела (сел. Сочхети). Это светло-серые плотные породы, в верхней части мандельштейновые, мелкие удлиненные поры выполнены кальцитом. Под микроскопом видна гялопилитовая основная масса из микролитов андезина и базиса, замещенного кальцитом. Мелкие лейсты плагиоклаза придают породе микропорфировый облик.

Ткибульские и гелати-кутаисские батские породы обладают, в общем, одинаковым характером, отвечая среднему порфиристу. Итак, в бате имеет место, хотя и локальная, вулканическая деятельность, продолжающая байосские извержения.

Химизм пород среднеюрского вулканизма

Для среднеюрских эффузивных пород Грузии имеется около 60 химических анализов, позволяющих сделать некоторые заключения (Дзоцендидзе, 1948).

Диабазы являются наиболее основным членом среднеюрских эффузивных пород, отвечая в среднем базальту. Авгитовые порфириты несколько более кислые, нежели диабазы, но все-таки не выходят за пределы базальтов, подтверждая, что диабазы являются лишь структурной разновидностью порфиритов. Альбитофиры выявляют дацитовый состав, отклоняясь то к липаритам, то к андезитам. Батские эффузивы по своей химической природе полностью соответствуют байосским порфиритам. Средний состав среднеюрских пород отвечает среднему андезито-базальту, свидетельствуя о том, что магма главного очага среднеюрского вулканизма была андезито-базальтового состава. По своей природе среднеюрские эффузивные породы являются типичными представителями очень бедной щелочами известково-щелочной серии, соответствуя крайнему известково-щелочному типу Пеле-Лассенпик областей современного вулканизма Тихоокеанского кольца.

ВЕРХНЕЮРСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа и Грузинская глыба

Верхнеюрский вулканизм весьма слабо проявляется в Грузии. Отчетливо выраженные вулканические явления наблюдаются здесь только в пестроцветной свите Кутаисского района. В последнее время наличие следов вулканизма было установлено также в верхней юре Бзыбского ущелья. А. И. Джанелидзе (1941) отмечает наличие вулка-

нических пород и в пестроцветной свите района Асхис-мта, однако этот материал пока еще никем не изучался. Нельзя исключить, что в пестроцветной свите, широко распространенной в Западной Грузии, будут найдены и в других местах Грузии признаки вулканизма, но при всех обстоятельствах это будут только «признаки», а не интенсивное проявление, так как изучение геологами этой свиты в Абхазии, Мегрелии и Раче показало отсутствие в ней не только обильного, но и вообще вулканического материала.

Пестроцветная свита Кутаисского района, так же как и других районов, несогласно залегает на батских регрессивных осадках и возраст ее, согласно А. И. Джанелидзе (1940), определяется в пределах кимеридж-титона. Слагается свита чередованием красных, иногда зеленоватых глин, песчаников и брекчиево-конгломератовых пород; в некоторых районах в ней встречаются линзы, пласты и порой весьма мощные пачки гипса. Свита представлена в основном континентальными лагунно-речными фациями, преимущественно фацией потоков.

Вулканические породы пестроцветной свиты Кутаисского района. На участке долины р. Риони, до горы Хвамли, а также сел. Гелати, вулканогенные породы лучше всего видны в разрезе Гочоура—Сатаплиа; хорошие выходы имеются затем в селениях Гелати, Дгнориса и Дерчи, а также у подножия горы Хвамли. В результате изучения этих пород выделено шесть их разновидностей. Ниже приводится краткая характеристика пород в последовательности, соответствующей порядку их извержения.

1. Сильно выветрелые базальты, в виде покровов небольшого размера, были встречены в самой нижней части пестроцветной свиты, почти непосредственно над угленосной свитой в обоих крыльях Сатаплийской антиклинали. Порода столь выветрелая, что установление ее точной петрографической природы оказывается затруднительным, однако наличие в ней густо окрашенных лимонитом серпентинизированных зерен, по своей форме напоминающих оливин, и присутствие сравнительно хорошо сохранившегося авгита дают основание считать ее оливиновым базальтом. Порода сильно пористая.

2. Плотные оливиновые базальты имеются в ущелье р. Огаскура, также в виде глыб довольно больших размеров в разрезе Сатаплиа, стратиграфически значительно выше, нежели выветрелые базальты. Такая же порода наблюдается у подножия горы Хвамли и на Самгуральском хребте, вблизи месторождения каробского туфа. От горы Сатаплиа такая же порода продолжается на север до сел. Гумати. Все эти породы обладают одинаковым составом, не являются мандельштейновыми, имеют черный цвет и весьма свежий облик. Лейсты основной массы представлены совершенно свежим лабрадором, зерна авгита также свежие и лишь стекло мезостазиса замещено хлоритом; крупные фенокристаллы оливина большей частью полностью замещены серпентином и окружены оболочкой лимонита, хотя впрочем имеются и сравнительно свежие зерна оливина. Эти породы отличаются своим свежим обликом от остальных верхнеюрских пород.

3. Оливиновые трахибазальты обнаружены на северном крыле Сатаплийской антиклинали и в окрестностях сел. Дгнориса; в обоих случаях это весьма пористые красновато-серые породы. Для их состава характерно наличие наряду с андезин-лабрадором № 50 тонких пластинок и неправильных зерен прозрачного калишпата, санидина или анортотклаза, образующего иногда тонкую кайму вокруг плагиноклаза или встречающегося в последнем в виде вrostков. Пироксен не встречается, однако имеются псевдоморфозы бовлингита по оливину, а в породе из сел. Дгнориса одно зерно оливина было замещено гематитом.

По минералогической природе эти породы соответствуют трахибазальтам, причем порода сел. Дгнориса близка к трахитам, так как она содержит меньше плагиоклаза и более кислого, нежели в породе горы Сатаплиа. Поры в породах пустые.

4. Оливиновые породы с авгитом. Это мандельштейновые породы серовато-бурового цвета; встречаются они в разрезе горы Сатаплиа стратиграфически выше трахибазальтов, на возвышенности, располагающейся восточнее горы Сатаплиа, в ущелье р. Цхалцитела между пестроцветной и угленосной свитами и в основании карниза Хвамли. Под микроскопом эти породы обладают основной массой от интерсертальной до микроаббровой; плагиоклаз всегда представлен лабрадором, калишпат не встречается. Не имеется даже остатков свежего оливина, он представлен лишь полными псевдоморфозами бовлингита.

5. Оливиновые андезиты встречаются в селениях Дгнориса, Дерчи, Джимастаро и Гелати. Это красновато-серые мандельштейновые породы с миндалинами кальцита. Под микроскопом они отличаются от предыдущей группы тем, что не содержат авгита и калишпата, а плагиоклаз представлен андезином; оливин и здесь замещен бовлингитом. Таким образом, будет правильным отнести эти породы по минералогическому составу к оливиновым андезитам.

6. Оливиновые анортоклазовые трахиты наблюдаются в виде небольших покровов в сел. Дерчи и в основании карниза Хвамли. Они и макроскопически резко отличаются от других пород светло-серой или беловато-серой окраской, рассланцованностью и отсутствием мандельштейнов. Под микроскопом они имеют трахитовую структуру; из полевых шпатов присутствует лишь анортоклаз, а плагиоклаз либо совершенно отсутствует, либо представлен незначительным количеством олигоклаза. Черного силиката нет, но в породе горы Хвамли встречается красновато-бурый, полностью замещенный окисью железа минерал, который, судя по форме, мог быть оливином. Таким образом, почти во всех верхнеюрских породах встречается в большем или меньшем количестве оливин.

Помимо этих лавовых пород, в пестроцветной свите встречаются и туфы. Из них в первую очередь следует назвать кариобский туф на Самгуральском хребте, который в структурном отношении приближается больше к туфолоаве и очень похож на известный арктический туф Армении, хотя в строительном отношении их сравнивать, конечно, не приходится. В химическом отношении и эти туфолоавы выявляют трахитовую природу и вместе с трахитами селений Дерчи и Хвамли относятся к одной из последних фаз верхнеюрского вулканизма, располагаясь в самой верхней части пестроцветной свиты.

Три слоя трахитового агломератового туфа встречаются также в Гуматском разрезе, в самых верхах пестроцветной свиты; и здесь обломки типичного трахита сцементированы трахитовым же туфом, испытывающим интенсивное окварцевание.

Столь малое количество туфов по сравнению с лавами, малая мощность покровов и их незначительное распространение свидетельствуют о том, что верхнеюрский вулканизм не характеризовался мощными извержениями и взрывами центрального типа, а имели место сравнительно спокойные извержения. Туфы, естественно, сопровождали трахитовые извержения, тогда как с основными базальтовыми лавами они почти не встречаются. Состав описанных пород показывает, что в верхнеюрских вулканических очагах существовали спокойные условия дифференциации, в результате чего образовались все дифференциаты базальтовой магмы — от оливиновых базальтов, через оливиновые трахибазальты, до трахитов. В современных вулканических обла-

стях подобная ассоциация пород не встречается в геосинклиналях, а типична для океанических островов.

При подобных трещинных извержениях должны были образоваться жильные породы, состав которых аналогичен составу эффузивов, а структура напоминает интрузивные образования — иными словами, должна появиться субвулканическая фация верхнеюрских эффузивов. И действительно, в окрестностях сел. Гумати в свите листоватых сланцев бата располагается пластовая жила мощностью 60—70 м, описывавшаяся сначала как сиенит, а согласно Н. И. Схиртладзе (1942), являющаяся эссекситом. Эта порода обладает полнокристаллической структурой и слагается призматически-пластинчатым лабрадором, а также калишпатом, который обычно окаймляет узкой полоской плагиоклаз, изредка образуя самостоятельные зерна; плагиоклаз частично альбитизирован. Темный силикат представлен фиолетовым титан-авгитом; имеется и зеленоватый авгит, а также небольшое количество коричневых листочков биотита. Часты псевдоморфозы серпентина по оливину; немало апатита и сфена; в количестве до 0,5% встречается анальцит.

По химической природе и минералогическому составу порода трахибазальтовая и полностью аналогична описанным в пестроцветной свите трахибазальтам, жильной фацией которых она, по-видимому, и является. Такой же эссексит описан Н. И. Схиртладзе и из окрестностей сел. Опурчхети.

Вулканические породы ущелья р. Бзыби. В ущелье р. Бзыби И. Д. Чечелашвили отметила наличие следов эффузивного вулканизма в келловей-оксфордских отложениях, залегающих над угленосной свитой. В нижней части этой толщи установлено присутствие пачки туфов кварцевого альбитофира, а в карбонатных песчаниках верхней части — тела ортофира мощностью 5—6 м. Туф кварцевого альбитофира представлен серой отчетливо слоистой породой, состоящей из карбонатизированной, хлоритизированной, иногда окварцованной стекловатой основной массы, в которой рассеяны обломочные зерна эффузивного кварца и альбита, обломки кислых эффузивов и порфириров, а также пемзы. В пачке туфов имеется слой витрокластического туфа, стекло которого испытывает замещение анальцитом. Покров ортофира сильно пористый. Под микроскопом основная масса слагается короткопризматическим альбитом и калишпатом, при резком преобладании второго. Химический анализ породы подтверждает ее трахитовый состав.

Таким образом, в верхней юре вместо среднеюрских типичных пород известково-щелочной серии возникает четко дифференцированная базальтово-трахитовая серия, обладающая локальным распространением, увязывающаяся со складчатыми зонами среднеюрской вулканогенной свиты и всегда следующая после седиментации батских регрессивных свит в различные моменты верхнеюрской эпохи.

О ЮРСКОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ

В Грузии в юрское время мы имеем один четко выраженный магматический цикл, связанный с различными стадиями развития геосинклинали Южного склона Большого Кавказа.

На определенном этапе развития геосинклинали, когда она испытывала интенсивное погружение, начинаются вулканические извержения, приведшие к образованию мощной вулканогенной свиты, предшествующей складкообразованию. В этом периоде выделяются две фазы: первая — спилитовая и вторая — фаза лабрадоровых порфириров. Начало вулканической деятельности совпадает с началом байосского

Юрский вулканический цикл

Стадия развития геосинклинали	Время	Место вулканической деятельности	Характер магмы	Характер магматической активности			
				эффузивная		интрузивная	
				эффузивная фация	силловая или дайковая фация	интрузивная фация	эффузивная фация
Доорогенная	Лейас	Граница с Грузинской глыбой	Контаминированная; кислая	Кварцевые порфириды	—	—	—
	Байос	Почти во всей геосинклинали	Нормальная андезито-базальтовая	Спилитовые порфириды, нормальные порфириды и пирокластолиты	Спилитовые и нормальные диабазы	—	—
Синорогенная	Бат	Локально	Андезито-базальтовая	Нормальные порфириды	Диабаз-порфириды	—	—
		В зонах поднятий	Гранодиоритовая	—	—	Гранодиоритовые интрузивы	Покровы и дайки кварцевых порфиритов и кварц-порфиров
Посторогенная	Верхняя юра	Локально, в участках проявления синорогенного эффузивного вулканизма	Трахибазальтовая, дифференцированная	Оливиновые базальты, трахибазальты, трахиты	Эссекситы	—	—

века. Однако в той части геосинклинали, которая граничила с Грузинской глыбой, как в тектонически более слабой зоне, вулканические явления проявились еще до того, как на всей площади геосинклинали начались интенсивные извержения. По-видимому, поэтому первая фаза юрского вулканического цикла имела место еще в нижнем лейасе в виде извержения кварцевых порфиритов и туфов — продуктов расплава, образовавшегося в результате контаминации андезито-базальтовой магмы в пограничных частях с глыбой.

Что же касается кислых пород, встречающихся в собственно байосских образованиях, то в условиях Грузии они являются достаточно редкими и встречаются в заметном количестве лишь в окрестностях селений Квайса, Цона и г. Сырх-Леберта. По-видимому, здесь эти породы увязываются с зонами, которые с конца байоса характеризуются тенденцией преимущественного воздымания. Поэтому будет естественным допустить, что мы имеем дело со связанным с интрузивным процессом эффузивным проявлением. Таким образом, эти эффузии представляют собой эффузивную фацию интрузивного процесса.

К концу байоса началась интенсивная орогеническая фаза, обусловившая складкообразование вулканогенной свиты. Эти движения продолжают и достигают максимума в бате, но к началу верхней юры в основном прекращаются. Во время складкообразования, по-видимому, в основном закрылись пути, по которым поднималась магма, и поэтому вулканические явления в бате существенно затухают. Однако на некоторых участках все же сохранился ряд трещин, оставивших для магмы возможность выхода на поверхность. Одним из таких участков является Гелатский район, где в бате имело место излияние порфиритов и диабаз-порфиритов. Появление этих пород совпадает с орофазой, и поэтому они являются синорогенными. Их характеризуют локальное распространение, малая мощность, незначительное количество туфового материала и трещинная природа извержений.

Помимо сел. Гелати, но значительно слабее, синорогенный вулканизм проявился в г. Ткибули, где отмечено два выхода туфов и покровов, а также в г. Ткварчели в виде излияния кварцевых порфиритов. Последние скорее относятся к концу байоса, нежели к началу бата.

Вслед за складкообразованием, когда зона вулканогенной свиты геосинклинали причленилась к Грузинской глыбе, но по сравнению с ней все же сохранила большую лабильность, вулканизм в основном прекратился. Но в местах синорогенных извержений все же остались действующие вулканические очаги. Однако эти очаги в изменившихся геотектонических условиях не дают продуктов однородной недифференцированной магмы андезито-базальтового состава и в сравнительно спокойной обстановке испытывают дифференциацию. Результатом этого является образование в верхней юре серии оливиновый базальт — трахибазальт — трахит, которая, в отличие от доорогенных и синорогенных четко выраженных известково-щелочных пород, несколько обогащена калием, соответствуя некоторым вулканическим породам океанических островов.

Вулканический цикл юрского периода представляется следующим (табл. 29).

МЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ

Вулканические явления мелового периода Грузии были сравнительно менее интенсивными, чем юрского, но все же меловые вулканогенные образования распространены достаточно широко и известны во всех четырех геотектонических зонах: Южного склона Большого Кавказа, Аджаро-Триалетского хребта, Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб.

Геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа

В пределах Южного склона Большого Кавказского хребта меловые вулканогенные образования имеют сравнительно незначительное распространение. Они фактически обнаружены лишь за последние годы и поэтому пока изучены слабо.

Во многих местах Абхазии и Мегрелии в альбских и частично в сеноманских отложениях встречаются туфы и мелкообломочные туфобрекчии, имеющие состав роговообманковых и авгитовых порфиритов. Восточнее аналогичные образования вскрыты буровыми скважинами, но в окрестностях г. Кутаиси имеется хорошее обнажение альбских туфобрекчий авгит-роговообманкового порфирита. Выше в разрезе в сеноманских глауконитовых известняках и песчаниках в значительном количестве присутствует пирокластический материал в виде зерен свежих зональных андезинов и зеленых роговых обманок. Еще более ярко туфовый материал представлен в сеноманских отложениях в разрезе сел. Гумбри Цхалтубского района, в которых залегают известные месторождения бентонитовых глин «гумбрина». По-видимому, пепловый материал для образования гумбрина тоже приносился из вулканов, расположенных на периферии меловой геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, а не с Аджаро-Триалетской геосинклинали, как мы думали ранее.

Субвулканическая фация альбского вулканизма хорошо представлена диоритовыми породами окрестностей г. Кутаиси, которые образуют лакколиты, межформационные залежи и дайки; последние секут лишь барремские известняки. Определение абсолютного возраста показало 110 млн. лет, что хорошо соответствует геологическим данным.

Альбско-сеноманский вулканизм в пределах Южного склона Большого Кавказа представляет собой одно звено в цепи не очень интенсивных вулканических явлений мелового периода, хорошо проявившихся вдоль всего Южного склона в меловых геосинклиналях и особенно восточнее в зоне Шемаха — Нуха в Азербайджане. Западнее аналогичные образования установлены в районе Туапсе, а за пределами Кавказа — в Горном Крыму.

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

В пределах Аджаро-Триалетского хребта обнажения меловых вулканогенных образований были обнаружены в нескольких местах под палеогеновыми осадками. Наиболее мощные их выходы имеются в ущельях рек Чхеримела, Хведрула и Тедзами; обнажения сравнительно малой мощности — у сел. Дапнара в Самтредском районе.

В ущелье р. Хведрула, у сел. Земо-Хведурети (Карельский район), обнажается антиклиналь, в ядре которой выходят серые и буроватые туфы. По составу это альбитовые порфириты — спилиты; среди них авгитовые разности были обнаружены лишь в трех образцах, взятых из туфобрекчий. В остальных образцах пироксена либо вообще нет, либо он замещен хлорито-серпентиновыми псевдоморфозами.

Спилитовые туфы сменяются сверху пачкой брекчий, обломки которой представлены туфами альбитофира и мергелями; в последних часты конкреции халцедоновых кремней с кремневой микрофауной; в одном из образцов были встречены в значительном количестве спикулы губок. В этом слое брекчии располагается линза бурой плотной породы, верхний участок которой представлен типичным литокристаллокластическим туфом, среди обломков которого встречается и перлитовое стекло. Некоторые участки линзы представлены типичной спон-

голитовой породой, состоящей из халцедона с небольшой примесью кальцита. Сам спонголит также содержит туфовые участки. Эта брекчиевая зона свидетельствует о том, что здесь мы имеем дело с прибрежными осадками мелкого моря, в которых проявляются одновременно признаки платформеноидных и геосинклинальных фаций.

Над брекчией располагаются типичные андезин-лабрадоровые туфы, в которых альбит, как правило, уже не встречается. Изучение многочисленных обломков из слоя туфобрекчий показало, что здесь определенно господствуют авгит-лабрадоровые порфириды, тогда как безавгитовая разность играет резко подчиненную роль (на 10 обломков встречен только один). Некоторые обломки мандельштейновые с миндалинами кальцита и халцедона. Один обломок в отличие от остальных выявляет состав свежего долерита.

Таким образом, в разрезе р. Хведрула определенно замечается подразделение пирокластолитов на две части: внизу, в ядре антиклинали — спилитовые порфириды и туфы, цемент которых иногда цеолитовый, а сверху — лабрадоровые порфириды. Как в первых, так и во вторых встречаются прослой мергелей, а кверху свита постепенно сменяется известняками, часто содержащими большое количество глобигерин и почти всегда — туфовый материал в виде зерен свежего андезина.

Вулканогенные породы начинаются в разрезе р. Хведрула в верхнем апте и, по-видимому, продолжаются до нижнего турона.

В ущелье р. Тедзами под вулканогенной свитой зоцена обнажаются верхнемеловые осадки, в нижней части представленные вулканогенными породами. Низы вулканогенного мела здесь не обнажены, а мощность его обнаженной части (сеноман — нижний турон) достигает 500 м.

Ведущая роль в разрезе принадлежит туфобрекчиям. Встречено всего три покрова мощностью 20, 3 и 1 м. В двух случаях лава представлена авгит-лабрадоровым порфиритом, в одном (1 м в верхней части разреза) она содержит олигоклаз. К тому же лабрадор всегда в той или иной степени альбитизирован. Туфобрекчии обладают таким же составом. В них как обломки, так и цемент представлены авгит-лабрадоровыми породами и лишь в некоторых заметна альбитизация. В то же время альбитизация протекает здесь несколько своеобразно; центральная часть зерна представлена альбитом, тогда как вокруг располагается кайма свежего лабрадора.

Один слой оказался лавовой брекчией, цемент которой также лавовый. Заслуживает внимания то обстоятельство, что в некоторых покровах плагиоклаз из обломков брекчии испытывает интенсивное замещение хлоритом, анальцимом или другим цеолитом. Те же минералы образуют миндалины в мандельштейновых разновидностях. Пироксен встречается в незначительном количестве во всех породах; он обычно свежий, слегка зеленоватый, cNg в пределах 38—44°.

Изредка встречаются прослой псаммитового туфа, представленного литокластической разновидностью, отвечающей по составу авгит-лабрадоровому порфириту, с частичной альбитизацией плагиоклаза. Одна пачка представлена желтоватыми мергелями с прослоями туфов, в том числе витрокристаллокластических; обломки кристаллов — это главным образом свежий зональный андезин, стекло иногда замещено цеолитом; крупнозернистый кальцит образует отдельные зерна. В самом верхнем слое брекчий обломки вновь представлены авгит-лабрадоровым порфиритом, но следов альбитизации здесь не видно.

Таким образом, в разрезе р. Тедзами лавы играют резко подчиненную роль: из 500 м разреза на их долю приходится всего 24 м; осталь-

ные — это туфобрекчии, в малом количестве встречаются и псаммитовые туфы. Плагноклаз—андезин-лабрадорového ряда и большей частью заметно альбитизирован, отсутствие следов альбитизации наблюдается лишь в самом верхнем слое. Пироксена мало и иногда он замещен хлорит-серпентином. Таким образом, в этом разрезе спилиты отсутствуют; следует полагать, что спилиты, как и в разрезе р. Хведрула, по-видимому, слагают и в этом случае низы свиты, которые здесь не обнажаются.

В ущелье р. Чхеримела, в окрестностях ст. Молити, П. Д. Гамкрелидзе выделил впервые вулканогенную толщу, начинающуюся аптом и включающую альб и сеноман. Район является переходным между Аджаро-Триалетской геосинклиналью и Грузинской глыбой, в результате чего мы встречаем здесь признаки смещения обеих фаций. В верхней части альба наблюдается ослабление вулканизма, выражающееся в том, что за нижнеальбскими туфобрекчиями следует пачка глауконитовых песчаников, сменяющаяся мощной вулканогенной свитой. Именно поэтому П. Д. Гамкрелидзе подразделил альб-сеноманские вулканогенные образования на нижнюю и верхнюю вулканогенные свиты.

В окрестностях сел. Лаше нижняя свита слагается в основном грубообломочными туфобрекчиями, в которых встречается прослой песчаников, конгломератов и мелкообломочных брекчий. Изучение обломков брекчий показало, что их на 68—70% составляют обломки авгитороговообманково-лабрадоровых и авгито-лабрадоровых порфиритов, 7% приходится на плагноклазовые порфириты, 8% — на литокластические туфы, 15% — на глауконитовые песчаники и 2% — на кварцево-хлоритовые роговики.

Отличие между авгитороговообманковыми и авгитовыми порфиритами заключается в основном лишь в наличии или отсутствии роговой обманки, так как обе включают андезин-лабрадор от № 42 до № 52 и бесцветный авгит; один обломок представлен совершенно свежей породой с микротиновым лабрадором. В авгитороговообманковых порфиритах встречается роговая обманка (в большем количестве, нежели авгит) зеленая или бурая с четким плеохроизмом, $cNg=10-11^\circ$; она почти всегда в большей или меньшей степени опацифицирована, иногда полностью замещена рудным минералом. Плагноклазовые порфириты отличаются от этих пород лишь отсутствием темного силиката, поскольку характер плагноклаза остается тем же. Туфы также аналогичного состава. Глауконитовые песчаники содержат обломки тех же порфиритов, большей частью окатанные, часто и зерна глауконита несут следы переноса. Цемент песчаников представлен крупнозернистым кальцитом, порой в большем количестве, чем обломки, в связи с чем порода является скорее песчанистым известняком, нежели песчаником.

Цемент брекчий сильно выветрелый, рыхлый. Изучение его в двух местах показало, что он состоит из того же глауконитового песчаника, что и обломки, или из кварцево-слюдистого песчаника, слагающегося угловатым или окатанным кварцем различного размера, тогда как промежутки между ними заполнены тонкочешуйчатой серицитово-мусковитовой массой.

Таким образом, цемент не туфовый, а чисто осадочный полимиктовый песчаник, иногда глауконитосодержащий. Поэтому эти брекчии мы не можем считать туфобрекчиями. Петрографическая природа обломков дает основание заключить, что они представляют собой продукты размыва порфиритовой свиты байоса, а не изверженные первичные пирокластолиты. В этой связи подлежит пересмотру вопрос, имеется ли в ущелье р. Чхеримела «нижняя вулканогенная свита». Это тем

более вероятно, что в других местах Аджаро-Триалетского хребта нигде не наблюдается такого подразделения меловых вулканогенов на две части; что же касается обломков глауконитовых песчаников, то они должны являться продуктом размыва апта. Вместе с тем в окрестностях сел. Гореша П. Д. Гамкрелидзе отмечает наличие настоящих туфов и туфобрекчий в отложениях альба. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Однако в верхней части этой «нижней вулканогенной свиты» встречаются настоящие туфогенные песчаники с обломками зеленой роговой обманки и зонального плагиоклаза и кальцитовым цементом. В самых верхах свиты встречен покров авгит-лабрадорového порфирита мощностью 0,4 м, плагиоклаз которого в центре или зонально замещен альбитом и цеолитом. «Верхняя свита» хорошо представлена в окрестностях ст. Молити и в ущелье р. Зварулы, притока р. Чхеримелы. В нижней части свиты имеется пачка туфов мощностью 80 см, материал которой полностью или частично представлен альбитизированным андезином и авгитом; пелитовый цемент замещен пластинчатым или радиально-лучистым цеолитом. В верхах этой пачки появляются обломки роговой обманки и глауконита, а цемент представлен известняком, богатым остатками организмов.

Вверх по разрезу роль роговой обманки постепенно растет, и в цементе главную роль уже играет ломонтит. Появляются и туфобрекчи, обломки которых слагаются роговообманково-андезиновым порфиритом, а цемент аналогичен описанному выше туфу.

В ущелье р. Зварула обнажается верхняя часть «верхней свиты», сложенная преимущественно туфобрекчиями или лавовыми брекчиями. Обломки последних представлены авгит-лабрадорovým порфиритом, а цемент — роговообманково-лабрадорovým порфиритом. Один покров образован роговообманково-лабрадорovým порфиритом, а кверху появляется и покров авгит-лабрадорového порфирита.

Мощность свиты достигает 400 м; за нею следуют песчаные известняки, в которых обломки представлены эффузивами, альбитизированным плагиоклазом, кварцем, изредка роговой обманкой и глауконитом.

Таким образом, меловая вулканическая свита окрестностей ст. Молити состоит главным образом из роговообманковых порфиритов андезитового состава; авгитовые порфириты играют резко подчиненную роль; мандельштейны вообще не встречаются. Альбитизация и цеолитизация плагиоклаза выражены четко.

В разрезе р. Дапнарис-геле, у сел. Дапнара в Самтредском районе, под осадками палеогена обнажается карбонатная свита, сложенная чередованием известняков и мергелей. Почти все слои содержат туфовый материал, тогда как некоторые слои являются настоящими туфами с небольшим количеством карбонатного цемента. Туфовый материал представлен свежим зональным андезином или андезин-лабрадором № 45—54, зеленой роговой обманкой ($cNg=18^\circ$) и обломками роговообманково-лабрадорových порфиритов. Помимо этого, изредка встречаются обломки диорита, сланца и других пород. Был встречен также один слой витрокластического туфа, в котором отмечаются отдельные зерна андезина и роговой обманки.

Таким образом, в верхней части мела окрестностей сел. Дапнара встречаются роговообманково-лабрадорové туфы и туфогенные известняки. Примечательно, что первый же слой вышележащей вулканогенной свиты оказался туфом авгит-лабрадорového порфирита.

На южных склонах Аджаро-Триалетского хребта, в Цалкском районе (верховья р. Тетроби) и на горе Чобарети, а также на южном

склоне Арджеванского хребта у сел. Гумбати обнажается вулканогенная толща мела, поднимающаяся почти до маастрихта. Это массивные или грубослоистые туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники и лавовые покровы. В толще часты линзы известняка. Слагаются они такими же типами пород, как и на северном крыле, т. е. авгитовыми и роговообманковыми порфиритами и их туфами.

На основании сказанного можно дать следующую характеристику мелового вулканизма Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Вулканизм начался в конце апта или начале альба и в различных участках геосинклиналей характеризовался неодинаковой продолжительностью: в одних местах он прекратился в конце сеномана, а в других продолжался до маастрихта.

По составу различаются два типа пород: авгит-лабрадоровые главным образом в ущельях рек Тедзами и Хведрула и роговообманково-лабрадоровые (или андезиновые) в ущельях рек Чхеримела и Дапнара; даже в авгитовых разностях количество авгита незначительное. Общий характер магмы андезитовый. Лавы играют резко подчиненную роль, преобладают туфобрекчии и туфы. Замечается альбитизация — цеолитизация, причем альбитизация в более низких горизонтах. Присутствие спилитов устанавливается надежно лишь в самой нижней части разреза р. Хведрула, в остальных разрезах настоящие спилиты отсутствуют.

В химическом отношении мы имеем здесь дело с породами характерной для орогенов типичной известково-щелочной серии, в которых содержание щелочей чрезвычайно низкое.

Грузинская глыба

Самые ранние вулканические продукты Грузинской глыбы связаны с альбом и представлены небольшими линзами туфобрекчии в сел. Годогани вблизи г. Кутаиси. Обломки туфобрекчии — это такие же роговообманковые порфириты, которые были описаны выше в вулканогенной свите мела Аджаро-Триалетии. Аналогичные породы спорадически отмечались при бурении и в альбе Цхакаевского района. Нет сомнений, что мы имеем здесь дело не с проявлением глыбового вулканизма в альбе, а с материалом, выброшенным во время мощных извержений вулканами Аджаро-Триалетской геосинклинали и достигшим сравнительно удаленной области эпиконтинентального моря.

На Грузинской глыбе заметное количество вулканических продуктов и притом специфического состава встречается только в туроне — нижнем сеноне Кутаисского, Цхалтубского, Цулукидзевого и Цхакаевского районов, где среди известняков появляется вулканогенная фация, слагающая иногда всю свиту районов городов Кутаиси, Цхалтубо, а чаще чередующаяся с известняками. Эта фация является великолепным примером перехода известняков в туфы по простиранию.

В Кутаисском районе в свите преобладают грубозернистые псаммитовые туфы, сравнительно меньше здесь мелкообломочных туфобрекчии и весьма мало покровов. В свите часто встречаются слои, образованные за счет размыва пород, слагающих свиту; цвет их обычно красноватый. Секущие эту свиту дайки были встречены лишь в двух местах.

Развитые в Цхалтубском районе туфобрекчии иногда насыщены анальцитом и натролитом, образующими тонкие жилки, гнезда и цемент брекчии. В г. Цхалтубо известны также вулканические горловины, представляющие собой неки туронского вулканизма и заполненные своеобразной брекчией, среди обломков которой встречаются как

характерные для этой свиты базальты, так и обломки пород более древних осадочных свит, захваченные на глубине (пестроцветная или угленосная свиты).

В Цулукидзевском районе имеется наибольшее число покровов; в окрестностях сел. Ахалибедисеули обнаружено шесть базальтовых покровов, чередующихся с туфами и туфобрекчиями. Вблизи сел. Дедалаури в этой свите встречен фонолит. Лучше всего выражено в этом районе взаимное замещение по простиранию туфов и известняков, при котором на расстоянии всего нескольких метров чистый известняк переходит в чистый туф. Часть покровов сильно выветрелая, а другая — полностью свежая, что указывает на синхронный свите возраст этого выветривания, когда в условиях теплого и влажного климата вулканических островов лава за короткий срок превращалась в обогащенную железом красную глину. Этот процесс подтверждается обнаружением в свите Кутаисского района слоев, состоящих из оглинившихся обломков базальтов.

Свита обладает совершенно своеобразным петрографическим составом, отличающим ее от всех вулканогенных свит, известных на территории Грузии. Ведущую роль в ее составе играют оливиновые базальты, пикрит-базальты и трахибазальты. Оливиновые базальты большей частью мандельштейновые, миндалины слагаются анальцимом, цеолитами или кальцитом. Основная масса их всегда черная, обычно с микролитами лабрадора и темного с фиолетовым оттенком авгита.

Фенокристаллы иногда вообще отсутствуют, а при наличии они представлены лабрадором и оливином; последний большей частью полностью серпентинизирован, иногда бовлингитизирован; авгит коричнево-фиолетового цвета и иногда обладает четко выраженной структурой песочных часов; анальцимом порой создает подобие базиса основной массы.

По обе стороны шоссе Кутаиси—Тбилиси, в окрестностях сел. Годогани, у перевала, обнажаются базальтовые породы (карниз 10—12 м). Породы отличаются тем, что, помимо фенокристаллов лабрадора, авгита и оливина, содержат коричневатую-бурую роговую обманку; $cNg = 8-11^\circ$, часто заметно опацифицированную. По правую же сторону шоссе имеется своеобразная порода, которая является более плотной и включает довольно крупные кристаллы оливина. Под микроскопом видна серовато-черная основная масса, в которой рассеяны микролиты лабрадора и авгита, а также зерна магнетита. Фенокристаллы представлены только оливином и авгитом, а лабрадор полностью отсутствует; размер фенокристаллов оливина достигает 3—4 мм. По составу эта порода пикрит-базальтовой природы, что выявляется химическим анализом: в ней SiO_2 44—45% и MgO 12%, тогда как в остальных базальтах свиты количество MgO лишь изредка превышает 6%.

Обломки встреченных в этой свите брекчий также представлены оливиновыми базальтами; они иногда изменены, оглинены и даже окатаны, хотя встречаются и совершенно свежие обломки. Цемент брекчий обычно представлен кальцитом. Заслуживает внимания то, что в некоторых слоях было обнаружено повышенное содержание P_2O_5 , достигающее 5—8%. Часто этот фосфор выносится растворами и отлагается там же в тонких трещинах в виде жилок и линз; в этих случаях фосфор концентрируется в виде белого минерала—коллофанита.

Из нескольких покровов Цулукидзевского района некоторые мандельштейновые, а другие — плотные. Интересно, что мандельштейновые оливиновые базальты обычно более выветрелые и содержат псевдоморфозы бовлингита по оливину, тогда как в плотных свежих базальтах оливин только серпентинизирован.

В вулканогенной свите окрестностей сел. Годогани встречается лишь несколько даек, также имеющих состав анальцимового оливинового базальта. Однако в одной из них были обнаружены и микрофенокристаллы санидина, что свидетельствует о трахибазальтовой природе породы.

В районе г. Цхалтубо, в сел. Гвиштиби, обнажаются туронские брекчии, в которых анальцим и натролит составляют до 20% в виде миндалин, жеод и тонких жилок; обломки брекчии представлены пикрит-базальтом. В окрестностях г. Цхалтубо встречено несколько вулканических горловин, считавшихся ранее третичными. Вблизи их в барремских известняках имеется дайка оливинового базальта. Диаметр одной из этих вулканических горловин составляет 10—15 м. Обломки отсюда были изучены И. Сагинадзе (1941), который показал, что их главная часть — это оливиновые анальцимовые базальты, такие же, как и другие породы туронской вулканогенной свиты и расположенная вблизи жила базальта. Таким образом, не должно быть сомнения в том, что вулканические горловины должны быть образованием туронского возраста. Характерно, что в базальтах пироксен большей частью представлен пижонитом.

Фонолит, который встречен в вулканогенной свите на территории, прилегающей к совхозу сел. Дедалаури, является темной серовато-зеленой породой со сланцеватой отдельностью и стекловатым габитусом; только на некоторых участках в породе наблюдаются фенокристаллы небольшого размера.

Под микроскопом видна почти бесцветная основная масса, сложенная мельчайшими зернами калишпата и нефелина, сравнительно крупными и многочисленными зернами магнетита, неправильными зернами эгирин-авгита, лейстами альбита и аморфным или слегка анизотропным базисом. На некоторых участках преобладают лейсты альбита и в основной массе замечается трахитоидная структура. Фенокристаллы представлены анортоклазом и эгирин-авгитом. Анортоклаз пластинчатый, иногда ромбоидальной формы, чаще неправильной, всегда с простыми двойниками и прерывистыми трещинами спайности. Эгирин-авгит короткопризматический, чаще в виде неправильных зеленых зерен со слабым плеохроизмом; в нем часто сидят мелкие шестиугольные зерна нефелина. Химический анализ породы подтверждает ее щелочную природу — сумма щелочей достигает в ней 13%, при этом Na_2O несколько преобладает над K_2O . По химическому составу порода весьма близка к известным фонолитам, в частности к фонолиту Кении (Восточная Африка).

Естественно, что верхнемеловая вулканогенная свита должна иметь и свою жильную фацию. Действительно, в Кутаисском и Цхалтубском районах в изобилии встречаются тешенит-камptonит-мончикитовые породы, которые образуют пластовые жилы (силлы) во всех осадках, начиная от бата и до турона. Выше они уже не встречаются. Эти породы детально изучены Н. И. Схиртладзе (1958). Сравнение туронских эффузивов с породами семейства тешенитов дает возможность установить для каждого эффузива по химическому составу его полный аналог в силловой или жильной фации. Н. И. Схиртладзе считал, что тешенитовые породы Кутаисского района являются третичными. Сейчас можно сказать, что в пользу верхнемелового возраста этих пород свидетельствует столь существенный фактический материал, что вопрос этот вряд ли может являться дискуссионным (Дзоценидзе, 1948).

Характерная для верхнего мела Грузии натриевая серия (анальцимовый—оливиновый базальт—трахибазальт—фонолит) не устанавливается в вулканизме древних или современных орогенных зон и в основ-

ном типична для островов Тихого океана. Впервые эти породы были описаны на островах Атлантического океана, в связи с чем их стали именовать «атлантической» серией. Помимо океанических островов, эти породы встречаются в прилежащих к орогенам областях (в форландах). Для Аджаро-Триалетской орогенной зоны в туроне роль форланда играла, по-видимому, Грузинская глыба, что и обусловило появление в ее пределах таких пород. Заслуживает внимания, что такие же оливиновые базальты были описаны недавно Э. Котетишвили из турона сел. Шкмери Онского района.

Артвинско-Болнисская глыба

Между Локским и Храмским кристаллическими массивами в Марнеульском, Болнисском и Тетри-Цхаройском районах широко развита меловая вулканогенная толща, подразделенная К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе (1942) на две части: нижнюю, сложенную вулканическими породами, мергелями и известняками, и верхнюю, в которой существенную роль играют кислые вулканогенные образования. В нижней свите, помимо туфобрекчий и туфопесчаников, встречаются мраморовидные известняки, а иногда и покровы порфиристов. Мощность толщи в различных разрезах меняется от нескольких сотен до 2500 м, при этом убывание мощности происходит в восточном направлении. Меловые осадки залегают трансгрессивно на юрских и более древних образованиях, располагаясь в возрастном отношении в интервале сеноман — датский ярус. В последнее время петрографию меловых вулканогенов этого района детально изучали Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили и И. И. Хмаладзе (1962).

В районе сел. Садахло меловая вулканогенная толща была изучена в 1945 г. Г. С. Дзоценидзе. При этом выяснилось, что ведущую роль в ее сложении играют пирокластолиты, тогда как лавы весьма редки. По составу здесь развиты туфы кварцевых и бескварцевых альбитофиоров; породы со значительным содержанием калишпата, которые показывали бы отклонение в сторону кварц-порфиоров, весьма редки. Альбит, как правило, является вторичным. Основной тип по составу это дацит, который дает отклонения главным образом в сторону андезитов, реже липаритов. Основной базальтовый покров был встречен лишь в одном месте, под известняками сел. Садахло.

Из меловых вулканогенных свит этих районов И. А. Маркозия собрал богатый материал, петрографически изученный Г. С. Дзоценидзе. В результате полевых и камеральных исследований удалось выделить следующие горизонты (восходящий разрез): 1) грубозернистые дацитовые туфы; 2) слоистые туфы, дациты и кварцевые порфириты; 3) грубозернистые массивные туфы и туфовые брекчии с покровами кварцево-авгитовых и кварцевых порфиристов; 4) слоистые пелитовые туфы, мелкообломочные туфобрекчии и грубообломочные туфы и 5) зеленые альбитофиртовые туфы и туфобрекчии с покровами альбитофиоров. Замечено, что секущие альбитофиртовые тела встречаются во всех горизонтах, тогда как покровы распространены лишь в самом верхнем, пятом горизонте.

Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили и И. И. Хмаладзе отмечают, что по перифериям Локского и Храмского массивов меловые вулканогены обладают различным составом: в районе Локского массива извергалась в основном магма среднего состава (порфиристовая), что подтверждается обилием в туфах обломков бескварцевых плагиоклазовых порфиристов. Помимо этого, авторы допускают, что часть секущих тел и покровов была представлена бескварцевыми породами и лишь путем

последующего окварцевания произошло якобы их превращение в кварцевые порфириды; собственно же кварцевые порфириды играют сравнительно подчиненную роль. Продукты более основной магмы встречаются здесь редко в виде обломков пироксеновых диабаз-порфиритов и основных порфиритов в туфах. На периферии Храмского массива преобладают пироксеновые и роговообманковые диабаз-порфириды и порфириды; в меньшем количестве представлены плагиоклазовые порфириды и их туфы, а кварцсодержащие порфириды весьма редки.

Интересным телом, залегающим в меловой вулканогенной свите Тетри-Цхаройского района, является кварцевый порфирит сел. Самшвилде, образующий сложный силл в туфовых слоях и характеризующийся многочисленными крупными кристаллами кварца бипирамидальной формы, минералогически детально изученными Г. Г. Лемлейном (1930). Среди слоев туфов, вмещающих кварцевый порфирит, были встречены маломощные покровы и туф гиперстенового порфирита.

Таким образом, меловой вулканизм Артвинско-Болнисской глыбы в возрастном отношении охватывает нижний сеноман—нижний кампан и представлен главным образом кварцевыми порфиритами дацитового состава и соответствующими пирокластолитами. Средние и основные породы играют подчиненную роль. Частая измененность пород, наблюдающаяся в этой свите, заключается в окварцевании, хлоритизации и каолинизации, с которыми связаны гематитизация, баритизация и пиритизация. Образование кварцевых порфиритов путем окварцевания средних пород, допускаемое некоторыми авторами, не выглядит убедительным; при всех обстоятельствах доводы, приводимые в пользу этого взгляда, совершенно недостаточны. Альбитофиры являются измененными в результате вторичной альбитизации породами дацитового состава, встречающимися в свите как в виде покровов, так и даек.

Дациты, которые характеризуются более свежим обликом по сравнению с альбитофирами и светлой беловато-серой окраской, являются субвулканическими телами последней стадии мелового вулканизма и по составу не отличаются от вмещающих кварцево-порфиритовых туфов.

По химической природе меловые вулканогенные породы Сомхитской глыбы являются представителями типичной известково-щелочной серии, в которых K_2O присутствует в незначительном количестве, а содержание Na_2O увеличено из-за альбитизации.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Палеогеновый вулканизм в Грузии широко проявился в пределах Аджаро-Триалетской геосинклинали, где почти весь палеоген представлен вулканогенными свитами. Значительно менее развит палеогеновый вулканизм на Сомхитской глыбе. В складчатой системе Южного склона и на Грузинской глыбе продукты палеогенового вулканизма неизвестны. Ниже приводится характеристика палеогенового вулканизма для палеоцена, среднего эоцена и верхнего эоцена в отдельности, ибо это отличные друг от друга по составу, распространению и происхождению свиты.

Палеоценовый вулканизм Аджаро-Триалетская геосинклиналь

Третичная система начинается на Аджаро-Триалетском хребте флишевой серией, лучше всего представленной в Боржомском районе, впервые выделенной С. В. Обручевым (1923) под названием боржомской свиты. Впоследствии Б. Ф. Мефферт (1933) отметил ее значитель-

ное распространение в Боржомском районе и дал общую характеристику. Слагается серия мергелями, песчаниками, сланцами, слоистыми туфогенами и туфами; при этом туфы появляются в верхней части и преобладают над терригенными породами. П. Д. Гамкрелидзе (1949) указывает на широкое распространение серии в Аджаро-Триалетской системе, отмечает ее трансгрессивное залегание на меле, датируя ее как палеоцен—нижний эоцен. По его мнению, свита подразделяется на две части: нижнюю, состоящую из чередующихся глин, глинистых мергелей, мергелистых известняков и известняков, часто с прослоями карбонатных песчаников, и верхнюю—из чередования нуммулитовых карбонатных песчаников и мергелистых глин, с частыми прослоями туфопесчаников, туфов и туфобрекчий. Роль последних в верхней части свиты постепенно возрастает и они вытесняют терригенные осадки.

Если принять во внимание, что верхняя часть мела является карбонатной и не содержит туфового материала в заметном количестве, а также что нижняя часть палеоцена терригенная и в известных разрезах не содержит пирокластических пород, можно было бы заключить, что в Аджаро-Триалетской геосинклинали от верхнего мела до нижнего эоцена по существу имело место прекращение вулканической деятельности и лишь в нижнем эоцене начинается мощный вулканизм, продолжающийся до олигоцена, который не связан с меловым вулканизмом. Это, конечно, не означает, что в каком-либо из разрезов Аджаро-Триалетского хребта не может быть обнаружен и нижнепалеоценовый вулканический материал, как это отмечает П. Д. Гамкрелидзе, но это будет локальное явление, которое не может изменить высказанное выше положение.

Изучение палеоцен-нижнеэоценового флиша г. Боржоми показало, что в его сложении участвуют главным образом продукты размыва меловых отложений в виде обломков известняков, мергелей, кварцевых порфиритов и альбитофиров. В сравнительно подчиненном количестве имеются продукты размыва кристаллических пород, по-видимому, принесенные с Грузинской глыбы. В связи с тем, что в последнее время на Артвинско-Болнисской глыбе установлено значительное распространение палеоценовой вулканогенной свиты, дацитовой по составу, естественно допустить, что часть кислого материала, входящего в состав пород Аджаро-Триалетского флиша, могла быть принесена оттуда в виде пепла из центров извержения палеоценовых вулканов.

Что касается собственно туфовых пород в верхней части палеоцен-нижнеэоценового флиша, то они представлены роговообманково-андезитовыми туфами, но вверх по разрезу роль роговой обманки постепенно уменьшается, а авгита—увеличивается, и мы переходим в типичные авгитовые порфириты среднего эоцена. Наблюдается также небольшое количество эффузивного кварца, отчетливо угловатого, без следов переноса. Как следует из материалов Г. А. Микадзе и М. А. Беридзе (1958), палеоцен р. Алгети и Храмского массива состоит именно из роговообманковых дацитов, и в этом отношении продукты палеоценового вулканизма Боржомского и других районов проявляют полное сходство с вулканогенными породами Артвинско-Болнисской глыбы.

Артвинско-Болнисская глыба

В палеоцене ущелья р. Алгети В. Е. Эдилашвили (1939) впервые выделил самостоятельную вулканогенную толщу, отнесенную им к андезитам. Однако дальнейшее изучение этого материала показало его дацитовую природу, что нашло и соответствующее отражение в схеме палеоценового вулканизма Г. С. Дзоценидзе (1948).

В последнее время образования, которые оказались весьма распространенными в ущельях рек Алгети и Храми, в Тетри-Цхаройском районе были изучены Г. А. Микадзе и М. А. Беридзе. Г. А. Микадзе изучал палеоценовые вулканогенные образования, залегающие в ущелье р. Храми непосредственно на датских известняках, а в ущелье Алгети граничащие сверху и снизу с флишевыми осадками. По-видимому, от р. Алгети к р. Храми флиш постепенно фациально замещается вулканогенными породами. Мощность вулканогенного горизонта составляет 200—300 м. Это вулканогенные брекчии, в которых лишь изредка замечается слоистость; в нижней части горизонта встречаются участки песчаников или мергелей. Обломки брекчий отчетливо угловатые размером 10×20 см, иногда 2—3 м и более. Цементов мало и обычно он представлен лавой. Обломки по составу оказались роговообманковыми дацитами, основная масса которых микролитовая или сферолитовая, состоит из микролитов андезина и зерен кварца. Фенокристаллы представлены андезином и почти полностью опациitized, замещенной кальцитом роговой обманкой.

Цемент брекчий также представлен роговообманковым дацитом, по составу и структуре совершенно идентичным обломкам. Между храмскими и алгетскими дацитами также устанавливается полное сходство. Химический состав этих пород отвечает дацитам, указывая на их известково-щелочную природу; K_2O они содержат в пределах 1—2%.

В верхней части палеоцен-нижнеэоценовой серии ущелья р. Алгети обнаружена 80-метровая пачка белых кварцевых туфов и туфобрекчий, развитая в окрестностях селений Мацевани и Голтети. Согласно М. А. Беридзе, туфы состоят из андезина, роговой обманки, биотита и зерен кварца, а также обломков основной массы дацитов; роль цемента играет вулканическое стекло, встречающееся и в виде обломков, с показателем преломления 1,504—1,506.

Цемент туфобрекчий такого же состава, как и описанные туфы, но обломки представлены роговообманково-биотитовыми дацитами. Как видим, кислые породы верхней части палеоцен-нижнеэоценовой свиты обладают такой же природой, как и собственно палеоценовые породы по рекам Алгети и Храми. По химическому составу они друг от друга не отличаются. Что же касается мнения М. В. Беридзе о палеоценовом возрасте кварцевого порфирита сел. Самшвилдо, то его нельзя считать убедительным.

Таким образом, в палеоцене Артвинско-Болнисской глыбы вулканические явления значительно более слабые, нежели в мелу; они приводят к образованию продуктов в основном такого же состава, как и в верхнем мелу. Надо полагать, что и в этом случае образование своеобразных кислых пород связано с начальными фазами геосинклинального вулканизма, будучи обусловлено появлением вулканических очагов контаминированной магмы на границе геосинклинали и глыбы.

НИЖНЕ-СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

Аджаро-Триалетский хребт слагается главным образом мощной вулканогенной свитой, возраст которой в основном среднеэоценовый, но в некоторых районах включает и верхнюю часть нижнего эоцена, а иногда и верхний эоцен.

В изучении геологии и петрографии Аджаро-Триалетской складчатой системы существенная роль принадлежит С. С. Кузнецову (1935), Д. С. Белянкину и В. П. Петрову (1945), Б. П. Беликову (1935),

С. В. Левченко (1935, 1936). Наиболее крупной работой, посвященной геологии этой интересной области, является труд П. Д. Гамкрелидзе (1949), в котором большое внимание уделено и вопросам вулканизма.

Взаимоотношения пород, слагающих вулканогенную свиту эоцена, лучше всего наблюдается в окрестностях г. Боржоми, поэтому ниже приводится характеристика эоценовых вулканогенов Боржомского района, на основании которой рассматриваются затем особенности этих свит во всей складчатой системе.

Почти все исследователи отмечают, что литокластический флиш палеоцена кверху постепенно переходит в пирокластический флиш и дальше в вулканогенную свиту. Мощность пирокластического флиша в Боржомском районе 400 м. Свита сложена слоистыми псаммитовыми, в меньшей мере пелитовыми туфами. Псефитовые пирокластолиты, играющие выше ведущую роль, здесь полностью отсутствуют. В структурном отношении в свите различаются литокластические, кристаллокластические и литокристаллокластические туфы, причем последние пользуются преимущественным распространением.

Туфы в основном авгит-лабрадорного состава; беспироксеновые разности весьма редки. Роговая обманка встречается лишь в нижней части свиты, а кверху постепенно исчезает. Помимо лабрадора, иногда цеолитизированного, встречаются альбит и олигоклаз в проходящем свете бурого цвета из-за пелитизации. Если принять во внимание, что в этих туфах встречаются весьма часто обломки основной массы альбитофиров и зерна эффузивного кварца, следует полагать, что и этот кислый плагиоклаз является главным образом продуктом размыва меловой вулканогенной свиты. Это подтверждается наличием в составе туфов окатанных обломков пелитоморфных известняков и мергелей, содержащих микрофауну.

Аналогичная свита в Маяковском районе представлена слоистыми псаммитовыми туфами авгит-лабрадорного состава, в которых по сравнению с туфами Боржомского флиша много цеолитов (анальцим, ломонтит), образующих цемент. Анализ одного образца анальцимового туфа показал наличие в нем Na_2O 6% и K_2O 3,6%.

Свита Маяковского района отличается от свиты Боржомского наличием пяти покровов порфиритов, состав которых аналогичен составу вмещающих их туфов. Некоторые исследователи полагают, что свиту Маяковского района следует относить не к верхней части нижнего эоцена, а к среднему эоцену. Однако одного этого аргумента недостаточно для установления возраста свиты, поскольку если в г. Боржоми свита пирокластическая, то очевидно, что в это время происходили интенсивные вулканические извержения, и естественно полагать, что в некоторых местах наряду с извержением пирокластического материала имело место и излияние лавы.

Так называемый туфогенный флиш нижнего эоцена согласно и с постепенным переходом продолжается вулканогенной свитой среднего эоцена, мощность которой иногда превышает 2000 м. Эта свита является наиболее распространенной из всех палеогеновых осадков, принимающих участие в строении Аджаро-Триалетского хребта. Установлено, что в западной части хребта, т. е. в пределах собственно Аджаро-Имеретинского хребта, средний эоцен включает больше лав и туфобрекчий, тогда как в восточной части, на Триалетском хребте, роль их постепенно уменьшается, и в окрестностях г. Тбилиси не только лавовые покровы являются редкими, но и туфобрекчии играют подчиненную роль. В этом нет ничего удивительного, поскольку характер извержений отнюдь не являлся одинаковым во всех частях геосинклиальной полосы; по-видимому, в ее западной части преобладало излияние лав и извержение

крупных вулканокластолитов, тогда как к востоку постепенно возрастает роль псаммитовых пирокластолитов.

Среднеэоценовая свита лучше всего изучена в Боржомском районе. Здесь развито чередование пелитовых и псаммитовых туфов, туфовых и лавовых брекчий, среди которых встречаются и лавовые покровы. Количество последних неодинаковое; по-видимому, они изливались из разных центров и, возможно, не являются полностью синхронными, поэтому нельзя считать обоснованной увязку их друг с другом, произведенную Б. Ф. Меффертом, и показывать их на карте в качестве маркирующего стратиграфического горизонта: так, в разрезе Боржоми—Чобихеви, например, отмечается три покрова, а в разрезе Боржоми—Ахалдаба—десять. Мощность их колеблется от 2 до 100 м; цвет обычно светло- или темно-серый, часто присутствуют белые фенокристаллы полевых шпатов.

Покровы, как правило, представлены авгит-лабрадоровыми порфиритами с плагиоклазом от № 45 до № 55, т. е. более андезинового характера; авгит светло-зеленый или бесцветный, $cNg=35-42^\circ$.

Заслуживает внимания, что почти все покровы испытывают у почвы и кровли альбитизацию, причем в альбитизированной части более интенсивна и цеолитизация; покровы малой мощности, при этом иногда полностью альбитизированы. Взятый вблизи кровли одного из мощных покровов туф оказался также альбитизированным. Для покровов характерно наличие вокруг плагиоклазов тонкой каймы калишпата, но это явление наблюдается не во всех покровах.

Туфы, туфобрекчии и лавовые брекчии также авгит-лабрадорового состава; лишь в одном слое в туфобрекчии были встречены обломки как лабрадорового, так и альбитового порфирита. Как в лавах, так и в пирокластолитах замечается сравнительно небольшое количество авгита. Однако картина существенно меняется с приближением к верхним горизонтам среднеэоценовой вулканогенной серии. Здесь роль авгита отчетливо возрастает, и он становится ведущим компонентом породы, в связи с чем и порфириты приобретают темную окраску. Именно эта верхняя часть серии известна на Аджаро-Триалетском хребте своими многочисленными, хорошо развитыми фенокристаллами авгита, которые можно собрать в изобилии в зоне выветривания пород. Авгиты этого горизонта из района перевала Цхрацхаро описаны П. П. Смирновым (1916, 1924). Верхняя часть свиты обогащена также цеолитами.

В средней и нижней частях свиты часто встречаются дайки различной мощности, представленные цеолитовым микрогаббро. Полнокристаллический базис последнего слагается цеолитом, а фенокристаллы представлены лабрадором, иногда альбитизированным, авгитом и небольшим количеством биотита. Состав этих даек полностью аналогичен таковому верхних порфиритов, богатых авгитом, и они, по-видимому, являются их выводными каналами.

По существу микрогаббро та же порода, что и описанные В. П. Петровым сколецититы Аджарии (1935). Такие же дайки описаны из района Маяковского и других мест.

В палеогеновых образованиях Аджаро-Триалетского хребта довольно часты диабазы, связанные главным образом с флишем. Форма их залегания sillовая, мощность варьирует в пределах 0,5—40 м; цвет — серовато-зеленый до темно-зеленого, замечается зернистое строение, но к периферии порода становится мелкозернистой, порфирировой, а иногда совершенно плотной, роговикобразной. Под микроскопом хорошо различается офитовая структура, иногда приближающаяся к таббровой или монцонитовой, в последнем случае в породе отмеча-

ются каемки калишпата вокруг плагиоклаза. В составе породы главную роль играет плагиоклаз андезин-лабрадорового ряда, зачастую интенсивно альбитизированный. Калишпат сильно пелитизирован, и, помимо каймы вокруг плагиоклаза, встречается иногда в интерстициях в виде микропегматита. Его количество меняется часто в одной и той же породе от следов до 9—10%; изредка встречаются породы, в которых оно достигает 18—20%. Слегка зеленоватый авгит играет резко подчиненную роль. Почти всегда встречается небольшое количество биотита, а в некоторых образцах наблюдается и кварц. Таким образом, как по составу, так и в структурном отношении здесь имеются все переходные разновидности от диабазов к монцонитам, относимые к монцодиабазам.

По составу диабазы и монцодиабазы аналогичны содержащим мало авгита светлым порфирирам нижней части среднего эоцена, в связи с чем вполне естественно считать их силловой фацией последних. Это подтверждается и тем, что они секутся дайкой характерной породы верхних темных порфиритов.

Помимо диабазов, в среднем эоцене встречаются другие жильные породы, описываемые обычно как диориты или диорит-порфириды. Таковы жилы Цихис-дзири, Чакви, Дгвани, Горджоми и др., описанные В. П. Петровым (1935); это, по-видимому, жильная фация эоценовых диоритовых и сиенит-диоритовых интрузий.

Арвинско-Болнисская глыба

В Юго-Восточной Грузии среднеэоценовые образования развиты на южной и западной перифериях Локского массива (бассейны рек Пиназаури, Кара-су и Машавера). Средний эоцен подразделяется на две части: нижнюю — терригенную и верхнюю — вулканогенную. Терригенные осадки мощностью 50 м обладают прерывистым распространением, слагаясь базальными конгломератами и кварцевыми песчаниками, нуммулитовыми известковистыми песчаниками и нуммулитовыми песчанистыми известняками, сменяющими друг друга по простирацию. Таким образом, эти осадки не похожи на средний эоцен Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Кверху они постепенно сменяются мощной вулканогенной толщей (до 1200 м), нижняя часть которой, более основная — андезитовая, сложена слоистыми туфами и туфобрекчиями, за которыми следуют массивные темно-зеленые лавовые брекчии, туфобрекчии, туфы, туфоконгломераты и покровы порфиритов.

В нижней части (до 400 м) развиты бедные авгитом андезитовые породы, а кверху количество авгита увеличивается, в результате чего возникают обогащенные авгитом андезиты и андезито-базальты. Верхняя часть вулканогенной свиты в отличие от нижней слагается чередованием светлых слоистых туфов, туфобрекчий и порфиритов. Основная масса их обычно витрофировая; плагиоклаз альбит-олигоклазового ряда, иногда встречается андезин, изредка — авгит. Итак, верхняя часть свиты представлена более кислыми породами альбитофировой природы.

Химические анализы показывают, что здесь имеет место обогащение K_2O , количество которого часто превышает 4%, т. е. наблюдается отчетливо выраженная трахитовая тенденция. Таким образом, на Арвинско-Болнисской глыбе, в отличие от геосинклиналей, вулканические породы выявляют повышенную щелочность.

Изучение химизма среднеэоценовых пород свидетельствует о том, что они относятся к известково-щелочной серии, но в отличие от типич-

ных ее представителей, здесь чувствуется большое содержание K_2O в результате чего возникают переходные группы к щелочной серии, приблизительно отвечающие типу Этны или вулканов Йеллюстонского парка.

ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

В Аджаро-Триалетской геосинклинали после среднего эоцена вулканические извержения заметно ослабевают, но все же не прекращаются. Поэтому в пределах геосинклинали верхнеэоценовая вулканогенная свита обладает локальным распространением. Эта свита была выделена П. Д. Гамкрелидзе и Н. А. Канделаки в западной части Ахалцихской депрессии под названием адигенской свиты, переходящей к западу в Аджарию до района сел. Горджоми, а к востоку фациально замещающейся чередованием глин и песчаников. Свита залегает несогласно на среднем эоцене, перекрываясь в свою очередь без видимого несогласия олигоценом. Слагается она туфами, туфобрекчиями и туфогенными песчаниками, среди которых встречаются лавовые покровы. По составу породы свиты не отличаются от среднего эоцена. Здесь также имеются авгит-андезитовые и авгит-лабрадоровые порфиры, т. е. породы андезитового и андезит-базальтового состава.

Что же касается других мест Аджаро-Триалетского хребта, где развит верхний эоцен, то здесь представлены преимущественно осадочные свиты, сложенные продуктами размыва среднего эоцена, иными словами, в основном граувакковыми песчаниками, которые, как известно, легко могут быть приняты за туфогенные породы. К этому следует добавить, что совершенно нельзя считать исключенной возможность обнаружения здесь пирокластического материала, что будет являться показателем того, что, помимо Ахалцихско-Аджарской области, слабые вулканические явления имели место и в других районах Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Гурийская подзона

Это широкая синклиналичная депрессия, в сложении которой большую роль играют породы верхнеэоценовой щелочной серии. На северном борту депрессии (Нигойтский хребет) в основном развита верхнеэоценовая вулканогенная свита, хотя встречаются также средний эоцен и палеоцен. То же самое наблюдается и на южном крыле депрессии, где располагается известное Асканское месторождение бентонитовых глин. Здесь широко распространены щелочные вулканогены верхнего эоцена, а южнее следует область развития среднеэоценовой вулканогенной свиты, описанной выше.

Гурийская зона, граничащая с севера с Аджаро-Триалетской геосинклиной, по мнению П. Д. Гамкрелидзе (1949), сформировалась в конце среднего эоцена, когда в пределах Аджаро-Триалетской геосинклинали палеоцен-среднеэоценовые свиты подверглись складкообразованию. Эта орогеническая фаза проявилась особенно четко на периферии геосинклинали, приобретшей большую жесткость. В результате этого в верхнем эоцене здесь проявился эффузивный вулканизм, существенно отличающийся своим щелочным характером от верхнеэоценового вулканизма геосинклинали.

Выходы верхнеэоценовой щелочной серии встречаются в Махардзевском, Ланчхутском, Чохатаурском и Ванском районах; однако на основании некоторых предварительных данных можно с уверенностью считать, что серия обладает значительно большим распространением и

должна присутствовать как в Маяковском, так и в Батумском и Кобулетском районах. Об этом свидетельствуют факты обнаружения некоторых щелочных пород, например, в Аджарии, вблизи сел. Капандиби, в Маяковском районе и других местах. Дальнейшие исследования должны помочь уточнению этого интересного вопроса.

В щелочной серии верхнего эоцена Н. А. Канделаки различал два горизонта: 1) биотитовые трахиты и их туфы и 2) авгит-биотитовые андезит-базальты и туфы. При этом, по его мнению, первый горизонт всегда располагается ниже второго. В последнее время в результате исследований, проведенных в Гурии М. Б. Лорткипанидзе и Г. Ш. Надарейшвили, была установлена обратная картина—биотитовые трахиты, по-видимому, приурочены к верхней свите. И этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Естественно, что биотитовые трахиты и туфы обладают светлой окраской, образуя большей частью отчетливо слоистый горизонт. Авгит-биотитовые андезит-базальты—темные породы, иногда брекчиевого сложения, слоистость плохо выражена. Выходы производят впечатление массивов, поэтому три наиболее эффектных участка их развития известны в литературе под названием Насакиральского, Самеба-Накубарского и Байлетского массивов. В действительности же это лишь нечеткое чередование грубообломочных туфобрекчий, покровов и туфов, причем в брекчиях часто встречаются и глыбы известняка.

Краткая характеристика пород обоих горизонтов сводится к следующему. В горизонте биотитовых трахитов преобладают туфы, однако часты также покровы и жилы. По составу они почти всегда однородны, будучи представлены авгит-биотитовым санидиновым анальцимовым трахитом. Структура этих трахитов порфировая. Основная масса обычно интерсертальная, слагается лейстами альбита и санидина; изредка встречается небольшое количество более или менее хлоритизированного стекла, но в большинстве случаев базис представлен анальцимом. Фенокристаллы—это обычно санидин, альбит или олигоклаз и биотит, сравнительно реже зеленоватый авгит. Характерно, что часто санидин образует свежую кайму вокруг плагиоклаза. В некоторых случаях вместо санидина присутствует анортоклаз.

Туфы этого горизонта обычно кристаллолитокластические, достаточно часто витрокластические, по составу не отличаются от описанных трахитов. Цементом туфов почти всегда служит анальцим. В сел. Аскана известны витрокластические пемзовидные трахитовые туфы, являющиеся материнскими породами аскангеля. Трахитовый покров, обладающий широким распространением, известен в окрестностях селений Шемокмеди и Макванети. Покров сильно изменен—пиритизирован и каолинизирован; в пустотах установлено наличие хороших кристаллов клиноцоизита. Во втором горизонте, сложенном более основными темными породами, следует различать в основном два типа базальтов: лейцитовые и щелочные.

Лейцитовые базальты, или тефрит-базальты, обладают, как правило, стекловатой основной массой, в которой наблюдаются иногда микролиты и зерна плагиоклаза и авгита, а также оливина, замещенного кальцит-хлорофетовой массой. В основной массе присутствуют в изобилии также округлые или шестиугольные зерна лейцита, иногда с характерным зональным строением. Фенокристаллы представлены лабрадором, зеленоватым авгитом и полностью измененным оливином. Часты мелкие поры, обычно выполненные анальцимом.

Щелочные базальты, названные Д. С. Белянским и В. П. Петровым (1945) калибазальтами, из-за высокого содержания в них K_2O , характеризуются не стекловатой, а полнокристаллической основной мас-

сой, слагающейся мельчайшими чешуйками биотита, пластинками калишпата и микролитами плагиоклаза. Иногда наблюдаются также зерна авгита. Калишпат часто образует тонкую каемку вокруг микролитов плагиоклаза. Некоторые авторы отмечают наличие в основной массе зеленовато-бурого базиса, являющегося, по их мнению, результатом хлоритизации стекла. Однако в действительности это не хлоритизированное стекло, а обогащенный биотитом базис, испытывающий хлоритизацию. Зачастую роль базиса в основной массе играет анальцит, ошибочно принимаемый за стекло. Фенокристаллы представлены моноклинным пироксеном—свежим зеленоватым авгитом, плагиоклазом лабрадор-битовнитового ряда, заметно кальцитизированным, и оливином, обычно в виде кальцит-хлоритовых псевдоморфоз.

Лейцитовые базальты и калибазальты выявляют полностью однородный химический состав, и бесспорно, что мы здесь имеем дело с четким гетероморфизмом; в базальтах со стекловатой основной массой имеются оливин и лейцит, а в базальтах, обладающих полнокристаллической основной массой, — замещающие их гетероморфно биотит и калишпат. Дальнейшее детальное изучение пород, безусловно, даст интересный материал для более глубокого понимания этого явления.

Таким образом, в верхнем эоцене на периферии Аджаро-Триалетской геосинклинали отчетливо выявился щелочный вулканизм, давший своеобразную богатую калием трахито-тефритовую свиту. В этой свите имеются и породы известково-щелочной серии в виде обычных андезит-базальтов или оливиновых базальтов, содержащих лишь такое количество K_2O , которое характерно для среднеэоценовой известково-щелочной серии. Это обстоятельство указывает на то, что породы трахито-тефритовой серии не возникли за счет какой-то своеобразной щелочной магмы, а представляют собой результат дифференциации обычной андезит-базальтовой магмы в особых геотектонических условиях. Тот факт, что калибазальты найдены в Аджарии у селений Капандиби, Нацхвatevi и Ачи, свидетельствует о том, что щелочные породы верхнеэоценовой щелочной серии обладают более широким распространением на периферии Аджаро-Триалетской геосинклинали, нежели это считалось на основании известных ранее выходов.

По химической природе верхнеэоценовая щелочная серия приближается к типу Марос-Гайвуд из вулканических областей Тихого океана, а из вулканов Средиземноморья — к породам района Рима. Известно, что вулкан Сомма показывает точно такую же последовательность извержений, как и верхний эоцен Гурии, — трахит—тефрит, и это повторялось неоднократно.

ИНТРУЗИВНАЯ ФАЗА МЕЛОВОГО И ПАЛЕОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА

Интрузивную фазу мелового эффузивного вулканизма Аджаро-Триалетии нельзя считать установленной. Имеется мнение, что гранитоидный интрузив сел. Бардадзор Марнеульского района (вблизи ст. Садахло), возможно, представляет собой интрузивную фазу мелового вулканизма, так как его считали внедренным в меловую вулканогенную свиту. В последнее время Ш. А. Адамия высказывается сомнение о меловом возрасте этого интрузива. Предполагается, что интрузив юрский (батский).

В связи со складкообразованием, имевшем место в конце среднего эоцена, произошло внедрение в вулканогенную свиту диоритовых и сиенит-диоритовых интрузий. Таковы, в первую очередь, аджарские интрузивы (Мериси, Учампа, Схалта и др.), а также многие другие, до сих пор достаточно хорошо не изученные.

В конце верхнего эоцена складкообразование в Аджаро-Триалетской геосинклинали также сопровождалось интрузивной деятельностью. К этому времени следует отнести Дзамский диоритовый интрузив, который В. П. Еремеев и В. П. Петров считают верхнеэоценовым (1940). Такого же возраста, по-видимому, молодые диоритовые породы Кутаисского района, полностью аналогичные дзамским (Дзоценидзе, 1948), так называемый Нагэбский интрузив, обнаруженный П. Д. Гамкрелидзе и описанный В. Р. Надирадзе (1941), а также другие небольшие выходы, детально не изученные.

Верхнеэоценовый щелочной эффузивный вулканизм периферии геосинклинали также имеет свою интрузивную фазу, представленную анальцимовыми сиенитами ущелий рек Супсы, Натанеби и Бжужи. К этой же фазе относятся описанные Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе (1949) в ущелье р. Кумури два интрузива, залегающие в виде пластовых жил в вулканогенной свите. Отделены они друг от друга лишь пачкой аргиллитов мощностью 20—30 м; при этом верхняя жила слагается светлым авгитсодержащим баркевикитовым анальцимовым сиенитом с аксессуарным нефелином, а нижняя — богатой авгитом и оливином темной породой, которая также обогащена анальцимом и определяется как камптонит.

Тесная территориальная близость этих интрузивов и близкое их родство в минералогическом отношении (анальцим, авгит, оливин) свидетельствуют о том, что это породы одного и того же очага, внедрившиеся одновременно. Следует полагать, что в магматическом очаге определенно имела место гравитационная дифференциация: внизу — магма, богатая феррическими компонентами (авгит, оливин), а вверху, наоборот, отчетливо проявляется господство калийных составляющих. Это предположение тем более заслуживает внимания, что в верхнеэоценовом вулканизме отчетливо проявляется подразделение на анальцимовые трахиты и анальцимовые лейцитовые базальты.

Можно заметить, что описанные выше калийбазальты представляют собой аналогичный пример в миниатюре: фенокристаллы — оливин, авгит и лабрадор — компоненты оливиновых базальтов, а кристаллическая основная масса — биотит, калишпат и кислый плагиоклаз — породе настоящего трахитового состава. Поэтому вполне естественным является допущение, что при активизации магматического очага происходило внедрение из его как верхней, так и нижней частей; первая дала анальцимовый сиенит, а вторая — анальцимовый камптонит.

О МЕЛОВО-ПАЛЕОГЕНОВОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ

С развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали связан один большой четко выраженный магматический цикл, который начался на определенной стадии погружения геосинклинали и закончился вместе с завершением складкообразования. Этот цикл в связи с более или менее значительными орогеническими фазами подразделяется на несколько малых циклов (табл. 30).

Первый малый цикл длится от альба до сеномана; в течение этого времени геосинклиналь погружается и имеет место извержение вулканических продуктов андезитового состава. В конце мела в результате складкообразования вулканизм прекратился и последние ярусы мела на большей части площади геосинклинали представлены не вулканогенными, а карбонатными осадками. Сопровождалась ли эта орофаза внедрением интрузивов, сказать пока что трудно; возраст Бардадзорского интрузива, как мы уже отмечали, определенно не установлен,

Мелово-палеогеновый вулканический цикл

Малые магматические циклы	Стадии развития геосинклинали	Геологическое время	Место вулканической деятельности	Характер магмы	Характер магматической активности			
					эффузивный		интрузивный	
					эффузивная фация	силловая или дайковая фация	интрузивная фация	эффузивная фация
Меловой	Доорогенная	Альб—турон	Почти повсеместно в геосинклинали	Слабо загрязненная под геосинклиналью, андезитобазальтовая	Роговообманковые и авгитовые порфиры и их туфы	Диориты	?	?
	То же	Сенман — сенон	Сомхитская глыба	Сильно загрязненная, дацитовая	Дациты, альбитофиры и их туфы	Дацинты, альбитофиры	Бардазорский гранодиоритовый интрузив?	?
	—	Турон	Грузинская глыба	Первичные оливковые базальты, загрязненные известняками	Оливковые, анальцимовые базальты, пикрит-базальты, трахибазальты, фонолиты	Породы тешенитовой формации	—	—
Палеоценово-среднеэоценовый	Доорогенная	Палеоцен — средний эоцен	Почти повсеместно в геосинклинали	Слабо загрязненная под геосинклиналью андезитобазальтовая	Авгитовые порфиры, слабо обогащенные калием, андезитобазальтового состава и туфы	Диабазы	—	—
	Синорогенная	Предверхнеэоценовое время	—	—	?	?	Диориты, сиенитдиориты	?
Верхнеэоценовый	Доорогенная	Верхний эоцен	В определенной полосе геосинклинали	Слабо загрязненная под геосинклиналью	Авгитовые порфиры (как в среднем эоцене) и туфы	?	—	—
	Синорогенная	То же	То же	То же	—	—	Роговообманковые диориты (Дзама)	?
	Посторогенная	„ „	Периферия геосинклинали	Сильно дифференцированная, трахибазальтовая	Анальцимовые трахиты, тефриты, оливковые базальты и их туфы	Анальцимовые сиениты	—	—

а другие интрузивы, которые хотя бы предположительно относились к мелу, на территории Грузии отсутствуют.

Второй малый цикл имеется в палеоцене—среднем эоцене. Начиная с палеоцена геосинклиналь вновь интенсивно погружается, с чем связано и оживление вулканизма. В конце среднего эоцена имеет место складкообразование, так называемая триалетская фаза, сопровождающаяся внедрением в вулканическую свиту мощных интрузий. Этим завершается второй малый цикл. Третий цикл уже верхнеэоценовый. К этому времени в геосинклинали уже произошли существенные изменения, обусловленные триалетской орофазой. Эти изменения выразились в том, что на северной периферии геосинклинали у границы с глыбой образовалась сравнительно жесткая область, которая не только по своему местоположению, но и по своей природе является переходной между геосинклиналью и глыбой.

Если в геосинклинали и в верхнем эоцене продолжается эффузивный вулканизм, подобный среднеэоценовому, то здесь, в переходной зоне, имеет место образование щелочной калиевой серии.

В результате преолигоценной складчатости, так называемой пиренейской фазы, в обеих зонах формируются интрузии, которые по своей химико-минералогической природе отвечают соответствующей вмещающей вулканогенной свите: в геосинклинали появляются диоритовые интрузивы, а в переходной зоне — анальцимовые сиениты.

Этим в основном заканчивается существование Аджаро-Триалетской геосинклинали и прекращается вулканизм; именно поэтому в олигоцене Грузии отсутствуют четко выраженные признаки вулканической деятельности.

Иной природой обладает меловая вулканогенная свита Артвинско-Болнисской глыбы; в отличие от мелового вулканизма геосинклинали здесь представлена кислая дацит-альбитофировая серия, происхождение которой должно быть объяснено так же, как и нижнелейасовой кислой серии, располагающейся на Грузинской глыбе.

Та часть Артвинско-Болнисской глыбы, где развита эта серия, непосредственно граничит с геосинклиналью, и естественно допустить, что магма геосинклинального бассейна на границе с глыбой становилась более кислой благодаря контаминации; результатом извержения этого кислого материала и является названная серия. Что же касается природы данной части Артвинско-Болнисской глыбы, то это, видимо, не древний палеозойский субстрат типа Локского и Храмского массивов, а сравнительно более молодая часть глыбы, приросшая к ней в результате батской складчатости; поэтому она и более лабильна, нежели упомянутые массивы. Этим должно объясняться также и более глубокое ее погружение в мелу.

Одним из существенных аргументов в пользу этого соображения может служить тот факт, что в этой части глыбы меловые отложения обладают такой же значительной мощностью, как и в Раче и Абхазии, где их основанием также служит складчатый байос. Действительно, в Рача—Лечхуми и Южной Грузии мы должны были иметь в основном почти одинаковый разрез мела, если бы на меловый бассейн Южной Грузии не оказала влияние своим вулканизмом Аджаро-Триалетская геосинклиналь.

В особом положении находится туронская щелочная натриевая серия, которая развита в средней части Грузинской глыбы, а в последнее время обнаружена значительно севернее, в Раче. По своему составу она не похожа ни на юрские, ни на мелово-палеогеновые геосинклинальные эффузивные образования. Увязка ее с Аджаро-Триалетской геосинклиналью невозможна и потому, что она вблизи этой геосинкли-

нали нигде не появляется. Возможно, что эта туронская щелочная серия появилась в результате активности отдельных очагов, возникших еще при складкообразовании байосской геосинклинали, которые в силу какой-то причины не действовали от верхней юры до турона. Поэтому они испытали продолжительную, далеко зашедшую дифференциацию и дали такие породы. Однако существует и другое объяснение, заключающееся в том, что мы здесь имеем дело с характерными вообще для платформ излияниями магмы оливиновых базальтов, приводящими в большом масштабе к образованию трапповых формаций. Эта магма оливиновых базальтов при миграции сквозь толщу меловых карбонатных осадков испытала известные изменения и дала недосыщенные кремнекислотой щелочные породы. Такое объяснение, надо полагать, более соответствует геотектонической природе Грузинской глыбы.

ПОСЛЕПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

На территории Грузии послепалеогеновые вулканические образования распространены в складчатой системе Южного склона Большого Кавказа, в пределах Грузинской глыбы, в области Аджаро-Триалетской складчатой системы и в особенности на территории Южной Грузии в центральной части Артвинско-Болнисской глыбы (Арсинский и Джавахетский хребты, Эрушетское нагорье и Нижняя Карталиния).

В прошлом большая работа по изучению эффузивов Центрального Кавказа была проведена Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1904₁₋₂, 1913, 1914). Отдельные вулканические районы изучены В. В. Дубянским (1904), Д. С. Белянкиным (1914₁), Г. М. Смирновым (1914), Е. К. Устиевым (1934), Н. И. Симоновым (1934), С. П. Соловьевым, В. И. Влодавцем и Н. Н. Шавровой (1953), Н. П. Кадильниковым (1955).

Вопросы геологии вулканических образований Центрального Кавказа освещены в трудах В. П. Ренгартена (1932, 1955), К. Н. Паффенгольца (1956, 1959) и Е. Е. Милановского (1956, 1960).

Молодые эффузивы Юго-Осетии детально были изучены Б. В. Залесским, В. П. Петровым, Б. П. Беликовым (1934, 1936), Г. С. Дзоендзе и Н. А. Канделаки (1939). Базальты Рачи изучены М. Л. Роква (1939), Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (1945₁), окрибские базальты — Н. И. Схиртладзе (1948), а гурийские — Д. С. Белянкиным, К. С. Масловым и В. П. Петровым (1939). Вопросы петрографии и практического применения базальтов и андезитов Грузии освещены в работе А. А. Твалчрелидзе (1933).

Петрография и геология эффузивов Аджаро-Триалетской складчатой системы даны в работах К. К. Фохта (1916, 1917), Б. Ф. Мефферта (1933), К. Н. Паффенгольца, П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили (1940), Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1945), С. С. Чихелидзе (1950), Г. Р. Чхотуа (1932) и Б. А. Клопотовского (1955).

Интересные данные приводятся по петрографии молодых эффузивов Южной Грузии в трудах Г. В. Абиха (1872), Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1932, 1937), О. Т. Карапетяна (1929), С. А. Кузьмина (1936), Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1945), К. Н. Паффенгольца (1951), Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1948, 1951). Вопросы эффузивного вулканизма этой области рассматриваются также в трудах Б. Ф. Мефферта (1933), С. С. Кузнецова, П. И. Желтова (1937), П. Д. Гамкрелидзе (1949, 1954), Л. И. Маруашвили (1951, 1955, 1956), Н. Е. Астахова (1952) и Е. Е. Милановского (1956). Результаты изучения послепалеогеновых вулканических образований даны в монографии Н. И. Схиртладзе (1958).

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа

Послепалеогеновые вулканические образования широко развиты в верховьях рек Арагви, Ксани, Большой Лиахви и Терека. Изолированные выходы отмечаются по рекам Джеджори и Чанчахи (левый приток р. Риони): В верховьях рек Арагви, Ксани, Большой Лиахви эффузивами слагается обширное Кельское нагорье, группа вулканов, связанных с главным водораздельным хребтом в районе Военно-Грузинской дороги, и громадный Казбекский вулканический массив в бассейне р. Терека.

Раньше вулканы и лавы Центрального Кавказа почти всеми исследователями датировались в основном как четвертичные. Однако новыми исследованиями в районе сел. Казбеги и Кельского нагорья, несомненно, устанавливаются лавы, более древние, чем четвертичные. В первую очередь мы имеем в виду район Кельского вулканического нагорья, где, по наблюдениям Н. И. Схиртладзе (1958), лавы раннего излияния заполняют древний пониженный довольно зрелый рельеф. Древность этого рельефа и заполняющих его лав устанавливается в первую очередь тем, что современная гидрографическая сеть, образованная после излияния этих лав и заложенная в последних, врезана в них на глубину 400—500 м. С другой стороны, эффузивы в свою очередь в ряде мест перекрыты ледниковыми валунами и несут отчетливые следы ледниковой экзарации.

Эти доледниковые эффузивы более древние, чем четвертичные, скорее всего акчагыльские. Доказательством является, во-первых, наличие на высоких террасах (300—350 м) р. Арагви (селения Чирики, Араниси) галечников указанных эффузивов, и, во-вторых, нахождение на Северном Кавказе по р. Гизель-дон (Ренгартен, 1932) в основании свиты рухс-дзуар, возраст которой определяется как акчагыл, валунов андезитов, дацитов и туфогенного материала. Наличие этого материала указывает на существование уже в акчагыле каких-то вулканических центров. Но в отличие от этих лав, несомненно, имеются явно четвертичные постледниковые лавы; последние распространяются по ущельям и лежат на 1—200 м выше современных русел рек, т. е. максимальная глубина эрозии после излияния этих лав достигает 200 м. В таких случаях в подошвах лавовых потоков мы часто находим ледниковые или же речные отложения. Иногда лавовые потоки еще не прорезаны реками; потоки этих лав в рельефе выражены резко и сохраняют свежесть и хаотичность поверхности.

Таким образом, по всем этим признакам мы можем различить древние доледниковые — верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовые и постледниковые — позднечетвертичные эффузивы.

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВО-НИЖНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ЭФФУЗИВЫ

Эффузивы этого возраста распространены в вулканических сооружениях Кельского нагорья, Главного водораздельного хребта, а также в Казбекском массиве.

В пределах Кельского нагорья верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовыми эффузивами слагаются вулканы Малое и Большое Непискало, купол Кели и безымянная вершина в 3286 м, плато Кели и Эрмани, а также цепь вулканических конусов—Фидар-хох, Сырх-хох, Шадил-хох и др.

Вулканический массив Малое Непискало (Семь братьев). Массив Малое Непискало занимает восточную часть Кельского нагорья. Он возвышается на правой стороне ущелья р. Белой Арагви и притом столь

близко к последней, что некоторые его отроги спускаются непосредственно к руслу реки. Это сильно расчлененный мощный хребет с зубчатым гребнем длиной до 5 км, на котором возвышаются семь более или менее обособленных друг от друга вершин. Хребет в плане имеет форму полукруга, открытого к востоку. Под карнизами и крутыми склонами хребта имеется довольно обширный слабо наклонный на восток участок рельефа, который на общем фоне массива рисуется в виде чашеобразного углубления (рис. 35). На восточной окраине хребта четко выделяются две ступени. Верхняя из них, имеющая волнистую



Рис. 35. Кальдера вулкана Малое Непискало, вид с Крестового перевала.
Фото Н. И. Схиртладзе

поверхность, составляет так называемое Верхнее Малое плато. В восточном направлении, в сторону ущелья р. Арагви, оно быстро обрывается и ниже переходит в так называемое Нижнее плато.

Непосредственное продолжение Малого плато наблюдается на левой стороне р. Арагви. Здесь оно в виде двух «заливов» проникает, с одной стороны, на участок Крестового перевала, а с другой — в верховья р. Джварта-хеви (Чертова долина).

Продолжение Нижнего плато в виде лавового потока находится на правой стороне вдоль р. Арагви, начиная от меридиана сел. Хатис-сопели до сел. Нижняя Ганиса. Оторванной частью этого потока является лавовый островок в русле р. Арагви, на котором расположено сел. Хатис-сопели.

Изучение разрезов склонов р. Арагви показывает, что Малое Непискало — полигенный сложный вулкан, давший начало трем извержениям, если не считать более позднего бокового извержения на так называемой «Плоской вершине». При самом древнем извержении был образован главный массив — полукольцевой хребет и нижний поток, слагающий разрез древних русел по р. Арагви. При извержении лав второго потока воздвигается боковая куполовидная вершина. Затем наступает более или менее длительный период покоя, в течение которого размываются уже существующие вулканические сооружения и накапливаются речные отложения в виде галечников, а также слой пепла.

Возобновившаяся вулканическая активность вначале имеет взрывной характер, что приводит к разрушению древнего вулканического аппарата, и он приобретает вид полукольцевого хребта (кальдера).

Самый нижний поток и главный полукольцевой хребет слагаются из олигофировых, преимущественно микролитовых дацитов. Второй поток и боковая куполообразная вершина образованы ясно порфировым андезито-дацитом. Лавы третьего потока, перекрывшие галечники и вулканический пепел, представлены розоватым дацитом.

Вулканический конус Большое Непискало расположен в верховьях р. Арагви, к северу от плато Малое Непискало. Самая нижняя часть

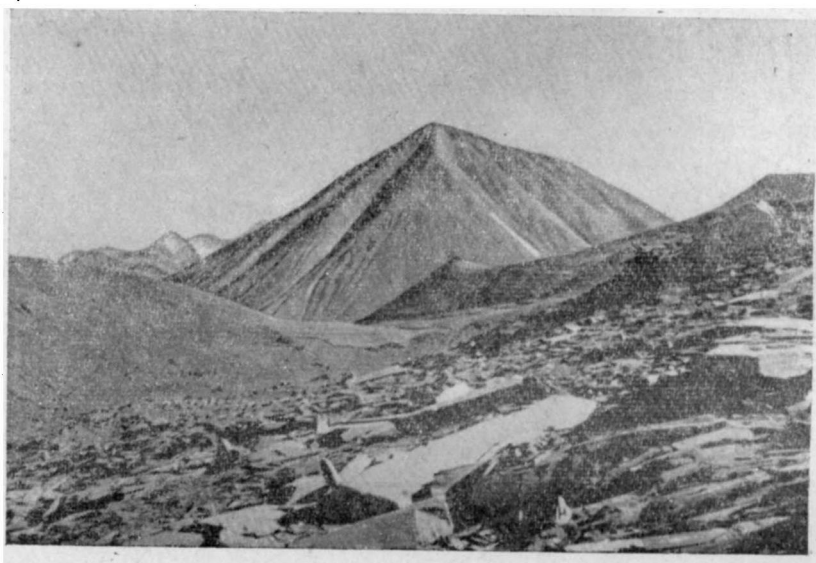


Рис. 36. Вулкан Большое Непискало, вид с запада
Фото Н. И. Схиртладзе

его южного склона почти соприкасаются с северным склоном кальдеры Малого Непискало. Вулкан имеет правильную конусовидную форму (рис. 36). Вершина конуса срезана слабо наклонной к северо-востоку плоскостью.

Большое Непискало надо рассматривать как сложный экструзивный конус, сложенный массивной брекчиевой лавой. Нижняя часть конуса слагается из серого и красного липарит-дацита. В средней части конуса господствуют светло- и темно-коричневые и розовые липарит-дациты. Здесь же встречаются совершенно белые оглинившиеся лавы и слегка розовые лавы с многочисленными ксенолитами известняков и мергелей. По-видимому, из средней части конуса происходят встречающиеся в осыпи на северном склоне серые стекловатые лавы, пехштейновые порфиры, настоящие вулканические туфы и брекчии. Верхняя часть конуса слагается главным образом темно-красными и кирпично-красными массивными брекчиями липарит-дацитами.

Аналогичными липарит-дацитами слагается безымянный лавовый хребет, расположенный к северу от вулкана Большое Непискало.

Купол Кели занимает центральную возвышенную часть нагорья. Он расположен на гребне, сложенном верхнеюрскими карбонатными сланцами, образующем водораздел между бассейнами рек Большой Лиахви и Ксани—Арагви.

Купол по форме несколько асимметричен — основание его имеет явно эллипсоидальную форму, при этом длина большой оси эллипса, вытянутой в меридиональном направлении, 2 км, а малой — 1,5 км. Склоны купола сложены в основном однородными дацитовыми лавами (преобладают розовато-красные массивные и брекчиевые дациты).

Кельское плато расположено к юго-западу от вулканического массива Малое Непискало на месте древней эрозионной депрессии. Западная часть плато морфологически значительно отличается от восточной; она более широкая и более высокая. На северной окраине плато воз-



Рис. 37. Вулкан Нарвани (Нарван-хох). Фото Н. И. Схиртладзе

вышаются эффектный конус Нарвани (Нарван-хох) и безымянный вулканический купол высотой 3286,6 м. От подножия конусов, приблизительно с высоты 300 м, поверхность лавового потока вначале резко, а затем постепенно опускается вниз, на западе, юге и востоке — к ущелью р. Арагви. Поверхность плато в его западной и центральной частях менее ровная, нежели в восточной части (рис. 37).

Нарвани образован слиянием двух конусов. Южный из них — шлаковый конус — Нарвани. Конус этот обладает правильной формой и имеет кратер. Второй конус расположен к северу от Нарвани и отделяется от него сначала небольшой седловиной, а затем лавовой грядой. На северном краю этой гряды располагается вершина более или менее правильной конусовидной формы. Отсюда лава радиально расходится по всем направлениям, но главная ее масса спускается в южном и юго-западном направлениях к оз. Кели.

Вулканический купол «3286 м» отделен от конуса Нарвани широкой депрессией. Купол асимметричен, гребень его плоский и притом несколько вытянутый в меридиональном направлении.

Лавы, слагающие плато Кели и конус Нарвани, представлены пироксеновыми андезитами, а лавы купола «3286 м» — дацитами.

Плато-Эрмани. В западной части Кельского нагорья верхнеплиоценово-нижнеплиоценовые эффузивы распространены в истоках рек Большой Лиахви и Эрмани, слагая плато Эрмани. Центр извержения этих эффузивов находится на лавовой гряде Кай-дона. Последняя состоит

из вершин, среди которых более эффектными являются Сырх-хох, Шар-хох, Шадил-хох и Фидар-хох (рис. 38).

Разрез южного края плато Эрмани показывает, что продукты более раннего извержения представлены андезито-базальтами. Последующие извержения становятся более кислыми и дают андезиты, затем андезито-дациты и, наконец, дациты. Дацитовыми лавами слагаются вулкан Фидар-хох и вся гряда Кай-дона.

Из вулканов, связанных с главным водораздельным хребтом, более древними являются вулканический центр Сакохе-Садзеле, разрушенный вулкан Милиона, Цители-дзири и главный конус Кабарджина.

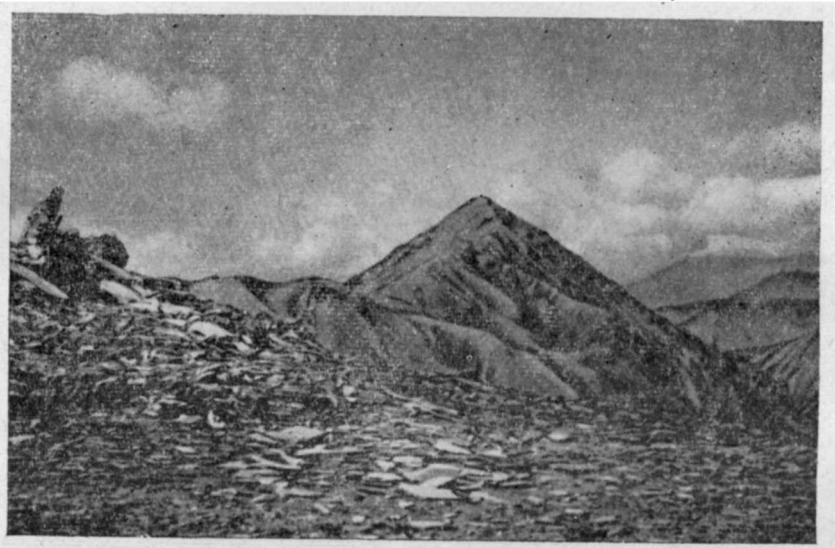


Рис. 38. Вулкан Фидар-хох. Фото Н. И. Схиртладзе

Конус Сакохе и лавовая гряда Садзеле возвышаются на самом водораздельном хребте, Садзеле не имеет кратера, поэтому он скорее оставляет впечатление экструзивного тела, располагающегося на месте древнего кратера. От Садзеле в северо-западном направлении к истокам р. Садзелис-хеви спускается довольно мощная лавовая гряда. Последняя в основном сложена красной, а местами серой лавой дацитового состава. Более мощные потоки выступают из Сакохе в южном направлении. Один такой поток, длина которого превышает 12 км, а площадь составляет 25 км², через окрестности сел. Гудаури спускается к долине р. Арагви и, минуя окрестности сел. Млети, оканчивается в сел. Квешети. Второй поток сравнительно меньшей величины от центра Сакохе спускается к юго-востоку, в русло р. Хатис-хеви. Нижний конец этого потока у сел. Каишаури сливается с Гудаури-Млетским потоком.

В. П. Ренгартен извержение лав ст. Гудаури связывает с ривюрмской межледниковой эпохой. Нашими наблюдениями устанавливается более древний возраст этого потока. Правда, концевая часть последнего у сел. Квешети расположена лишь на несколько десятков метров выше современного уровня р. Арагви. Однако этот же поток около ст. Гудаури лежит на 350—400 м выше современного уровня р. Арагви, так что общая глубина эрозии после извержения этого потока составляет около 500 м. На древность этого же потока указы-

вают наличие на его поверхности следов ледниковой деятельности. Низкое положение концевой части потока у сел. Квешети, по-видимому, объясняется тектоническим погружением этой области.

Лава горы Сакохе по составу аналогична подстилающим ее лавам ст. Гудаури. Лавы селений Гудаури и Хатис-хеви по составу отвечают андезито-базальтам.

Вулкан Цителидзири расположен на северном склоне Главного водораздельного хребта в бассейне р. Хорхи. Из центра извержения лавовые потоки распространяются на небольшое расстояние в восточном и северном направлениях. Эрозией вулкан разделен на два участка. Большой из них — это собственно вершина Цителидзири, имеющая приблизительно конусообразную форму. Лава этого центра сложена серым дацитом.

Вулкан Миллиона расположен на склоне долины р. Миллиона. Вулкан имеет округло-куполообразную форму диаметром около 1 км. По В. И. Влодавцу и Н. Н. Шавровой, в строении Миллиона принимают участие красные андезито-дациты и их вулканические брекчии.

Вулкан Кабарджина возвышается на северном склоне Главного водораздельного хребта на правом берегу р. Терека, между селениями Коби и Сиони. Согласно В. И. Влодавцу и Н. Н. Шавровой, гора Кабарджина представляет собой сильно разрушенное вулканическое сооружение, в формировании которого участвовали экструзивные процессы, излияние лав и эксплозивная деятельность. Так, например, восточная часть горы представляет собой экструзию, приближающуюся по способу внедрения и форме к батолиту; западная часть — вулкан смешанного типа с небольшим лакколитоподобным внедрением. Центральная часть — канал. Лавы и пирокластолиты Кабарджина соответствуют андезито-дацитам и дацитам.

В *Казбекском массиве* древние эффузивы в настоящее время большей частью уничтожены эрозией или же погребены под более молодыми лавами. На наличие таких древних эффузивов указывают погребенные под Чхерским, Мнадонским и другими потоками древние континентальные отложения, в сложении которых принимают участие глыбы лав и линзы вулканического пепла.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ЭФФУЗИВЫ

Позднечетвертичные эффузивы констатированы на Кельском нагорье, в вулканических сооружениях Главного водораздельного хребта, в Казбекском массиве и в других местах.

На Кельском нагорье эти эффузивы устанавливаются в массиве Малое Непискало, на плато Кели, перед куполом Кели, в истоках р. Большой Лиахви и у подножия вулкана Шадил-хох.

В *массиве Малое Непискало* вулканический центр установлен в юго-восточной части хребта. Выводящий канал лавы плохо сохранился и представлен в виде двух невысоких холмиков (10—15 м). Лавы из этого центра спускаются в основном в южном направлении, в глубокое ущелье р. Арагви, и в виде эрозионных останцов достигают окрестностей сел. Эрето. Здесь основание выходов лавы расположено на 15—20 м над уровнем реки. Лава по составу соответствует гиперстено-авгитовым андезитам.

Позднечетвертичным следует считать шлаковый конус вулкана Нарвани, возвышающийся на поверхности Кельского плато. Шлак и лавы Нарвани по составу соответствуют андезитам.

Лавовый поток, расположенный перед куполом Кели, имеет самостоятельный центр извержения. Последний располагается у юго-восточ-

ного подножия купола, лишен кратера и представлен асимметричной конусообразной вершиной, от которой лавовый поток по наклонному рельефу распространяется в северном направлении на 2,5 км, достигая южного склона Большое Непискало. Поверхность потока неровная, хаотично усеянная невысокими холмиками. Как центр извержения, так и поток слагаются в сущности однородным дацитом.

Очень молодыми лавами слагается так называемое *Ахубатское плато*. Оно составляет крайнюю западную часть Кельского нагорья и клинообразно врезается между реками Большой Лиахви и Эрман-дон. Плато кончается близ сел. Ахубат у слияния рек Эрман-дон и Большой



Рис. 39. Вулкан Хорисар, вид с юга. Фото Н. И. Схиртладзе

Лиахви. Центр извержения лавы, слагающей плато, находится у сел. Ходжа.

Молодым является и *Ходжский поток*, центром извержения которого является трещина, находящаяся на восточном краю Ходжинского хребта. Отсюда лавовый поток спускается в верховья одного из левых притоков р. Большой Лиахви и заканчивается у сел. Ходжа невысоким обрывом.

Лавы Ахубатского плато и Ходжского потока представлены андезитодацитами.

Из вулканов Главного водораздельного хребта позднечетвертичным датируется вулкан *Хорисар*. Это — двухконусное вулканическое сооружение. Западная, более высокая вершина не дает лавовых потоков и представляет собой экструзивный конус (рис. 39). Восточная вершина более низкая и имеет ясно выраженный кратер, при этом северная стенка кратера прорвана, и отсюда в долину р. Терека спускается лавовый поток, распространяющийся вверх и вниз по течению реки. Лава расположена в современном русле реки.

Петрографически лавы Хорисара относятся к андезитодацитам.

В *Казбекском массиве* позднечетвертичными эффузивами сложена главная вершина и лавовые потоки, прослеживающиеся от этой вершины в ущелье р. Терека (Чачский, Гвелетский, Циклаурский, Чхерский и Аршинский). Еще более молодыми являются боковые извержения Казбека — Ткаршети, Кичут-цвери и Шевардени.

Изучение разрезов лавовых потоков Казбекского массива показывает, что Казбек является полигенным вулканическим аппаратом с не-

менее четырехкратным извержением, причем продукты первого извержения большей частью уничтожены эрозией. Продукты последующих извержений выражены в потоках лав, радиально расходящихся от главного конуса и наложенных друг на друга в виде ступеней. В разрезах некоторых из этих потоков (Чхер-Сакецети, Циклаурский) ясно различаются два последующих этапа извержений, отделенных друг от друга ледниковыми отложениями. Однако в каждом из этих лавовых комплексов в свою очередь различается ряд тонких потоков, разделенных брекчиевыми пиперновидными лавами (корка застывания лав на поверхности потоков) и поступавших из центра извержения не сразу, а через

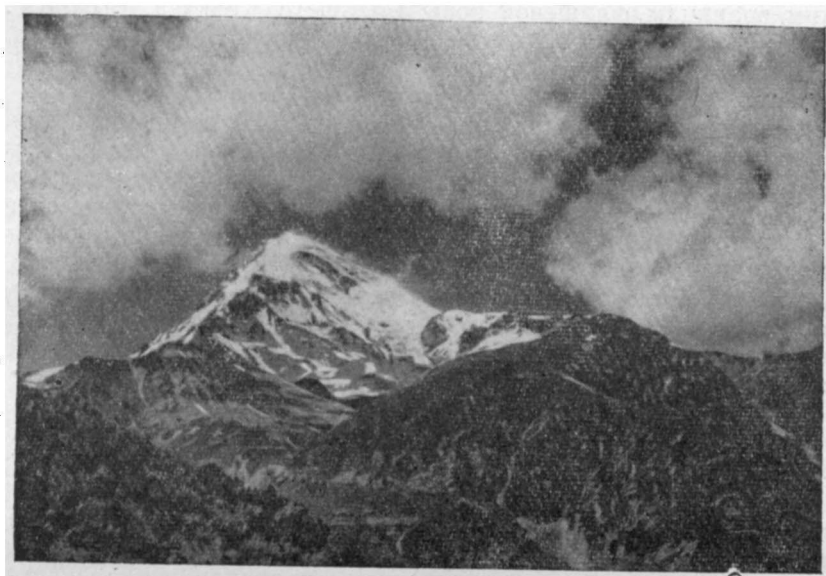


Рис. 40. Гора Казбек. Фото И. С. Абхазава

короткие промежутки времени вследствие пульсационного характера действия вулкана, так что весь такой комплекс тонких потоков по существу образовался в течение одного акта вулканической активности.

Наконец, в результате последнего этапа действия вулкана, не считая боковых извержений, образован собственно конус Казбека, не имеющий кратера (рис. 40).

Состав лавы на протяжении всего извержения, кончая последними импульсами, изменялся в очень малых пределах — от гиперстенового андезита до гиперстеново-роговообманкового трахидацита.

В позднечетвертичном периоде действовали изолированные центры — Цителихати, Кного, Насти-цуб, небольшие вулканические центры северной части Юго-Осетии, а также вулкан Цителимта.

Вулкан Цителихати расположен в древней эрозионной (троговидной) долине и представляет собой асимметричную бескратерную конусовидную вершину. Связанный с этим центром лавовый поток, спускаясь на правый берег р. Ксани, на значительном расстоянии следует по нему и кончается у сел. Чогоиани. Длина потока на этом промежутке 12—13 км. По данным Г. М. Смирнова, порода определяется как дацит.

Вулканический центр *Кного* расположен в верховьях р. Малой Лиахви и представлен двумя небольшими конусами и связанными

с ними лавовыми потоками. По минералогическому составу лавы этих конусов относятся к дацитам и андезито-дацитам.

Вулкан Насти-цуб. В верхней части долины р. Джеджори, между селениями Кисти и Кобиети непосредственно в русле реки в полосе развития свиты геске, находится лавовая возвышенность Насти-цуба. Она имеет, в общем, форму конуса, но основание ее несколько вытянуто вдоль реки. На юго-западной стороне конуса, по данным И. Р. Кахадзе, лава перекрывает галечники второй террасы (15 м над уровнем реки).

Лава Насти-цуба представлена дацитом.

В флишевых отложениях находятся корни вулканов северной части Юго-Осетии. Территориально они приурочены к южным тектоническим границам флишевой зоны Большого Кавказа. Выходы лавы отмечаются в окрестностях селений Чвриа, Креси, Боргниси, Садзалети, Джигаант-кау, Кимаси и Чевчин. Лавы представлены стекловатыми андезитами.

Изолированный вулканический центр имеется в районе Мамиссонского перевала. Выходы лав здесь занимают правый берег р. Чанчахи, против сел. Гуршеви; нижняя часть выхода спускается непосредственно к Военно-Осетинской дороге и вдоль нее распространяется почти на 1 км по направлению к перевалу. Отсюда выходы лав прослеживаются на север на расстояние 1,5 км и слагают довольно высокую вершину (2505 м) *Цителимта* (Красная гора). Площадь, покрытая лавой, составляет 1,5—2 км². По очертаниям выходов лавы мы имеем здесь неправильной формы центр извержения экструзивного типа, сейчас значительно размыйтый. Лавы Цителимта близки к группе дацитов.

Грузинская глыба

В пределах Грузинской глыбы и прилежащих областей, переходных между глыбой и смежных с ней геосинклиналей, проявления послепалеогенового эффузивного вулканизма установлены в мио-плиоцене. Эффузивы этого возраста констатированы в пределах самой глыбы — в центральной части Юго-Осетии, в Дзирульском массиве, а также в переходных зонах — в Раче, Окрибе и Гурии.

Эффузивы центральной части Юго-Осетии. В центральной части Юго-Осетии в полосе развития конгломератов мэотис-понта отмечаются до 30 отдельных выходов лав, которые группируются следующим образом.

Западная Квасатали-Торманеульская подгруппа насчитывает десять отдельных выходов лав. Два из них находятся непосредственно в окрестностях сел. Квасатали, один крупный поток — вблизи сел. Торманеули, один у сел. Додоти, два выхода в сел. Амбрети, один выход около сел. Самцкаро, один между селениями Квасатали и Додоти, один в сел. Царати и, наконец, один между селениями Квасатали и Тбети.

Цхинвальская подгруппа. Здесь имеется несколько отдельных выходов лав и одно широкое туфовое поле. Четыре выхода расположены выше сел. Хеоти, а пятый — под церковью в этом же селении. Один выход встречен вдоль шоссе Цхинвали — Кехви.

Кроме указанных выходов, к северу и северо-востоку от этой подгруппы имеются три крупных лавовых участка. Один из них расположен в окрестностях сел. Тликани, другой в сел. Сарабуки и, наконец, последний под крепостью сел. Ванати.

Третье значительное скопление выходов лав расположено к востоку от Цхинвали, вдоль левого берега р. Малой Лиахви. Здесь в окрестностях сел. Сатихари на площади приблизительно в 2 км² отмечается восемь отдельных лавовых тел.

На всех трех перечисленных участках величина выходов лав весьма изменчива. Есть такие выходы, величина которых измеряется только десятками кубометров. По мнению Б. В. Залесского и В. П. Петрова, большинство этих небольших выходов являются самостоятельными центрами извержений, а не эрозионными глыбами. Другого мнения придерживаются Н. А. Канделаки и И. Р. Кахадзе. По их наблюдениям, здесь имеются главным образом эрозионные останцы и оторванные глыбы, сопровождаемые рыхлым вулканическим материалом. Эти оторванные глыбы вместе с контактово-измененными осадками являются составной частью конгломератов мэотис-понта.

Андезито-базальтами представлены почти полностью Квасатальская группа, тликанская лава и несколько выходов в сел. Сатихари. Базальтами представлены цхинвальские, при-эредвские, ванатские и частично сатихарские лавы.

Базальты Дзирульского массива. В пределах Дзирульского массива выходы базальтов отмечаются в окрестностях сел. Перевиси (Чиатурский район) и в сел. Горадзири (Сачхерский район).

Перевисские базальты. Несколько южнее г. Чиатура, по левой стороне р. Квирила, на плато Перевиси выделяются два штокообразных базальтовых тела. Одно из них, расположенное к югу, занимает относительно высокий гипсометрический уровень и имеет довольно плоскую поверхность и подковообразную форму, несколько удлиненную в меридиональном направлении. Второе — северный выход базальта, сечет марганценосный олигоцен, а затем отложения миоцена. Морфологически оно несколько сложнее первого и в плане представляется в виде неправильного тела пластообразной формы. Общая длина выхода 1300—1700 м, мощность 40—50 м.

Породы обоих этих выходов, по А. Г. Бетехтину (1936), петрографически очень однородны и представлены темно-серыми или серыми обладающими призматической и слоистой отдельностью оливковыми базальтами плотного строения. В центральной части выходов структура чаще порфировая и гломеро-порфировая, а в некоторых местах и офитовая. Вблизи контакта текстура породы заметно меняется и становится пористой.

Горадзирские базальты. На плоской поверхности северной периферии Дзирульского массива выделяются две расположенные близко друг от друга конические возвышенности. Большая из них расположена севернее; ее абсолютная высота 1112 м, относительная высота 60—70 м. Второй, меньший и более пологий конус удален от первого на 260—300 м. Его относительная высота не превышает 30—40 м. В строении конусов, кроме лавы, принимают участие и отложения нижнего сармата, в основном и слагающие эти конусы. По наблюдениям И. Р. Кахадзе, конусы являются центрами извержений моногенного типа.

Лава соприкасается с нижнесарматскими отложениями и заметно их изменяет. В различных участках лавы часто встречаются ксенолиты этих отложений.

В обоих выходах представлены темно-серые плотные свежие оливковые базальты, обладающие призматической отдельностью. В центральной части выходов (более высокий конус) структура породы несколько изменчива, чаще она порфировая, но на некоторых участках встречается и офитовая.

Базальты Рачинско-Лечхумской синклинали. В районе сел. Амбролаури, между селениями Наманеви, Кедисубани, Зеда-Шавра и Абаноети обнажается довольно мощный базальтовый покров и дайки. Выходы базальта образуют плоскую платообразную поверхность, пло-

щадь которой равна приблизительно 5 км². Покров базальта в основном перекрывает нижнесарматские отложения. Б. Ф. Мефферт (1930) и А. И. Джанелидзе (1940) датировали наманевский базальт как послесарматский. Петрографически и здесь мы имеем оливинный базальт с натриевыми цеолитами.

Базальты Окрибы. В Окрибе молодые базальтовые породы отмечаются в селениях Чолеби, Сормони, Тавкавеис-геле и Джимастаро.

Базальтовые породы Чолеби (Оцеси) расположены на левой стороне ущелья р. Чолемис-цкали правого притока р. Цкалцитела. Выход имеет форму несколько удлиненной пластовой жилы, вытянутой с северо-востока на юго-запад и обнажающейся на протяжении 3,5 км при ширине 0,7—0,9 км.

Следует отметить, что северная часть пластовой жилы расположена на 340 м выше южной. Южная часть выхода спускается к реке Цкалцитела у устья р. Чолемис-цкали. Базальты здесь перекрывают батские отложения.

Базальтовые породы Сормони имеют форму слабо наклоненной к югу пластовой жилы длиной 7 км и шириной 0,7 км. Южная часть жилы спускается к р. Риони, а северная к востоку от сел. Сормони занимает гору Самеба (на 340 м выше уровня р. Риони).

Базальтовое тело перекрывает батские рассланцованные песчаники и глины, защищая их от эрозии, благодаря чему гора Самеба сохраняет форму, приближающуюся к правильному конусу. Контактное воздействие базальтов на подстилающие породы проявляется слабо, но все же видно, что вблизи контакта сланцы становятся компактными и приобретают спилзитовый характер, и здесь мы имеем оливиново-анальцимовый базальт.

Оливиново-анальцимовые долериты р. Тавкветилас-геле. В истоках и у устья р. Тавкавеис-геле батские отложения размыты, остальная же часть ущелья сложена долеритовым пластовым телом (видимая мощность 10—15 м). Выход тянется более чем на 1 км. В контакте батские сланцы носят слабо выраженный спилзитовый характер.

Базальтовая порода Джимастаро. Выходы базальтовой породы в окрестностях сел. Джимастаро тянутся по правому берегу р. Риони вдоль Военно-Осетинской дороги. Базальтовое тело имеет удлиненную форму при длине 2—2,5 км и ширине 0,4—0,5 км. Начинается оно у сел. Джимастаро и доходит до сел. Гумати.

Базальты сел. Джимастаро по внешнему виду похожи на описанные выше оливиново-анальцимовые долериты, но все же отличаются от них большей степенью измененности.

Аджаро-Триалетская складчатая система

В Аджаро-Триалетской складчатой системе послепалеогеновые эффузивы имеют довольно ограниченное распространение. Они развиты лишь в Гурийской депрессии и Боржомско-Бакурианском районе. При этом большинство вулканических центров приурочено к Боржомско-Бакурианскому району и расположено по прямой линии почти широтного направления вдоль крупного Бакуриани-Торского надвига, с которым генетически связаны эти центры.

В пределах этой системы устанавливается наличие эффузивов двух возрастов: более древние — верхнемиоценово-нижнеплиоценовые и более молодые — верхнеплейстоценово-голоценовые.

Эффузивы Гурийской депрессии. В отношении развития послепалеогеновых магматических явлений очень интересной областью, но, к сожалению, в недостаточной мере изученной, является Гурия. Правда,

по этому вопросу имеется весьма ценная работа Д. С. Белянкина, К. С. Маслова и В. П. Петрова (1939), но она касается только северо-западной части района.

В статье К. С. Маслова (1939) приводятся интересные данные о том, что в верхнем миоцене, а именно в сарматское и особенно в верхнесарматское время, в Гурии весьма резко проявляется интенсивное переотложение пород и фауны из более низких горизонтов третичной системы, а также пород верхнего мела. С этим же отрезком времени совпадают первые магматические проявления миоцена, в частности осадки верхнего сармата включают внутриформационные потоки базальтовых лав окрестностей селений Ваке, Джумати и Мамати и дайку щелочного габбро окрестностей селений Акети и Дзимити.

Второе проявление вулканизма отмечается между концом киммерийского века и временем отложения гурийских слоев. Киммерийские аналогичные отложения по р. Лесис-цкали в окрестностях селений Чинати и Беглеви прорваны анортоклазовыми трахитами. По данным Г. Ф. Челидзе, среди миоценовых и плиоценовых отложений окрестностей селений Хварбети, Кончкати, Тхинвали, Богила и Жокати отмечается наличие магматических пород (анальцимовые базальты, анортоклазовые трахиты).

Эффузивы Боржомско-Бакурианского района. В Боржомско-Бакурианском районе верхнемиоценово(?)-нижнеплиоценовыми эффузивами слагается Дабадзвельское плато и вулканический центр Цители-Дабадзвели.

Лавовое плато Дабадзвели и вулканический центр Цители-Дабадзвели. Дабадзвельское лавовое плато расположено к западу от сел. Бакуриани и лежит в истоках рек Боржомула, Лареби и Чобис-хеви, приблизительно на 800—1000 м выше уровня р. Куры.

В целом плато имеет приблизительно эллиптическую форму, нечеткие границы и неровную — холмистую поверхность, в пониженных частях которой находятся небольшие озера Кахис-тба, Церос-тба и др.

Центр извержения эффузивов, сохранившийся в виде холма высотой около 75 м, возвышается на южной окраине плато, под самым северным склоном Кодианского хребта. Холм сложен красноцветной андезитовой лавой.

О строении плато можно судить по единственному обнажению, наблюдаемому к северу, недалеко от северного основания холма, или вулкана Цители-Дабадзвели. Здесь в 15-метровом обнажении карниза ясно видно переслаивание тонких (0,8—2 м) андезитовых потоков с рыхлыми слоями лапиллей примерно той же толщины. Лапилли ярко-красные, губчато-ноздреватые.

Дабадзвельское лавовое плато сложено андезитами различного цвета. Из них более часты розовато-красная и светло-серая разновидности с плитчатой отдельностью. Реже встречается темно-серая пористая разновидность с полиэдрической отдельностью.

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВО-ГОЛОЦЕНОВЫЕ ЭФФУЗИВЫ

Вулканический центр Мухера и Бакурианско-Боржомский лавовый поток. Вулканический центр Мухера находится в самом сел. Бакуриани. Эта коническая горка, имеющая незначительную величину, расположена в зоне тектонического контакта между олигоценом и средним эоценом (Бакурианский надвиг). В центральной части она имеет небольшое кратероподобное углубление, открывающееся к северо-западу. На южном и северо-восточном склонах конуса обнажается косослоистый пиро-

кластический материал. В составе последнего принимают участие пепел, обломки пемзы, шлак и даже вулканические бомбы. Лавы из этого центра растекались по двум направлениям. Один, более короткий поток распространялся к югу и юго-западу, занимая обширную территорию верховьев р. Боржомула, где он слагает так называемое Бакурианское плато. Второй — главный поток — направлялся к северу и через древнее русло р. Гуджаретис-цкали спускался непосредственно в ущелье р. Куры. Здесь он резко повернул на восток и прослеживается вдоль течения реки, на расстоянии приблизительно 1,5 км. На отдельных участках долины р. Куры хорошо выражены четыре террасы с мощными галечниками. Основание лавового потока расположено всего на 20—21 м выше современного русла р. Куры. Петрографически лавы (а также пирокластиты) вулканического центра Мухери определяются как пироксеновые андезиты.

Цихисджварский вулканический центр (абс. выс. 860 м). С западной стороны к Бакурианскому плато примыкает лавовый поток, центр извержения которого расположен на «высоте 860 м» — эллиптической формы, возвышающейся на востоке хребта Саирмоскеди. Он связан с Блордзо-Кодианским взбросо-надвигом. Частью изверженного из этого центра потока является эксплуатируемое в настоящее время Цихисджварское месторождение кислотоупорного андезита.

Вулкан Саргвави и Гуджаретский лавовый поток. Вулкан Саргвави — центр извержения Гуджаретского потока — расположен несколько выше сел. Диди-Тонети в долине левого притока р. Гуджарети и связан с Тонетско-Бакурианской линией надвига. Центр извержения, сложенный шлаком, сильно пористой, массивной бурой и красной лавой, представляет собой небольшую бескратерную конусовидную возвышенность высотой 80—90 м. От этого центра лавовый поток распространяется к северу вдоль р. Тонетис-цкали, а далее, ниже сел. Гинтура, поворачивает на запад и следует вдоль долины р. Гуджаретис-цкали до сел. Цагвери. Общая длина потока около 20 км.

Лава Гуджаретского потока и конуса Саргвави определяется как гиперстеновый андезит.

Такова в основном морфология вулканических аппаратов и петрографический характер послепалеогеновых эффузивов, распространенных в районе сел. Бакуриани и г. Боржом.

Лавы, развитые в районе Боржом — Бакуриани, представлены типичными андезитами, среди которых по бисиликатным составным частям и строению основной массы различаются авгитовые, гиперстеновые и гиперстеново-авгитовые микролитовые андезиты.

ЭФФУЗИВЫ НЕОПРЕДЕЛЕННОГО ВОЗРАСТА

Гора Гома и плато Цинавела (Аджария) детально описаны Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (1945). Описание лавы Гома дает также Г. С. Дзоценидзе (1932—1933). Согласно этим авторам, гора Гома и расстилающийся перед нею идеально плоский гребень хребта Цинавела занимают водораздел между бассейнами рек Тбети и Мериси. Морфологически это место резко отличается от сильно пересеченного, типично горного рельефа соседнего Шавшетского хребта.

Гора Гома, по данным Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1945), сложена распространенными в этом районе порфиритообразными породами эопена. Аналогичные породы слагают и собственно плато Цинавела. Лава, слагающая гору Гома, относится к типу щелочных трахитов.

Артвинско-Болнисская глыба

В пределах Артвинско-Болнисской глыбы и смежных с нею районов после палеогена намечаются следующие проявления эффузивного вулканизма: 1) верхнемиоценово-нижнеплиоценовое, 2) верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовое, 3) верхнеплейстоценово-голоценовое.

ВЕРХНЕМИОЦЕНОВО-НИЖНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Годердзская свита и ее аналоги. Вулканические образования этого возраста широко распространены в северной части Арсианского хребта, в центральной части Ахалцихской депрессии, на Эрушетском нагорье и в Джавахетии (Гектапинский, Самсарский и Кечутский хребты).

Вулканогенно-осадочная свита, развитая в районе Арсианского хребта около Годердзского перевала и содержащая хорошо сохранившуюся ископаемую флору, впервые была охарактеризована И. В. Палибининым (1914) и датирована нижним плиоценом.

Несколько позже Б. Ф. Мефферт (1933) эффузивные образования района Годердзского перевала разделил на две части, причем нижнюю из них — туфообломочные накопления — отнес к плиоцену, а верхнюю, состоящую из лавовых покровов, — к четвертичному времени. Тогда же Б. Ф. Мефферт указывал, что «к востоку от сел. Годердзи, в бассейне р. Уравели, в районе селений Кисатиби, Цхордза и Гиоргицминда констатирована эта же серия, стратиграфически и по возрасту явно эквивалентная описанной в районе Годердзского перевала». Это мнение Б. Ф. Мефферта было полностью подтверждено последующими работами К. Н. Паффенгольца, К. Е. Габуния, И. В. Качаравы, П. Д. Гамквелидзе и В. Я. Эдилашвили, Г. А. Кометиани, Д. С. Белянкина и В. П. Петрова, Г. М. Заридзе, Н. А. Канделаки, Л. И. Маруашвили и Н. И. Схиртладзе.

Туфообломочные образования, развитые в районе Годердзского перевала, в бассейне р. Кваблиани, и в центральной части Ахалцихской депрессии, описанные под названием «годердзской свиты», и аналогичные образования, широко развитые в районе селений Кисатиби, Чобарети, Хертвиси, Вардзия и Самсари и описанные как «кисатибская свита», нами рассматриваются в виде одной фациально изменчивой свиты.

Приведем характерный разрез этой свиты, составленный в районе Годердзского перевала по р. Дзиндза. Здесь на туфобрекчиях среднего эоцена с большим угловым несогласием налегает свита светлых вулканических туфов, туфобрекчий и конгломератов запутанного напластования, в восходящем разрезе которой можно различить следующие пачки:

1. Пачка смешанных псаммитовых туфов с линзами конгломератов, окрашенных в красный цвет	12 м
2. Покровы андезито-базальта и базальта	10—12 „
3. Крупногалежные конгломераты, смешанные туфы андезито-дацитового состава с флорой	600 „
4. Мощные пачки туфобрекчий, туфоконгломератов и пепловых туфов	250 „
5. Мощные покровы андезитов и андезито-дацитов	300 „

Покровы занимают водораздельный хребет между р. Аджарис — цкали и р. Кваблиани и слагают вершины Наомари, Цвинта, Годердзи и др. Мощность годердзской свиты 900—1100 м.

Однако другие изученные разрезы годердзской свиты указывают на то, что фациальный характер в горизонтальном направлении, так же как и вертикальном, несколько меняется. Мы видим, что в запад-

ных районах — на участке Годердзского перевала — лишь в нижних частях свиты наряду со средними и кислыми пирокластолитами наблюдаются очень маломощные покровы базальтов и андезито-базальтов. Верхняя часть свиты обычно слагается однообразными андезитовыми и андезито-дацитовыми пирокластолитами и лавами. Несколько восточнее, в районе Орчосани — Вале, в свите эти основные эффузивы исчезают и их место занимают средние и кислые пирокластолиты. Основные эффузивы отсутствуют также в центральной части Ахалцих-

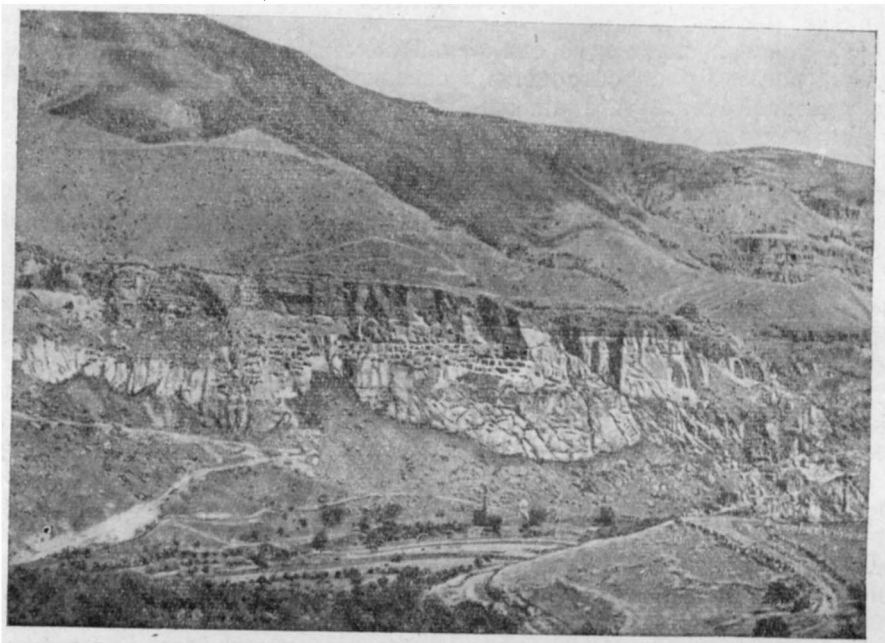


Рис. 41. Монастырь Вардзия — пещера, высеченная в пепловых туфах годердзской свиты (ущелье р. Куры). Фото И. Н. Гильгендорф

ской депрессии. Здесь, так же как и в предыдущих районах, свита по всей мощности слагается средними и кислыми пирокластолитами и лавами, а основные эффузивы отсутствуют.

Несколько иная картина наблюдается в бассейне р. Уравели, в районе селений Кисатиби — Чобарети. Здесь большая часть низов свиты сложена из основных — долеритовых лав и андезитовых пирокластолитов. Выше идут андезитовые и андезито-дацитовые лавы и преимущественно их пирокластолиты, хотя здесь долеритовые покровы появляются и в средней части свиты. К юго-востоку от сел. Чобарети, на левой стороне р. Куры, в районе сел. Вардзия годердзская свита имеет однообразный характер и полностью сложена из андезитов и андезито-дацитовых пирокластолитов и лав; основные же лавы отсутствуют (рис. 41).

Ставится вопрос, продолжается ли эта свита в восточном направлении под долеритовыми покровами Ахалкалакского плато, в Самсарском и Кечутском хребтах, а также в Цалкинской депрессии.

По западному краю Ахалкалакского плато, на правом склоне глубокого ущелья р. Куры, начиная от сел. Хертвиси почти до государственной границы с Турцией, видно, как слоистые туфы и грубообломочные брекчии и лавы годердзской свиты уходят под основные долерито-

вые лавы Ахалкалакского плато. При этом долериты, слагающие плато, с резким несогласием перекрывают андезитовые и андезито-дацитовые пирокластолиты и лавы годердзской свиты.

Характерный разрез и взаимоотношение долеритов Ахалкалакского плато с подстилающей их свитой можно наблюдать в ущелье р. Паравани, глубоко прорезывающей эти образования. Установлено, что породы годердзской свиты слагают большую часть ущелья р. Паравани. В строении свиты принимают участие пористые и массивные, часто мандельштейновые долериты типа кисатиби и чередующиеся с ними светлые пирокластолиты и андезито-дацитовые лавы. Вместе с тем как долериты, так и андезито-дациты по простирацию часто переходят в пирокластолиты.

Если из сел. Хертвиси смотреть против течения реки, можно наблюдать ясно выраженную складку, сложенную из светлых пирокластолитов и покровов долеритов. Эти дислоцированные образования сверху несогласно перекрываются почти горизонтальными покровами долеритов. Таким образом, по р. Паравани, т. е. под долеритами Ахалкалакского плато, несомненно продолжается годердзская свита. Последняя представлена фациями типа кисатиби.

Еще восточнее годердзская свита выступает в Самсарском хребте. Здесь подошва, или нижняя часть, свиты не вскрыта, а обнаженная часть свиты представлена кислыми лавами — дацитами и их пирокластолитами. Пирокластолиты типа Вардзия обнажаются у сел. Мал. Самсари. Здесь в них высечены многочисленные пещеры и даже подземный храм. Эти туфы и брекчии мощностью около нескольких десятков метров по простираию фациально переходят в яснопорфировые дациты, а сверху перекрываются более молодыми лавами — темно-серыми андезитами, а затем светло-серыми андезито-дацитами. Совершенно аналогичная картина наблюдается у сел. Абули, где дацитовые слоистые туфы фациально сменяются светлыми дацитами. Эти последние в Самсарском хребте слагают малые и большие конусы и древний основной фундамент вулканических сооружений Самсарского хребта. Такими являются разрушенные конусы Большой и Малый Абули, кальдера вулкана Самсара, западный и восточный Кёр-оглы, Карадаг, древний разрушенный конус Тавкветили и ряд малых и больших конусов — Тавшантапа, Каурма, Арагва, Баралети и многие другие. Характерные серые порфировидные дацитовые лавы, слагающие эти конусы, бесспорные аналоги которых наблюдаются в вышеприведенных разрезах годердзской свиты, и здесь погружаются под долеритовые лавы Ахалкалакского плато.

В Кечутском (Джавахетском) хребте мощные выходы пирокластолитов пока не обнаружены, но мощность эффузивного комплекса так велика, что, по всей вероятности, аналоги годердзской свиты должны присутствовать и здесь, в частности аналоги тех дацитовых и андезито-дацитовых лав, которые непосредственно следуют за пирокластолитами годердзской свиты и слагают высокие части Арсианских и Эрүшетских гор. Можно смело сказать, что в основном именно этими лавами (дацитами, риолитами, реже обсидианами и перлитами) слагается северная часть хребта — массив Далидаг, горы Коюндаг, Инякдаг, главный конус Емликли и др.

В Цалкской котловине аналоги годердзской свиты, уцелевшие от размыва, наблюдаются только в двух местах. Выходы кислых пепловых туфов констатированы около селений Ташбаши и Мал. Кдденси. В сел. Ташбаши кислые дацитовые туфы залегают на древних гранитоидах и несогласно перекрываются долеритовыми покровами. Общая мощность туфов в этом выходе 15—20 м.

Второй менее мощный выход кислых пепловых туфов отмечается у сел. Мал. Кддеиси, примерно на границе древней кварц-порфировой толщи и долеритовых покровов. Мощность туфов не более 2—3 м.

Аналогичные кислые пеплы констатированы под долеритовыми покровами Гомаретского плато. Здесь пепловые белые туфы пересечены буровыми скважинами на глубине 75—120 м, на границе туфообломочной толщи мела и самого нижнего покрова долеритов. Мощность пеплов в среднем 30—32 м. Однако остается не решенным вопрос, не являются ли самые нижние долериты в этих разрезах аналогами годердзской свиты.

Существующие палеонтологические данные еще в недостаточной мере освещают вопрос о возрасте годердзской свиты. Найденная в кисатибских диатомитах ископаемая фауна — скелет лягушки — А. Н. Рябининым определялась как нижнемиоценовая, а В. В. Богачевым — как плиоценовая. Плиоценовыми являются, по В. В. Богачеву, также и отпечатки рыб. Описанные из этих же слоев кости млекопитающих, согласно Л. К. Габуния, должны принадлежать нижнеплиоценовым или же верхнемиоценовым гиппарионам.

Решающими о возрасте флоры перевала Годердзи не могут явиться и палеоботанические данные. По определению И. В. Палибина, флора здесь является плиоценовой. К такому же заключению приходит П. А. Мчедlishвили (1949), который, сравнивая флору Годердзи с киммерийской флорой Аджарии, доказывал их синхронность. По мнению А. Н. Криштофовича (1939), флору перевала Годердзи можно рассматривать как доплиоценовую, даже олигоценовую. Другое мнение высказывает М. Д. Узнадзе (1951), приписывающая этой флоре среднемиоценовый возраст.

Флору сел. Кисатиби В. В. Богачев относит к плиоцену, хотя и указывает, что она «приближается к современной». И. В. Палибин кисатибскую флору датировал сначала как миоцен, а затем как плиоцен. К такому же выводу приходят М. Д. Узнадзе и изучивший диатомовую флору сел. Кисатиби В. С. Порецкий.

Н. И. Схиртладзе (1958), уточняя возраст годердзской свиты, предполагает, что эксплозионные продукты, извергаемые из какого-либо центра извержения, могут отлагаться не только на суше, но также и в водных, в том числе и морских, бассейнах, если они находятся в пределах досягаемости тонких продуктов извержения. Так могло случиться и во время извержений, давших годердзскую свиту, которая, как мы уже знаем, слагается из пирокластолитов, начиная от грубообломочных брекчий и кончая пелитовыми пепловыми туфами. Годердзская свита почти везде несогласно налегает на палеогеновые отложения, в том числе на олигоцен в Ахалцихском районе. Но поскольку значительных проявлений первичного эффузивного материала в олигоцене в пределах Грузии не наблюдается, то аналоги годердзской свиты приходится искать среди более молодых, а именно миоценовых отложений. Известно, что миоценовое море занимало довольно обширную территорию Закавказья. Нижний и средний миоцен Грузии представлен нормальными терригенными отложениями, и первичный пирокластический материал в них пока не найден. Поэтому с большой уверенностью можно сказать, что среди нормальных терригенных отложений впервые в верхнем миоцене появляется первичный вулканический материал в виде вулканического пепла.

Около селений Кесамани и Какабети среди фаунистически охарактеризованных морских отложений среднего сармата имеется пепловый прослой. Более мощные вулканические пеплы найдены в верхнесарматских отложениях (селения Гареджис-хеви, Натлис-мцемели и в Кар-

талинии около сел. Зегарди). Вулканические пеплы имеются также в отложениях мэотиса (гора Олестава, Кедский район и сел. Гареджисхеви). Помимо того, что эти пеплы обнаруживают всестороннее сходство с вулканогенными континентальными образованиями Южной Грузии, число выходов и мощность увеличиваются в юго-западном и западном направлениях, т. е. в сторону развития годердзской свиты. На основании этого возраст годердзской свиты не может быть древнее сармата, и, поскольку аналоги ее пород имеются в среднем и верхнем сармате и в мэотис-понте Кахетии и Карталинии, нужно думать, что свита образована не сразу, а в результате многократных вулканических извержений. На это указывает также наличие пачек конгломератов внутри годердзской свиты; гальки этих конгломератов слабо окатаны и состоят из эффузивов самой годердзской свиты, что указывает на кратковременные размывы и прекращение эффузивной деятельности.

Именно таким временным затишьем (перерывом) вулканической активности должны быть вызваны несогласия и размывы, намечающиеся на границе между туфообломочной частью годердзской свиты и вышележащими мощными андезито-дацитовыми и дацитовыми лавами. Дацитовые лавы, всегда сопровождаемые туфообломочными накоплениями, рассматриваются как конечные продукты эффузивного вулканизма, начавшегося в верхнем миоцене и закончившегося в нижнем плиоцене.

Верхний возрастной предел годердзско-кисатибской свиты по этим же пеплам определяется концом мэотиса и началом понта. Такое допущение подтверждается тем, что в стратиграфическом разрезе выше мэотис-понта до акчагыла пеплы и другие подобные пирокластиты не встречаются. С другой стороны, на заметно дислоцированную и размывтую поверхность годердзской свиты с большим несогласием налегают основные лавы Ахалкалакского плато, возраст которых по аналогии с цалкскими долеритами определяется акчагылом.

Таким образом, годердзская свита по всем этим данным датируется как сармат — мэотис, возможно, часть понта, причем понтический возраст нужно приписывать андезито-дацитовым и дацитовым лавам, венчающим туфообломочные пачки этой свиты.

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ (АКЧАГЫЛ—АПШЕРОН)—НИЖНЕПЛЕИСТОЦЕНОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Ахалкалакские, Цалка-Гомаретские долеритовые лавы и молодые эффузивы Самсарского и Кечутского хребтов. Ахалкалакские долериты являются явно более молодыми, чем годердзская свита. Однако вопрос о взаимоотношении этих долеритов с молодыми эффузивами Самсарского и Кечутского хребтов до сих пор не ясен.

Г. В. Абиш (1902) и О. Т. Карапетян (1929), а после К. Е. Габуния (1930) ахалкалакские долериты рассматривали как более поздние образования, нежели светлые трахитовые эффузивы Самсарского и Кечутского хребтов. К. К. Фохт (1916), Б. Ф. Мефферт (1933₁₋₂), Е. Н. Дьяконова-Савельева (1933), Д. С. Белянкин и В. П. Петров (1945) допускали обратную последовательность.

Несколько иную картину рисует К. Н. Паффенгольц (1951). Так, на Ахалкалакском нагорье различаются долериты двух возрастов: более древние дислоцированные долериты (селения Гореловка, Троицкое, Сагамо, Пога, Родионовка и Куликам-Котелиа) — аналоги годердзской свиты, которые кверху фациально постепенно переходят в более кислые разности — андезиты — андезито-дациты и, наконец, липариты, и более молодые — четвертичные, центром извержения которых является оз. Ханчали. Эти долериты, по данным К. Н. Паффенгольца, перекры-

вают древние аллювиальные отложения и на правом берегу р. Паравани не переходят.

В последнее время П. Д. Гамкрелидзе (1954) на Ахалкалакском нагорье различает ахалкалакскую и абулсамсарскую свиты, причем первая более древняя, так как покрывается второй свитой.

По новейшим данным установлено, что долериты в периферических частях Самсарского и Кечутского хребтов перекрывают некоторые кислые эффузивы этих хребтов, всегда заполняют неровности древнего рельефа и образуют совершенно плоскую поверхность Ахалкалакского плато. Контакт долеритов особенно хорошо виден по р. Паравани, выше г. Ахалкалаки.

В неглубоком каньоне этой реки, в особенности на правом ее берегу, во многих местах можно наблюдать под долеритами кислые эффузивы Самсарского хребта, а в ряде пунктов долериты переходят на правый берег р. Паравани и там в виде заплаток расположены на поверхности дацитовых лав. Помимо этого, устанавливается, что нигде в полосе соприкосновения долеритов и кислых лав не видно ни переплавления, ни каких-нибудь других изменений, а наоборот, в контакте долериты обнаруживают ноздреватость и иногда трещиноватость, однако ни в порах, ни в трещинах нет следов внедрения дацитовых лав.

Итак, фактические данные позволяют рассматривать ахалкалакские долериты как более молодые образования, нежели некоторые кислые эффузивы Самсарского хребта. С другой стороны, в ряде мест в периферических частях Самсарского и Кечутского хребтов ахалкалакские долериты в свою очередь перекрываются более молодыми андезитами и андезито-дацитами Самсарского и Кечутского хребтов. Таким образом, вышеприведенные фактические данные позволяют наметить следующую стратификацию эффузивов Ахалкалакского плато, Самсарского и Кечутского хребтов:

1. Светлые роговообманковые дациты и рассланцованные лавы Самсарского и Кечутского хребтов (древние вулканические аппараты Большого и Малого Абула, кальдера Самсара, Шавнабада, Бебериклде, дислоцированные рассланцованные лавы Чарели-Саквелосмта, Мшралимта, Шуанамта, дациты Дали-Дага, липариты и липарито-дациты Коюн-Дага, андезито-дациты горы Емликли (?) — аналоги годердзской свиты.

2. Долеритовые лавы Ахалкалакского плато.

3. Серые и черные андезиты и андезито-дациты Самсарского и Кечутского хребтов.

Характерный полный разрез цалкских эффузивов можно составить в Ташбашском ущелье против сел. ТашбашГЭС. Здесь снизу вверх выделяются:

- | | |
|---|-----------|
| 1. Гранитоиды и кварцевые порфиры Храмского массива. | |
| 2. Кислые пепловые туфы, в верхней части сильно обожженные | 45—5 м |
| 3. Долериты, состоящие из трех тонких потоков | 100—110 " |
| 4. Озерные отложения с примесью черного основного пепла | 3 " |
| 5. Долериты, состоящие из тонких потоков, отделенных пористыми поверхностями. Самый верхний поток быстро утоняется и далее выклинивается в озерных отложениях. Лежащие под долеритами озерные отложения сильно обожжены | 25—30 " |
| 6. Озерные отложения | 2,5—3 " |
| 7. Сильно ошлакованные андезито-базальты | 1—1,5 " |
| 8. Андезито-базальты | 25 " |
| 9. Красные базальтовые шлаки и обожженные озерные отложения | 0,5 " |
| 10. Андезито-базальты, на которых расположено сел. Ташбаши. | |

Как видим из приведенного описания, в нижних частях разреза мы имеем долеритовые лавы, сменяющиеся кверху андезито-базальтами. Очень интересными являются озерные отложения, преобладающие

с лавовыми покровами. Оказалось, что нижняя пачка, залегающая под самым нижним долеритом и над гранитоидами, представляет собой кислый — липарито-дацитовый — вулканический пепел. Аналогичные разрезы наблюдаются и в других местах этого района.

Долеритовые лавы, распространившиеся по хр. Бедени к востоку, в сторону селений Тетрицкаро-Арахло-Марнеули и далее, выполняют древний пониженный рельеф, выработанный в породах мела и палеогена. Общая мощность долеритов около 250 м. При этом в вертикальном разрезе насчитывается около 50 отдельных потоков, разделенных пористыми и шлаковатыми поверхностями, но редко наблюдаются также и озерные и речные отложения.

По данным бурения выясняется, что эффузивы Гомаретского плато выполняют древний пониженный рельеф, выработанный в древних гранитоидах и, по-видимому, в меловых отложениях и в кислых лавах, слагающих отроги Кечутского хребта. Собственно плато в основном слагается из основных — базальтовых (долеритовых) лав и континентальных отложений. Последние почти всегда подстилают базальтовые покровы и имеют мощность в несколько десятков метров, а иногда более 100 м. Во всех разрезах непосредственно под долеритами и над древними континентальными отложениями выделяется мощный — до 25 м слой белого (кислого) вулканического пепла. Эти пеплы по своему положению и составу, по-видимому, являются аналогами пеплов, наблюдающихся в Ташбашском ущелье под долеритами, принятых Н. И. Схиртладзе (1960) за аналоги годердзской свиты.

В более южных районах, начиная от сел. Карабулахи и далее в районе сел. Дманиси (сел. Башкичети), картина несколько меняется. В этих местах в разрезе над описанными долеритами и андезито-базальтами появляется явно более молодой долеритовый покров, берущий начало с гребневой части Кечутского хребта и распространяющийся далее по современной эрозионной долине р. Машавера.

Общая последовательность разреза эффузивного комплекса Дманисского района снизу вверх представляется следующей:

- 1) дислоцированные древние дациты Кечутского хребта;
- 2) древние дислоцированные долериты и озерные отложения;
- 3) древние дислоцированные андезито-базальты и местами озерные отложения;
- 4) молодые недислоцированные долериты Машаверского потока.

Раньше основные долеритовые лавы Цалкской котловины, хребта Бедени и Гомаретского плато рассматривали как фацию годердзской свиты, т. е. считали их синхронными с последней. На такой точке зрения стоит и теперь К. Н. Паффенгольц и относит эти эффузивы к олигоценовым образованиям.

В последнее время П. Д. Гамкрелидзе отрицает одновозрастность цалкских и годердзских эффузивов. При этом он допускает одновозрастность цалкских основных эффузивов и долеритов Ахалкалакского плато, несмотря на то, что непосредственная связь между этими эффузивами нигде не наблюдается. П. Д. Гамкрелидзе, по-видимому, исходит из того, что цалкская свита явно более молодая, нежели годердзская. Такой же более молодой является и ахалкалакская свита, литологически не отличающаяся от цалкской и с большим несогласием перекрывающая годердзскую свиту. Такое допущение, по данным Н. И. Схиртладзе, подтверждается и тем, что территориально разобщенные ахалкалакские и цалкские основные лавы занимают одинаковое стратиграфическое положение. То же можно сказать об основных лавах Гомаретского плато и Дманисского (Башкичетского района). Устанавливается, что в этих местах основные лавы заполняют древние:

эрозионные депрессии, выработанные в эффузивах годердзской свиты, отложениях палеогена, мела и отчасти в породах древнего кристаллического субстрата.

В приведенном выше разрезе видно, что основные лавы и перемежающиеся с ними озерные отложения несогласно перекрывают кислые туфы и лавы годердзской свиты, а в некоторых разрезах (селения Клдеиси, Кизиладжило) под долеритами, помимо кислых дацитовых пепловых туфов, наблюдаются продукты размыва годердзской свиты, представленные гальками обсидианов, андезито-дацитов, иногда долеритов и древних пород Храмского массива. Всем этим доказывается более высокое стратиграфическое положение основных эффузивов сел. Цалки и смежных районов.

Основные эффузивы сел. Цалки и смежных районов датировались по-разному. К. Н. Паффенгольц этим эффузивам приписывал олигоценовый возраст, С. С. Кузнецов, И. И. Желтов, С. А. Кузьмин и др. — плиоценовый и даже четвертичный. Но этот вопрос оставался нерешенным до того, пока он не был обоснован палеонтологически. В 1946 г. у западного окончания хребта Бедени в 3—4 км от сел. Цалки в междолеритовых озерных отложениях Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили был найден зуб *Elephas planifrons* Falc. et Caut. (определение Н. О. Бурчак-Абрамовича). В следующем году там же был обнаружен зуб *Equus* cf. *stenonis* Cochi. (определение Н. О. Бурчак-Абрамовича). По этим находкам цалкские долеритовые лавы датируются как акчагыльские.

Другая находка, но спорная по стратиграфическому положению принадлежит Л. И. Маруашвили. Однако, если эта фауна *Bison pristinus* Bos., *Equus caballus* L., *Ovis* cf. *opinon* Blytt., *Cervus elaphus* L. и др. найдена в первичном залегании, тогда андезито-базальтовые лавы, лежащие выше культурного слоя, по этой фауне датируются как конец палеолита или же постпалеолит (Маруашвили, 1951).

Возможно, не менее важное значение будут иметь остатки костей, найденные Ш. А. Адамия в озерных отложениях над андезито-базальтами Машаверского потока в сел. Орузмани. Эта фауна, по Л. К. Габуниа и А. К. Векуа, датируется как средний или верхний плейстоцен. Следовательно, возраст андезито-базальтов не может быть моложе верхнего плейстоцена.

С другой стороны, возраст этих андезито-базальтов можно определить при помощи вулканических пеплов или песков.

Дело в том, что черный андезито-базальтовый и андезитовый песок, аналогичный тем пескам, которые констатированы среди андезито-базальтовых покровов, встречены в корбикуловых глинах ущелий рек Храми и Алгети. Эти пеплосодержащие глины датируются не древнее апшеронского яруса и не моложе бакинского. Соответственно такой же возраст нужно приписать и андезито-базальтам. Таким образом, возраст цалкских, беденско-нижекарталинских, гомаретско-дманисских основных эффузивов (цалкская свита) определяется как верхний плиоцен — нижний плейстоцен (акчагыл — бакинский ярус). Такого же возраста следует считать и долериты Ахалкалакского плато и вышележащие андезито-базальты и серые андезиты, слагающие основание Самсарского хребта.

ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВО-ГОЛОЦЕНОВЫЕ ЭФФУЗИВЫ

Эффузивы этого возраста по сравнению с более древними имеют значительно меньшее распространение. Они наблюдаются в Самсарском и Кечутском хребтах, а также в виде длинных потоков, распространенных вдоль рек Куры, Машавера и Дебедачай. В Самсарском

хребте эти эффузивы представлены черными гиалоандезито-дацитами, образующими длинные языки, спускающиеся вниз в эрозионные депрессии и иногда доходящие непосредственно до современных русел больших рек. Потоки лав, берущие начало от вулканических аппаратов центрального типа, — Годореби, Шавнабада, Тавкветили и др. — характеризуются весьма свежими хаотическими поверхностями, на которых сохранены даже следы первичного течения лавовых масс. Это потоки Хоспия, Пога, Годореби, Каракузы, Шавнабада, Тавкветили и ряд мелких шлаковых конусов, встречающихся на перифериях Самсарского и Кечутского хребтов.

В Кечутском хребте эффузивы этого возраста представлены почти только долеритами (иногда трахидолеритами). Центр извержения этих лав установлен на гребне южной части хребта. Именно отсюда берут начало те потоки долеритов, которые распространены по ущельям рек Машавера и Дебедачай. Лавы этих потоков в концевых частях ввиду погружения области, часто лежат непосредственно в самом русле и не прорезаны до конца рекой. Ниже сел. Хертвиси, в районе селений Саро — Хизабавра от Ахалкалакского плато отделяется так называемый Куринский долеритовый поток, который прослеживается вдоль р. Куры. В настоящее время он сильно размыт эрозией и отдельные его останцы расположены на невысоких террасах (50—250 м). Их можно видеть на правом берегу р. Куры начиная от селений Саро — Хизабавра и кончая сел. Габиеги. Мощность останцов от 1 до 50 м.

Центр извержения куринских долеритов не обнаружен.

Итак, Машаверский, Дебедачайский и Куринский потоки оказываются синхронными — верхнеплейстоценовыми, тем более, что палеонтологические находки в сел. Орузмани не противоречат этому.

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ПОСЛЕПАЛЕОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА ГРУЗИИ

Изучение послепалеогенового эффузивного вулканизма Грузии позволяет установить, что особенности состава вулканических горных пород определяются в основном геотектонической обстановкой при их проявлении. Это было показано и Г. С. Дзоценидзе (1948) для древнего, домиоценового, вулканизма Грузии.

В частности, в типичной орогенной области Большого Кавказа, вулканические центры молодого — послепалеогенового — вулканизма пространственно приурочены к значительно приподнятым и интенсивно дислоцированным осадкам флишевой зоны этого орогена. Вместе с тем эффузивный вулканизм имеет специфический характер, выражающийся в том, что здесь происходили извержения преимущественно центрального типа, приводящие к образованию кратерных вулканов и экструзивных конусов. Эти центры дают главным образом лавы при весьма ограниченном количестве эксплозионных продуктов. В петрографическом отношении продукты, обоих этапов этого вулканизма представлены определенной ассоциацией пород, составляющей ряд андезито-базальт — андезит — дацит — триолит. При этом самый основной член данного ряда — андезито-базальт по своему химизму очень близок к андезитам, но количественно сильно уступает андезитам и андезито-дацитам. Устанавливается также, что в разрезах (по рекам Арагви, Эрман-дон и др.) эти лавы всегда занимают самое низкое стратиграфическое положение, сменяясь кверху андезитами, а затем более кислыми лавами. Таким образом, в типичных разрезах при смене пород снизу вверх происходит возрастание кислотности. Однако имеются и некоторые отклонения.

По химическому составу эффузивы Южного склона Большого Кавказа относятся к типичной известково-щелочной серии пород, весьма характерной для орогенных поясов. Если с точки зрения химизма сравним послепалеогеновые эффузивы Большого Кавказа с новейшими эффузивами земного шара, то увидим следующее. Рассмотренные выше эффузивы соответствуют средним и кислым членам известково-щелочной серии пород новейших вулканических проявлений Тихоокеанской области типа Мартиника, Лассен-Пика, Электрик-Пика и Йеллоустонского парка. Ближе всего эти породы стоят к типу Электрик-Пика.

Таким образом, эффузивы Южного склона Большого Кавказа выявляют всю специфику, характерную для вулканических пород орогенных поясов земного шара.

В Аджаро-Триалетской складчатой системе, несмотря на немногочисленность вулканических центров и вообще продуктов эффузивного вулканизма послепалеогенового времени, весьма четко вырисовываются те же черты, которые характерны для молодого вулканизма складчатой зоны Южного склона Большого Кавказа. Здесь мы имеем центральный тип извержений, давший главным образом лавы, при незначительном количестве эксплозионного материала. Продукты вулканизма представлены пироксеновыми андезитами и андезито-дацитами, химически отвечающими известково-щелочной серии пород. И здесь мы имеем продукты довольно глубоко дифференцированной магмы андезитового ряда, весьма характерной для орогенных поясов вообще.

Своеобразный характер обнаруживает послепалеогеновый эффузивный вулканизм на Грузинской глыбе и в смежных с ней областях. Это своеобразие выражается в следующем. По структуре это более или менее крупнозернистые полнокристаллические, часто с офитовой структурой, породы, которым присуща форма залегания покровов или штокообразная и дайковая, напоминающая этим основные породы трапповой формации.

По минералогическому составу почти всюду на Грузинской глыбе имеются недосыщенные базальтовые (долеритовые) породы с оливином, основным лабрадором, моноклинным пироксеном — часто титанистым авгитом, иногда натриевыми цеолитами (анальцимом, натролитом). Это — малодифференцированные оливинсодержащие базальты, приближающиеся скорее всего к базальтам океанских островов и к тем базальтам, которые распространены в окраинных областях орогенных поясов.

Так что Грузинская глыба, представляющая собой межгорное жесткое тело, несмотря на сравнительно небольшие размеры, в характере эффузивного вулканизма играет такую же контролируемую роль, какую играют более крупные геотектонические единицы аналогичной природы (платформы и др.).

Несколько своеобразны по своему химизму молодые эффузивы, развитые в пределах Гурии. Эта область, тектонически занимающая промежуточное положение между Аджаро-Триалетской складчатой системой и Грузинской глыбой, характеризуется наличием щелочных пород как натриевого, так и калиевого рядов, причем заметно преобладает последний. Такой характер эффузивного вулканизма, обусловленный тектонической природой этой области, намечается уже с эоцена (Белянкин, Петров, Маслов, 1939; Дзюценидзе, 1948).

Более сложная картина рисуется в пределах Артвинско-Болнисской глыбы и в смежных с нею областях. Здесь после палеогена эффузивный вулканизм на первом этапе своего проявления в интервале от верхнего миоцена до среднего плиоцена образует мощную вулканогенно-осадочную толщу (годердзская свита), сложенную из средних и кислых лав и их пирокластолитов, реже из основных эффузивов. При

этом устанавливается, что центры извержения средних и кислых лав и их пирокластолитов и центры извержения основных эффузивов никогда не совпадают друг с другом. Основные эффузивы, выступающие на северной окраине Эрушетского нагорья и пространственно замещающие средние и кислые пирокластолиты, приурочены к фронтальным частям (районы селений Енгикев — Чобарети) Аджаро-Триалетской складчатой системы. Хорошо видно, что мощность этих основных эффузивов быстро возрастает в северо-восточном и восточном направлениях в сторону Храмского массива, где приходится искать центры их извержений. Представлены они оливиновыми базальтами с титанистым авгитом, а иногда с цеолитами и, таким образом, примыкают к настоящим платформенным типам пород.

Что же касается средних и кислых лав и их пирокластолитов, сменяющих в горизонтальном направлении упомянутые выше основные лавы, то они весьма широко развиты в Арсианском хребте, Эрушетском нагорье и Самсарском хребте. Небольшие выходы этих эффузивов наблюдаются в северной части Кечутского хребта. Всюду здесь намечается центральный тип извержения, давший известково-щелочную серию пород в виде пироксеновых андезитов, пироксеново-амфиболовых андезито-дацитов, амфиболовых дацитов и реже риолитов. Сравнение этих эффузивов с эффузивами геосинклинали Южного склона Большого Кавказа показывает, что никакой разницы между ними нет.

Продукты последующих вулканических проявлений — верхнеплиоценово-нижнеплейстоценового и верхнеплейстоценово-голоценового — в Арсианском хребте и на Эрушетском нагорье не отмечаются, но зато они широко развиты в Самсарском и Кечутском хребтах и на самой глыбе (Храмский массив).

На Самсарском хребте по-прежнему действуют вулканы центрального типа, которые извергают исключительно пироксеновые андезиты и андезито-дацитовые лавы, химически отвечающие типичной известково-щелочной серии пород, т. е. мы здесь имеем опять-таки орогенные типы пород.

Другая картина наблюдается на Кечутском хребте. Здесь в строении хребта большую роль играют основные лавы — долериты и базальты и отчасти андезито-базальты. Центры извержения этих лав намечаются в средней и южной частях хребта в районе горы Емликли и перевала Гавора-гядук, откуда они растекаются в западном и северо-западном направлениях, слагая обширное Ахалкалакское плато. Довольно длинный поток этих же лав распространяется в сторону Храмского кристаллического массива и в Цалкскую котловину, в сторону сел. Гомарети и сел. Дманиси (сел. Башкичети). Основные долеритовые лавы распространены также вблизи границы между Храмским кристаллическим массивом и Аджаро-Триалетской складчатой системой — это лавы хребта Бедени, где намечается центр извержения долеритов.

Как видим, центры извержения основных лав концентрируются в периферических частях выходов древнего кристаллического субстрата. Лавы эти представлены оливиновыми долеритами (базальтами), в которых наряду с основным плагиоклазом (лабрадор-битовнитом) присутствуют авгит (часто титанистый), а иногда и натриевые цеолиты (сел. Гомарети).

По химическому составу эти лавы являются более щелочными, чем синхронные эффузивы Самсарского хребта. Словом, это типы пород, характерные для платформенных областей.

Таким образом, лавы и пирокластолиты Арсианского хребта, Эрушетского нагорья и Самсарского хребта ничем не отличаются от эффузивов геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, Аджаро-Три-

алетской складчатой системы и вообще от вулканических пород орогенных поясов земного шара. С другой стороны, полное сходство намечается между эффузивами Грузинской глыбы и эффузивами Храмского массива и Кечутского хребта: всюду здесь развиты настоящие крато-генные или платформенные типы пород.

Итак, среди послепалеогеновых эффузивных образований Грузии мы можем выделить два довольно резко отличных типа вулканических пород: орогенные и кратогенные. При этом орогенные типы пород формируются там, где мы имеем сильно погруженные складки с глубокими корнями. В таких областях исходная магма, по-видимому, на своем пути до поверхности земли вследствие ассимиляции и вместе с тем дифференциации изменяет свою первоначальную природу и дает достаточно дифференцированный характерный ряд пород: андезито-базальт — андезит — андезито-дацит — риолит.

На глыбовых участках находящаяся на сравнительно малой глубине жидкая магма, перемещаясь по тектоническим разломам, относительно быстро достигает поверхности земли и не успевает дифференцироваться. Так образуются, по-видимому, кратогенные типы пород.

Влияние тектонической природы той или иной области на формирование типа вулканических пород столь велико, что, по-видимому, по типу этих пород можно судить о природе скрытых — погребенных структур соответствующей области. Такой областью является Южная Грузия, на большой площади перекрытая послепалеогеновыми эффузивными образованиями. Анализ характера пространственного размещения вулканических извержений приводит к выводу, что под молодыми эффузивными образованиями Арсианского хребта, Эрүшетского нагорья и Самсарского хребта мы имеем не глыбовое тело, как это подразумевают до сих пор, а глубоко погруженную орогенную зону, ныне уже консолидированную, которая, по-видимому, является юго-западным продолжением Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Иную картину наблюдаем мы в Кечутском хребте. Наличие здесь кратогенных типов пород указывает на то, что в средней и южной частях хребта под лавами должно располагаться продолжение древнего жесткого субстрата, притом сильно приподнятого и на западе доходящего до Параванской депрессии. Возможно, что меридиональный разлом, проходящий вдоль западных подножий Кечутского хребта, очерчивает границу погребенного жесткого субстрата.

Теперь, если сравнить продукты древнего домиоценового эффузивного вулканизма с точки зрения химизма магмы с продуктами послепалеогенового вулканизма в пределах одной определенной геотектонической единицы, например в пределах складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, то легко видеть, что послепалеогеновые эффузивы, в основном унаследовавшие характерные черты древнего вулканизма, несколько отличаются от последнего тем, что становятся более кислыми и в некоторой степени более щелочными. Но эта разница весьма незначительная и часто вообще не заметна.

Глава VI

ТЕКТОНИКА

Территория Грузии благодаря сложному геологическому строению издавна привлекает внимание ученых всех стран. Этот интерес усугубляется также общим положением Кавказского перешейка в альпийском орогене, как связующего звена между Европой и Азией.

Естественно, что вопроса тектонического районирования Грузии касались многие исследователи с разной степенью детальности и с разных точек зрения. В этом отношении отмечаются большие разногласия. Так, большинство исследователей классификационным признаком считают фации отложений, другие — мощности, а некоторые берут за основу совокупность признаков. Как отмечал А. И. Джанелидзе (1942), любая классификация (в нашем случае геотектоническое районирование) должна опираться на один главный признак. Если произвести классификацию по одному ведущему признаку, все другие признаки тоже найдут свое естественное место. Для геотектонического районирования таким признаком А. И. Джанелидзе считает лабильность и стабильность, которые определяют тектоническое развитие и непосредственно проявляются в характере тектонических структур.

Именно по этому признаку нами проведено расчленение территории Грузии на крупные и более мелкие единицы.

Прежде чем перейти к схеме, мы считаем, однако, необходимым вкратце коснуться и схем других исследователей. Их можно разделить на две группы. Одна группа исследователей рассматривает альпийский ороген в целом, касаясь Грузии и Кавказа лишь как составной части последнего. Наиболее же интересны для нас схемы второй группы исследователей, рассматривающих подробно Кавказ или собственно Грузию.

Как известно, первая схема строения альпийского орогена была дана Э. Зюссом (1883—1909). В пределах Кавказа он выделял складчатые зоны Кавказа и Антикавказа, а между ними Закавказскую депрессию, включая впадины Черного и Каспийского морей.

Сходные схемы предложены Л. Кобером (1921, 1933), Э. Арганом (1922) и Р. Штаубом (1928). Согласно им, также по обе стороны депрессионной части Закавказья расположены складчатые зоны, сильно сближающиеся на меридиане г. Тбилиси. Во всех случаях между двумя складчатыми зонами подразумевается наличие жесткого тела (Валахо-Понтийская масса Р. Штауба).

Аналогичная концепция развивается в трудах Р. Штилле (1922) и И. Вильзера (1928).

Из исследователей второй группы в первую очередь следует назвать Э. Фурнье (1896, 1897). Он разработал простую, но очень приближенную схему районирования части территории Грузии, выделив складчатые зоны Большого Кавказа и Триалетского хребта и расположенные между ними Дзирульский массив и Мухрано-Тирифонскую равнину, не подвергшиеся интенсивной складчатости. Он же правильно отметил опрокидывание Триалетских складок на север, а складок Боль-

шого Кавказа на юг в сторону упомянутого массива и равнин. Дзирульский кристаллический массив он трактовал как купол.

В работах последующих геологов в отношении тектонического районирования выявляются большие, иногда диаметральные различия взглядов. Наиболее ранняя и наиболее приближенная к истине схема принадлежит В. П. Ренгартену, который неоднократно рассматривал этот вопрос (1926, 1930, 1937 и др.). В схеме 1941 г. на территории Грузии В. П. Ренгартен выделяет складчатые зоны Большого Кавказа и Аджаро-Триалетскую и между ними Закавказскую пологоскладчатую геоантиклинальную зону, которую делит на более мелкие единицы. Следует отметить, что в ранней его схеме Аджаро-Триалетская складчатая система (в целом) не фигурировала, а название плиты, по нашему мнению, лучше отражало геотектоническую природу Закавказской депрессии.

В последней схеме В. П. Ренгартена границы геотектонических единиц большей частью проведены не совсем правильно. Это относится особенно к северной границе Закавказской пологоскладчатой зоны, которая показана значительно севернее естественной границы, и поэтому почти вся западная часть складчатой системы Южного склона Большого Кавказа включается в состав первой.

В. В. Белоусов (1948, 1954) на территории Грузии выделяет Главную Кавказскую и Аджаро-Триалетскую интрагеосинклинали, западную часть Грузии (Колхиду) рассматривает как парагеосинклиналь, а между названными единицами, а также к северу от Главной Кавказской геосинклинали и южнее Аджаро-Триалетской показывает интрагеосинклинали.

Своеобразно подходит к этому вопросу Л. А. Варданянц (1934), выделяющий на Кавказе зоны близмеридионального направления. В частности, депрессионную часть Грузии и складчатую зону к югу от нее он объединяет в одну зону, увязывая ее с Крымом.

Согласно М. И. Варенцову (1950), изучившему среднее течение р. Куры и смежные области Большого Кавказа и Триалетского хребта, вся эта территория представляет собой единую геосинклиналь.

В работах А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1937) подразумевается наличие между двумя складчатыми зонами межгорного герцинского массива в центральной депрессионной области Грузии (включая и Дзирульский массив) с наложенным молассовым прогибом.

К вопросу геотектонического районирования Грузии А. И. Джанелидзе (1941—1942), И. Р. Кахадзе, П. Д. Гамкрелидзе, М. М. Рубинштейн и др. подошли со строго определенной точки зрения. Особо следует подчеркнуть работу А. И. Джанелидзе.

А. И. Джанелидзе на территории Грузии выделяет лабильные складчатые зоны Большого Кавказа и Антикавказа и заключенную между ними стабильную зону — Грузинскую глыбу. По его определению, Грузинская глыба не является плитой, подобной Русской плите. Последняя противопоставляется всему альпийскому орогену, а Грузинская глыба помещается внутри орогена и должна рассматриваться как его составная часть (1942). Грузинская глыба вместе с тем является частью более крупного тела, занимающего на западе большую южную часть Черного моря и на востоке всю Куринскую депрессию и центральную часть Каспия.

Вопрос районирования Грузии довольно детально рассматривает И. Р. Кахадзе (1947). По его мнению, в нижне- и среднеюрское время существовали две крупные геосинклинали — Южного склона Большого Кавказа на севере и Антикавказская на юге, а между ними Грузинская глыба. С особенной детальностью он рассматривает историю развития геосинклинали Южного склона и Грузинской глыбы, в которой важней-

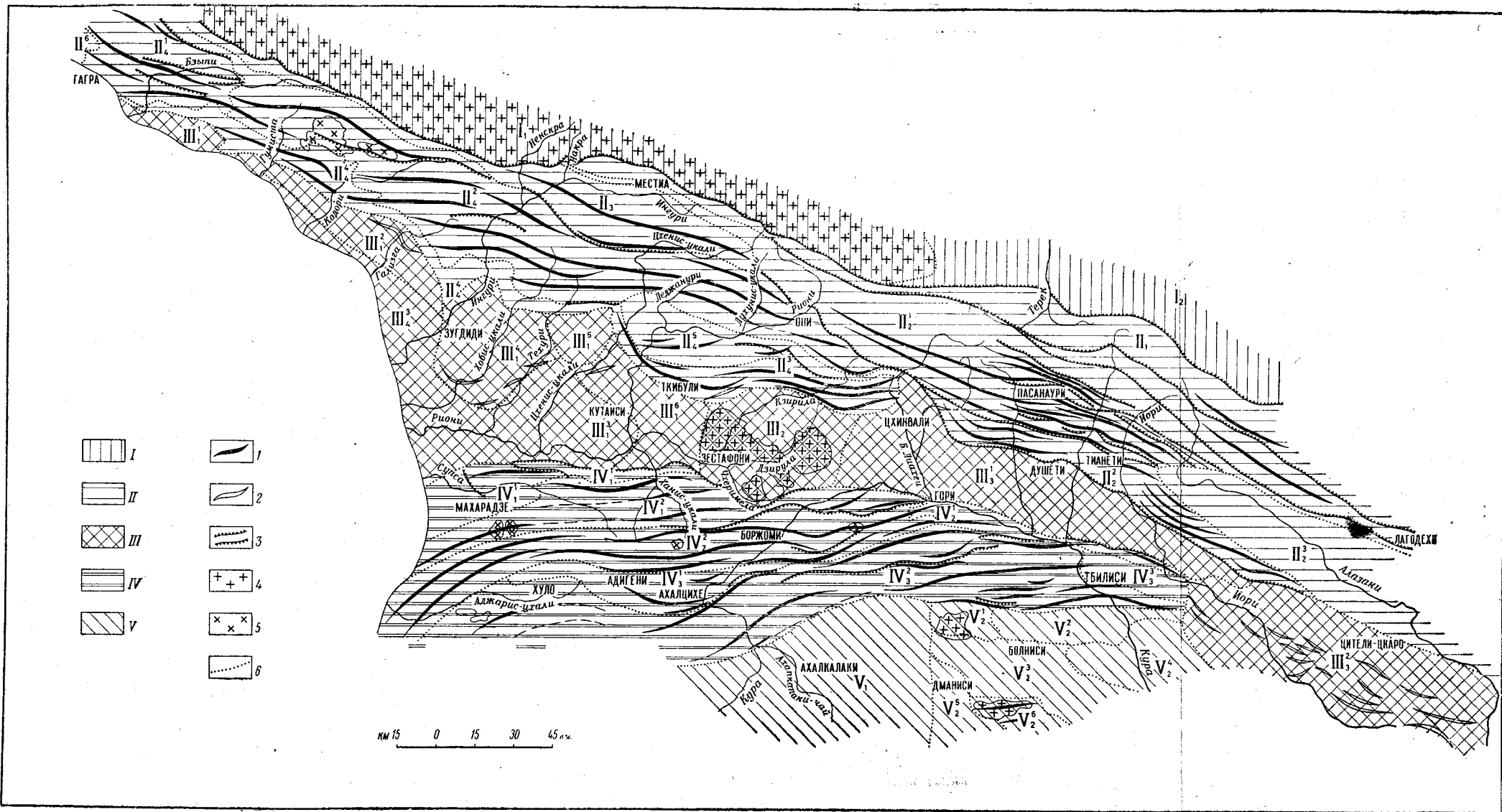


Рис. 42. Схема тектонического строения Грузинской ССР (П. Д. Гамкрелидзе, 1961)

I. *Антиклинорий Главного Кавказского хребта*: I₁—Центральная зона воздымания кристаллического ядра; I₂—Восточная зона погружения аспидных сланцев лейаса. II. *Складчатая система Южного склона Большого Кавказа*: II₁—Казбегско-Лагодехская зона глинистых сланцев нижней и средней юры; II₂¹⁻³—Местийско-Тианетская зона карбонатного флиша верхней юры и мела (II₂¹—Шонско-Пасанаурская подзона; II₂²—Жинвальско-Гомборская подзона, II₂³—Алазанская подзона погружения); II₂⁴—Чхалтинско-Лайлинская зона метаморфизованных глинистых сланцев верхнего палеозоя и гриса; I-6—Гагрско-Джавская зона (II₁¹—Абхазская подзона известняков верхней юры и мела, II₁²—Северная подзона порфириновой юры, II₁³—Южная подзона порфириновой юры, II₁⁴—Амзарско-Мухурская подзона краевых дислокаций, II₁⁵—подзона Рачинско-Лечхумской синклинали, II₁⁶—Сочинская подзона). III. *Грузинская глыба (межгорный прогиб)*: III₁¹⁻⁶—Западная зона погружения (III₁¹—Гудаутская подзона, III₁²—Самурзаканская подзона, III₁³—Колхидская подзона, III₁⁴—Одишская подзона, III₁⁵—Подзона комплекса горы Асхи, III₁⁶—Кутайская подзона); III₂—Дзирульская зона поднятия; III₃¹⁻²—Восточная (молассавая) зона погружения (III₃¹—Мухариско-Тирифонская подзона, III₃²—Внешне-Кахетинская подзона). IV. *Аджаро-Триалетская складчатая система*: IV₁¹⁻²—Северная зона (IV₁¹—Гурийская подзона, IV₁²—Чаквинско-Саирская подзона); IV₂¹⁻²—Центральная зона (IV₂¹—Кавтисхевская подзона, IV₂²—А бастуманско-Бошурская подзона); IV₃¹⁻³—Южная зона (IV₃¹—Ахалцихская подзона, IV₃²—Аспиндзско-Манглисская подзона, IV₃³—Сартичальская подзона погружения). V. *Артовинско-Болнисская (Сомхитская глыба)*: V₁—Джаваетская зона; V₂¹⁻⁶—Болнисская зона (V₂¹—подзона Храмовского поднятия, V₂²—Тетрицзройско-Асуретская подзона, V₂³—(Маднеульско-Поладаурская подзона, V₂⁴—Марнеульская подзона погружения, V₂⁵—Дманисско-Сакирская подзона, V₂⁶—подзона Локского поднятия).

1 — антиклиналы линейных складок; 2 — антиклиналы покровных складок; 3 — надвиги и взбросы (крупные); 4 — гранитоиды и кристаллические сланцы в древних ядрах и переработанных массивах; 5 — гранитоиды батского возраста и моложе; 6 — границы тектонических зон и подзон

шую роль сыграла интенсивная батская складчатость. По его мнению, в результате батской орофазы южная, довольно широкая полоса геосинклинали Южного склона в значительной мере консолидировалась и спаялась с предъюрской глыбой. В результате той же орофазы в Антикавказской геосинклинали срослись между собой Храмский и Локский массивы, до того существовавшие в виде отдельных герцинских размытых кордильер.

М. М. Рубинштейн (1951) выделяет четыре крупные геотектонические единицы: I — Складчатую систему Большого Кавказа, II — Грузинскую глыбу, III — Аджаро-Триалетскую складчатую систему и IV — Азербайджанскую глыбу. Каждую из этих единиц автор делит еще на зоны и подзоны.

П. Д. Гамкрелидзе в 1951 г. рассматривал вопрос геотектонического районирования Грузии в историко-геологическом аспекте. Эта схема была дополнена П. Д. Гамкрелидзе в 1957 г.

В схеме районирования Кавказа К. Н. Паффенгольца 1959 г. Грузия рассматривается по схеме П. Д. Гамкрелидзе 1957 г.

Кроме указанных исследователей, отдельных моментов районирования Грузии касались Н. Б. Вассоевич (1937), С. С. Кузнецов и др.

В предлагаемой работе геотектоническое районирование Грузии в основном совпадает со схемой П. Д. Гамкрелидзе, предложенной в 1957 г.

Современный уровень изученности Грузии позволяет выделить следующие крупные, резко отличные друг от друга единицы: I — Антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа, II — Складчатую систему Южного склона Большого Кавказа, III — Грузинскую глыбу, IV — Аджаро-Триалетскую складчатую систему и V — Артвинско-Болнисскую (Сомхитскую) глыбу (рис. 42).

Границы между ними в природе не везде отчетливы и резки и в некоторых случаях они проведены условно. Наиболее резко очерчены геоантиклиналь Главного хребта и Аджаро-Триалетская система. Менее четкой является граница Грузинской глыбы и Складчатой системы Южного склона Большого Кавказа западнее р. Большой Лиахви. В других случаях границы между крупными и более мелкими геотектоническими единицами обусловлены региональными разрывами или другими тектоническими особенностями, а именно общим расположением складок и характером их окончаний или резкими тектоническими ступенями. Но нужно отметить, что при выделении зон и подзон в некоторых случаях наблюдаются и исключения, где эти признаки не могли быть использованы, особенно там, где границы скрыты под молодыми образованиями. Иногда некоторые границы являются чисто эрозионными.

Антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа

Антиклинорий занимает довольно широкую полосу на Главном хребте Большого Кавказа, входя в пределы Грузии своей южной частью. Антиклинорий зародился еще в верхнем палеозое в виде крупной геоантиклинали в результате герцинских движений, разделив на две части обширную геосинклинали Большого Кавказа. Перед лейасом центральная часть геоантиклинали уже была достаточно высоко приподнята и настолько размыта, что обнажалось ее кристаллическое ядро. В лейасе она погружается (особенно интенсивно ее восточная и западная части) и покрывается довольно мощными терригенными отложениями.

В строении антиклинория различаются кристаллическое ядро и мощные терригенные (главным образом сланцевые) отложения. В составе кристаллического ядра участвуют нижнепалеозойские метаморфические образования и каледонские и герцинские гранитоиды. Не исключено присутствие докембрийских образований. Но нужно отметить, что кристаллическое ядро было полностью переработано в результате герцинской и альпийской складчатости.

Северная граница антиклинория находится за пределами Грузии, а граница со складчатой системой Южного склона выражена резко в виде регионального надвига.

Антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа является крупной, опрокинутой на юг веерообразной складкой с кристаллическим



Рис. 43. Центральная часть Антиклинория Главного хребта (П. Д. Гамкредидзе)

- 1 — Главный надвиг; 2 — Шхара-Дарьяльская антиклиналь; 3 — Твибери-Харесская синклиналь; 4 — Кличско-Шавкетская антиклиналь; 5 — Алибек-Домбайская синклиналь; 6 — Тебердинско-Дигорская антиклиналь

ядром, покрытым лейасскими глинистыми сланцами в зонах погружения. Строение его обуславливает выделение трех зон — центрального воздымания и западного и восточного погружения, из которых в пределах Грузии находятся только небольшие участки центральной и восточной зон.

В сильно дислоцированных кристаллических и метаморфических образованиях центральной зоны сохранились уцелевшие от эрозии синклиналильные полосы глинистых сланцев лейаса, которые дают возможность выделить несколько крупных линейных складок общекавказского простирания, оси которых воздымаются по поперечной линии, проходящей через вершины Штавлер—Эльбрус, и погружаются к западу и востоку от них. На тектонической карте (см. рис. 42) оси этих складок не показаны.

Сейчас можно говорить лишь о главнейших складках. Из них наиболее четко выражены в южной части ядра Шхара-Дарьяльская и Кличско-Шавкетская антиклинали, и к северу от них Твибери-Харесская и Алибек-Домбайская синклинали, сложенные сильно дислоцированными глинистыми сланцами лейаса. Севернее этих синклиналей вырисовывается крупная Тебердинско-Дигорская антиклиналь. Для иллюстрации взаимоотношений этих складок и основных разрывов приводится схема, на которой ясно видно совпадение простираний складок с общим направлением Кавказского хребта (рис. 43). В частности, в западной части видны северо-западные простирания, в центральной — широтные, восточнее — снова северо-западные, а на меридиане Дарьяльского ущелья — опять широтные.

Отложения лейаса в синклиналях смяты в сильно сжатые складки, что указывает на лабильность кристаллического субстрата и его участие в складчатости. В Местийском районе гранитоиды Главного хребта

участвуют в строении Шхара-Дарьяльской складки, опрокинутой на юг. В центральной зоне Главного хребта, помимо вышеотмеченных разрывов, следует ожидать наличие и других разрывов, но ввиду отсутствия маркирующих образований их трудно установить.

Зона восточного погружения антиклинория Главного хребта входит в территорию Грузии незначительной своей частью. Она почти целиком сложена аспидными сланцами лейаса, перекрывающими кристаллический субстрат в Дарьяльском ущелье. В структурном отношении эта зона также представляет опрокинутый и надвинутый на юг веерообразный антиклинорий с широтным простиранием примерно на расстоянии 40 км к востоку от Дарьяльского ущелья, и с общекавказским еще восточнее. По существу он является продолжением крупной Шхара-Дарьяльской антиклинальной структуры.

Как было указано, одной из основных структур в Антиклинории Главного хребта является так называемый главный надвиг кристаллического ядра на складчатую систему Южного склона. Это один из крупнейших разрывов на всем Кавказе, который прослеживается на расстоянии нескольких сотен километров, будучи выражен с необычайной четкостью. Выяснено, что он представляет собой сопряжение по меньшей мере трех крупных разобщенных между собой разрывов. К сожалению, детально они никем не изучались и поэтому ряд важных вопросов остается нерешенным. В частности, неизвестны их амплитуды. По мнению И. Г. Кузнецова (1931), вертикальная амплитуда должна превышать 12 км, с чем нельзя согласиться, поскольку эта цифра основана на современных отметках в наиболее приподнятой части кристаллического субстрата (5,5 км), на общем погружении субстрата к концу мезозоя на глубину 6,5—7 км ниже уровня моря, и на допущении, что поднятие субстрата вызвано только взбросом. В действительности взбросу предшествовали общая складчатость и формирование антиклинория. Следует думать, что дальнейшее сжатие антиклинория разрешилось в образовании взбросов и надвигов. В таком случае, конечно, вертикальная амплитуда взбросов должна быть меньше 12 км.

Сложнее выглядит вопрос горизонтальной амплитуды на разных участках надвигов. Самой большой амплитуда казалась в Верхней Сванетии западнее горы Ушба, поскольку здесь наблюдается соприкосновение по простиранию двух крупных складок юрских отложений с породами кристаллического ядра. Это явление можно было объяснить, допустив горизонтальное перемещение кристаллического ядра примерно на 15 км. Однако П. Д. Гамкрелидзе не исключено и другое объяснение этого вопроса.

Главный надвиг по всем признакам живет и в настоящее время, но он не является молодым. Широкое развитие отложений дизской серии в складчатой системе Южного склона и их отсутствие под лейасом на Главном хребте заставляют думать, что здесь эти отложения не отлагались, и, таким образом, надвиг должен быть долейасовым. Граница предполагаемого поднятия точно совпадает с линией надвига, и естественно, что последний образовался уже в древнекиммерийскую орофазу, испытав в дальнейшем неоднократное обновление. Это подтверждается современными сильными сейсмическими явлениями (Рубинштейн, 1957).

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа по своему геологическому строению и истории развития является наиболее сложной геотектонической единицей. От Антиклинория Главного хребта она четко отделена крупным надвигом. С Грузинской глыбой подобную

резкую границу складчатая система имеет только восточнее р. Большой Лиахов в виде линии надвига; западнее эта граница настолько нерезка, что вызывает разногласия. Большинство исследователей в этой части границу проводят вдоль северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали, а западнее, в Абхазии, — вдоль северной границы порфиритовой юры (Кахадзе, 1947 и др.), или почти вдоль контакта меловой и юрской систем (Рубинштейн, 1951); таким образом, в обоих случаях эта граница является эрозионной и не может нас удовлетворить. Мы должны искать или какую-либо тектоническую линию, или какой-либо иной тектонический признак для проведения этой границы.

К западу от Рачинско-Лечхумской синклинали обращает на себя внимание тектоническая ступень, которая резко выражена в меловых и палеогеновых отложениях так называемой Северной известняковой полосы Мегрелии и Абхазии. На эту ступень обратил внимание еще Г. Абих. А. И. Джанелидзе именно эту тектоническую ступень считает северной границей Грузинской глыбы (1942). Мы тоже придаем большое значение ей, поскольку, по нашему представлению, ступень должна являться отражением на поверхности более крупной глубинной структуры — глубинного разлома на границе геосинклинали Южного склона и Грузинской глыбы, что отмечалось и Б. Ф. Меффертом. Можно думать, что линия разлома ограничивала распространение к югу, в сторону Грузинской глыбы, геосинклинальных отложений лейаса и частично байоса, т. е. Грузинская глыба не погружалась полого под геосинклинальные отложения, а резко обрывалась разломом. Этим же, вероятно, объясняется, что меловые отложения к северу от ступени интенсивно дислоцированы, повторяя по существу юрские структуры, а к югу от нее выполаживаются, образуя на Грузинской глыбе покровные (эжективные, прерывистые) складки.

Восточнее (к северу от горы Асхи вплоть до Лечхумской синклинали) граница должна проходить вдоль северной границы «комплекса горы Асхи», где имеется резкая ступень в меловых отложениях, обращенная к р. Джоноула. Ущелье этой реки врезано точно по этой границе, и опрокинутая к югу изоклиальная синклиналь, находящаяся севернее долины, принадлежит уже к складчатой системе Южного склона. Эта синклиналь к востоку непосредственно связана с Рачинско-Лечхумской синклиналью и поэтому естественнее относить последнюю к складчатой системе, что оправдывается также ее природой, как складки глубокого заложения. Следует отметить, что и М. М. Рубинштейн (1951) относит Рачинско-Лечхумскую синклиналь к Складчатой системе Южного склона.

Граница Складчатой системы Южного склона и Грузинской глыбы должна проходить значительно южнее, но где именно, еще трудно определить, поскольку на этом участке наблюдается постепенный переход между названными геотектоническими единицами. Здесь мы можем говорить лишь об условной границе, для проведения которой используется характер складчатости отложений юры и мела и взаимоотношения между последними.

В долине р. Цхенис-цкали, к югу от Зубской антиклинали и в долине р. Риони, к югу от сел. Меквена, в байосской порфиритовой свите мы видим пологие и короткие складки, тогда как севернее интенсивность складчатости резко увеличивается не только в байосских, но и в меловых отложениях, очевидно, в связи с большей лабильностью земной коры. Аналогичная картина выявлена и на Накеральском хребте, в Шаорской котловине и восточнее, на хребте Сацалике, где глубоким бурением установлена почти одинаковая степень складчатости юрских и меловых отложений. Восточнее Мухурского перевала, севернее

сел. Сачхере, в долине р. Квирила и дальше почти до р. Большой Лиахви в порфиритовой свите наблюдается более интенсивная складчатость. Здесь выделяется несколько крупных выдержанных складок, и, кроме того, в полосе развития неогеновых отложений последние вместе с байосом образуют изоклинальную синклинали, что, бесспорно, говорит о лабильности этого района. В районе сел. Сачхере эта полоса непосредственно примыкает к Дзирульскому кристаллическому массиву — ядру Грузинской глыбы, в силу чего граница здесь выражена достаточно резко.

Таким образом, продолжение границы Складчатой системы Южного склона с Грузинской глыбой должно быть проведено через селения Зуби, Меквена, Мухурский перевал и сел. Сачхере. Пологоскладчатая порфиритовая юра Южной Окрибы целиком относится к Грузинской глыбе. Анализ структур показывает, что этот район не консолидировался и не припаялся к Грузинской глыбе в результате батской орофазы, как это допускалось раньше (Кахадзе, 1947; Гамкрелидзе, 1949), а с самого начала находился в пределах глыбы и испытал относительное погружение лишь в байосе. Здесь, по-видимому, нельзя ожидать наличия мощного геосинклинального лейаса, поскольку явно ощущается близость жесткого субстрата и его влияние на складчатость.

Очертив Складчатую систему Южного склона Большого Кавказа и выяснив ее общее распространение в пределах территории Грузии, можно перейти к ее краткой характеристике (рис. 44). Складчатая система Южного склона как геосинклиналь существует в виде узкого трога уже в верхнем палеозое. Максимального своего развития геосинклиналь достигла в мезозое, особенно в средней юре. В верхней юре и мелу она расчленяется на более мелкие единицы, дегенерирует в палеогене, к концу палеогена выходит из геосинклинальной стадии развития и начинает формироваться как складчатая система.

С первого взгляда бросается в глаза пестрота и разнообразие строения Складчатой системы Южного склона. В центральной ее части выделяется узкая на западе и расширяющаяся на востоке полоса, сложенная в основном флишевыми отложениями верхней юры и мела и вытянутая под некоторым углом по отношению к Антиклинорию Главного хребта. К северо-западу от этой полосы не менее ясно выделяется широкая полоса глинистых сланцев лейаса, а к юго-западу от нее — третья — зона более сложного строения. Поэтому Складчатую систему Южного склона можно расчленить на четыре крупные зоны: Казбегско-Лагодехскую зону лейасовых и среднеюрских сланцев, Местийско-Тианетскую зону флишевых карбонатных отложений верхней юры и мела, Чхалтинско-Лайлинскую зону развития метаморфической серии верхнего палеозоя — триаса и Гагрско-Джавскую зону, сложенную в основном порфиритовой свитой и нормально-осадочными карбонатными свитами верхней юры, мела и палеогена.

Наиболее простым строением характеризуется *Казбегско-Лагодехская* зона, отделенная региональным надвигом от соседней Местийско-Тианетской зоны. Сама зона целиком сложена мощной интенсивно складчатой геосинклинальной сланцевой серией лейаса и доггера. Здесь выявлено несколько линейно вытянутых, изоклинальных опрокинутых на юг крупных складок. В Горной Кахетии в ядрах антиклиналей обнажаются метаморфизованные глинистые сланцы, похожие на сланцы дизской серии.

Раньше их считали тектоническими клиньями (Варданянц, 1932; Вассоевич, 1932), что новыми детальными исследованиями не подтверждается (Авалишвили, 1960). Зона на востоке продолжается в пределы Азербайджана. К западу, в бассейне р. Риони, она резко суживается

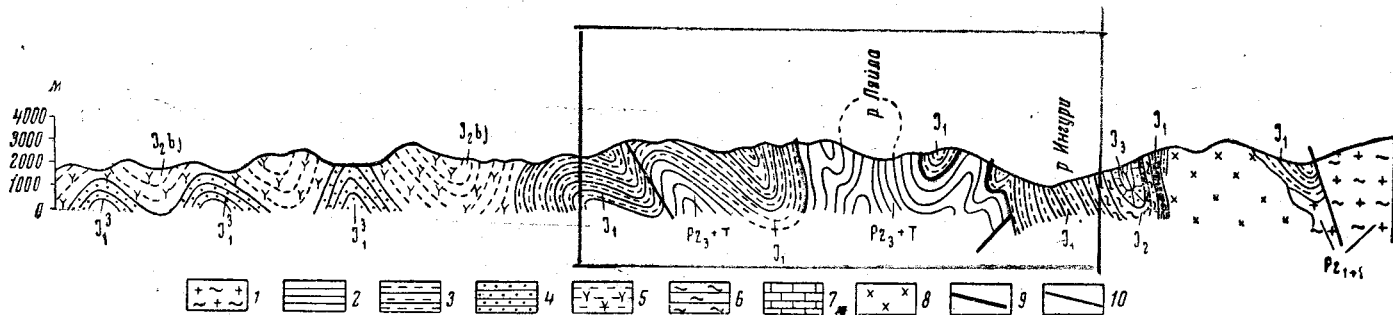


Рис. 44. Геологический разрез складчатой системы Южного склона в Верхней Сванетии (по П. Д. ГамкRELИДзе)
 1 — нижний и средний палеозой (кристаллическое ядро); 2 — верхний палеозой — триас (джарская серия); 3 — лейкас; 4 — верхний лейкас;
 5 — байос; 6 — средняя юра; 7 — верхняя юра; 8 — граниты постбайосские; 9 — глубинный разлом; 10 — надвиг

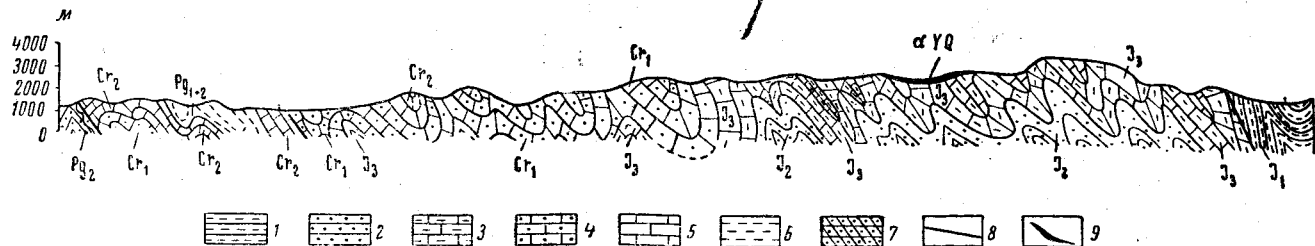


Рис. 45. Геологический разрез Местийско-Тянетской зоны по меридиану оз. Кели (по И. Р. Кахадзе и Н. А. Канделаки)
 1 — лейкас; 2 — средняя юра; 3 — верхняя юра; 4 — нижний мел; 5 — верхний мел; 6 — палеоцен—эоцен; 7 — эоцен; 8 — линия надвига;
 9 — андезиты и дациты

и в Верхней Сванетии, в долине р. Накра, перекрывается Главным надвигом. Внутри самой зоны установлено несколько надвигов, амплитуды перемещения на юг которых еще не выяснены.

Местийско-Тианетская зона характеризуется широким развитием верхнеюрско-мелового флиша, с одной стороны, и весьма сложной тектоникой — с другой (рис. 45). Зона прослеживается узкой полосой в Верхней Сванетии в долине р. Накра, затем переходит в Горную Рачу, в бассейн верховьев р. Риони, и уже широкой непрерывной полосой продолжается через бассейны рек Лиахви, Ксани и Арагви. Алазанская долина и Цив-Гомборский хребет являются ее продолжением. Западные р. Большой Лиахви Местийско-Тианетская зона соприкасается как с Чхалтинско-Лайлинской, так и с Гагрско-Джавской зонами. От последней она отделена крупным надвигом флиша, а с первой имеет нормальный контакт. Восточнее зона граничит с Грузинской глыбой посредством того же надвига. Следует отметить, что в западной части, в Верхней Сванетии, зона имеет широтное простираие, а в восточной (в большей части) — общекавказское.

Зона в целом, как центральная часть геосинклинали Южного склона, максимального развития достигла в верхней юре и мелу. Как показали исследования И. Р. Кахадзе (1947), во время батской орофазы геосинклиналь Южного склона разделилась на две части. На западе обособился Абхазский бассейн, на востоке — Местийско-Тианетский (Восточный) флишевый бассейн. По-видимому, погружение Восточного бассейна в большей своей части было связано с разрывами (Гамкрелидзе, 1959), которые обусловили простираие этой зоны под некоторым углом по отношению к другим, расчлняя всю геосинклиналь.

Сложное строение зоны позволяет разделить ее на три крупные подзоны: Шовско-Пасанаурскую, Жинвальско-Гомборскую и Алазанскую. Первая подзона охватывает северную, большую по площади, часть зоны. Она соответствует Гудамакарской (верхнеюрского флиша) и Мтиулетской (мелового флиша) подзонам В. П. Ренгартена (1932) и отделена региональным надвигом от Жинвальско-Гомборской подзоны. Последняя занимает сравнительно узкую полосу на юго-востоке зоны и соответствует так называемой фронтальной области, объединяя Лалаурисхевскую, Хевкрильскую и Аргунско-Жинвальскую подзоны, по В. П. Ренгартену, или Тианетско-Садзегурскую и Кахетинскую подзоны, по Н. Б. Вассоевичу (1937 и др.).

В строении подзоны вместе с меловым флишем участвуют и палеогеновые терригенные отложения. Алазанская подзона, согласно Н. Б. Вассоевичу (1937), а также нашим новым представлениям, до плиоцена являлась непосредственным продолжением Шовско-Пасанаурской подзоны, впоследствии опустившимся.

Для всей зоны характерна сложная и напряженная тектоника. Ни в одной из зон системы Южного склона не известно такое количество складок и чешуйчатых надвигов, как здесь. Складки изоклинальные, опрокинуты на юг и разорваны надвигами с перемещением на юг. Особенно ярко чешуйчатое строение зоны проявляется в бассейнах рек Арагви и Иори.

Вероятно, такое строение характерно для большинства зон Южного склона, и если оно недостаточно выявлено, по-видимому, это объясняется однообразием отложений, не имеющих маркирующих горизонтов.

Жинвальско-Гомборская подзона, особенно ее южная часть (Кахетинская подзона, по Н. Б. Вассоевичу), относительно слабее дислоцирована, чем Шовско-Пасанаурская. Объясняется это, по-видимому, ее

глубинным строением. В частности, эта полоса геосинклинали после батской орофазы представляла собой крупную размывавшуюся кордильеру, испытывавшую относительно глубокое погружение в мелу. Здесь местами на Цив-Гомборском хребте мел налегает на дислоцированный порфиритовый байос. В Шовско-Пасанаурской подзоне не только мел, но и верхняя юра представлены мощными отложениями.

Большие мощности отложений в этой зоне обусловлены предполагаемыми глубинными разломами по обе стороны прогиба. В настоящее время они перекрыты более молодыми надвигами.

О северном надвиге (южная граница Казбегско-Лагодехской зоны) уже говорилось. Южный надвиг (южная граница Местийско-Тианетской зоны) прослеживается, начиная от долины р. Риони на восток до Цив-Гомборского хребта включительно, являясь, подобно Главному надвигу, одной из основных структур Кавказа. От р. Риони до р. Большой Лиахви надвиг представляет собой одну плоскость. Восточнее он разделяется на две ветви. Северная ветвь является непосредственным продолжением надвига и проходит между Шовско-Пасанаурской и Жинвальско-Гомборской подзонами. В бассейнах рек Арагви и Иори от надвига отделяется еще одна крупная ветвь, разграничивающая Тианетско-Садзегурскую и Кахетинскую подзоны, по Н. Б. Вассоевичу, — Ильдоканский надвиг (1931, 1933).

Южная ветвь известна под названием Орхевского надвига (Вассоевич, 1933, 1937) и прослеживается до сел. Пховели на Цив-Гомборском хребте. Вдоль этой линии меловой флиш надвинут с севера на палеогеновые и неогеновые отложения.

Жинвальско-Гомборскую зону в целом и каждую из выделяемых в ней чешуй в отдельности (Тианетско-Садзегурская, Кахетинская) В. П. Ренгартен и Н. Б. Вассоевич считают аллохтонными. Учитывая некоторые перемещения к югу, в известной мере такая трактовка может быть оправдана. Но наряду с этим авторы отмечают также и другие тектонические покровы.

По Н. Б. Вассоевичу, самый крупный Чинчвельтский покров лежит в западной части Цив-Гомборского хребта на складках Чианурской и Кахетинской подзон и сложен верхнемеловым флишем. Второй покров, Пантианский, отмечен на левобережье р. Иори, где он лежит на Кахетинской подзоне и сложен палеогеновыми и верхнемеловыми породами более северных фаций. Третий, Алисигорский, сложен такими же фациями и залегает на Тианетско-Садзегурской подзоне к западу от сел. Тианети. Четвертый покров, Аргунский, выделен В. П. Ренгартеном на правобережье р. Арагви в виде небольшого останца меловых пород на отложениях неогена.

Вопрос аллохтонов, в особенности же названных покровов, является кардинальной проблемой геологии описываемой зоны. Теперь имеются некоторые факты, противоречащие идее аллохтонов. Наличие Аргунского покрова опровергается Н. Б. Вассоевичем (1940), М. И. Варенцовым (1950), а также Ш. А. Адамия (1958). Чинчвельтский и Алисигорский покровы, по А. Л. Цагарели (1954), могут быть истолкованы как надвиги, направленные на север. Фации верхнего мела от Чинчвельтского покрова на юг, к Кахетинской подзоне (в синклиналих Дерадави, Саимтерио и Череми), изменяются настолько постепенно, что предполагаемое грандиозное перемещение покрова теряет одно из своих обоснований. Следует отметить также, что механизм, предлагаемый Н. Б. Вассоевичем для объяснения Чинчвельтского покрова, включает в себе некоторые противоречия с точки зрения последовательности явлений (Цагарели, 1954). В частности, гравитационное сползание покрова, по Н. Б. Вассоевичу, должно было предшествовать образованию складок

и разрывов, между тем разрезы, данные им, показывают, что покров лежит на складках, т. е. он моложе их.

Наконец, на Цив-Гомборском хребте А. Л. Цагарели (1954) установил трансгрессивное налегание мела на байосской порфиритовой свите, что исключает аллахтонность Кахетинской подзоны.

Не менее сложным и противоречивым является вопрос о геотектонической природе Алазанской долины. Некоторые исследователи (Васюкович, 1934, 1936, 1937; Карстенс, 1932, 1934) допускали наличие здесь грабена, в котором имеется продолжение складок Тианетско-Садзегурской и Чиаурской (Мтиулетской) подзон.

А. И. Джанелидзе (1944, 1950) обратил внимание на некоторые важные факты: 1) резкое изменение общекавказских простираний складок вблизи вершины Алазанской долины на юго-юго-западное как будто под влиянием какого-то препятствия, 2) пологое синклинальное строение конгломератов алазанской серии в пределах долины и 3) несоответствие широкой долины с эрозионными возможностями р. Алазани. Исходя из этого, он выдвинул идею Алазанской глыбы, обрамленной складками Большого Кавказа и Цив-Гомборского хребта, являющегося западным выступом Азербайджанской глыбы.

Концепцию глыбы подтвердили также В. Я. Эдилашвили (1946), указавший на веерообразное строение Цив-Гомборского хребта, и А. Л. Цагарели (1954), отметивший заметное выполаживание складок при приближении к вершине Алазанской долины у сел. Ахмета. А. Л. Цагарели указывает на резкое изгибание в плане широкого пучка складок в долине р. Иори, приспособляющихся к Алазанской долине (глыбе). Кроме того, он отмечает, что продолжение Алазанской глыбы ощущается также в окрестностях сел. Тианети, где наблюдаются надвиги северного направления отложений нижнего и верхнего мела (включая и Алазанскую дислокацию) на пологоскладчатый маастрихтско-датский флиш. Еще западнее, в бассейне р. Арагви, находится Ананурско-Икотская кордильера батского возраста В. П. Батурина (1930) и М. И. Варенцова (1950). Таким образом, А. Л. Цагарели увязывает Алазанскую глыбу со складками порфиритовой юры Юго-Осетии (Гагрско-Джавская зона), считая ее батской глыбой.

Аналогичного мнения придерживался и П. Д. Гамкрелидзе (1949, 1957). Однако в настоящее время, учитывая данные детальнейших геологических и геофизических наблюдений, проведенных как в Грузии, так и на территории Азербайджана, мы склоняемся к тому мнению, что Алазанская долина является подзоной погружения складок Местийско-Тианетской зоны. Действительно, если мы рассмотрим общее тектоническое строение меловых отложений, обрамляющих Алазанскую долину, в первую очередь в районах, лежащих к западу и востоку от долины, мы увидим, что ни одна складка и надвиг не затухают в Алазанской долине. Наоборот, они здесь только покрываются алазанской серией и четвертичными отложениями. Это изгибание широкого пучка складок, по-видимому, вызвано не Алазанской глыбой, а узким выступом северного края Грузинской глыбы в бассейне р. Иори. Изгиб простираний складок резче непосредственно у этого выступа и постепенно ослабевает к северу.

Другого рода данные касаются фаций и мощностей отложений, которые не испытывают каких-либо заметных изменений при приближении к Алазанской долине.

Третьим доводом, противоречащим идее «глыбы», хотя и более спорным, является геологическая интерпретация геофизических данных (Булейшвили, 1960), согласно которой под алазанской серией предполагаются складчатые флишевые отложения.

Исходя из вышеизложенного, мы полагаем, что область Алазанской долины является подзоной погружения складок Местийско-Тианетской зоны, покрытых верхнеплиоценовыми отложениями.

Не исключено, что опускание этой подзоны произошло по тем же глубинным разломам, которые обусловили образование трога Местийско-Тианетской зоны. Продолжения этих разломов подразумеваются вдоль обоих краев Алазанской долины, где их существование подтверждается сейсмическими данными (Рубинштейн, 1951). Северный разлом в дальнейшем перекрылся молодым надвигом Большого Кавказа, прекрасно выраженным в рельефе, к югу от долины поднялась крупная антиклиналь Цив-Гомборского хребта с флексурой в северном крыле, установленная в алазанской серии. Та же серия в Алазанской долине образует широкую пологую синклиналь. До отложения алазанской серии имели место длительный перерыв и пенепленизация складок флиша.

Следует заметить, что геотектоническая природа Алазанской подзоны погружения еще недостаточно выяснена и окончательное решение возможно только в результате проведения глубокого бурения, детальных специальных геофизических исследований и повторных съемок областей, обрамляющих Алазанскую долину. Главное внимание следует обратить на расположение складок и на изменение фаций и мощностей в сторону Алазанской долины.

Чхалтинско-Лайлинская зона довольно резко очерчена двумя разрывами регионального масштаба. Один из них отделяет ее от Антиклинория Главного хребта, а второй — от западной части Гагрско-Джавской зоны. Сравнительно нечеткая граница имеется с западной частью Местийско-Тианетской зоны. П. Д. Гамкрелидзе выделял (1957) эту зону под названием Сванетского поднятия. Однако с тех пор, как выяснилось наличие метаморфизованных глинистых сланцев верхнего палеозоя — триаса в Горной Абхазии (Букия, 1960; Эдилашвили, 1961), мы сочли целесообразным расширить зону и изменить ее название.

Чхалтинско-Лайлинская зона испытала воздымание бóльшего масштаба, чем другие зоны системы Южного склона, вследствие чего в ядрах крупных антиклиналей здесь обнажается дизская серия (см. рис. 44). Вместе с тем в течение верхнего палеозоя — триаса эта зона была наиболее глубоко погруженной частью геосинклинали Южного склона. Высоко поднявшись вследствие батской складчатости, именно она разделила геосинклиналь на Восточный и Западный бассейны (Кахадзе, 1947).

В структурном отношении зона не отличается сложным строением. На территории Сванетии установлены две крупные веерообразные, опрокинутые на юг антиклинали и разделяющая их синклиналь, простирающие которых здесь совпадает с общим простираанием Главного хребта. В обоих направлениях антиклинали быстро погружаются и, по-видимому, исчезают. Во всяком случае, никаких признаков их продолжения не наблюдается ни в Местийско-Тианетской зоне, ни в Горной Абхазии. На этом основании зону можно разделить на две подзоны: Лайлинскую и Чхалтинскую. Последняя, по новым данным, по существу является одной сложной моноклиной, сложенной лейасовыми сланцами и частично дизской серией, оборванной с юга надвигом. По мнению некоторых исследователей (Эдилашвили, 1960), в дизскую серию здесь входит и средний палеозой.

Зона в целом является интенсивно складчатым и высокогорным районом с линейным (полным) типом складок.

Гагрско-Джавская зона по своему геологическому строению, истории развития и характеру структур является наиболее сложной в системе Южного склона. С юга она примыкает непосредственно

к Грузинской глыбе, а с востока резко отделена от Местийско-Тианетской зоны. В восточном направлении, начиная с верхней юры, она уже не имеет непосредственного продолжения.

Зона достигла максимума геосинклинального развития в средней юре, когда имели место погружение северной части Грузинской глыбы и сильная вспышка подводных извержений с накоплением мощной вулканогенной толщи. Втечение верхней юры юго-восточная часть зоны представляла собой полосу крупных кордильер. Северо-западная часть зоны в это же время испытала интенсивное погружение с накоплением мощных карбонатных отложений. Это Западный (Абхазский), верхнеюрский бассейн (Кахадзе, 1947). Не исключено, что в байосе нисходящие движения захватывали широкую полосу к северу от Мухранско-Тирифонской долины в Восточной Грузии. Эта полоса вместе с примыкавшей с севера кордильерной полосой превратилась в область отложения рифогенных фаций верхней юры. Последующими тектоническими движениями северная часть полосы была вовлечена во флишевый прогиб и превратилась в Жинвальско-Гомборскую подзону.

Южная часть Гагрско-Джавской зоны по своей истории развития имеет много общего с системой Южного склона и Грузинской глыбой. По фациям отложений она стоит ближе к глыбе, по лабильности — к складчатой системе.

Многообразие геологических структур зоны обуславливает ее подразделение на шесть подзон: Абхазскую, Северную и Южную подзоны порфиритовой юры, Амзарско-Мухурскую подзону краевых дислокаций, подзону Рачинско-Лечхумской синклинали и Сочинскую подзону.

Абхазская подзона сложена главным образом мощными карбонатными нормально-осадочными отложениями верхней юры и мела, под которыми залегают не менее мощные вулканогенные и терригенные отложения средней и нижней юры. Характерной отличительной особенностью подзоны является присутствие верхнеюрских и меловых отложений и отчетливое выделение двух структурных ярусов — доверхнеюрского и относительно слабее дислоцированного — послеверхнеюрского. По этому признаку наряду с интенсивностью складчатости и фациями отложений описываемая подзона сильно отличается от Местийско-Тианетской зоны.

Подзона занимает самую западную, относительно погруженную часть зоны, распространяясь за пределы Грузии. С севера Ахцу-Кацирхинской кордильерой в меловом периоде подзона отделяется от Туапсе-Новороссийской флишевой зоны (Западный флишевый бассейн), которая на территорию Грузии входит своим восточным окончанием в верховьях р. Псоу.

Несмотря на отсутствие сильно сжатых складок в Абхазской подзоне, мы имеем дело все же с довольно интенсивной линейной складчатостью. Складки асимметричны. По-видимому, на морфологию складок влияет массивная и грубослоистая текстура верхнеюрских известняков. Наряду со складками здесь часты и крупные разрывы с перемещением масс как на юг, так и на север. В северной части подзоны надвиги направлены на юг, а в южной — на север. Плоскости разрывов падают под крутыми углами, что придает тектонике подзоны блоковый характер (рис. 46).

Северная подзона порфиритовой юры имеет самую большую площадь в Гагрско-Джавской зоне. С севера подзона граничит с Чхалтинско-Лайлинской зоной, с востока — с Местийско-Тианетской, а с запада — с Туапсе-Новороссийской. Южная граница проводится вдоль

полосы краевого надвига северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали и вдоль Амзарско-Мухурской подзоны краевых дислокаций.

Подзона сложена в основном порфиритовой свитой байоса и несколько в меньшей мере — песчано-сланцевыми отложениями лейаса.

Кроме того, незначительным распространением пользуются нижнемеловые известняки, разобщенные эрозионные останцы, некогда сплошного покрова (гора Чегуала, реки Ларакваква, Чхалта и др.).

В тектоническом отношении для подзоны вообще характерны линейные, опрокинутые на юг складки (см. рис. 46) и в меньшей мере разрывы с перемещением в различных направлениях. Степень сжатия и опрокидывания складок убывает к югу.

Иную картину наблюдаем в районе Келасурского гранитоидного интрузива. Здесь складчатость значительно слабее, что объясняется влиянием самого интрузива (Эристави, 1960). В восточном направлении складки подзоны без ослабления или затухания подходят к Местийско-Тианетской зоне и перекрываются надвигом, но не продолжают во флише.

В этой подзоне, так же как и в Абхазской, установлено наличие разрывов двух направлений. Преобладают надвиги южного направления, но в бассейне р. Ингури и в Ткварчельском районе встречаются и взбросы с поднятым южным крылом, заслуживающие большого внимания и объяснения, так как они вносят диссонанс в общее движение масс на юг.

Южная подзона порфиритовой юры представляет собой широкую полосу между Рачинско-Лечхумской синклиналью и Грузинской глыбой, вытянутую от р. Цхенис-цкали до р. Большой Лиахви. Границы ее с Рачинско-Лечхумской синклиналью и Грузинской глыбой несколько условны. Подзона сложена в основном порфиритовой свитой байоса, в меньшей мере угленосной свитой бата и еще в меньшей мере пестроцветной свитой верхней юры и меловыми известняками. Последние развиты в районе Ткибули—Шаори.

В данной подзоне установлены довольно выдержанные линейные асимметрические складки (см. рис. 42). В восточном направлении они подходят к миоценовым отложениям Мухранско-Тирифонской зоны

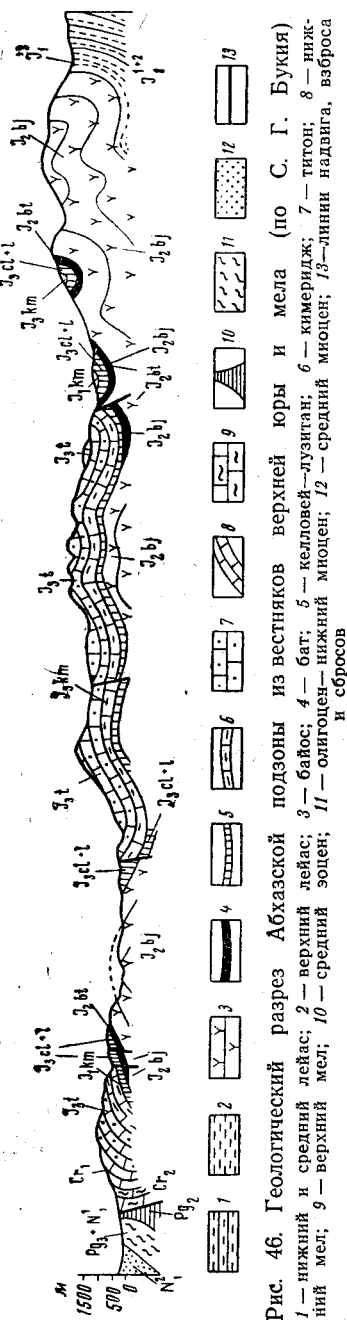


Рис. 46. Геологический разрез Абхазской подзоны из вестников верхней юры и мела (по С. Г. Букния)

1 — нижний и средний лейас; 2 — верхний лейас; 3 — байос; 4 — бат; 5 — меловой—лузитан; 6 — кимеридж; 7 — титон; 8 — нижний мел; 9 — верхний мел; 10 — средний мел; 11 — олигоцен—нижний миоцен; 12 — средний миоцен; 13 — линин надвига, взброса и сбросов

Грузинской глыбы и в них уже не продолжают. Допускается, что между сел. Джава и г. Цхинвали они продолжают под миоценом. Этот район на тектонической карте отнесен к Грузинской глыбе, но выглядит несколько неестественно, вклиниваясь узкой шпорой между двумя соседними зонами. Если же допустить продолжение складок

байоса в восточном направлении под неогеновыми отложениями, тогда этот район до неогена будет относиться к Южной подзоне порфиритовой юры, а с неогена он превращается в часть молассовой зоны Грузинской глыбы. При такой трактовке геотектоническая природа этого клина не будет вызывать недоразумений.

Шаорскую котловину мы относим к описываемой подзоне на основании совмещения складок юры и мела; следует отметить, что складчатость здесь сравнительно слабая, хотя не покровного (эжективного) типа.

Подзона Рачинско-Лечхумской синклинали четко выражена как единая синклиналичная структура в долинах рек Цхенис-цкали, Ладжанури (Лечхуми) и в долине р. Риони между селениями Твиши и Цеси (Рача). Восточнее синклинали прослеживается до Местийско-Тианетской зоны по распространению неогеновых отложений. В строении западной части подзоны участвуют отложения средней и частично верхней юры, мела, палеогена и неогена в разных фациях и разной мощности, а в строении восточной части — байосская порфиритовая свита и олигоценовые и неогеновые отложения. Отложения верхней юры, мела и палеоцен-эоцена здесь были размыты в результате интенсивного воздымания, вызванного триалетской орофазой.

Рачинско-Лечхумская синклинали, зародившись во время батской орофазы в виде единой сложной синклинали, более четкий характер принимает в последующие периоды. Синклинали имеет резко асимметричное строение. Ее северное крыло большей частью поставлено вертикально или опрокинуто на юг. Именно в этом крыле А. И. Джанелидзе (1940) впервые были установлены весьма своеобразные формы складчатости и надвигов, названные им краевыми.

Южное крыло синклинали осложнено складками, но в общем падает на север в среднем под углом 30—40°. Крыло сложено неогеновыми, палеогеновыми, меловыми и байосскими отложениями. Последние разделены слабыми угловыми несогласиями, что указывает на лабильность этой области.

Тектоническое строение Рачинско-Лечхумской синклинали хорошо изучено А. И. Джанелидзе (1940). Здесь он выделяет домеловой и послемеловой структурные ярусы, в которых складки, несмотря на несомещение их осей, имеют одинаковую ориентацию. По нашим представлениям, это вызвано влиянием нижнего яруса на верхний и повторной складчатостью. Отсюда вытекает, что при складкообразовании в меловых и палеогеновых отложениях юрский субстрат еще не был консолидирован, и складки, зародившиеся в батском веке, могли продолжать свое развитие и позже.

В южной части синклинали А. И. Джанелидзе описал интересную картину виргации складок. Складки сближаются в западном направлении (в долине р. Риони на меридиане горы Хвамли) и расходятся в восточном направлении, изгибаясь к югу, и еще восточнее заканчиваются. Это объясняется, по нашему мнению, очертанием северного края Грузинской глыбы, который в долинах рек Цхенис-цкали и Риони выступает на север, а на меридиане г. Ткибули отступает на юг.

Внутреннее строение Рачинско-Лечхумской синклинали, согласно А. И. Джанелидзе, следующее. В Лечхуми синклинали представляет собой широкую муьду с дополнительными складками в неогеновых отложениях центральной части. Между р. Ладжанура и сел. Гендуши она сжата до изоклинали, восточнее, в Раче, — снова расширяется. Еще восточнее непосредственного продолжения синклинали не видно, и она кулисообразно замещается узкой изоклиналичной синклиналию с неогеном в ядре и олигоценом и байосом в крыльях. Крылья этой синклинали

сильно осложнены взбросами, особенно в западной части. Наблюдаются взбросы как северного, так и южного направления. Из них крупнейшим является Хихатский взброс, по-видимому, домеловой, возрожденный в конце миоцена. Взброс распространяется далеко на запад, в южном крыле Рачинской синклинали, примерно на 50 км. Другие взбросы, установленные в районе сел. Шкмери, имеют такое же сложное строение.

Очень сложным является и строение северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали. Помимо того, что оно стоит вертикально или

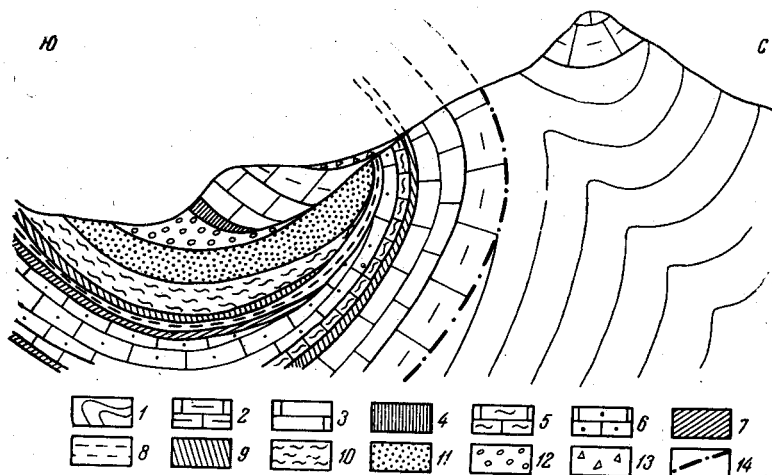


Рис. 47. Геологический разрез краевой складки у сел. Лайлаши (по И. П. Гамкредидзе)

1 — байос; 2 — валанжин—готерив; 3—баррем; 4—апт; 5—альб—сеноман; 6—верхний мел; 7—палеоцен—нижний эоцен; 8—средний эоцен; 9—верхний эоцен; 10 — олигоцен—нижний миоцен; 11 — чокрак; 12 — караган-конк; 13 — делювий; 14 — краевой надвиг

опрокидывается на юг, оно осложнено краевыми складками и надвигами. Краевые складки развиты в меловых и палеогеновых отложениях и выражены обратно опрокинутыми складками. Краевые надвиги приурочены к контакту мела и байоса и в основном к контакту верхнемеловых известняков с пластичными породами альба и сеномана. Эти явления, по-видимому, вызваны общим сжатием синклинали в результате интенсивного давления с севера.

Северное крыло осложнено также второстепенными складками, хорошо выраженными одновременно как в меловых, так и в байосских отложениях. Таковыми являются синклиналь и антиклиналь в долине р. Ладжанури и восточнее. Они видны в меловых отложениях долины р. Ладжанури и в порфиритовой свите к северу от сел. Лайлаши. Обе складки резко воздымаются к востоку от сел. Ладжанури, с наклоном осей к западу под углом более 25° , отчего к северу от сел. Лайлаши, на горе Гормагала, значительная часть известняков размыта полностью, а часть в виде крупного оползня сползла к югу, образовав Лайлашское плато. В приподнятой части эти складки выражены в тонкослоистых глинистых сланцах и слюдястых песчаниках верхнего байоса (рис. 47).

На основании детального изучения района В. Я. Эдилашвили, Р. Д. Леквинадзе, Е. К. Вахания и И. П. Гамкредидзе опровергают наличие Лайлашского разрыва северо-восточного простирания к северу от сел. Лайлаши. На этом участке нижний мел совершенно нормально

налегает на байос. Это хорошо видно как непосредственно в контакте мела и байоса, так и морфологически. Здесь высокий, почти вертикальный обрыв меловых известняков поднимается над гипсометрически ниже расположенными байосскими отложениями.

В западном направлении Рачинско-Лечхумская синклиналь, как тектоническая подзона, резко ограничена. Зона седиментации меловых и палеогеновых отложений в этом направлении и в сторону горы Асхи продолжалась непрерывно, но тектоника там имеет совершенно иной характер. Широкая Лечхумская синклиналь к западу сменяется сильно сжатой, изоклинальной, опрокинутой на юг узкой синклиналью, на которую с севера надвинута порфиритовая свита. Сопряжение этих двух синклиналей пока еще требует специального изучения. Изоклинальную синклиналь мы относим уже к Амзарско-Мухурской подзоне.

Амзарско-Мухурская подзона сложена меловыми и палеогеновыми карбонатными (в основном) и терригенными (олигоцен) отложениями, образующими единую сложно построенную моноклиналь, тянущуюся непрерывно от долины р. Техури до района г. Гагра. Тектонической особенностью подзоны является развитие краевых складок и надвигов аналогично северному крылу Рачинско-Лечхумской синклинали. Эти явления в данной подзоне описаны во многих местах, лучше же всего они известны в районе Нового Афона (О. В. Окропиридзе). По рекам Техури, Ингури, Кодори и др., помимо основных юрских складок, непосредственно прослеживающихся и в меловых отложениях, замечены второстепенные складки разных направлений, иногда даже поперечные с совмещенными осями в юрских и послеюрских отложениях. Лучше всего поперечные складки выражены в долине р. Ингури.

Относительно выдержанные и крупные широтные складки наблюдаются в бассейнах рек Кодори и Гумисты, к югу от Келасурского интрузива, где подзона расширяется. Именно здесь лучше всего видно совмещение осей домеловых и послемеловых складок. На этом отрезке имеется также несколько взбросов, направленных с севера на юг со значительной амплитудой.

Сочинская подзона на территории Грузии представлена лишь своим восточным окончанием, сложенным в основном палеогеновыми и частично меловыми отложениями. Последние выступают в ядрах широтных антиклиналей. Часто складки обрываются у берега Черного моря, срезывающего их косо. По-видимому, значительная часть подзоны погружена в море.

К северу от г. Сочи описаны лежащие складки и надвиги типа покровов с горизонтальными плоскостями, которые совершенно неизвестны в восточной части подзоны. Тектоника здесь хотя и менее напряженная, складчатость все же относится к линейному (полному) типу.

Грузинская глыба

Название Грузинской глыбы и объяснение ее геотектонической природы впервые было предложено А. И. Джанелидзе (1942). На конечном этапе каледонской орогении вырисовывается единая большая Закавказская геоантиклиналь, охватывающая современную территорию Грузинской глыбы, Аджаро-Триалетской системы, Арвинско-Болниской глыбы и Азербайджанской глыбы (Гамкрелидзе, 1949). После герцинской орогении геоантиклиналь еще более консолидировалась. В лейасе ее северная и южная периферии начинают интенсивно погружаться, а в апте в центральной ее части зарождается Аджаро-Триалетская геоантиклиналь, расчленившая это единое плитообразное тело. В северо-

западной части выделилась Грузинская, в восточной — Азербайджанская и в южной — Артвинско-Болнисская глыбы. В последующие периоды существенных изменений не происходило, если не считать, что каждая из глыб все резче обособлялась.

Современная территория Грузинской глыбы охватывает в основном межгорное понижение между Большим Кавказом и Антикавказом. В наиболее возвышенной части междугорья обнажается кристаллический субстрат глыбы — Дзирульский массив.

С северной границей глыбы мы уже знакомы. Наиболее резкую границу как в геологическом, так и в геоморфологическом отношении глыба имеет на юге, с Аджаро-Триалетской складчатой системой. К югу от Дзирульского массива, между селениями Вани и Сурами, границей является надвиг.

На западе границей Грузинской глыбы считается меридиональный разрыв в восточной части Черного моря (Архангельский и Страхов, 1938), по-видимому морфологически хорошо выраженный уступом. В этой части глыба сильно расширяется.

К востоку от Дзирульского массива Грузинская глыба охватывает всю Мухранско-Тирифонскую долину, а восточнее сел. Натахтари она, сильно суживаясь, переходит в Гаре-Кахетию и дальше соединяется с Азербайджанской глыбой. Характер этого перехода не выяснен. Интенсивное и неравномерное погружение глыбы в этой части, возможно, объясняется глубинными разломами. Не выяснен также характер связи между Грузинской и Артвинско-Болнисской глыбами в Куринской низменности южнее г. Рустави.

Грузинская глыба имеет довольно сложное геологическое строение. Разломами различных направлений, которые, по-видимому, имеются в ее кристаллическом субстрате, она расчленена на более мелкие глыбы, что придает ее структуре мозаичность.

Современное строение Грузинской глыбы дает возможность разделить ее на зоны Западного и Восточного погружения и Центральную зону поднятия (Дзирульский массив). Из них наиболее пестрым кажется строение зоны Западного погружения, в которой различаются шесть структурных единиц — подзон. Наиболее погруженную часть мы выделяем под названием Колхидской подзоны. К северу от нее с запада на восток следуют Гудаутская, Самурзаканская, Одишская, «комплекса горы Асхи» и Кутаисская подзоны.

Подразделить Дзирульскую зону пока не удастся, а зона Восточного погружения четко делится на Мухранско-Тирифонскую и Гаре-Кахетинскую подзоны.

Зона Западного погружения, за исключением ее северной периферии, сложена четвертичными и неогеновыми отложениями, под которыми залегают в основном пологоскладчатые меловые отложения. Здесь местами развиты типичные покровные (эжективные) складки. Граница между нею и Дзирульской зоной проводится на меридиане г. Зестафони, где начинается относительно глубокое погружение кристаллического субстрата (Дзирульский массив).

Колхидская подзона, как было отмечено, охватывает наиболее погруженную часть зоны, поверхность которой сложена только четвертичными отложениями. О глубинных структурах дают представление глубокие скважины, геофизические данные и экстраполяция геологического строения соседних подзон.

Четвертичные отложения, по данным скважин, представлены как молодыми континентами, так и древними морскими отложениями мощностью несколько сотен метров. Некоторыми скважинами пересечен полный разрез плиоцена, мощность которого достигает 2000 м. Плио-

цен большей частью налегает на верхний мел. Разрез мела, по-видимому, полный, а мощность около 2500 м, причем на долю верхнего мела приходится всего 250 м. Необычайно мощными оказались нижне-меловые (исключая альб) известняки — 1700 м, однако, вероятно, что сюда может входить и верхняя юра. Под известняками, по гравиметрическим данным, должен залегать порфириновый байос (Лалиев, 1957).

Тектоническое строение подзоны недостаточно выяснено. Неогеновые и меловые отложения слабо дислоцированы. По данным Чаладидской и Квалонской скважин и гравиметрической съемки, здесь установлены покровные (эжективные) антиклинали с преобладающими северо-западными простираниями: Кулевская, Чаладидская, Квалонская и др. В северо-восточном крыле Квалонской антиклинали установлен взброс с поднятым северным крылом. Кроме того, предполагается, что Эско-Абедатский разрыв продолжается под четвертичными отложениями Колхидской низменности, что подтверждается сейсмическими данными (Рубинштейн, 1957, 1960). Не исключено здесь наличие и других разрывов, например Менджского, который, по-видимому, продолжается к северо-западу (Чихелидзе, 1946). Вообще вся Колхидская подзона, как и другие подзоны Грузинской глыбы, должна быть разбита глубинными разломами.

Гудаутская подзона занимает северо-западный край Грузинской глыбы. Здесь развиты мощные миоценовые и плиоценовые отложения молассового типа, слагающие одну большую синклиналь, раскрытую и обрывающуюся в сторону моря.

Самурзаканская подзона находится между Сатанджийской антиклиналью и сел. Приморская с одной стороны и между северной границей четвертичных отложений и полосой развития палеогеновых отложений — с другой. Эта подзона тоже сложена мощными молассами миоцена и плиоцена, в которых отмечено несколько пологих антиклиналей покровного типа. Из них яснее других выражена узкая извилистая антиклиналь в бассейне р. Гализга. К юго-востоку от нее, вдоль всей подзоны, по существу имеется единая моноклиналь, падающая на юго-запад и выполаживающаяся в сторону моря.

Одишская подзона является наиболее четко выраженной геоструктурной единицей зоны Западного погружения. Она охватывает центральную Мегрельскую синклиналь, которая на севере граничит с Амзарско-Мухурской подзоной краевых дислокаций, а с трех других сторон ограничена Сатанджийской, Уртинской, Эской, Накалакевской и Абедатской брахиантиклиналями, расположенными кулисообразно. Вся центральная часть подзоны сложена миоценовыми и плиоценовыми терригенными отложениями, а в строении перечисленных антиклиналей участвуют палеогеновые и меловые терригенно-карбонатные отложения. Древнейшими обнаженными отложениями в антиклиналях являются альбские глинисто-мергелистые туфогенные породы, под которыми скважинами вскрыты отложения до баррема включительно. Исходя из этого естественно допустить наличие полного разреза мела и в центральной части подзоны.

В целом Одишская подзона характеризуется чашеобразным строением (рис. 48).

Дно синклинали слегка волнистое. Антиклинали южного ограничения типично покровные, в некоторых случаях сорваны с субстрата и опрокинуты в сторону от синклинали, сильно сжатые и узкие. Картина срыва видна как непосредственно, так и в скважине Эской антиклинали, южное крыло которой разорвано, что приводит к надвигу мела на миоцен. Это, по-видимому, вызвано интенсивным сжатием антиклиналей (Мефферт, 1931; Е. Г. Гуджабидзе). Что же касается расположе-

ния и образования самих антиклиналей, то они, вероятно, связаны с глубинными разломами субстрата. Это подтверждается как частыми сейсмическими явлениями (Рубинштейн, 1957), так и общими геологическими

данными. В частности, высокое гипсометрическое положение меловых отложений в комплексе горы Асхи и их быстрое погружение к западу до большой глубины в Одишской синклинали определенно указывает на наличие глубинного разлома северо-восточного направления. С этим разломом, по-видимому, связаны Экская, Накалакевская и Абадская антиклинали. Это вытекает из геологической интерпретации сейсмических явлений. Как уже отмечалось, разрыв этот должен продолжаться в сторону Черного моря в Колхидской подзоне.

Подзона «комплекса горы Асхи» своим высоким гипсометрическим положением довольно резко обособлена от остальных подзон зоны Западного погружения. Но ввиду того, что своей глыбовой тектоникой она сильно отличается от смежных подзон системы Южного склона, мы сочли естественным отнести ее к Грузинской глыбе. Ее можно было бы считать и подзоной Южной зоны порфириновой юры, как полагал П. Д. Гамкредидзе (1957). У этих областей имеются общие черты в геологическом строении и в истории развития.

Комплекс горы Асхи (рис. 49) впервые был выделен А. И. Джанелидзе (1941) как своеобразная структурная единица глыбовой природы. Он сложен высоко поднятыми мощными меловыми отложениями, составляющими западное продолжение седиментационной зоны Рачинско-Лечхумской синклинали. Мел образует верхний структурный ярус, несогласно перекрывая порфириновый байос. В целом для комплекса характерна глыбовая тектоника. По данным А. И. Джанелидзе, он состоит из двух глыб меньшего размера: на севере находится глыба собственно горы Асхи и Квибия-Майдани, а на юге более низкая глыба Турчу-Кинчха. Они разделены флексурой (по А. И. Джанелидзе) или взбросом (по Г. Е. Гуджабидзе) в меловых отложениях. С севера как меловые, так и юрские отложения образуют

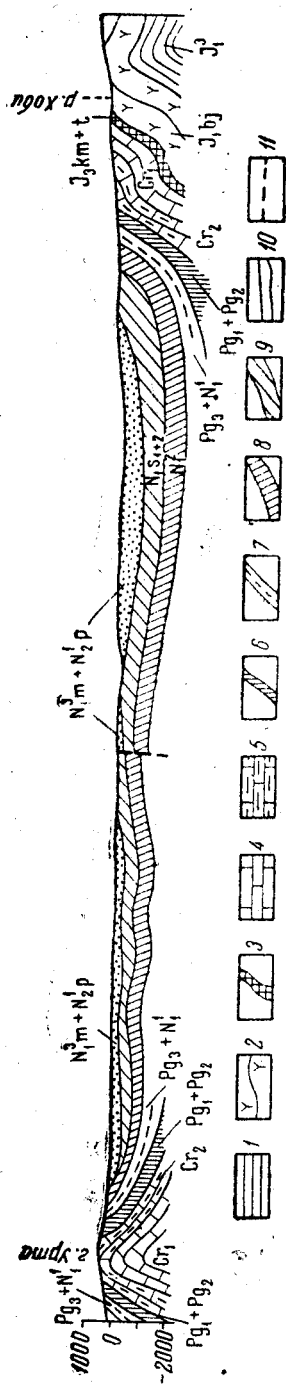


Рис. 48. Геологический разрез Одишской подзоны (по Г. Р. Гуджабидзе)

1 — верхний лессас; 2 — байос; 3 — киммеридж-титон; 4 — нижний мел; 5 — верхний мел; 6 — палеоцен и эоцен; 7 — олигоцен и нижний миоцен; 8 — средний миоцен и средний сармат; 9 — нижний и средний сармат; 10 — миоцен и понт; 11 — линия сброса

резкую ступень, отделяющую описываемую подзону от системы Южного склона. С юга комплекс ограничен сильно сжатой Гелаверской синклиналью. Весь комплекс поднят на 2000 м относи-

тельно Лечхумской синклинали и на 3000 м относительно Одишской синклинали. Возможно, что эти поднятия и флексуры связаны с разрывами в нижнем структурном этаже. Надо заметить, что как весь комплекс в целом, так и взаимоотношения тектоники юрских и меловых отложений требуют детального изучения. Вопрос этот имеет существенное значение для отнесения комплекса горы Асхи к той или иной геотектонической зоне.

Кутаисская подзона состоит из двух частей. Северная часть (Южная Окриба) почти целиком сложена байосской порфиритовой свитой, а южная — неогеновыми, палеогеновыми и частично меловыми отложениями. В Южной Окрибе в среднеюрских отложениях установ-

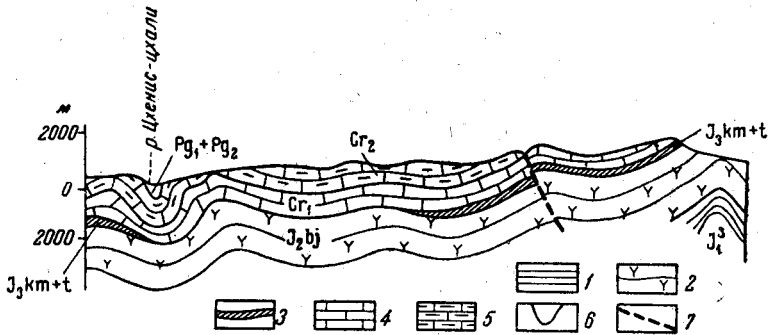


Рис. 49. Геологический разрез подзоны «комплекса горы Асхи» (по Г. Е. Гуджабидзе)

1 — верхний лейас; 2 — байос; 3 — кимеридж—титон; 4 — нижний мел; 5 — верхний мел; 6 — палеоцен—эоцен; 7 — линия взброса

лено несколько брахискладок в основном широтного простирания. Такая тектоника дает основание полагать, что жесткий субстрат здесь залегает близко под байосом, что исключает наличие мощного лейаса, как уже было сказано.

Южная часть подзоны представлена по существу единой крупной моноклиалью с южным падением. В северной полосе, в районе г. Цулукидзе, в меловых отложениях наблюдается несколько покровных складок, а к востоку от г. Кутаиси опять-таки в меловых отложениях развит так называемый краевой надвиг (Джанелидзе, 1940). В этой части подзоны отложения от верхнего эоцена до сармата включительно занимают большую площадь по обе стороны л. Квирилы. На правобережье они залегают субгоризонтально, а на левобережье, где подзона непосредственно примыкает к Аджаро-Триалетской системе и в первую очередь к ее фронтальному надвику, в этих отложениях замечается несколько типичных покровных складок триалетского простирания, по-видимому, образованных давлением надвинутых на север масс. Подтверждением этого является наклон складок на север (Гамкрелидзе, 1949).

К западу Кутаисская подзона постепенно переходит в Колхидскую подзону. На их границе, у сел. Квахчири, непосредственно под мелом скважина вошла в кристаллический субстрат Грузинской глыбы. Это место находится в 30 км западнее самого западного обнажения кристаллических пород Дзирульского массива, что очень важно для выяснения вопроса погружения субстрата глыбы в западном направлении. Отсутствие байоса, хорошо развитого севернее, можно объяснить и послебатским размывом в связи с поднятиями, либо он не отлагался совсем.

Дзирульская зона, как замечает А. И. Джанелидзе (1942), не разъединяет, а соединяет зоны Западного и Восточного погружения, и вместе с тем раскрывает картину строения кристаллического субстрата Грузинской глыбы. Дзирульский массив сложен допалеозойскими и нижнепалеозойскими кристаллическими сланцами, гнейсами и филлитами, каледонскими и герцинскими (а также среднеюрскими) гранитоидами, кварц-порфирами верхнего палеозоя и долейасовыми туффиитами. На всех этих образованиях несогласно залегают конгломераты, песчаники и красные известняки лейаса. Выше снова несогласно следует мощная порфиритовая свита байоса. Мел начинается барремским

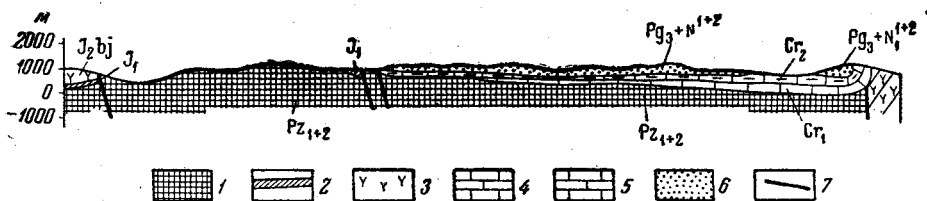


Рис. 50. Геологический разрез Дзирульской зоны (по И. Р. Кахадзе)

1 — кристаллический субстрат Дзирульского массива; 2 — лейас; 3 — байос; 4 — нижний мел; 5 — верхний мел; 6 — олигоцен, нижний и средний миоцен; 7 — линия сброса

ярусом. Наконец, еще выше несогласно залегают олигоцен и неоген (рис. 50).

Тектоника Дзирульской зоны поднятий довольно сложна. Здесь различаются как доюрские, так и домеловые и послемеловые структуры. Более молодые структуры по существу развиваются за счет осложнения разрывами доюрских структур. С юга на север можно различить Молитскую антиклиналь, Горешско-Харагаульскую синклиналь, Кандарские антиклиналь и синклиналь и крупную Квирильскую антиклиналь. Все они имеют северо-восточное простирание.

Перечисленные складки хорошо устанавливаются по юрским и меловым отложениям, а по нижнепалеозойским филлитам из них можно установить только Молитскую и Квирильскую антиклинали и помещенную между ними Горешско-Харагаульскую синклиналь или, вернее, Бжиневскую синклиналь. Эти последние интенсивно сжаты в результате каледонской и герцинской орогении в геосинклинальных условиях. Более молодые наложенные структуры в юрских и меловых отложениях имеют совершенно другой характер. Наилучшим примером является Горешско-Харагаульская синклиналь, зародившаяся в нижне- и среднеюрских отложениях в батскую орофазу и окончательно сформировавшаяся в ларамийскую и триалетскую орофазы, поскольку олигоцен и неоген уже не принимают участия в складчатости. Оси батской и послемеловой синклиналей слегка расходятся в северо-восточной части складки.

Складчатость юры и мела не имеет характера чисто пластической деформации. В этом процессе большую роль играют разрывы, широко развитые в разных частях складки, особенно в крыльях. Этим объясняется почти плоское дно Горешско-Харагаульской синклинали и крутые крылья, иногда вертикальные и даже опрокинутые, что всегда, без исключений, связано с крупными надвигами. Так, например, юго-восточное крыло синклинали разорвано послемеловым надвигом Молитской антиклинали. Юрские отложения северо-западного крыла в ряде случаев тоже опрокинуты в результате домелового надвига. В этой

части синклинали вообще наблюдается несколько домеловых и послемеловых надвигов.

Описанное соотношение складок и разрывов придает синклиналям грабенообразный, а антиклиналям — горстообразный характер.

Все складки Дзирульского массива (юрские и послемеловые) к югу, не доходя до Аджаро-Триалетской системы, быстро погружаются и затухают, за исключением Горешско-Харагоульской синклинали. Последняя в этом направлении вместе с погружением выполаживается, и на левобережье р. Чхеримела переходит в синклиналь широтного простирания, хорошо выраженную в юрских, меловых и неогеновых отложениях. Эта широтная синклиналь прослеживается как к югу от Молитской антиклинали, так и значительно западнее. По мощностям и фациям верхнего мела она занимает промежуточное положение между Грузинской глыбой и Аджаро-Триалетской системой. Южное ее крыло разорвано фронтальным надвигом Аджаро-Триалетской системы.

В северном направлении складки Дзирульской зоны воздымаются и на границе с системой Южного склона прерываются. Меловые отложения здесь образуют поднимающиеся к северу флексуры (Кахадзе, 140). Эти явления, по-видимому, обусловлены глубинными разломами.

Зона Восточного погружения (молассовая) почти целиком сложена мощными мио-плиоценовыми молассовыми отложениями. Некоторые исследователи (Варенцов, 1950) считают ее геосинклиналью и под неогеновыми отложениями предполагают наличие мощного палеогена, мела и юры. П. Д. Гамкрелидзе (1953) детально разобрал этот вопрос и доказал принадлежность района к Грузинской глыбе, что подтвердилось скважиной, заданной на Тирифонской равнине, и геофизическими наблюдениями (Булейшвили, 1960).

Следует отметить, что строение субстрата моласс не одинаково во всей зоне. Северная половина зоны в течение нижней и средней юры составляла единый бассейн с Жинвальско-Гомборской подзоной системы Южного склона. Это видно из того, что складки порфиритовой свиты в районе г. Цхинвали погружаются под молассы и должны продолжаться под ними на восток. Порфиритовая свита и сланцы лейаса обнажены, кроме того, в ряде мест вдоль южной границы Жинвальско-Гомборской подзоны. Под лейасом, вероятно, залегает глубоко погруженный кристаллический субстрат. После батской орофазы эта область превращается в часть зоны кордильер, в которой отлагаются карбонатные маломощные отложения верхней юры (Аранисский массив и др.) и мела (Ксанские выходы), частично же была вовлечена в погружение флишевой геосинклинали (Цив-Гомборский хребет). В южной половине зоны лейас отсутствует, на кристаллическом основании залегает порфиритовая свита, а выше с большим перерывом — маломощный мел.

Как и следовало ожидать, в палеоцене и эоцене море занимало северную и южную периферии зоны, прилегающие к складчатым системам, а центральная, большая часть испытала поднятие и размыв, питая терригенным (включая граниты) материалом геосинклинали. В олигоцене на этих перифериях образовались два предгорных прогиба, которые в миоцене и плиоцене в результате погружения центральной части объединялись в виде единого межгорного прогиба колоссальной мощности (не менее 3 км) молассаами, сносившимися с интенсивно размывавшихся складчатых систем — в основном с Большого Кавказа и частично с Аджаро-Триалетии.

Мухранско-Тирифонская подзона сложена целиком неогеновыми и четвертичными отложениями. Под ними на Тирифонской равнине на глубине 2391 м скважиной вскрыт полный разрез мела (от сенона до валанжина) общей мощностью 355 м и по существу в тех же фациях,

что и на восточной периферии Дзирульского массива. В альбе и сеномане присутствует вулканогенный материал, возможно, первичного происхождения. Мел налегает на порфиритовую свиту байоса, вскрытую лишь частично (300 м).

Подзона представляет собой одну большую и пологую синклиналичную межгорную впадину, крылья которой имеют различные структуры. Южное крыло является довольно простой моноклиной, а северное сложено в складки и осложнено разрывами благодаря надвигу флиша с севера. Здесь в мио-плиоценовых конгломератах различается несколько узких изоклиналичных антиклиналей общекавказского простиранья, опрокинутых к югу, и широких синклиналей (Булейшвили,

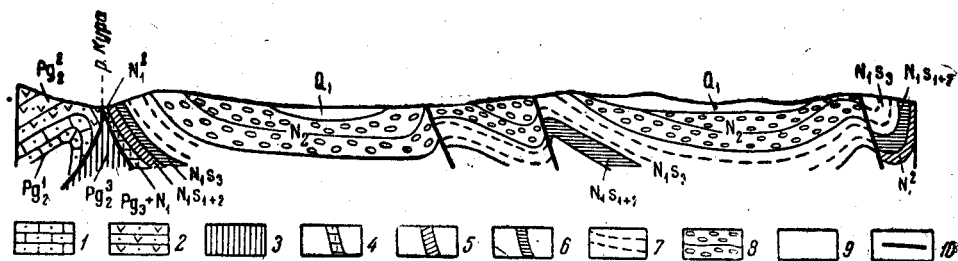


Рис. 51. Геологический разрез Мухранско-Тирифонской подзоны по меридиану сел. Мцхета (по Д. А. Булейшвили)

1 — нижний эоцен; 2 — средний эоцен; 3 — верхний эоцен; 4 — олигоцен—нижний миоцен; 5 — средний миоцен; 6 — нижний и средний сармат; 7 — верхний сармат; 8 — плиоцен; 9 — нижнечетвертичные отложения; 10 — линии надвигов и взбросов

1960). Кроме того, установлено два надвига значительной амплитуды, направленных к югу (рис. 51).

Мухранско-Тирифонская подзона к востоку от р. Арагви быстро суживается. На этом отрезке складчатые системы Южного склона и Аджаро-Триалетская максимально сближены, и благодаря встречному движению их масс при преобладающем давлении со стороны системы Южного склона мощные мио-плиоценовые отложения подзоны смяты в изоклиналичные, опрокинутые на юг и надвинутые складки. В полосе селений Мцхета — Норю по этой же причине наблюдаются вертикальные падения мио-плиоценовых конгломератов, надвигание и в некоторых случаях опрокидывание.

Все эти явления происходят в молассовой покрывке складки, и надвиги, по-видимому, не продолжают в глубине.

Гаре-Кахетинская подзона является непосредственным продолжением к востоку Мухранско-Тирифонской подзоны и условная граница между ними проходит в долине р. Иори. Молассовая зона к востоку от этой линии (от сел. Сагареджо) вновь расширяется и занимает всю платообразную возвышенность междуречья Алазани и Куры, т. е. всю Внешнюю Кахетию, включая Ширакскую и Эльдарскую степи. Еще восточнее, в Азербайджане, сильно суживаясь, эта подзона тянется до р. Гордыманчая.

Описываемая подзона тоже в основном сложена мио-плиоценовыми молассами и четвертичными отложениями, но в ядрах некоторых антиклиналей выступают олигоценые глины майкопа. Этот факт указывает на широкое развитие олигоцена, под которым, однако, трудно предполагать наличие мощного мезозоя геосинклиналичного типа.

Для подзоны характерны узкие, опрокинутые на юг и часто надвинутые антиклинали, кулисообразно расположенные несколькими

рядами общекавказского простирания, и замкнутые чашеобразные синклинали. Общий тип складчатости покровный.

Молассовая зона детально изучена Д. А. Булейшвили (1960). По его данным, в скважинах устанавливается укрупнение и затухание или заметное выполаживание некоторых складок на глубине в майкопских глинах. Это же подтверждается и геофизическими данными. Поэтому возможно, что количество складок заметно уменьшается под олигоценом. Все это говорит о покровной складчатости. Явно видно смятие осадочного покрова на пластичных глинах олигоцена и выжимание последних из антиклиналей. Такая природа складчатости хорошо устанавливается и в Азербайджанской части подзоны.

Аджаро-Триалетская складчатая система

Аджаро-Триалетская складчатая система является наиболее резко очерченной геотектонической единицей в Грузии. Она вытянута в широтном направлении в виде сложной цепи хребтов между юго-восточным побережьем Черного моря и долиной р. Иори и разделена Боржомским ущельем р. Куры на два почти равных отрезка (Триалетский и Аджаро-Имеретинский хребты).

Северная граница системы, ясно выраженная в природе, уже была описана нами. Южная граница с Артвинско-Болнисской глыбой не имеет такого четкого выражения. К западу от Арсианского хребта эта граница выходит за пределы Грузии и о ней мы ничего не можем сказать. В районе Арсианского и Эрушетского хребтов южная граница системы скрыта под молодыми лавами, но еще восточнее, в долине р. Куры, у сел. Хертвиси, она уже видна в виде интенсивно сжатой и опрокинутой на юг антиклинали, сложенной верхним эоценом и отложениями кисатибской свиты. Южнее сел. Хертвиси складчатость заметно ослабевает и почти затухает (рис. 52).

Проведение границы облегчается и тем, что к югу от сел. Хертвиси в окрестностях сел. Накалакеви на поверхности и в скважинах устанавливается непосредственное налегание кисатибской свиты на верхнемеловые известняки, между тем как севернее сел. Хертвиси этот интервал заполнен мощными отложениями палеоцена и эоцена в аджаро-триалетских фациях. Это явление наблюдается и значительно восточнее, что дает нам право провести границу в южном крыле указанной антиклинали.

Восточнее граница проходит под лавами цалкско-ахалкалакской свиты по направлению к горе Гобарети и прощупывается лишь в районе сел. Тетрицкаро на Беденском хребте и в долине р. Алгети. На южном склоне Беденского хребта в верховьях р. Клдеиси под долеритами обнажается гипсометрически наиболее высокая часть Храмского массива, а примерно в 1 км на восток, в ущельях правых притоков р. Алгети под теми же долеритами вскрыты верхнемеловые и палеогеновые отложения аджаро-триалетских фаций, надвинутые на север. Без сомнения, граница здесь проходит под долеритовыми потоками Беденского хребта.

В долине р. Алгети эта граница уже хорошо устанавливается в южном опрокинутом крыле Телетской антиклинали. К югу от нее замечается быстрое сокращение мощности палеогена и уменьшение интенсивности складчатости. К полосе границы в долине р. Алгети приурочены дацитовые туфобрекчии палеоцена. Упомянутое высокое гипсометрическое положение Храмского массива относительно палеогеновых отложений определенно указывает, что границей складчатой системы

является разрыв, приподнявший Храмский массив. По нашим представлениям, этот разрыв является омоложенным глубинным разломом.

Еще восточнее южная граница Аджаро-Триалетской складчатой системы должна проходить вдоль северного края Кумисской депрессии и к северу от возвышенности Яглуджа.

Западнее продолжение Аджаро-Триалетской складчатой системы частично погружено в южной части Черного моря, а частично проходит в Понтийских горах. На востоке система заканчивается в долине р. Иори. Здесь хорошо видно облекание неогеновыми складками Гаре-Кахетинской подзоны относительно консолидированных складок описываемой системы.

Аджаро-Триалетский геосинклинальный трог, по-видимому, зародился в апте—альбе и максимального развития достиг в среднем эоцене. Он на наш взгляд является наложенной на Закавказскую плиту геосинклиналью, и строение ее субстрата, по-видимому, похоже на строение Дзирульского и Храмского массивов. Зарождение геосинклинали связано с глубинными разломами, а не с простым прогибанием субстрата. Наличие глубинных разломов подтверждается резким возрастанием мощностей палеогеновых отложений в геосинклинали по сравнению с мощностями на глыбах. Кроме того, наличие этих разломов вытекает из самого расположения складок внутри системы — косо по отношению к ее осевой линии, что можно объяснить продольным относительным перемещением смежных жестких глыб при общем сжатии геосинклинали.

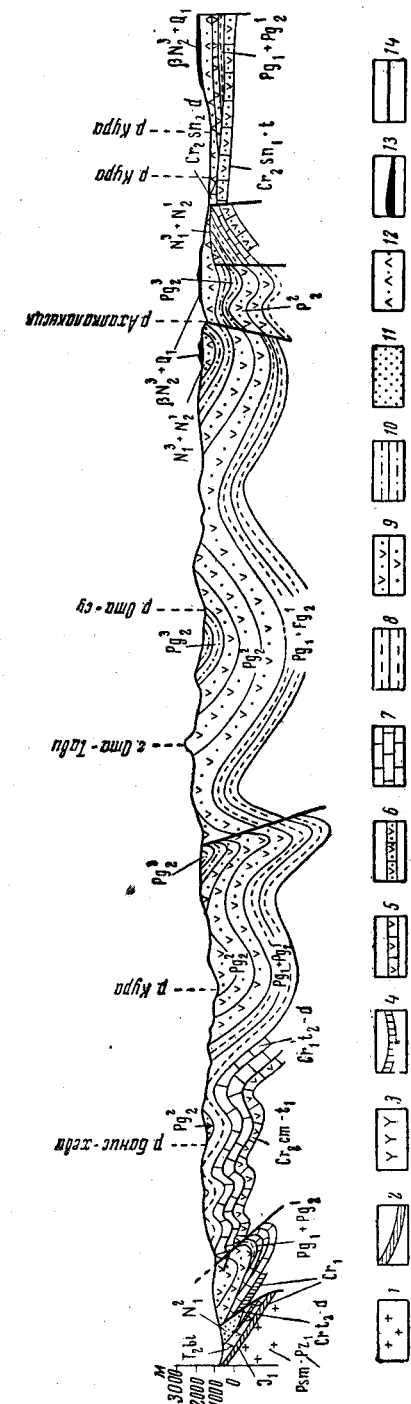


Рис. 52. Геологический разрез по меридиану сел. Хертвиси (по Гр. Гуджабидзе)

1 — кристаллические породы Дзирульского массива; 2 — лесс; 3 — байос; 4 — нижний мел; 5 — сеноман—нижний турон; 6 — турон—нижний сanton; 7 — верхний мел (в северной части от верхнего турона до датского яруса, а в южной от верхнего сantonа до датского яруса); 8 — палеоцен—нижний эоцен; 9 — средний эоцен; 10 — верхний эоцен; 11 — средний миоцен; 12 — сармат—нижний плиоцен; 13 — долерита верхнего плиоцена и нижнечетвертичные; 14 — сбросы, взбросы и надвиги

Система в целом веерообразным строением напоминает небольшой ороген с двухсторонним опрокидыванием складок (рис. 53). Опрокидывание к северу сильнее, по-видимому, в результате более низкого

положения Грузинской глыбы относительно Артвинско-Болнисской. Установлен ряд складок близширотного (восточно-северо-восточного) простирания, в большинстве своем сильно сжатых. Складки, как было отмечено, обычно расположены косо по отношению к системе и к ее границам (см. рис. 42). Подобное косое расположение складок и некоторых крупных надвигов позволяет подразделить систему на северную, центральную и южную зоны.

Северная зона охватывает северо-западную часть системы. От центральной зоны с востока она отделена надвигом, проходящим в северном крыле Сацхенинской антиклинали, а с запада — условной линией, проводимой в этом же крыле на продолжении надвига до г. Батуми. Северная граница (с Грузинской глыбой) уже известна, а западной границей является Черное море. Таким образом, зона имеет

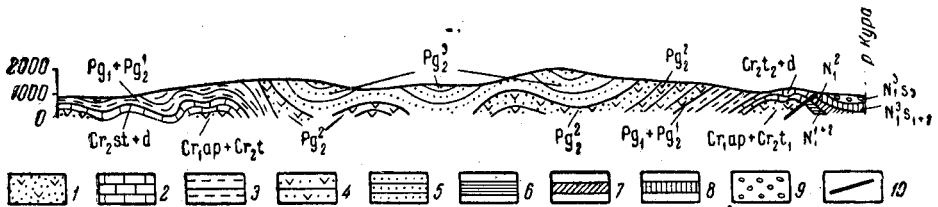


Рис. 53. Геологический разрез Аджаро-Триалетской складчатой системы по меридиану сел. Дзегви (по П. Д. Гамкрелидзе)

1 — нижний сенон, турон, сеноман, альб и апт; 2 — верхний мел; 3 — палеоцен и нижний эоцен; 4 — средний эоцен; 5 — верхний эоцен; 6 — нижний миоцен; 7 — средний миоцен; 8 — средний и нижний сармат; 9 — верхний сармат; 10 — линия надвига

треугольное очертание с вершиной у г. Гори и основанием у Черного моря.

Зона сложена верхнемеловыми известняками, палеоценово-нижнеэоценовым терригенным флишем, среднеэоценовой вулканогенной толщей, верхнеэоценовыми биотитовыми туфобрекчиями и фораминиферовыми мергелями, олигоценово-нижнемиоценовой майкопской серией и терригенными толщами миоцена и плиоцена.

По особенностям тектонического строения и истории развития зона подразделяется на Чаквско-Саирмскую (на юге) и Гурийскую (на севере) подзоны.

Чаквско-Саирмская подзона в западной, большей части сложена среднеэоценовой вулканогенной толщей, а в строении восточной части наряду с последней участвуют также верхнемеловые вулканогенные и карбонатные отложения (между сел. Карели и горой Горисджвари) и верхнеэоценовые и олигоценовые песчано-глинистые отложения. Именно здесь обнажаются древнейшие (аптские) отложения Аджаро-Триалетской системы.

В подзоне имеется несколько крупных опрокинутых на север складок линейного распространения. Наибольшего внимания заслуживает Саирмская антиклиналь, которая вместе с Какисхидской синклиналью, расположенной к северу от нее, зарождалась близ края Грузинской глыбы и переходит к западу во внутренние части подзоны, достигая Черного моря.

Гурийская подзона в западной части охватывает всю Гурийскую депрессию, а в восточной узкой полосой тянется от сел. Чохатаури до сел. Квалити. В пределах Гурийской депрессии подзона сложена в основном терригенными отложениями олигоцена, миоцена и плиоцена, а в восточной части — терригенно-вулканогенными толщами среднего и верхнего эоцена. В районе сел. Сулори подзона разделяется надви-

гом на собственно Гурийскую депрессию и полосу Сулори — Маяковский.

Судя по тектоническому строению и истории развития описываемая подзона занимает промежуточное положение между Аджаро-Триалетской системой и Грузинской глыбой. С олигоцена подзона тесно связывается с глыбой, но сохраняет вместе с тем и некоторые отличные черты. До олигоцена она являлась непосредственной частью Аджаро-Триалетской геосинклинали, но в палеоцене и эоцене она уже не подверглась такому интенсивному погружению, как центральная часть геосинклинали. Поэтому здесь почти отсутствуют флишевые отложения палеоцена — нижнего эоцена, вулканогенная толща среднего эоцена имеет сравнительно небольшую мощность, а фации верхнего эоцена являются переходными к фациям глыбы. Малая мощность палеогена обуславливает своеобразие тектоники. Подзона довольно интенсивно дислоцирована, но здесь нет выдержанных по простиранию складок, хотя некоторые из них опрокинуты и надвинуты на север (Самеба-Накубарская и Ланчхутская антиклинали). Подзона в целом является крупным и сложным синклиналием, погружающимся к западу.

Основной структурой Гурийской подзоны и, вообще, всей Аджаро-Триалетской системы является крупный надвиг, проходящий по северной границе последней между селениями Сурами и Дапнара (Сурамско-Гокишурский фронтальный надвиг; Гамкрелидзе, 1949). От сел. Сурами до сел. Хидари хорошо виден надвиг верхнего мела Аджаро-Триалетской системы на средний миоцен, а западнее — надвиг среднего эоцена (и спорадически верхнего мела) на верхний эоцен, олигоцен и миоцен Грузинской глыбы. Надвиг прекрасно выражен и геоморфологически. Падение плоскости надвига колеблется от 60° до $10-5^\circ$, а горизонтальная амплитуда достигает $\frac{1}{3}$ км. Под надвигом должен скрываться глубинный разлом, разделяющий геосинклиналь и глыбу. Без этого разлома трудно объяснить резкие изменения фаций и мощностей отложений, наблюдаемые по обе стороны линии соприкосновения складчатой системы и глыбы, и выпадение целых свит и разрезов на Грузинской глыбе.

К западу от сел. Дапнара линия надвига скрыта под мощным аллювием, но морфологические признаки и сопоставление геологических разрезов Колхидской подзоны и Аджаро-Имеретинского хребта подсказывают, что надвиг должен продолжаться до Черного моря, разграничивая Колхидскую и Гурийскую подзоны.

К югу от сел. Чохатаури установлен еще один надвиг, начинающийся в районе сел. Вани в северном крыле Сулорской синклинали. Затем к западу линия надвига раздваивается. Северная ветвь направляется на северо-запад, пересекает всю подзону и, по всей видимости, соединяется с линией фронтального надвига. Именно эта ветвь отделяет Гурийскую депрессию от полосы Сулори — Маяковский. Движение масс направлено на север, отчего средний эоцен надвинут на верхний.

Центральная зона является главной частью Аджаро-Триалетской системы. Раньше она испытала максимальное погружение, а в настоящее время поднята и дислоцирована интенсивнее других зон.

Северная граница зоны, описанная выше, как мы уже видели, четко выражена, чего нельзя сказать о южной границе в целом. В восточной части южная граница проходит по так называемому Дзевги-Кавтисхевскому, или Сасхорскому надвигу, с перемещением масс на север. Западнее она проводится в южном крыле синклинали, находящейся к северу от Арджеванского хребта в долине р. Тедзами, где

также проходит надвиг, а еще западнее — вдоль северного крыла Ахалцихского синклинория, протягивается в Аджарию чуть к северу от сел. Горджоми, пересекает р. Аджарис-цкали у сел. Кеда и выходит в пределы Турции.

Для описываемой зоны характерна максимальная мощность палеоценово-нижнеэоценового флиша и верхнемеловых известняков. В восточной части зоны они выступают на поверхности, а в западной части (в Аджарии) погружаются под вулканогенную толщу среднего эоцена.

По геологическому строению зона делится на две неравные подзоны: Кавтисхевскую и Абастуманско-Бошурскую.

Кавтисхевская подзона занимает северо-восточную часть зоны на правобережье р. Куры между г. Гори и сел. Дзегви и сложена в основном песчано-глинистыми отложениями верхнего эоцена и олигоцена — нижнего миоцена. Подзона граничит непосредственно с Грузинской глыбой, на которой отмеченные отложения продолжают в резко сокращенных мощностях. С другой стороны, молассы этой части Грузинской глыбы, мощность которых исчисляется километрами, совсем неизвестны в описываемой подзоне. Складки, развитые в подзоне, в восточном направлении приходят в притык с Грузинской глыбой или же прилегают к ее южному краю и тянутся на восток на несколько километров.

В подзоне имеются две крупные антиклинали, опрокинутые на север, — Сацхенисская и Атенская и две синклинали — Ведиско-Хидиставская и Ховлейская. Эти складки продолжают на запад в Абастуманско-Бошурской подзоне, где их оси быстро воздымаются и поэтому в их строении верхний эоцен и олигоцен уже не участвуют. По этому признаку Кавтисхевскую подзону, естественно, следует считать погруженной восточной частью Центральной зоны.

Абастуманско-Бошурская подзона занимает наибольшую площадь в Аджаро-Триалетской системе. К западу она продолжается далеко за пределы Грузии. Имея широтное простирание в восточной части, западнее сел. Горджоми она отклоняется на юго-запад и переходит в Понтийские горы.

В основных чертах ее тектоническое строение уже было охарактеризовано. Следует лишь добавить, что складки этой подзоны являются наиболее выдержанными по простиранию и относятся к линейному типу. Это такие крупные структуры, как Сацхенисская, Боржомско-Абастуманская, Либанско-Ацкурская и Атенская антиклинали и Гвиргвина-Баратхевские и Цеми-Двирская синклинали. Сацхенисская антиклиналь, например, может быть прослежена от ст. Каспи до Кобулетского хребта, откуда она в юго-западном направлении продолжается на территорию Турции.

Следует подчеркнуть кручение складок в Аджаро-Триалетской складчатой системе (Гамкрелидзе, 1949). В восточной части системы складки этой зоны и частично также южной зоны расположены кулисообразно у края Грузинской глыбы и опрокинуты на север. В средней части системы они становятся веерообразными или сундучными, в западной же части опрокинуты на юг.

Для описываемой подзоны, так же как и, вообще, для всей системы важной структурой является Дзегви-Кавтисхевский надвиг, установленный в полосе селений Дзегви, Сасхори, Кавтисхеви и Борцвана. Везде хорошо видно надвигание с юга различных свит верхнего мела на средний эоцен и более молодые отложения. К сожалению, горизонтальная амплитуда надвига не выяснена; предполагается, что она равняется нескольким километрам.

Кроме этого надвига, здесь установлено наличие взбросов меньшей амплитуды и менее выдержанных, в которых, как правило, движение происходит на север.

Южная зона по существу уже очерчена, поскольку мы коснулись южной границы всей системы и южной границы Центральной зоны. Южная зона тоже сложена в основном вулканогенными и флишевыми отложениями мела и палеогена громадной мощности. В отличие от других зон здесь следует отметить быстрое уменьшение мощности среднеэоценовой вулканогенной толщи в восточном направлении и такое же быстрое возрастание мощности верхнего эоцена и олигоцена. Например, в окрестностях г. Тбилиси и в южном крыле Телетской антиклинали мощность среднего эоцена едва достигает 500—600 м (вместо 4000—5000 м в Аджарии), но мощность верхнего эоцена составляет 2300 м, а мощность олигоцена восточнее г. Тбилиси превосходит 2500 м.

По особенностям тектонического строения южную зону можно разделить на три подзоны. В восточной части (восточнее г. Тбилиси) выделяется слабо складчатая Сартическая подзона. Четко выделяется также подзона Ахалцихской депрессии. Остальную, несравненно более обширную часть мы выделяем как Аспиндза-Манглисскую подзону.

Ахалцихская подзона представляет собой и морфологическую и тектоническую депрессию. Она целиком сложена вулканогенными и песчано-глинистыми отложениями среднего и верхнего эоцена и олигоцена. Обращают на себя внимание две фации верхнего эоцена: вулканогенная (адигенская свита) и терригенная, а также богатство ископаемой фауны этих последних и олигоценовых отложений.

В структурном отношении Ахалцихская депрессия является синклинорием. Последний к западу выходит за пределы Ахалцихской депрессии и в виде суженной полосы продолжается в Аджарии. Синклинорий в течение миоцена и плиоцена был занят большим озером, заполнившимся продуктами вулканических извержений и разрушения окружающих возвышенностей (годердзская свита). Несмотря на то что в течение четвертичного периода депрессия поднималась, о чем свидетельствуют речные террасы, она все-таки остается депрессией. Это обусловлено как общим тектоническим строением, так и интенсивной эрозионной деятельностью р. Куры и ее притоков рек Поцхови и Кваблиани.

Ахалцихский синклинорий имеет миндалевидное очертание. В расширенной центральной его части имеется несколько интенсивно сжатых складок. Таковы дугообразно выгнутая к югу Ахалцихе-Адигенская антиклиналь, Цнисская и другие менее крупные антиклинали, синклинали Свири-Плате, Марда и др. В ядрах Ахалцихе-Адигенской и Цнисской антиклиналей обнажается среднеэоценовая вулканогенная толща, что указывает на широкое развитие последней во всей депрессии. Установленные здесь складки не выходят за пределы депрессии, кроме Тори-Тадзрисской синклинали, они прослеживаются на восток до сел. Тори.

Следует отметить, что вообще все складки расширяются в центральной части депрессии и, за немногим исключением, как и складки расположенной севернее Центральной зоны, опрокинуты на юг и в некоторых случаях разорваны взбросами того же направления (Валейские взбросы). Интенсивнее опрокинуто северное крыло синклинория в полосе селений Каратубани — Свиру.

Некоторые исследователи допускают наличие стабильного субстрата под Ахалцихской депрессией, и упомянутые складки считают покровными (эжективными, гребневидными) (Кахадзе, 1947). Однако большие мощности отложений их фации и интенсивное сжатие всей

депрессии говорят скорее в пользу лабильности подзоны. Здесь нет ни одной складки, хотя бы отдаленно напоминающей гребневидную складчатость. Синклинали и антиклинали сжаты в одинаковой степени или же в ряде случаев синклинали уже антиклиналей.

Складки, установленные в Ахалцихской подзоне, кроме одной или двух, мельче других складок системы, и если мы и задерживаем внимание на них, то это объясняется лучшей изученностью подзоны по сравнению с другими подзонами системы. Аналогичные складки развиты в довольно большом количестве во всех зонах и подзонах, но на тектонических картах отмечается лишь их незначительная часть.

Аспиндза-Манглисская подзона равна по площади Абастуманско-Бошурской подзоне. К востоку она достигает долины р. Иори, а к западу через Шавшетский хребет выходит за пределы Грузии. В этой подзоне установлено несколько крупных складок, длина которых измеряется десятками километров. В северной части подзоны это Норио-Мцхетская антиклиналь, прослеживающаяся от долины р. Иори до долины р. Тана. Западнее она замещается Сабадурской антиклиналью, примыкающей с юга к Ахалцихской депрессии. Отсюда она прослеживается в долину р. Куры у сел. Рустави и западнее, через гору Агута, переходит в долину р. Поцхови и дальше в Турцию. Восточная часть антиклинали (район Норио — Мцхета) опрокинута на север, особенно в районе Мцхета, где она также разорвана и надвинута в том же направлении. Здесь складка прилегает непосредственно к Грузинской глыбе. Западнее антиклиналь перемещается во внутреннюю часть системы и в долине р. Тана принимает веерообразный вид. Замещающая ее Сабадурская антиклиналь сначала, до долины р. Куры, опрокинута на север, а западнее р. Куры — на юг. С этой антиклиналью сопряжена Хевдзмарская синклиналь, прослеживающаяся к западу почти вдоль всего южного склона Триалетского хребта.

Структурой такого же порядка являются Лисская антиклиналь и замещающая ее к западу антиклиналь Санадиро. Последняя прослеживается от верховьев р. Алгети до сел. Реха, а западнее скрывается под лавовыми потоками вулкана Тавкветила. С этой антиклиналью на всем ее протяжении сопряжена Сабурталинская синклиналь. По направлению к сел. Реха обе складки воздымаются и опрокидываются на юг, а в восточном направлении постепенно выполаживаются и затухают в окрестностях г. Тбилиси.

К такой же категории относится Телетская антиклиналь, проходящая вдоль южной границы подзоны. К востоку она быстро погружается и понижается, но не затухает до восточного окончания системы. К западу ось складки воздымается, но антиклиналь заканчивается в долине р. Алгети. Однако тут же близко, почти на ее продолжении, зарождается новая — Беденская антиклиналь, которая в западном направлении проходит по одноименному хребту и вплотную подходит к северной периферии Храмского массива. Характер контакта с массивом не ясен, так как скрыт под Беденским долеритовым потоком. Телетская антиклиналь к западу от сел. Кумиси опрокинута на юг, Беденская же опрокинута и даже взброшена на север, что, по-видимому, обусловлено высоким гипсометрическим положением Храмского массива.

Западнее, в долине р. Куры, у сел. Хертвиси, положение, аналогичное Телетской антиклинале, занимает уже Беденская антиклиналь, по которой проводится южная граница складчатой системы. К сожалению, антиклиналь в обоих направлениях быстро скрывается под молодыми лавами. Не исключено, что на западе она скоро приходит в притык с Артвинско-Болнисской глыбой.

В этой подзоне установлен один крупный разрыв, известный под названием Арджеванского надвига. Он проходит на северном склоне горы Арджевани и к востоку прослеживается до сел. Гостибе. Западнее же горы Арджевани надвиг является северной границей подзоны. Он выводит на поверхность вулканогенные и карбонатные отложения верхнего мела, соприкасающиеся с вулканогенной толщей среднего эоцена и флишем палеоцена — нижнего эоцена. Надвиг направлен на север, как, вообще, это закономерно наблюдается в Аджаро-Триалетской системе.

Сартичальская подзона является восточным окончанием Аджаро-Триалетской подзоны, сложенным терригенными отложениями верхнего эоцена и олигоцена, мощностью до 5000 м. Отложения среднего эоцена, нижнего эоцена — палеоцена и верхнего мела здесь должны иметь значительно сокращенные мощности, так как уменьшение мощностей этих отложений в восточном направлении отмечалось уже в предыдущей подзоне.

Вторым характерным признаком этой подзоны, обусловившим ее выделение, является ее спокойная тектоника. Подзона находится между Хевдзмарской синклинали и Телетской антиклиналью с одной стороны и полосой затухания Лисской антиклинали и Сабурталинской синклинали и долиной р. Иори с другой стороны. Вся эта площадь представляет собой одну крупную моноклинали северного падения. Угол падения с запада на восток уменьшается от 50 до 15—10°. Такое строение говорит о жесткости подзоны, что вызвано, по-видимому, близостью стабильного субстрата. Именно поэтому доверхнеэоценовые отложения здесь не могут иметь большую мощность.

Артвинско-Болнисская глыба

Артвинско-Болнисская глыба охватывает часть территории Малого Кавказа — на западе Артвинский массив в долине р. Чорохи, значительную часть Арсианского хребта, Ардаганский район (все в пределах Турции), все Ахалкалакское нагорье, Абул-Самсарский и Джавахетский (Кечутский) хребты, Храмский и Локский массивы и Марнеульскую равнину.

На территории Грузии граница между описываемой глыбой и Аджаро-Триалетской системой нам уже знакома, со стороны же Севанской складчатой системы, она скрыта молодыми лавами.

Часть Артвинско-Болнисской глыбы, находящаяся на территории Грузии, можно разделить на две, резко различные по геологическому строению зоны. На западе, в Джавахетии, где развиты молодые неогеновые и четвертичные вулканогенные образования, выделяется Джавахетская зона, а на востоке, где развиты меловые и более древние образования, — Болнисская.

Джавахетская зона охватывает площадь развития неогеновых и четвертичных континентальных пирокластических образований и лавовых покровов андезито-дацитового, базальтового и долеритового состава. Между ними и кристаллическим субстратом без сомнения должны находиться верхнемеловые и частично палеогеновые образования в фациях, известных в Болнисской зоне и Аджаро-Триалетской системе, так как синхронные образования этих областей продолжают указанными породами. В последнее время в долине р. Куры были обнаружены небольшие выходы верхнемеловых известняков под кисатибской свитой (район сел. Накалакеви).

Тектоническое строение этой зоны совершенно не изучено, поскольку глубинные структуры здесь перекрыты молодыми вулканоген-

ными образованиями. Можно предполагать, что субстрат здесь имеет строение, аналогичное соседней Болнисской зоне с той разницей, что в Джавахетской зоне он, по-видимому, больше разбит глубинными разломами, обусловившими интенсивную вулканическую активность в неогене и четвертичном периоде.

Местами кисатибская свита образует очень пологие складки. Как пример можно назвать две складки северо-восточного простирания, установленные в долине р. Куры севернее сел. Хертвиси, с падениями крыльев $10-20^\circ$ —Мгелсундская синклиналь и Тмогвская антиклиналь. Эти же складки очень слабо выражены в долеритах цалка-ахалкалакской свиты. В этой свите складки сравнительно лучше выражены к северу от Ахалкалакского плато под перевалом Цхра-царо и восточнее, на северной периферии Храмского массива в сел. Цалке — в обоих случаях на южном склоне Аджаро-Триалетской системы, где насчитывается несколько десятков небольших асимметричных складок, среди которых четко выделяются узкие антиклинальные гряды.

За немногими исключениями, эти складки в вертикальном разрезе не являются непосредственным продолжением складок Аджаро-Триалетской системы. Складчатость определенно имеет покровный характер. Она образовалась в результате дальнейшего сжатия аджаро-триалетских складок, на размытой поверхности которых залегают и лавы.

Как уже было отмечено, Джавахетская зона, по-видимому, разбита глубинными разломами различных направлений, которые устанавливаются по расположению активных эпицентров и центров излияний. Общепризнанным считается наличие меридионального разлома под Абул-Самсарским хребтом, на котором образовалась меридиональная цепь вулканов. Второй разлом такого же направления должен проходить под Джавахетским (Кечутским) хребтом, с которым увязываются излияния неогеновых андезито-дацитов, образование в последних валобразной меридиональной антиклинали и появление на них цепи четвертичных вулканов. Сейсмическая активность этой полосы указывает на то, что разлом все еще живет (Рубинштейн, 1957).

Кроме этих разломов, здесь должны иметься и другие глубинные разломы, изучение которых является задачей ближайшего будущего. Отражением одного из них на поверхности является сброс, установленный К. Н. Паффенгольцем (1949, 1959) в районе оз. Сагамо. Следует сказать еще, что, согласно Н. И. Схиртладзе (1958), ряд лавовых покровов бесспорно принадлежат к трещинному типу излияний. Вообще создается впечатление, что вся Джавахетская зона должна быть расчленена глубинными разломами на более мелкие блоки.

Описываемая зона к югу и юго-западу выходит за пределы Грузии и, по-видимому, занимает большую площадь в Турции, в районе городов Карса и Ардаган.

Болнисская зона охватывает Храмский и Локский массивы и всю площадь между ними и к востоку от них вплоть до Куринской депрессии (рис. 54).

Субстратом зоны являются, в основном, нижнепалеозойские метаморфические и интрузивные породы, на которые несогласно налегают верхнепалеозойские, нижне- и среднеюрские, верхнемеловые и среднеэоценовые разнообразные, большей частью вулканогенные образования. Среди них наибольшим развитием пользуется вулканогенная кварцево-порфириновая свита верхнего мела.

По геологическому строению зона подразделяется на следующие подзоны: 1) Храмского поднятия, 2) Локского поднятия, 3) Тетрицаро-Асуретскую, 4) Маднеульско-Поладаурскую, 5) Дманисско-Сакирскую и 6) Марнеульскую.

На основании вышеизложенного устанавливается в основном горстообразная природа Храмского поднятия.

Тетрицкаро-Асуретская подзона выделяется к востоку от Храмского массива и к югу от Телетского хребта в бассейне р. Алгети. В восточном направлении она постепенно погружается к обширной пойме р. Куры. Южная ее граница с Маднеульско-Поладаурской подзоной условна и проводится на продолжении южного сброса Храмского массива. Линия эта ограничивает с юга распространение палеоценовых отложений.

Как по своему положению и истории развития, так и по тектоническому строению подзона имеет переходный характер от Артвинско-Болнисской глыбы к Аджаро-Триалетской системе. В ее строении участвуют верхнемеловые известняки, флиш и свита дацитовых туфобрекчий палеоцена — нижнего эоцена, тонкослоистая глинисто-мергелистая толща среднего эоцена и глинисто-песчаные отложения верхнего эоцена и олигоцена. Дацитовые туфобрекчии палеоцена, не встречающиеся нигде, кроме этой подзоны, особенно характерны для нее. В ее восточной части, на возвышенности Яглуджа, хорошо представлены глинисто-песчаные отложения среднего миоцена и конгломераты мио-плиоцена. Кроме того, здесь значительную площадь занимает долевритовый поток, спускающийся с Беденского хребта вдоль древней долины р. Храми. К востоку поток уходит под четвертичные отложения. Лавы потока слабо дислоцированы (Адамия, 1960).

Тектоника подзоны несложная. Основными структурами являются крупные синклиналь и антиклиналь, зарождающиеся в южном крыле Телетской антиклинали к юго-западу от сел. Джорджиашвили. К востоку они тянутся довольно далеко, а затем сравнительно быстро погружаются под четвертичные отложения. Синклиналь хорошо выражена также на возвышенности Яглуджа. Обе складки, несмотря на линейное распространение и близость к Аджаро-Триалетской системе, довольно пологие, падения их крыльев не превышают 30° .

Кроме этих главных складок, здесь установлено несколько менее крупных складок в основном широтного простиранья.

Тетрицкаро-Асуретская подзона является восточным продолжением Храмской подзоны, которое в верхнем эоцене было вовлечено в нисходящее движение Аджаро-Триалетской геосинклинали, а с миоцена превратилось в предгорную впадину. В этом отношении описываемая подзона напоминает Мухранско-Тирифонскую (молассовую) подзону Грузинской глыбы.

Маднеульско-Поладаурская подзона занимает центральную часть Болнисской зоны, являясь ее главной структурной единицей. По существу она представляет собой крупную и широко раскрытую синклиналь, помещенную между подзонами Храмского и Локского поднятий. Она почти целиком сложена мощной кислой вулканогенной толщей верхнего мела. В эту эпоху данная часть глыбы быстро и глубоко погружилась. По-видимому, мощные подводные извержения и интенсивное погружение взаимосвязаны.

Подзона осложнена второстепенной складчатостью различного простиранья и небольшой протяженности. В основном все же преобладают складки северо-западного, северо-восточного и широтного простиранья. В восточной части подзоны как будто господствуют широтные складки, в других же частях невозможно установить какую-либо закономерность в простираньях. В ряде случаев здесь встречаются и складки почти меридионального простиранья.

Необходимо отметить, что многие складки прорваны палеогеновыми дацитовыми интрузиями, которые не участвуют в складчатости и не

влиают на нее. Складчатость имела место в основном до среднего эоцена, который налегает на верхний мел с резким угловым и азимутальным несогласием.

Складки, имея небольшую длину, напоминают скорее брахискладки и в ряде случаев даже купола. Кроме того, часто они разбиты дизъюнктивными дислокациями небольшого масштаба, не показывающими никакой закономерности в распространении и простирациях. Многие разрывы, вероятно, остаются просто незамеченными в однообразной толще верхнего мела.

Подзона отделена от подзоны Локского поднятия надвигом относительно крупного масштаба, проходящим в подошве сеноманских отложений в северном крыле Локского поднятия. Движение направлено на юг, вызывая часто опрокидывание слоев.

К востоку Маднеульско-Поладаурская подзона постепенно погружается и покрывается мощным четвертичным покровом в Куринской депрессии.

Марнеульская подзона погружения на западе начинается у сел. Арухло в долине р. Храми и охватывает низовья этой реки и значительную часть Куринской депрессии ниже г. Рустави. Непосредственно в Марнеульском районе на поверхности развиты мощные четвертичные отложения, под которыми скважиной вскрыт долеритовый поток. Еще глубже без сомнения должна присутствовать вулканогенная свита верхнего мела, а восточнее, уже в Куринской депрессии, по-видимому, между четвертичными отложениями и верхним мелом залегают неогеновые и, возможно также олигоценые отложения, аналогичные таковым Гаре-Кахетинской подзоны. По существу Марнеульская подзона является западным окончанием Куринской депрессии и повторяет историю развития последней. О тектонике подзоны ничего нельзя сказать из-за мощного четвертичного покрова.

Подзона Локского поднятия выражена в виде крупного антиклинального поднятия, сложенного гранитоидами и сильно метаморфизованными филлитами нижнего палеозоя, терригенными отложениями лейаса и порфиритовой свитой байоса. Локская антиклиналь хорошо выражена геологически. Изю всех складок широтного простираения она является наиболее выдержанной в Болнисской зоне. Антиклинальная асимметричная структура ее устанавливается не только в юрских отложениях, но и в нижнепалеозойских филлитах. Юрские и частично меловые отложения северного крыла падают почти вертикально, тогда как в южном крыле угол падения юрских отложений не превышает 40°. К западу в долине р. Мошевани и к востоку в долине р. Гюль-Магомет-чай складка погружается быстро. В восточной части в нее внедрена интрузия батских гранитоидов.

В южном крыле антиклинали широким развитием пользуется мощная порфиритовая свита байоса, в которой отмечается четыре пары широтных складок, воздымающихся в западном направлении. К востоку они довольно быстро погружаются и скрываются под меловыми отложениями. Эти складки не имеют покровного характера и сильно отличаются от брахискладок, развитых в меловых отложениях. Это обстоятельство позволяет ставить вопрос об отделении данной подзоны от Артвинско-Болнисской глыбы и об отнесении ее к Кировабадско-Карабахской зоне. В таком случае южная граница глыбы здесь пройдет в северном крыле Локской антиклинали, вдоль надвига сеномана.

Из названных складок наиболее выдержанной является антиклиналь, проходящая к югу от сел. Ах-керпи через сел. Чанахчи. По существу она находится уже за пределами собственно Локской антиклинали.

Между этими двумя антиклиналями, в верховьях р. Гюль-Магомет-чай, устанавливается довольно интенсивно сжатая синклиналь. На все эти складки с резким угловым несогласием налегает средний эоцен. По-видимому, Кировабадско-Карабахская зона, которая в течение нижней и средней юры являлась северной частью глубоко погруженной Антикавказской геосинклинали, до среднего эоцена испытала в определенной степени консолидацию.

Дманисско-Сакирская подзона довольно резко отличается от остальных подзон своим геологическим строением. Она является крупной моноклиной среднеэоценовых вулканогенных отложений, падающей на юго-запад. Под этой моноклиной скрываются подзона Локского поднятия целиком и значительная юго-западная часть Маднеульско-Поладаурской подзоны. Средний эоцен данной подзоны непосредственно увязывается со средним эоценом Севанской геосинклинали, где подобно Аджаро-Триалетской геосинклинали подводные извержения происходили с еще большей интенсивностью. По-видимому, эта часть Артвинско-Болнисской глыбы в среднем эоцене была вовлечена в движения Севанской геосинклинали, чем и обусловлено развитие одинаковых мощных вулканогенных фаций в обоих этих регионах.

Значительная юго-восточная часть Дманисско-Сакирской подзоны переходит на территорию Армении, а в северо-западном направлении она скрывается под долеритовыми лавами верхнеплиоценово-среднечетвертичного возраста в восточной части Джавахетской зоны.

НЕКОТОРЫЕ «АНОМАЛИИ» ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИИ

При рассмотрении Гагрско-Джавской зоны мы отмечали, что несмотря на преобладающее движение масс (опрокидывание складок и перемещение надвигов и взбросов) к югу в ряде мест наблюдаются и движения противоположного направления, в частности взбросы значительной амплитуды. На этот вопрос впервые внимание обратил И. Г. Кузнецов (1933) в Верхней Раче и А. И. Джанелидзе (1940) в Окрибе и Раче. Прежде чем объяснить это явление, следует ознакомиться с фактическим материалом, в частности выяснить вопрос местоположения этих взбросов, их распространения и связи с другими структурами.

Начнем с Абхазии. Здесь взбросы, направленные на север, установлены в районе Келасурской интрузии — один в долине р. Келасури, а второй несколько севернее, в долинах притоков р. Кодори рек Чхалта и Амтхели. Оба взброса приурочены к южным крыльям синклиналей и явно моложе эоцена. Заметим попутно, что Келасурский интрузив внедрен большей своей частью в синклиналь.

Вторым районом развития аналогичных взбросов является район Ткварчельского каменноугольного месторождения и Лараквакский взброс в долине р. Ингури в Верхней Сванетии. Здесь взбросы приурочены опять-таки к южным крыльям синклиналей и рвут нижний мел.

Такие же взбросы установлены и в Раче. Это Амбролаурский, Поцхревский, Хихатский, Чордский и Телнарский взбросы, рвущие южные крылья синклиналей. Здесь их возраст явно постсарматский, поскольку в ряде случаев сармат тоже участвует в структурах.

Кроме перечисленных районов, аналогичные взбросы и надвиги встречаются и в других районах, но меньшего масштаба, и поэтому на них можно не задерживаться. К этой же категории относится и Южно-Окрибский краевой надвиг (и некоторые взбросы, установленные

А. И. Джанелидзе, 1940), возраст которого четвертичный или, по крайней мере, верхнеплиоценовый. На самой Грузинской глыбе взбросы этой категории развиты на южной периферии Дзирульского массива (на левобережье р. Чхеримела), и их образование целиком обусловлено надвигом Аджаро-Триалетской системы.

Таким образом, во всех случаях взбросы северного направления приурочены к южным крыльям синклиналей. Выясняется также, что возраст взбросов по отложениям колеблется от мела до плиоцена. Действительное же колебание их возрастных пределов должно быть, по-видимому, не древнее нижнего миоцена и увязывается с сильнейшими послеолигоценовыми орофазам. Это соображение подтверждается также данными, согласно которым складки образовались раньше этих взбросов. Устанавливается также увеличение амплитуды взбросов к западу в пределах Рачи и Юго-Осетии (долина р. Джджори). Здесь же, в районе селений Корта и Паракети, наблюдается опрокидывание к северу постсарматских складок (Джанелидзе, 1940), что еще раз подтверждает постсарматский возраст взбросов.

Из приведенных примеров становится ясно, что дислокации с северным направлением движения не могут быть увязаны с движениями складчатой системы Большого Кавказа, для которой характерно движение масс к югу. С другой стороны, движения, ориентированные на север, сильно выражены в Аджаро-Триалетской системе. Совершенно естественно увязывать все разрывы с перемещением масс на север с напряжениями Аджаро-Триалетской системы. Но теперь возникает вопрос, почему эти антикавказские движения проникают так далеко внутрь складчатой системы Южного склона после сармата и почему это не происходило раньше в таком большом масштабе.

Раньше, по-видимому, влияние этих напряжений в области Большого Кавказа не проявлялось потому, что, во-первых, они были слабее и, во-вторых, потому, что еще не существовало геологических условий для передачи напряжений на такие большие расстояния. До сармата система Южного склона была еще недостаточно консолидирована. После сармата ее консолидация завершилась, и одновременно в области Антикавказа возникли сильные напряжения. Эти два обстоятельства и обусловили появление разрывов в системе Южного склона.

Разрывы локализованы против выступов северного края Грузинской глыбы. Имеются они и в районе Сачхере к северу от Дзирульского массива, в Мегрелии в районе сел. Джавари, и в районе Келасурского массива в Абхазии, т. е. взбросы в Раче и Юго-Осетии (по р. Джджори), Ткварчельский и Сванетский (Ларакваквский) и Келасурские.

Локализация разрывов в южных крыльях синклиналей естественно объясняется тем, что последние, по-видимому, все еще играли роль своеобразных буферов (Джанелидзе, 1940).

Целый ряд исследователей наиболее приподнятый участок Большого Кавказа и Дзирульский, Храмский и Локский массивы вместе с Ахалкалакским плато объединяют в единую поперечную зону воздымания, протягивающуюся до горы Арагаза. С первого взгляда, особенно при пользовании мелкомасштабными картами, вывод этот кажется правильным. Но в действительности это не так. Полоса состоит из нескольких кулисообразных поперечных поднятий. В частности, полоса воздымания Кавказского хребта непосредственно не продолжается в Дзирульском массиве. Влияние воздымания сказывается только в Верхней Сванетии на хребте Лайла, где обнажается дизская серия. Южнее ее продолжение не наблюдается, если не считать выходов дизской серии в бассейне р. Цхенис-цкали, приуроченных к широтной антиклинали.

Между Сванетским и Дзирульским поднятиями находится Рачинско-Лечхумская синклиналь, которую никак нельзя считать за зону воздымания. Наоборот, она разобщает эти поднятия.

Таким же образом Дзирульское поднятие разобщено от Ахалкалакского поднятия Аджаро-Триалетской складчатой системой, в которой нет никаких существенных признаков поперечного воздымания, если не считать, что в этой части складчатой системы наблюдаются максимальное сжатие и максимальные амплитуды надвигов.

Ахалкалакское поднятие в свою очередь отделено от Арагацского Севанской складчатой системой. Храмский и Локский массивы остаются в стороне от поднятия, и сами массивы тоже разобщены широкой синклиналию.

Таким образом, можно утверждать, что в Закавказье вместо одной непрерывной поперечной зоны воздымания мы имеем несколько кулисообразно разобщенных поднятий. Такая же картина наблюдается и внутри отдельных геотектонических единиц. Лучше всего это выражено в складчатой системе Южного склона. С главным поперечным воздыманием здесь связано внедрение батского гранитоидного интрузива. Второе поднятие, уже не меридионального, а диагонального направления, совпадает со Сванетским хребтом (Лайла). Это — поднятие, разделившее геосинклиналь Южного склона на два бассейна. По-видимому, оно возрождается и в последующее время. По своему направлению (СЗ-ЮВ) оно значительно приближается к продольному.

Восточное поднятие меридионального направления хорошо выражено в Юго-Осетии и Имеретии, в бассейнах рек Квирила и Паца. Поднятие непосредственно продолжается в Дзирульском массиве и, таким образом, имеет северо-восточное направление. Этим объясняется размыв мела и палеогена во всей полосе и налегание на порфиритовую свиту миоцена. Последний занимает значительно более высокое гипсометрическое положение по сравнению с миоценом Рачинской синклинали в районе сел. Джава, что указывает на молодые воздымания.

Других значительных поперечных поднятий на южном склоне Большого Кавказа не наблюдается ни в Местийско-Тянетской зоне, ни в Казбегско-Лагодехской, если не считать обособленного выступа Дарьяльского массива.

Еще одно обстоятельство заслуживает внимания. Наблюдая строение Центральной зоны поднятия Большого Кавказа, мы видим, что она сложена двумя кулисообразно расположенными крупными антиклиналями — Тебердинско-Эльбрусской в западной части и Шхара-Дарьяльской в восточной. В первой структуре выход кристаллического ядра очень широкий, тогда как во второй он сильно сужен. Это обстоятельство как будто указывает на погружение хребта, вместо воздымания, что фактически неверно. Еще восточнее хребет снова быстро расширяется и целиком сложен юрской сланцевой серией, что само по себе указывает на погружение. Но чем же вызвано в наиболее высокоподнятой части хребта такое сильное сужение выходов гранитов и юрских сланцев? При обычном воздымании вместо сужения выходы гранитов должны были расширяться, как в Тебердинско-Эльбрусской антиклинали. Поэтому ставится вопрос, не обусловлено ли это явление какими-либо другими тектоническими причинами.

Глава VII

СЕЙСМОТЕКТОНИКА

Территория Кавказа и в частности Грузии всегда привлекала исследователей своей значительной сейсмической активностью. Еще до организации специальной сейсмической службы почти все виднейшие кавказские геологи XIX и начала XX столетия уделяли особое внимание изучению отдельных крупных землетрясений и их последствий. Как известно, Г. В. Абих начал свои многолетние труды, посвященные геологии Кавказа, описанием Араратского землетрясения 1840 г. Наиболее крупными сейсмическими событиями этого времени являлись Шемахинские землетрясения 1828, 1848, 1856, 1859, 1869, 1872, 1875, 1886 и 1902 гг. (Абих, 1862; Вебер, 1903), Ахалкалакское землетрясение 1899 г. (Мушкетов, 1900), Горийское землетрясение 1920 г. (Конюшевский, 1929), Ленинанканское землетрясение 1926 г. и др.

Первые разрозненные сведения о землетрясениях Кавказа были почерпнуты из древних летописей и исторических трудов. Создание в Тифлисе в 1842 г. физической обсерватории и в 1852 г. Кавказского отдела Русского географического общества сыграло существенную роль в обеспечении систематического сброса макросейсмических данных по землетрясениям Кавказа. В конце 1899 г. при Тифлисской обсерватории была организована сейсмическая станция, а вслед за этим последовало открытие ряда «второклассных станций». Однако эта первая сеть кавказских станций была вынуждена прекратить свою работу во время первой мировой войны, и новая сеть региональных сейсмических станций Кавказа стала создаваться в 1932 г. Эта сеть постепенно расширялась и переоборудовалась новейшей высокочувствительной сейсмической аппаратурой, особенно начиная с 1950 г.

Таким образом, если примерно до середины тридцатых годов приходится пользоваться в основном лишь макросейсмическими материалами, то для последующего времени существенную роль начинают играть инструментальные данные. Результаты обработки этих инструментальных наблюдений приведены в многочисленных работах Е. И. Бюса, А. Д. Цхакая, Т. М. Лебедевой, Е. А. Розовой, А. Я. Левицкой и др.

С конца XIX в. появились исследования, обобщающие материалы по сейсмичности Кавказа. К их числу относятся: карта распространения некоторых землетрясений на Кавказе, составленная И. В. Мушкетовым и А. П. Орловым (1893), карта, опубликованная Монтесю де Балором в 1906 г. в его известной монографии «Землетрясения земного шара», и карта землетрясений Кавказа с 1898 по 1908 г., составленная Э. Розенталем (1909). Из последующих сводок следует отметить работу А. И. Михалевского (1926) и главным образом многочисленные труды Е. И. Бюса (1930, 1931 и др.), в том числе его трехтомную монографию «Сейсмические условия Закавказья», представляющую наиболее полную сводку макросейсмических и инструментальных данных (Бюс, 1948, 1952, 1955).

Первая обобщающая работа по сейсмогеологии Кавказа принадлежит Л. А. Варданянцу (1935). Естественно, что в то время им исполь-

зовались только макросейсмические данные, на основании которых была составлена карта вероятных сейсмических очагов Кавказа, подразделенных автором в зависимости от тектонических условий на шесть типов: 1) очаги, совпадающие с пунктами пересечения молодых поднятий и погружений (наиболее распространенный тип), 2) очаги, приуроченные к местам поперечных и продольных дислокаций (разломы и их флексуры), осложняющих основную структуру района, 3) очаги, приуроченные к местам затухания или оживления разломов, 4) очаги, расположенные в районах кулисообразного перекрытия двух структурных зон, 5) очаги, находящиеся в местах пересечения более древних и более молодых дислокационных зон (очаги Ахалкалакского и Ленинанканского районов) и 6) очаги, совпадающие с грязевыми вулканами (отношение которых к тектонике остается не вполне ясным).

Возвращаясь впоследствии к вопросу сейсмичности Кавказа в связи с его глубинным строением, Л. А. Варданянц (1946) вновь подчеркивает сейсмотектонические особенности сейсмически активного Ахалкалакско-Ленинанканского района, заключающиеся в том, что здесь, по его мнению, имеет место перекрещивание. Понто-Таврской зоны дислокаций с более древней Крымско-Иранской, обладающей северо-западным простиранием; при этом поперечное взламывание глубинных частей последней, по его мнению, еще не закончилось.

Сейсмотектонике Малого Кавказа посвящена работа К. Н. Паффенгольца (1946). Сейсмические очаги подразделяются им на два типа: 1) очаги, совпадающие с крупными разрывами — границами геотектонических комплексов, и 2) очаги, приуроченные к более или менее сложным структурам, располагающимся внутри геотектонических комплексов. При этом, по его мнению, все наиболее сильные землетрясения связаны с первым типом сейсмических очагов.

Анализ сейсмичности территории Грузии в связи с ее геотектоническим строением был дан М. М. Рубинштейном (1946, 1949), отметившим приуроченность большей части очагов землетрясений к меридиональной полосе, располагающейся между 43 и 45° в. д. (от Гринвича) и соответствующей максимальному сближению Русской платформы и Сирийского выступа Гондваны. Автор подчеркивает также повышенную активность Сомхитской глыбы и сейсмоактивный характер рассекающих ее меридиональных разломов, в частности Абул-Самсарского.

В. В. Белоусов, И. В. Кириллова и А. А. Сорский (1952), сопоставляя некоторые черты тектоники и сейсмичности Кавказа в целом, подтверждают наличие поперечного пояса сгущения эпицентров, проходящего через Ахалкалакское нагорье и Приказбекский район, отмечая, что этот пояс распадается на более мелкие участки, вытянутые в общекавказском направлении. Вновь подтверждается совпадение с этим поясом простирания цепи вулканов Абул-Самсарского хребта. По мнению авторов, разрушительные землетрясения Закавказья приурочены в основном к зонам, разграничивающим области поднятия и опускания — к зонам с резкой дифференциацией вертикальных движений. В пределах этих зон наблюдается большее тяготение очагов к поперечным поднятиям.

В последующих работах Е. И. Бюса и М. М. Рубинштейна (1952, 1953, 1956), М. М. Рубинштейна (1956, 1957, 1960), М. М. Рубинштейна и А. Д. Цхакая (1958) дается геологическая интерпретация сейсмических данных по территории Грузии и прилежащим к ней частям Азербайджана и Армении. При этом устанавливается связь большинства сильных землетрясений и их афтершоков с тектоническими разломами глубокого заложения (Абул-Самсарский и Кечутский разломы Ахалкалакского нагорья, Мегрельский разлом, зона разломов Южного

склона Большого Кавказа). Одновременно констатируется наличие поверхностных тектонических нарушений, оживление которых вызывает землетрясения, как правило обладающие незначительной глубиной очага. В сводке И. В. Кирилловой, Б. Н. Люстиха, В. А. Растворовой, А. А. Сорского и В. Е. Хаина (1960) проводится та же мысль о приуроченности разрушительных землетрясений к зонам живущих в настоящее время глубинных разломов и о второстепенной сейсмической роли геологических структур неглубокого заложения.

Прежде чем перейти к краткому описанию основных тектонических структур Грузии, выявляемых с помощью сейсмотектонического анализа, необходимо остановиться вкратце на характере сейсмического материала, имеющегося в нашем распоряжении. Выше уже отмечалось, что этот материал является весьма неоднородным, в связи с чем устанавливать местоположение плейстосейстовых зон удастся, как правило лишь для разрушительных землетрясений, имевших место в течение последних 100—120 лет. В этой связи кажется очевидным, что нам известны далеко еще не все сейсмоопасные зоны, о чем свидетельствуют сейсмического события недавнего прошлого (Краснополянское землетрясение 1955 г., Гегечкорские землетрясения 1957 г., Аджаро-Гурийское землетрясение 1959 г. и др.). Однако при всех обстоятельствах сейсмические материалы являются столь обильными, что позволяют в целом ряде случаев устанавливать достаточно надежно характер сейсмически активных структур и экстраполировать соответствующие выводы на значительное расстояние.

Глубинные разломы Южного склона Большого Кавказа. В пределах территории Грузии очаги многочисленных землетрясений, объединяемые обычно в Приказбекскую, Кахетинскую и Закатальско-Лагодехскую группы, приурочены к Южному склону Большого Кавказа. К Приказбекской группе относится очаг довольно сильного землетрясения в 7 баллов, имевшего место в Дарьяльском ущелье 14 января 1915 г. Примерно такова же интенсивность так называемого Гудамкарского землетрясения 15 августа 1947 г. (Цхакая, 1953). Что же касается сравнительно слабых землетрясений, регистрируемых в основном лишь с помощью сейсмической аппаратуры, то число их значительное, причем особую активность они стали проявлять начиная с 1946 г. Несколько юго-восточнее Приказбекской группы очагов, непосредственно увязывая ее с Кахетинской группой, располагаются очаги Верхне-Алазанских землетрясений конца октября и начала ноября 1951 года (главный 7-балльный толчок имел место 2 ноября 1951 г.). Для этих землетрясений было определено около 40 эпицентров, образующих сгущение, вытянутое в юго-восточном — северо-западном направлениях. В тех же направлениях вытянута и плейстосейстовая область землетрясения 2 ноября 1951 г., а также и Гудамкарского 15 августа 1947 г.

Кахетинская группа очагов приурочена главным образом к Алазанской депрессии. Разрушительные землетрясения происходили здесь в 1530, 1742, 1756 и 1811 гг. Из землетрясений силой в 6—7 баллов, имевших место в текущем столетии, следует отметить землетрясение 23 октября 1902 г. и землетрясение 20 апреля 1928 г., но в целом сейсмическая деятельность здесь заметно ослабла. Следует заметить, что приуроченность очагов ряда Кахетинских землетрясений далекого прошлого к центральной части Алазанской депрессии, а не к ее бортам, северному или южному, может быть кажущейся, поскольку вывод о местоположении соответствующих эпицентров основывается на отрывочных исторических данных (в частности, разрушение храма Алаверди).

Сейсмически весьма активна Закатальско-Лагодехская группа очагов, примыкающая с востока к Кахетинской; землетрясения здесь

в 1890, 1907, 1924 и 1942 гг. достигали 6 баллов, а 2 сентября 1936 г.— 7 баллов. К этой же группе очагов относят обычно и Дагестанское землетрясение 29 июня 1948 г. в 7 баллов (Лебедева, 1950); плейсто-сейстовая область которого также вытянута в направлении, близком к общекавказскому.

Приведенные данные свидетельствуют о бесспорном наличии единой сейсмоактивной зоны Южного склона Большого Кавказа, протягивающейся от Приказбекского района на юго-восток. Прежде чем остановиться несколько детальнее на природе этой зоны, рассмотрим вопрос об ее юго-восточном продолжении в пределах Азербайджана. К юго-востоку от Закатальско-Лагодехской группы очагов располагаются очаги Варташенских землетрясений 1953 г. (6—7 балльные толчки имели место 4 августа 2,5 и 11 сентября 1953 г.), изосейсты которых вытянуты в северо-западно—юго-восточном направлении, а еще юго-восточнее находятся очаги многочисленной группы Шемахинских землетрясений. Для этой группы имеются данные о 13 землетрясениях силой в 8 баллов и более, последнее из которых имело место 13 февраля 1902 г.

Еще В. Н. Вебер (1903) показал, что Шемахинские землетрясения связаны с тектоническими подвижками вдоль линии северо-западно—юго-восточного простираения, причем имеет место смещение эпицентров по этой линии примерно от г. Шемахи до сел. Йомаилли, т. е. на расстояние в 50—60 км. Анализ последующих данных позволяет считать, что сейсмически активная зона Южного склона Большого Кавказа тянется от Приказбекского района до Шемахинского, причем сейсмическая активность проявляется в различных частях зоны неодновременно (Бюс и Рубинштейн, 1956).

Несмотря на малую надежность существующих способов определения глубин сейсмических очагов, нельзя не заметить различия в глубинах некоторых групп очагов, входящих в сейсмическую зону Южного склона. Так, в частности, северная часть очагов Приказбекской группы характеризуется значительно большими глубинами (порядка 60 км), нежели южная (около 30 км) (Левицкая, 1949); глубина очага Дагестанского землетрясения 1948 г. того же порядка, что и землетрясений северной части Приказбекской группы. Глубина очагов Шемахинских землетрясений составила 15—25 км, а Варташенских— всего 5—8 км. Это обстоятельство, наряду с общеизвестным фактом общего движения масс на юг в пределах складчатой системы Южного склона Большого Кавказа дает основание допустить, что и сейсмически активные структуры обладают здесь преимущественно северо-восточным падением. При сопоставлении местоположения эпицентров землетрясений зоны Казбек—Шемаха с тектонической картиной становится очевидной приуроченность эпицентров восточной части этой зоны к северному борту Алазанско-Агричайской депрессии, т. е. к границе ее со складчатой системой Южного склона Большого Кавказа. Эта граница разделяет области различных геотектонических режимов по крайней мере со средней юры и совершенно естественным является вывод о том, что мы имеем здесь дело с глубинным разломом (Рубинштейн, 1956; Бюс и Рубинштейн, 1956), продолжающимся на северо-запад в район Казбека и Кельского нагорья. Этому глубинному разлому соответствует в верхних структурных этажах сложное сочетание целой системы тектонических разрывов, а вдоль южного борта Алазанской депрессии проходит, по-видимому, второй разлом, смыкающийся с северным в районе Кельского нагорья. Имеются некоторые основания предполагать, что и севернее разлома, отделяющего складчатую систему Южного склона от Алазанско-Агричайской депрессии, проходит также отдель-

ная его ветвь, к которой, возможно, приурочен очаг Дагестанского землетрясения 29 июня 1948 г.

В этой связи встает вопрос о взаимоотношениях глубинных разломов восточной части Южного склона Большого Кавказа с такой же структурой западной части последнего — с Главным надвигом, вдоль которого древний кристаллический комплекс Большого Кавказа надвинут на геосинклинальные отложения Южного склона. Хотя непосредственная связь этих структур не должна вызывать сомнений, в то же время нельзя не отметить, что в отличие от высокой сейсмической активности глубинных разломов восточной части Южного склона в зоне Главного надвига почти полностью отсутствуют эпицентры землетрясений. Объяснение этого различия может быть двояким. Во-первых, контрастность движений по обе стороны основной ветви глубинного разлома восточной части Южного склона в неогене и антропогене выражена значительно более интенсивно, нежели в зоне «Главного надвига», и возможно, что это соотношение в интенсивности тектонических напряжений сохраняется и в современную эпоху, выявляясь в различной степени сейсмичности. Во-вторых, следует иметь в виду неполноту макросейсмических сведений, которыми мы располагаем, и сравнительно малый период времени, для которого имеется более или менее однородный инструментальный материал, в связи с чем вполне вероятно, что в дальнейшем интенсивная сейсмическая деятельность проявится и северо-западнее Прикавказской группы очагов. Некоторым подтверждением такого вывода может служить недавняя активизация в сейсмическом отношении крайней северо-западной части зоны глубинных разломов Южного склона Большого Кавказа (7-балльное Краснопольское землетрясение 27 декабря 1955 г.).

Глубинные разломы западной части Грузинской глыбы. Долгое время считалось, что эта часть территории Западной Грузии не является в сейсмическом отношении особенно активной — до конца 1956 г. данные о проявлявшихся здесь разрушительных землетрясениях в сущности отсутствовали, не считая указания, что в 1616 г. землетрясением был разрушен Цаишский храм (Бюс, 1948), а также землетрясения 17 июля 1887 г., причинившего повреждения вокзалу ст. Супса. Однако за последние 20—25 лет сейсмическая деятельность заметно усилилась, причем с конца 1956 г. имели место 7—8-балльные Гегечкорские землетрясения (наиболее сильные толчки — 11, 24, 26 и 29 января 1957 г.) и 7-балльное Ачигварское землетрясение 15 июля 1958 г. (Цхакая и Майсурадзе, 1959). К числу зарегистрированных более или менее значительных землетрясений рассматриваемого района относятся также Мегрело-Сванетское землетрясение 7 ноября 1930 г., охватившее площадь, превышающую 45 тыс. км², эпицентральная область которого была приурочена к ненаселенным южным отрогам Мегрельского хребта вблизи устья р. Ингури, а также рой землетрясений, имевший место в Мегрелии в июне и июле 1941 г. и некоторые другие. Анализ данных мегрельского роя землетрясений 1941 г., общее число толчков которого, по-видимому, превышало 500, позволил установить миграцию эпицентров землетрясений с северо-востока на юго-запад вдоль линии, проходящей по западной границе глыбового комплекса горы Асхи в том месте, где нижнемеловые известняки испытывают резкий моноклиальный перегиб, по-видимому сопровождаемый разрывом, и погружаются под неогеновые осадки; далее эта линия проходит через кулисообразно замещающие друг друга покровные брахиантиклинали южной известняковой полосы Мегрели (Абедати, Накалакеви, Тамакони, Экис-мта) и скрывается под четвертичным покровом Колхидской низменности (Бюс и Рубинштейн, 1952).

Сейсмогенетический характер этой линии подтверждается приуроченностью к ней эпицентров Гегечкорских землетрясений 1957 г., вызвавших повреждение зданий в районном центре Гегечкори, селениях Салхино, Диди-Чкони, Балда, Гачедили и некоторых других (Цхакая, 1957).

Многочисленные определения динамических параметров очагов Гегечкорских землетрясений, произведенные О. М. Майсурадзе, показывают в большинстве случаев тоже северо-восточно-юго-западное простирание поверхностей разрывов, которое устанавливается и по другим данным, свидетельствуя в то же время об обязательности статистической обработки подобного материала и необходимости большой осторожности при попытках геологической интерпретации единичных определений динамических параметров очагов, имеющих для других сейсмических областей Кавказа (Гоцадзе, 1957; Кириллова, Люстих и др., 1960).

Тектоническая природа Мегрельской сейсмогенетической глубинной структуры весьма своеобразна. В северо-восточной части она характеризуется морфологически отчетливо выраженным поднятием восточного крыла в виде известнякового массива Асхи; полосе кулисообразно замещающих друг друга покровных складок безусловно соответствует зона смятия или разрывов в нижних структурных этажах (что подтверждается наличием высокотемпературной минеральной Цаишской воды). Наконец, в пределах Колхидской низменности к северу и югу от этой линии наблюдается принципиальная разница в геологическом разрезе, вскрытом буровыми скважинами — севернее под плиоценом непосредственно залегает верхний мел, тогда как южнее (уже в пределах Гурийской предгорной депрессии) плиоцен подстилается верхним миоценом большой мощности. Следовательно, если в северо-восточной части Мегрельского глубинного разлома имеет место поднятие восточного крыла, то соответствующее последнему южное крыло юго-западной части разлома приходится считать опущенным. Таким образом, Мегрельский глубинный разлом является, по-видимому, сложной структурой — результатом сопряжения по меньшей мере двух различных разломов. В этой связи необходимо отметить, что землетрясение, имевшее место в Верхней Мегрелии 25 декабря 1955 г. и сопровождавшееся большим количеством последующих толчков, также следует связывать с какой-то глубинной структурой, примыкающей с севера к основной ветви Мегрельского разлома. Аналогичным образом приходится интерпретировать и природу очага Западно-Грузинского землетрясения 13 сентября 1948 г., плейстоценовая область которого располагалась в районе г. Цулукидзе. Имеются достаточные основания предполагать, что брахискладки западного ограничения Центральной Мегрельской синклинали депрессии (Сатанджио, Урта) также соответствуют глубинному разрыву, с которым связаны выходы высокотемпературных подземных вод. Именно к этой намечающейся глубинной структуре тяготеет очаг Ачигварского землетрясения 15 декабря 1958 г. Таким образом, представляется достаточно вероятной концепция мозаично-блокового строения субстрата западной части Грузинской глыбы (Джанелидзе, 1941; Мефферт, 1941; Гамкрелидзе, 1949), находящего либо прямое морфологическое выражение в верхних структурных этажах (комплекс горы Асхи), либо обуславливающего образование различно ориентированных систем кулисообразно замещающих друг друга покровных складок, часть которых погребена под молодыми осадками Колхидской низменности.

Глубинные разломы северной границы Аджаро-Триалетской складчатой системы. Северная граница Аджаро-Триалетской склад-

чатой системы, отделяющая ее от Грузинской глыбы, выражена в сейсмическом отношении весьма нечетко. К ней приурочено в первую очередь 8-балльное Горийское землетрясение 20 февраля 1920 г. плейстосейстовая область которого вытянута в близширотном направлении, а также ряд тяготеющих к этой же полосе эпицентров более слабых землетрясений. Пока что сейсмических данных, позволяющих провести эту границу на всем ее протяжении, не имеется, и допущение развития вдоль нее системы глубинных разломов основывается главным образом на резком различии в истории геологического развития и общем тектоническом характере смежных участков Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой системы (Гамкрелидзе, 1957). В этом отношении особое место занимает Гурийская депрессия, в связи с чем можно предполагать, что 7-балльное Аджаро-Гурийское землетрясение 20 мая 1959 г., изученное О. М. Майсурадзе, было связано с активизацией глубинной структуры северо-восточного простирания, ограничивающей эту депрессию с юга и сливающейся восточнее с основной зоной глубинных разломов.

Глубинные разломы Артвинско-Болнисской (Сомхитской) глыбы. Эта часть территории Грузии является наиболее сейсмичной, причем подавляющее большинство землетрясений приурочено здесь к Ахалкалакскому нагорью. Первые исторические сведения о сейсмических событиях относятся к 1088 г., когда была разрушена крепость Тмогви, располагавшаяся неподалеку от пещерного города Вардзия, высеченного в пепловых туфах кисатибской свиты (Бюс, 1948). Дальнейшие исторические сведения касаются 1283 г.; землетрясения длились не менее трех месяцев и были приурочены в основном к северной половине нагорья и южной части Аджаро-Триалетской складчатой системы. Затем имеются данные о 7-балльных землетрясениях 18 февраля 1868 г. и 13 августа 1898 г., а 31 декабря 1899 г. произошло 8-балльное Ахалкалакское землетрясение, причинившее значительные разрушения в Ахалкалакском и Боржомском районах. Эпицентр этого землетрясения располагался на западном склоне Абул-Самсарского хребта, а плейстосейстовая область представляла собой эллипс, вытянутый в меридиональном направлении (Вебер, 1900; Мушкетов, 1900; Тарасов, 1902). Последующие землетрясения—12 октября 1912 г., 13 мая 1925 г. и др.—были более слабыми, но в ночь на 8 мая 1940 г. произошло 8-балльное Табацкурское землетрясение, сопровождавшееся в течение более двух месяцев афтершоками, наиболее значительные из которых не превышали 6 баллов; плейстосейстовая область этого землетрясения ориентирована аналогично таковой Ахалкалакского землетрясения 1899 г. Интенсивность землетрясений, имевших здесь место после Табацкурского, не превышала в плейстосейстовой области 6—7 баллов.

Что касается инструментальных данных по землетрясениям Ахалкалакского нагорья, то число их весьма значительно; достаточно указать, например, что из более чем 600 эпицентров кавказских землетрясений, определенных в 1955—1956 гг., около половины приходится на территорию Ахалкалакского нагорья, причем подавляющая часть сосредоточена на сравнительно небольшой площади в южной половине нагорья.

Анализ макро- и микросейсмических материалов позволяет выявить основные сейсмотектонические особенности Ахалкалакского нагорья. Эпицентры афтершоков Табацкурского землетрясения 1940 г. располагаются вдоль линии близмеридионального простирания, проходящей в средней своей части в непосредственной близости от меридиональной гряды вулканов Абул-Самсарского хребта. Примерно на этой линии располагаются эпицентры землетрясений 18. II 1868 г., 13 авгу-

ста 1898 г., 31 декабря 1899 г. и 25 января 1935 г. Эти данные, а также одинаковая ориентировка плейстоценовых областей землетрясений и примерно одинаковый порядок глубин их очагов (15—25 км) однозначно свидетельствуют о наличии меридионального глубинного разлома, проходящего через молодые вулканические аппараты Абул-Самсарского хребта и продолжающегося как на юг, уже за пределы республики, так и на север, не доходя до северной границы Аджаро-Триалетской складчатой системы (Рубинштейн и Цхакая, 1958). Восточнее Абул-Самсарского разлома кулисообразно располагается второй разлом — Кечутский, служивший лавоподводящим каналом для вулканов Кечутского хребта, действовавших в верхнемиоценовое и нижнечетвертичное время. Севернее оз. Паравани этот разлом сопрягается с Абул-Самсарским и аналогично ему является сейсмогенетичным; по-видимому, к участку смыкания обоих разломов был приурочен очаг Табакурского землетрясения 1940 г. В южной части нагорья, там, где оба эти разлома хотя и разобщены, но проходят достаточно близко друг от друга, подластовый субстрат раздроблен на столь малые блоки, что тектонические напряжения не успевают достигать значительной концентрации и находят свое разрешение в слабых, но частых подвижках.

Имеются основания предполагать наличие глубинных сейсмогенетических структур и к востоку от Ахалкалакского нагорья, однако характер их остается пока что неясным, в связи с чем на сейсмотектонической схеме они не показаны (рис. 55).

Сейсмически активные нарушения верхних структурных этажей.

Наряду с упоминавшимися выше землетрясениями, очаги которых определенно увязываются с глубинными структурами, на территории Грузии устанавливается наличие ряда сейсмически активных поверхностных тектонических нарушений, связь которых с глубинными структурами в некоторых случаях очевидна, а в других остается неясной. В этом отношении заслуживают внимания данные о землетрясениях, происходивших в Рачинско-Лечхумской синклинали и несколько восточнее ее: 6-балльное землетрясение 8 августа 1877 г., довольно значительные сотрясения в марте и апреле 1902 г., 5-балльное землетрясение 19 июня 1931 г. и 7-балльное Амбролаурское землетрясение 26 сентября 1940 г. Сведения о землетрясении 1877 г. имеются всего лишь из двух пунктов — г. Они и сел. Уцера. В обоих местах они проявились довольно сильно, но на большую площадь, видимо, не распространялось. Анализ сообщений о многочисленных толчках, ощущавшихся в сел. Сомицо в марте — апреле 1902 г., приводит к выводу, что в действительности землетрясение имело здесь место лишь 20 марта 1902 г., которое способствовало оживлению большого оползня, развитого в районе этого селения, в дальнейшем продолжавшего свое движение уже без дополнительного воздействия эндогенных сейсмических факторов. Кстати сказать, оживлением оползней объясняется, по-видимому, и весьма неправильная картина затухания сейсмических сотрясений в пределах Рачинско-Лечхумской синклинали во время Амбролаурского землетрясения 1940 г. (Рубинштейн, 1957).

Однако не все землетрясения этого района оползневого характера. Так, 19 июня 1931 г. произошло землетрясение, достигшее в г. Они 5 баллов и ощущавшееся также в селениях Геби, Чорди, Цедиси, Сори и др. Таким образом, мы имеем здесь настоящее землетрясение, но с неглубоким залеганием очага, ибо активность его по площади быстро слабела. Следует полагать, что очаги этого и ряда других местных землетрясений должны быть связаны с возобновлением подвижек вдоль развитых здесь многочисленных тектонических разрывов, которые, согласно П. Д. Гамкрелидзе, проявляют отчетливые следы омоложения.

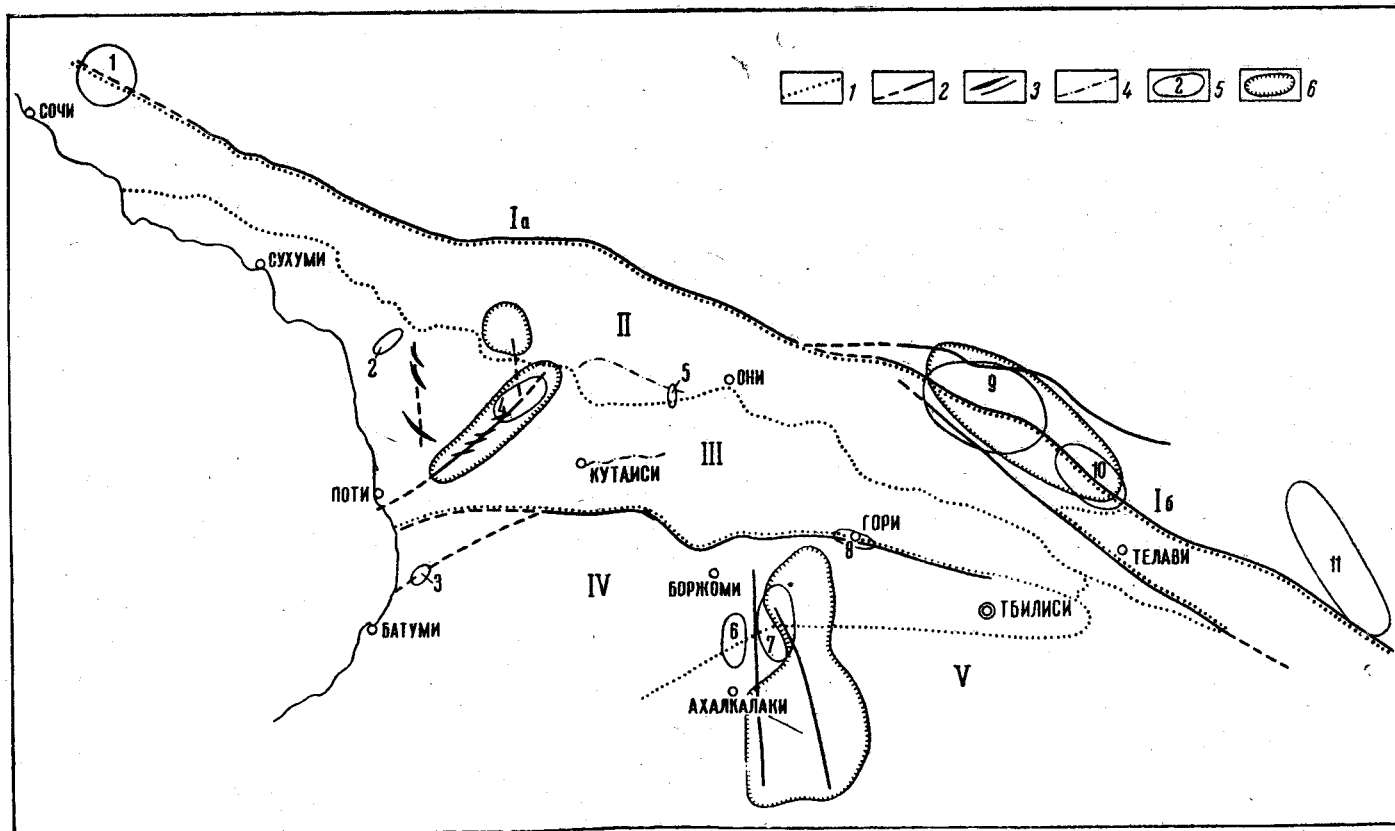


Рис. 55. Сейсмотектоническая схема Грузии (Рубинштейн, 1960)

I — геоантиклиналь Большого Кавказа (I^a — кристаллическое ядро, I^b — восточное погружение); II — складчатая система Южного склона Большого Кавказа III — Грузинская глыба; IV — Аджаро-Триалетская складчатая система; V — Арвинско-Болнисская (Сомхитская) глыба

1 — границы геотектонических зон; 2 — глубинные разломы; 3 — молодые тектонические нарушения в верхних структурных этажах, сопряженные с глубинными разломами; 4 — молодые тектонические нарушения в верхних структурных этажах, связь которых с глубинными структурами неясная; 5 — плейстоценовые области землетрясений (1 — Краснополянское 1955 г. (VIIб.), 2 — Ацигварское 1958 г. (VIIб.), 3 — Аджаро-Гурийское 1959 г. (VIIб.), 4 — Гегечкорское 1957 г. (VIIб.), 5 — Амбролаурское 1940 г. (VIIб.), 6 — Ахалкалакское 1899 г. (VIIIб.), 7 — Табачкурское 1940 г. (VIIIб.), 8 — Горийское 1920 г. (VIIIб.), 9 — Гудамакарское 1947 г. (VIIIб.), 10 — Верхнеалазанское 1951 г. (VIIб.), 11 — Дагестанское 1948 г. (VIIб.); 6 — области наибольших сгущений инструментально определенных эпицентров

Что же касается Амбролаурского землетрясения 26 сентября 1940 г. изученного Т. М. Лебедевой (1941), то его плейстосейстовая область и изосейсты высоких балльности вытянуты в меридиональном направлении. При этом обращает на себя внимание быстрое убывание интенсивности сотрясений — оно ощущалось только в пределах Рачинско-Лечхумской синклинали и, в частности, не было замечено в г. Они. Расчеты показывают, что очаг этого землетрясения должен был располагаться на очень малой глубине, в пределах 1—2,5 км. Эти особенности Амбролаурского землетрясения позволяют достаточно уверенно увязывать его с комплексом краевых надвигов, установленным в Рачинско-Лечхумской синклинали (Джанелидзе, 1940). При этом меридиональное направление разрыва, обусловившего само землетрясение, не является неожиданным, принимая во внимание наличие на северном крыле синклинали ряда сдвигов, ориентированных в этом направлении.

Что касается аналогичного по природе Южно-Окрибского краевого надвига, то, по-видимому, и он является сейсмоактивным; в частности, с ним возможно связан очаг 6—7-балльного землетрясения 10 декабря 1908 г., сильнее всего проявившегося в Кутаиси, Ткибули и Чиатуре. Из числа поверхностных сейсмических активных нарушений, связь которых с глубинными разломами является очевидной, необходимо упомянуть связанный с Абул-Самсарским разломом сброс, проходящий по юго-западному берегу оз. Сагамо и, по-видимому, обусловивший подпруживание в этом месте р. Ахалкалакис-цкали. С активностью этого сброса следует связывать частые землетрясения, наблюдающиеся в сел. Сатхе (Рубинштейн и Цхакая, 1958). Наличие аналогичных нарушений намечается и в районе северного затухания Абул-Самсарского разлома. Такие же поверхностные сейсмически активные структуры, сопряженные с глубинными, констатируются и в пределах развития других глубинных разломов.

О ВОЗРАСТЕ СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ СТРУКТУР

Сейсмичность территории Грузии определяется в основном наличием ряда сейсмически активных глубинных разломов, наряду с которыми имеются также сейсмоактивные тектонические нарушения верхних структурных этажей, по крайней мере часть которых находится в тесной связи с глубинными разломами (см. рис. 55). Хотя вопрос о возрасте этих структур во многих отношениях не ясен, тем не менее некоторые предварительные соображения могут быть высказаны.

Как уже отмечалось, глубинный разлом Южного склона Большого Кавказа разделяет области различных геотектонических режимов по крайней мере со средней юры. Об относительной его древности свидетельствуют и другие факты, в частности дайка дацита, по-видимому секущая в районе горы Кароби зону «Главного надвига», по данным аргонового метода, не может быть моложе эоцена (Рубинштейн, 1958). В то же время в пределах северного борта Алазанско-Агричайской депрессии отчетливо проявляются геоморфологические черты молодых — неогеново-антропогеновых — движений. То же самое отмечает А. Л. Цагарели и в отношении времени окончательного формирования «Главного надвига». Таким образом, мы имеем здесь дело с древней, но омоложенной, структурой. Сходная картина наблюдается и на примере Мегрельского глубинного разлома. Возраст покровных складок южной известняковой дуги Мегрелии очень молодой — послекиммерийский (Джанелидзе, 1941), тогда как анализ данных бурения и сейсморазведки в Колхидской низменности показывает, что вертикальная ампли-

туда смещения в южной ветви Мегрельского глубинного разлома должна составлять по кровле верхнего мела не менее 3 км, а по подошве плиоцена значительно меньше—0,5 км (Лалиев, 1957). Это свидетельствует об относительной древности заложения Мегрельского глубинного разлома по сравнению с возрастом покровных складок Мегрелии и о возобновлении подвижек значительно меньшего размаха в конце плиоцена и начале четвертичного периода. Что же касается Абул-Самсарского и Кечутского разломов, то они, по-видимому, должны были существовать по крайней мере с конца нижнего миоцена.

Таким образом, следует считать, что сейсмически активные в настоящее время глубинные структуры Кавказа являются относительно более древними по времени заложения, нежели генетически связанные с ними структуры верхних структурных этажей.

Геологическое строение Грузии при его современной изученности позволяет с большей или меньшей точностью установить возраст орогенических движений и историю геологического развития.

В наших руках находится богатый материал по альпийскому орогеническому циклу, но к сожалению, того же нельзя сказать о герцинском или тем более о каледонском цикле.

Древнейшие этапы геологического развития территории Грузии — докембрийский и нижнепалеозойский — изучены пока очень слабо. Прежде всего мы с достоверностью еще не знаем, имеется ли докембрий в Грузии и каковы взаимоотношения предполагаемого докембрия с нижним палеозоем. По имеющимся материалам, как будто между ними перерыва не отмечается или же его наличие сомнительно. Предполагается, что кристаллические и метаморфические сланцы являются единой формацией, охватывающей нижний палеозой и верхний докембрий. Разрозненные выходы этой формации (антиклинорий Большого Кавказа, Дзирульский, Храмский и Локский массивы) указывают на геосинклинальные условия осадконакопления. Ввиду отсутствия иных данных мы пока считаем, что в это время территория всего Кавказа представляла единую геосинклинальную область, внутри которой отдельные геотектонические единицы не выделялись.

Об интенсивности каледонской орогении свидетельствуют сильная складчатость нижнепалеозойских филлитов в Дзирульском и Локском массивах и широкое распространение глубокометаморфизованных гнейсов на Главном Кавказском хребте и в Дзирульском массиве. Конечно, более поздние орогении сыграли значительную роль, переработав каледонские структуры, но приведенные факты, а также внедрение крупнейших гранитоидных батолитов нижнепалеозойского возраста объясняются в основном каледонской орогенией. Главным образом с ней связано формирование кристаллических массивов. Выделить же отдельные орофазы в Грузии мы еще не можем.

В результате каледонских движений сформировалась обширная Закавказская геоантиклиналь, геоантиклиналь Главного Кавказского хребта и обособилась геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа.

Почти так же мало знаем мы о герцинской орогении. Изучение этого вопроса тесно связано с детальными исследованиями метаморфизованных толщ верхнего палеозоя — триаса в складчатой системе Южного склона, поскольку именно здесь можно выявить отдельные орофазы этого цикла. Существующие данные пока не дают такой возможности, но нельзя считать, что герцинские орофазы здесь не проявлялись, так как плохо согласуется с данными по Северному Кавказу, где крупные орофазы установлены между нижним и средним карбоном, верхним карбоном и нижней пермью, пермью и триасом.

В геосинклинали Южного склона Большого Кавказа происходит прогибание и накопление мощной (3000—3500 м) серии терригенных отложений с подчиненными карбонатными породами. Осадконакопле-

ние и прогибание делятся непрерывно от девона до триаса включительно. Герцинские орофазы, вероятно, в геосинклинали Южного склона были довольно слабыми, на их проявление указывают лишь внутриформационные конгломераты, наблюдающиеся в дизской серии на разных уровнях. Но поскольку серия еще недостаточно хорошо расчленена, невозможно выделять конкретные орофазы. По-видимому, с этими движениями увязывается внедрение некоторых верхнепалеозойских гранитоидных интрузивов, установленных за последнее время на Главном хребте по данным абсолютного возраста.

До среднего карбона нам совершенно неизвестна палеогеографическая обстановка в геоантиклинальных областях, особенно в Закавказской. Со среднего же карбона здесь устанавливаются континентальные условия и отлагается мощная континентально-прибрежная вулканогенно-осадочная толща, в настоящее время сохранившаяся на Дзирульском и Храмском массивах. Первоначальное распространение и полный стратиграфический объем этой толщи не выяснены.

Выявление кварц-порфировой континентально-прибрежной толщи среднего и верхнего карбона на Храмском и Дзирульском массивах вносит определенную ясность в геологическую историю того времени, но все же не дает полной возможности установления отдельных орофаз. Более или менее определенно можно говорить о судетской орофазе, с которой связано несогласие кварц-порфировой толщи. Выявлению последующих орофаз мешает неясность верхнего возрастного предела названной толщи. Однако, поскольку присутствия перми в ней еще не установлено, условно можно говорить о заальпийской фазе.

Одно все-таки можно утверждать, а именно, что позднегерцинские фазы были интенсивными в Грузии и сыграли значительную роль в окончательном формировании доюрских структурных ярусов. В частности, в это время полностью оформилась единая крупная Закавказская плита и геоантиклиналь Главного хребта Большого Кавказа в виде достаточно консолидированных массивов и расположенная между ними геосинклираль Южного склона Большого Кавказа. Геоантиклиналь уже была отделена глубинным разломом от геосинклинали Южного склона.

Геосинклираль Южного склона Большого Кавказа в предъюрскую эпоху, по-видимому, непосредственно соединялась с геосинклиалью Горного Крыма, на что указывает большое сходство отложений сланцевого лейаса и дизской серии с таврической формацией. В последней, кроме фаунистически охарактеризованного триаса и перми, отмечаются известняки (по рекам Салгир и Бодрак), с фауной нижнего карбона *Lianophyllum irregulare* Fom., *Lithostrotion* cf. *baschkirikum* Ренга и др. (Либрович, 1958). Таким образом, можно говорить о существовании в данной эпохе единой Крымско-Кавказской геосинклинали.

Орофазы альпийского орогенического цикла в Грузии выражены необычайно ярко. Они специально рассматривались В. П. Ренгартемом (1937, 1941), Н. Б. Вассоевичем (1934) и другими исследователями и за последнее время П. Д. Гамкрелидзе (1960).

Древнейшая фаза альпийского цикла—древнекимерийская устанавливается в складчатой системе Южного склона в Чхалтско-Лайлинской зоне, где в некоторых участках антиклинальных сводов наблюдается несогласное налегание нижнего лейаса с базальным конгломератом на дизскую серию верхнего палеозоя—триаса. Приуроченность несогласия к наиболее высоко поднятым сводовым участкам и наличие регрессивных грубообломочных песчанистых осадков на границе дизской и юрской сланцевой серий в местах согласного перехода, опять-таки по соседству с кордильерными участками, доказывают связь этих

явлений с орогеническими движениями. Движения происходили в конце триаса, так как нижний лейас залегает уже трансгрессивно.

С древнекиммерийской фазой связана трансгрессия лейаса на Дзирульском, Храмском и Локском массивах.

В лейасовое время море покрыло большую часть территории Грузии, за исключением частично осевой зоны Главного хребта и Дзирульского, Локского и Храмского массивов. В нижнем лейасе море покрывает большую часть Кавказского хребта и Артвинско-Болнисскую глыбу (периферия Локского массива), а в среднем лейасе и Грузинскую глыбу (периферия Дзирульского массива). Что касается Храмского массива, море сюда пришло еще позже—в верхнем лейасе. Море наступало с севера—с Кавказской геосинклинали и с юга—с Армянско-Иранской геосинклинали.

В геосинклинали Южного склона в течение нижнего и среднего лейаса отлагалась мощная (1000—1500 м) глинисто-сланцевая формация, в которой подчиненную роль играли песчаники. В Заалазанской Кахетии мощность этих осадков еще более увеличивается, достигая 2000—2500 м. По мощностям отложения Южного склона противостоят отложениям Дзирульского, Локского и Храмского массивов. На Дзирульском массиве мощность лейаса равна 60—200 м, а на Локском—порядка 400—500 м. Сравнительно слабая складчатость и малые мощности указывают на отложение их на стабильном срединном массиве.

В течение нижнего(?) и среднего лейаса на периферии Дзирульского массива отлагались песчаники и известняки. Появление последних указывает на изменение режима моря, способствовавшего образованию зоогенных известняков. На северной и северо-восточной перифериях массива развиты песчанистая и глинисто-мергелистая фации, близкие к фациям Южного склона. По-видимому, эти фации были связаны с фациями геосинклинали.

На Локском массиве в течение нижнего и среднего лейаса отлагается фация глинистых сланцев и слюдястых песчаников.

Нижний и средний лейас как в геосинклинали, так и на периферии массивов носит мелководный характер, на что указывает присутствие в отложениях песчаников. Материал последних поступал, по-видимому, за счет размыва островов в области геоантиклинали Главного хребта, к которому прибавлялся материал с юга, с размывающейся Грузинской глыбы (рис. 56).

В верхнем лейасе трансгрессия продолжается и море покрывает Храмский массив, однако фациальная обстановка на массивах сохраняется такой же, как и в среднем лейасе. На Дзирульском массиве продолжают отлагаться зоогенные известняки, а на Храмском и Локском массивах—слюдястые песчаники и глинистые сланцы. В конце лейаса море постепенно мелеет и на северной периферии Дзирульского массива появляются крупнозернистые песчаники, а затем конгломераты. Аналогичное явление наблюдается на Локском массиве, где в верхах свиты слюдястых песчаников появляются конгломераты и линзы известняков. Все это указывает на регрессию лейасового моря. Нигде на территории массивов верхний аален не устанавливается.

В геосинклинали Южного склона верхнелейасовое море мелеет и в осевой части Главного Кавказа узкой полосой от Абхазии до Мамисонского перевала выступает суша. Ясно выражен также Дарьяльский остров. Фациально здесь уже развиваются песчаники и глинистые сланцы, причем первые преобладают. Местами (Западная Абхазия) в верхних горизонтах отложений появляется крупнозернистый материал, а местами (Восточная Абхазия и Сванетия) линзы известняков

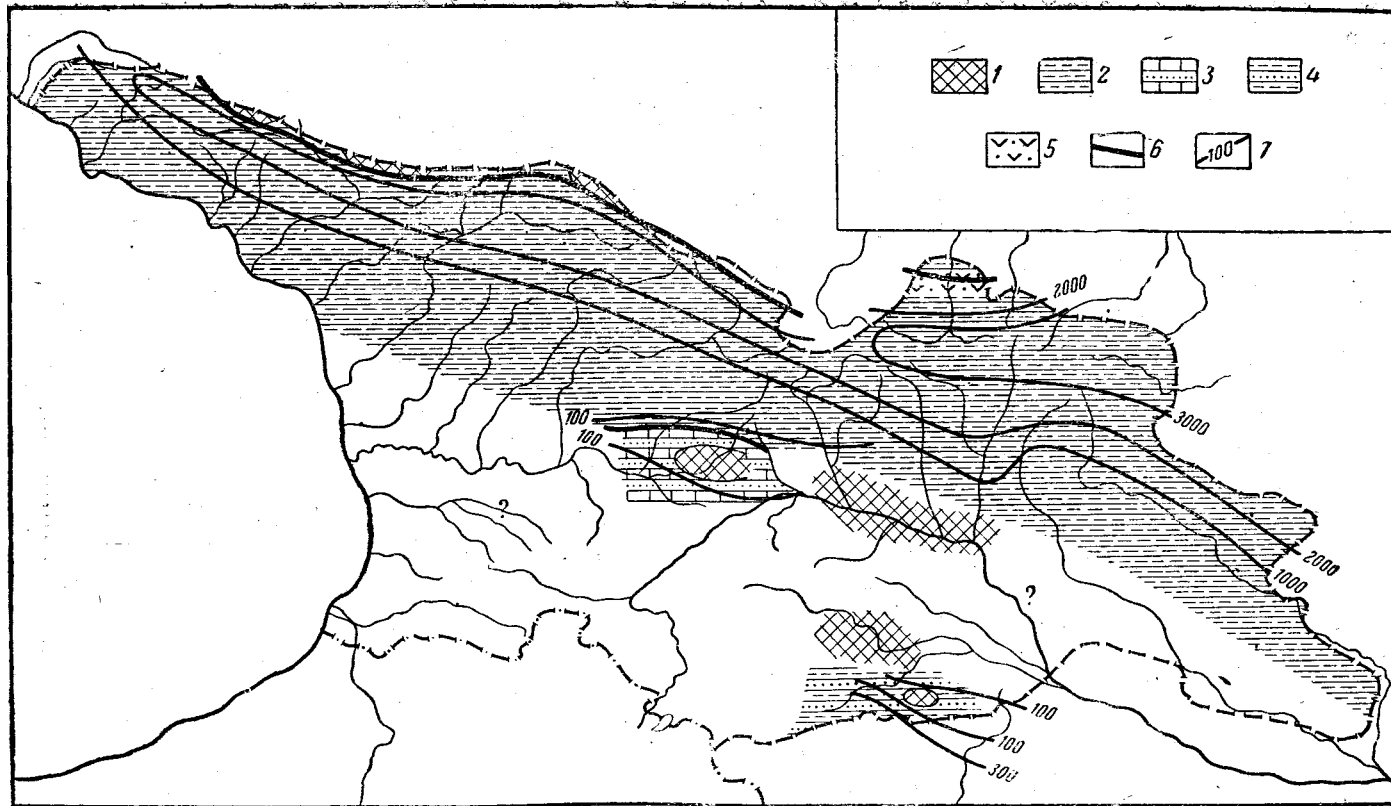


Рис. 56. Фации и палеогеография нижнего и среднего лейаса

1 — суша нижнего лейаса; 2 — глинистые сланцы; 3 — песчаники нижнего лейаса, известняки среднего лейаса; 4 — чередование слюдяных песчаников и глинистых сланцев, кварцевые песчаники геттанга; 5 — конгломераты, кварциты, графитизированные сланцы, альбитофиты и их туфы кистинской свиты; 6 — тектонический контакт (предполагаемый); 7 — линии равных мощностей

и конгломераты. Известняки отлагались в сводах антиклиналей, куда терригенный материал не достигал. Последний проникал в геосинклиналь двумя путями: с севера в результате размыва вновь образовавшейся суши и с Грузинской глыбы. На это указывает характер отложений — как на севере, так и на юге геосинклинали замечается укрупнение материала, тогда как в средней части фация более глинистая и песчаники встречаются реже, кроме того, и отложения здесь более мощные, что объясняется, по-видимому, большим погружением этой области.

Что касается Дзирульского, Храмского и Локского массивов, то в верхнем лейасе терригенный материал образовался за счет размыва указанных массивов. Регрессивность отложений подтверждается несогласием, которое отмечается под байосом. Оно вызвано донецкой орофазой (рис. 57).

Донецкая орофаза хорошо установлена в Дзирульском и Локском массивах, где, кроме регрессивных отложений в верхах лейаса, наблюдается и угловое несогласие байоса, перекрывающего как лейасовые, так и более древние образования. Донецкая фаза слабее выражена в системе Южного склона Большого Кавказа, но все-таки и здесь наблюдается появление пачек микроконгломератов в песчано-глинистых отложениях верхнего лейаса. Микроконгломераты содержат галечки аспидных сланцев. Кроме того, в песчаниках заметно увеличивается содержание чешуек мусковита и растительных остатков. Зональное распространение этих регрессивных отложений, приуроченных к крупным антиклиналям, говорит об их связи с орогеническими движениями. Наконец, важно и то, что согласно С. Г. Букия в Абхазии и Сванетии часто наблюдается несогласное залегание байоса близ сводов антиклиналей. Однако донецкая фаза была относительно слабой и не вызвала каких-либо важных геотектонических изменений.

В начале байосского века происходит интенсивное погружение геосинклинали Южного склона; в опускания вовлекаются Грузинская глыба и кордильеры, образовавшиеся к концу нижней юры. Грузинская глыба хотя в основном и покрывается морем, но некоторые ее участки на Дзирульском массиве и, по-видимому, в Колхиде, как предполагал И. Р. Кахадзе (1947), представляли собой денудированную сушу. Кристаллический субстрат в виде отдельных островов был обнажен и в осевой полосе Кавказского хребта, откуда поступал аркозовый материал. Возможно, Храмский массив также не был покрыт морем. Вся остальная территория Грузии в течение нижнего и среднего байоса была занята морем. На севере здесь отлагалась глинисто-песчаная фация, на юге — вулканогенная. Между ними, начиная с верховьев р. Ингури, узкой полосой тянется к востоку смешанная фация, представленная чередованием нормально-морских и вулканогенных отложений. Преимущественным развитием пользуется вулканогенная фация, являющаяся результатом интенсивной подводной вулканической активности. Вулканические центры приурочены к геосинклинальным областям, но продуктами вулканической деятельности покрываются и жесткие участки (Грузинская глыба, Локский массив).

Вдоль северной периферии Грузинской глыбы, на Локском массиве и в местах кордильер верхнего лейаса байосская трансгрессия хорошо выражена, а в остальной части территории Грузии, в особенности в северной зоне геосинклинали Южного склона, среднеюрские свиты глинистых сланцев и песчаников, а также порфиритовая согласно перекрывают верхнелейасовые отложения (рис. 58).

Анализ мощностей байосских отложений дает ясную картину расположения и очертания как геосинклинали Южного склона, так и дру-

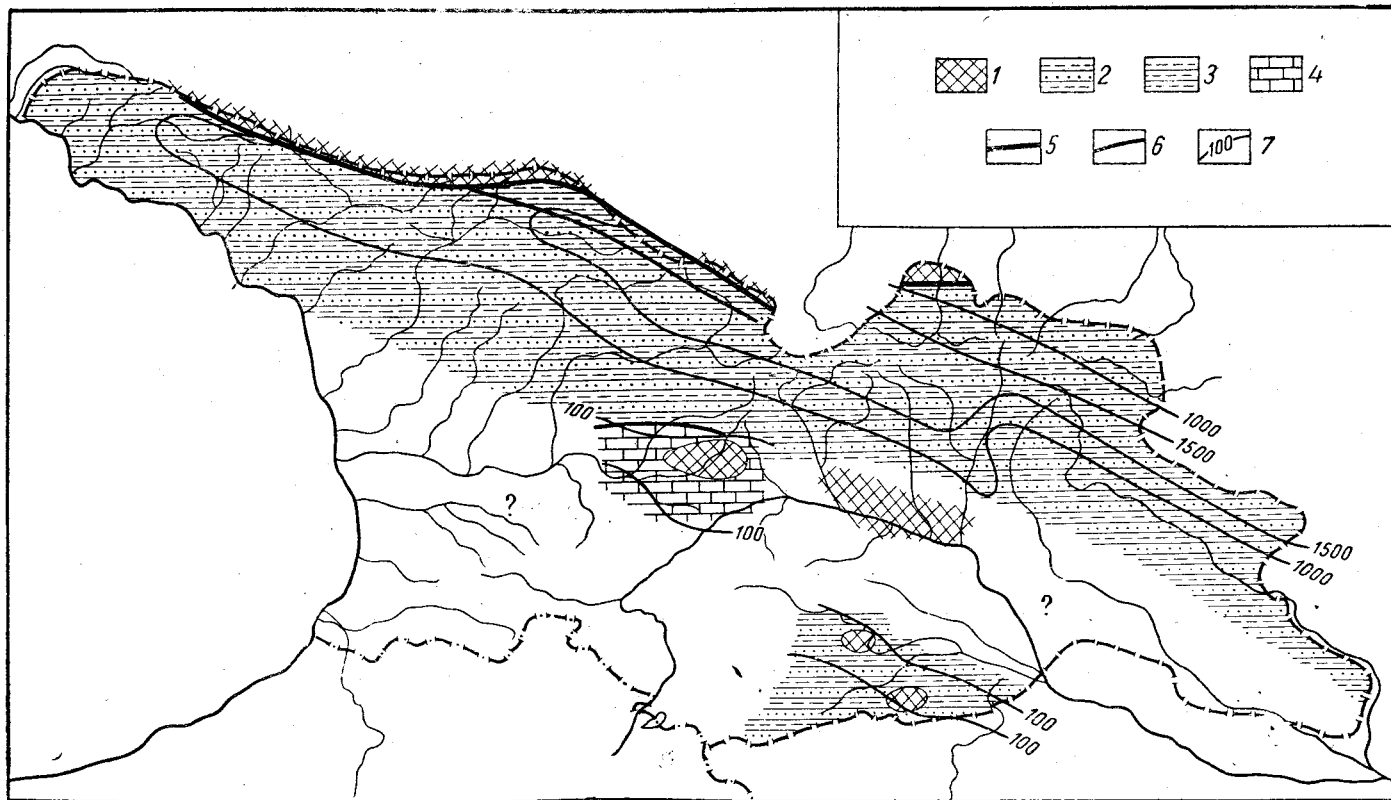


Рис. 57. Фации и палеогеография верхнего лейаса

1 — суша аалена; 2 — чередование глинистых сланцев и песчаников; 3 — глинистые сланцы; 4 — известняки; 5 — тектонический контакт; 6 — границы фаций; 7 — линии равных мощностей

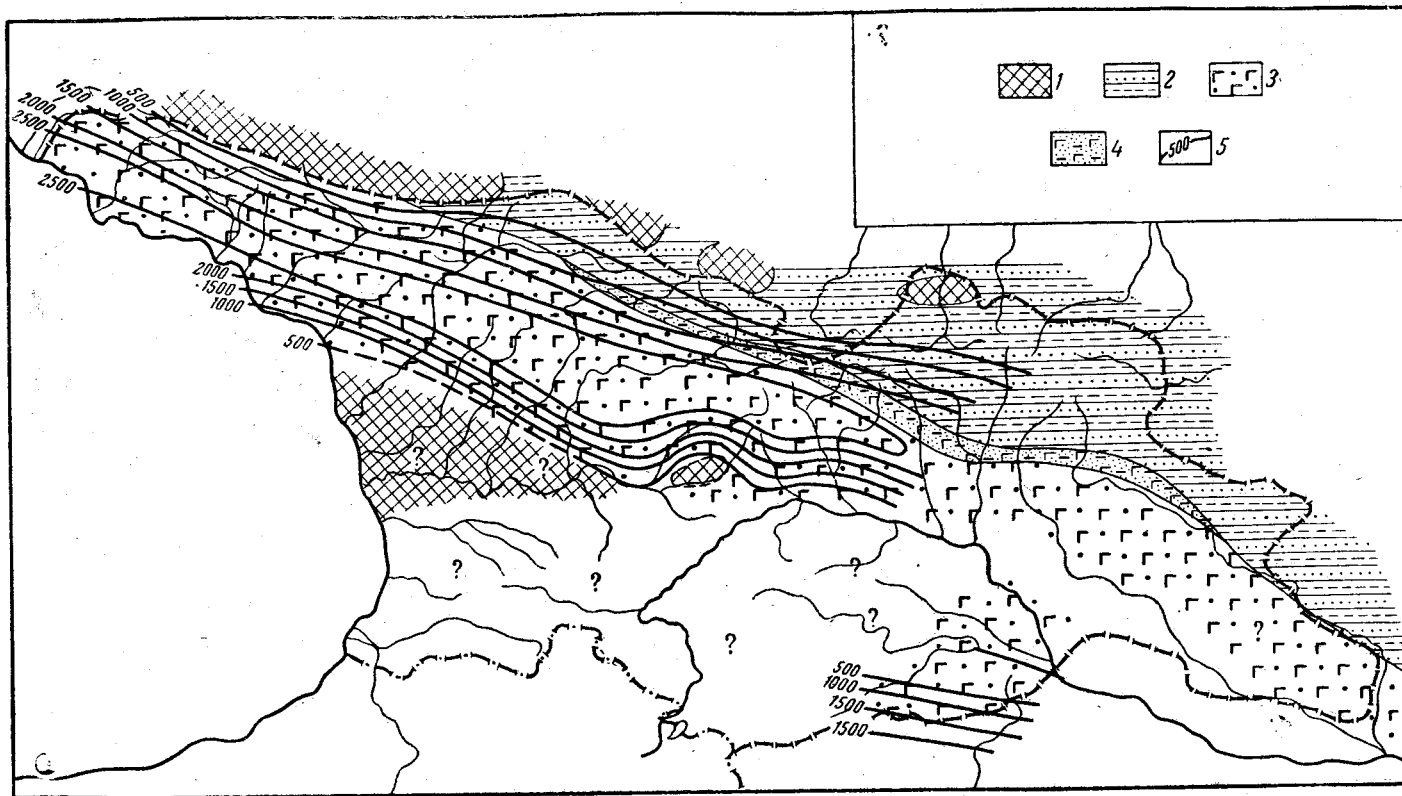


Рис. 58. Фации и палеогеография байоса

1 — суша; 2 — глинистые сланцы и песчаники; 3 — порфирировая свита; 4 — чередование терригенных и вулканогенных пород; 5 — линии равных мощностей

гих геотектонических единиц Грузии. В частности, видно, что наибольшее погружение геосинклинали Южного склона наблюдается в ее южной части, в полосе, примыкающей к Грузинской глыбе, где и предполагается (Кахадзе, 1947; Дзодендзе, 1948) наличие глубинных разломов, по которым происходили вулканические извержения.

В северной зоне геосинклинали Южного склона, где в мелком море происходит накопление терригенного материала, в байосском веке вулканическая активность нашла отражение в образовании диабазовой формации в виде пластовых и секущих жил.

В Юго-Восточной Грузии углубление моря наблюдается по направлению с северо-запада на юго-восток, к центральной части Антикавказской геосинклинали.

В верхнем байосе погружение и вулканическая деятельность постепенно ослабевают; в верхней части порфиритовой свиты появляется терригенный материал, часто аркозового характера, количество которого увеличивается кверху. В результате положительных движений значительные участки становятся областями денудации.

Местами создались благоприятные условия для угленакопления (селения Мухура — Хрейти — Чала); здесь в песчаниках, богатых кварцево-аркозовым материалом, отмечено обилие растительного детритуса и линз угля.

Начавшаяся в верхнебайосское время регрессия продолжалась и в **батском веке**. В результате регрессии отдельные острова, намечавшиеся в гребневой части Большого Кавказа, стали расширяться и обильнее снабжать геосинклинали бассейн терригенным аркозовым материалом (Северо-Западная Абхазия, Верхняя Рача и Верхняя Сванетия). Море покидает значительную часть Грузинской глыбы и примыкающую полосу геосинклинали. На отдельных участках вдоль северной периферии глыбы образовались опресненные лагунного характера бассейны, в которых создались условия, весьма благоприятные для угленакопления (города Ткибули, Шаори, Гелати, Магана, Ткварчели и Бзыби). Эти каменноугольные месторождения образовались приблизительно в одинаковых физико-географических условиях, но однако в деталях имеется некоторая разница в условиях их формирования. Так, например, Окрибскую угленосную свиту (Ткибули, Гелати, Шаори) подстилают листоватые сланцы, которые, очевидно, отлагались в более просторном лагунном бассейне, куда терригенный граувакковый материал сносился с молодых антиклиналей порфиритовой свиты (Бзнаурское, Сацалике-Шкмерское и Робинасцверское поднятия), а аркозовый — с Грузинской глыбы. Регрессия, по-видимому, все больше и больше обнажала сушу, Окрибский батский бассейн, уменьшался, обмелел и на юге создались условия для угленакопления, в то время как на севере, в Дзмуисском районе, все еще накапливались листоватые сланцы.

Что касается Ткварчельского и Маганского месторождений, то угленосные отложения непосредственно залегают на порфиритовой свите и здесь листоватых сланцев нет. Эти месторождения формировались с начала же батского века в изолированных друг от друга лагунах.

Относительно Бзыбского месторождения можно отметить, что наличие в его отложениях морской фауны указывает на его связь с открытым морем.

В последних трех месторождениях к северу чувствуется наличие молодых поднятий, служивших источником сноса грауваккового материала.

Исследования Г. С. Дзоценидзе (1948) показали, что вулканическая деятельность, постепенно затухая, в некоторой мере продолжалась и в батском веке.

В северной полосе среднеюрские терригенные нормально-морские отложения являются результатом непрерывной седиментации; здесь осадконакопление происходило как в нижне-, так и в верхнебатское время. Такие же условия должны были существовать и в восточной части геосинклинали Южного склона (рис. 59).

Грандиозная батская регрессия, начавшаяся еще в верхнем байосе, была связана с предкелловейской — батской орогенической фазой — одной из самых крупных в геологической истории Грузии. Она впервые была установлена А. И. Джанелидзе (1940) в Окрибе и Раче, а позже И. Р. Кахадзе (1947) доказал большое ее значение для всей Грузии и Кавказа. С этой орофазой связано, помимо образования регрессивных отложений батского возраста в Окрибе, Мегрелии и Абхазии, общая регрессия и складкообразование — развитие древних структур и образование новых на Грузинской и Артвинско-Болнисской глыбах и в геосинклинали Южного склона и, что самое важное, разделение геосинклинали Южного склона на два бассейна. В это же время образовалась крупная полоса кордильер вдоль южного края геосинклинали, начинающаяся в Западной Абхазии (хребет Кацирха) и тянущаяся на восток до Цив-Гомборского хребта включительно. С этими же движениями, по-видимому, связано формирование крупных глубинных разломов по краям Местийско-Тианетской зоны (Гамкрелидзе, 1959).

Батская фаза вызвала крупные перемены палеогеографического характера на всем Кавказе. Она сыграла значительную роль в консолидации подзоны порфиритовой юры Гагрско-Джавской зоны (Кахадзе, 1947; Гамкрелидзе, 1951, 1957). Однако следует отметить, что все исследователи, касавшиеся до настоящего времени этого вопроса, считали консолидацию порфиритовой юры полной. Анализ фактического материала показывает, что полоса порфиритовой юры вовсе не испытала такой сильной консолидации. В южной части полосы в бассейнах рек Риони и Цхени-цкали (к югу от Рачинско-Лечхумской синклинали) наблюдается довольно слабая складчатость порфиритовой свиты, о чем уже было сказано выше, и там же это явление было объяснено близостью кристаллического субстрата Грузинской глыбы. В северной же части полосы меловые отложения дислоцированы не менее интенсивно, чем юрские.

С батской фазой в Грузии связаны крупные гранитоидные интрузии как в складчатой системе Южного склона (Келасурская), так и на Грузинской глыбе (Ципская, Хевисджварская) и на Артвинско-Болнисской глыбе (Поладаурская).

В Грузии в результате этих движений формируется нижне- и среднеюрские структурные ярусы.

В течение **верхней юры** в пределах геосинклинали Южного склона Большого Кавказа шло накопление терригенно-карбонатного флиша, продолжавшее в большей части бассейна без перерыва среднеюрскую седиментацию (Кахадзе, 1947). Здесь существовали отделенные друг от друга батской складчатостью два флишевых бассейна: Западный, охватывавший Северо-Западную Абхазию и располагавшийся большей частью за пределами Грузии, и Восточный, простиравшийся от Верхней Сванетии на восток непрерывной полосой до восточной границы республики и также уходивший за ее пределы. К югу от этих бассейнов располагались заливы моря: на западе — Абхазский и на востоке — Рачинский. Геосинклиналь от этих заливов была отделена полосой кор-

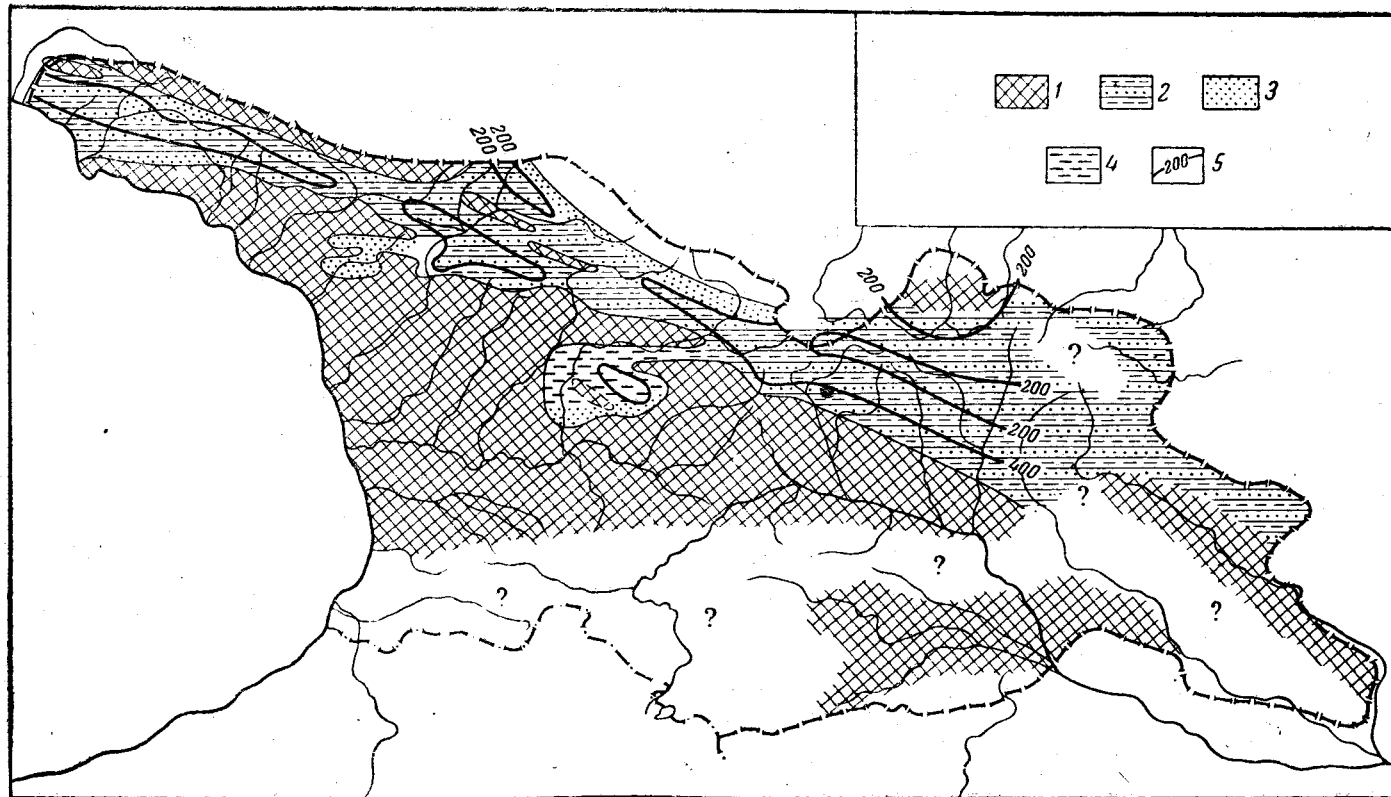


Рис. 59. Фации и палеогеография нижнего бата

1 — суша; 2 — чередование глинистых сланцев и песчаников; 3 — песчаники; 4 — аргиллиты и глины; 5 — линии равных мощностей

дильер или, возможно, уступом глубинного разлома, зародившегося в батскую фазу складчатости у южного края флишевого бассейна. Сами заливы разделялись сушей, отражавшей тенденцию поперечного поднятия Кавказа. Последовавшее за батской регрессией погружение с начала же келловоя привело как к затоплению значительной части кордильер в самой геосинклинали, так и к вторжению моря в эти заливы. Трансгрессия достигла максимума уже в оксфорде, но и тогда между заливами оставалась область суши (рис. 60).

Восходящие движения, предвещающие андийскую фазу складчатости, привели к образованию барьерного, главным образом кораллового, рифа в зоне кордильер (рис. 61).

Рифообразование, начавшееся в нижнем лузитане, продолжалось в течение кимериджа и местами также и титона. Андийская фаза складчатости привела в кимеридже к ингрессии лагун, и формированию тектогенных депрессий, где начала отлагаться лагунно-континентальная, терригенная, гипсоносная пестроцветная свита, накопление которой местами длилось, возможно, и в титоне. В геосинклинали с андийской фазой было связано лишь возрождение кордильер, приведшее к образованию конгломератов и брекчий в флишевых отложениях. В Гагрско-Джавской зоне в титоне также наблюдаются признаки омеления (брекчиевидные известняки), связанные с андийской орофазой (рис. 62).

Андийская фаза слабее батской, но сильнее последующей, австрийской, хотя и не везде, как это вообще характерно для всех орофаз. Например, в большей части Местийско-Тианетской зоны и в Западной Абхазии она выражена очень слабо, и здесь выделение связанного с ней структурного яруса (точнее подъяруса) наталкивается на трудности. В Местийско-Тианетской зоне, например, эта орофаза выражена только внутрiformационными конгломератами свиты ципори, появление которых еще В. П. Ренгартен (1931) объяснил размывом кордильер, появившихся в северной части полосы.

В Рачинской зоне складчатой системы Южного склона сравнительно четко выделяется структурный подъярус верхней юры, тогда как на Грузинской глыбе и в значительной части Гагрско-Джавской зоны этому подъярису соответствует только кимериджская лагунно-континентальная пестроцветная свита. Ввиду отсутствия верхнеюрских отложений на Артвинско-Болнисской глыбе говорить об андийской фазе здесь не приходится, но зато на Малом Кавказе в Армении и Азербайджане эти движения довольно интенсивные и вызывают значительные палеогеографические перемены.

С началом валанжина совпадает начало трансгрессии. Море наступает из Западно-Абхазского и Местийско-Тианетского бассейнов на юго-восток и юг и покрывает Гагрско-Джавскую зону, северную и северо-западную части Грузинской глыбы. Но центральная и восточная части Грузинской глыбы (Дзирульский массив, Мухрано-Тирифонская подзона) продолжают оставаться сушей.

В валанжине в Местийско-Тианетской зоне отлагается мощный карбонатный флиш. В Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе, в районах трансгрессивного залегания валанжина, отлагались базальные терригенные образования, сменяющиеся выше карбонатными осадками. Мощность базальной пачки изменчивая, местами всего около 0,5 м, но близ источника терригенного материала — Дзирульского массива, на его северной и северо-западной перифериях мощность базальной свиты кварцево-аркозовых песчаников достигает 80—100 м.

Сменяющие базальную терригенную пачку карбонатные осадки — известняки и доломиты — отлагались в мелководном теплом бассейне, на что указывает как их литологический состав, так и фауна, состоя-

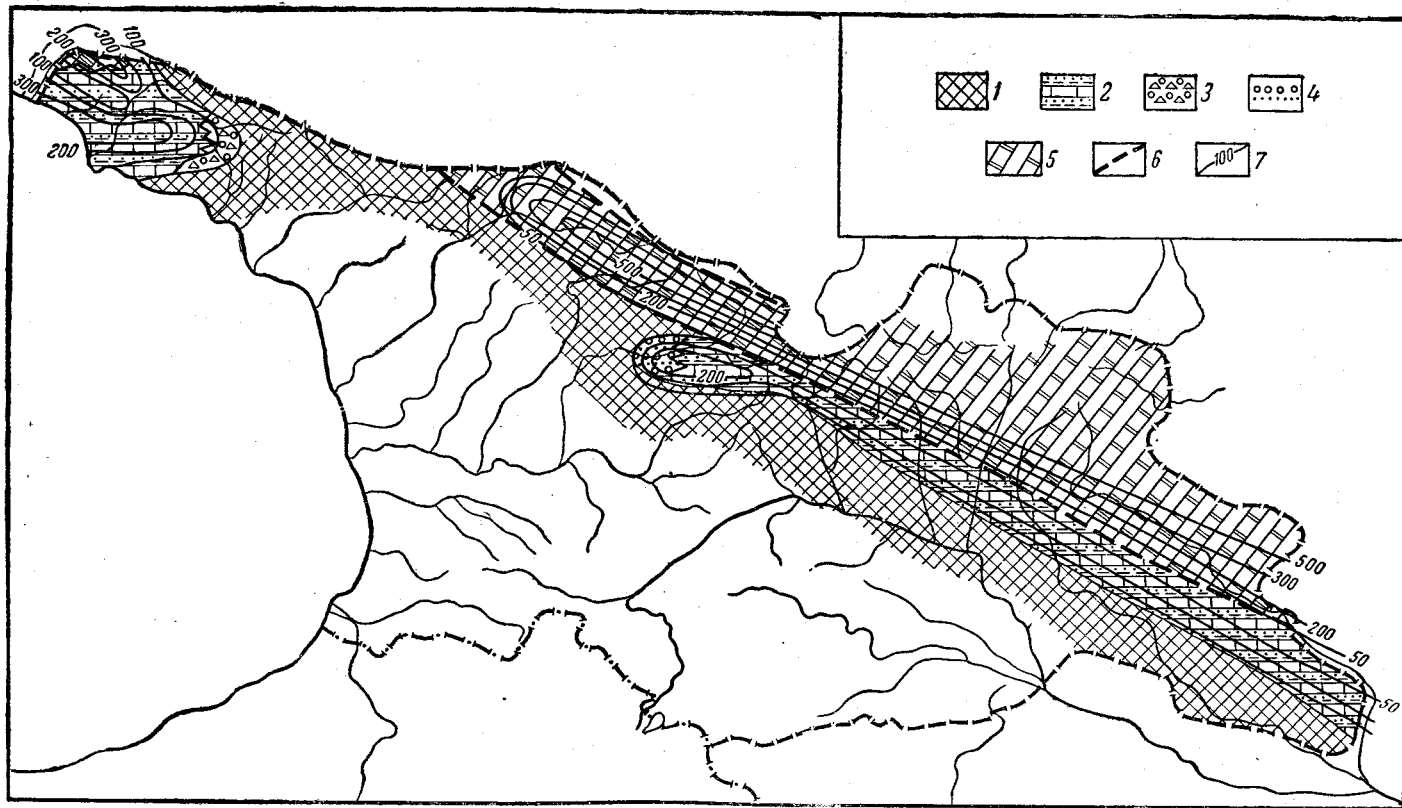


Рис. 60. Фации и палеогеография келловей-оксфорда

1 — суша; 2 — песчаные известняки, песчаники и глины; 3 — брекчии и конгломераты; 4 — конгломераты и песчаники; 5 — флиш карбонатный; 6 — глубинный разлом; 7 — линии равных мощностей

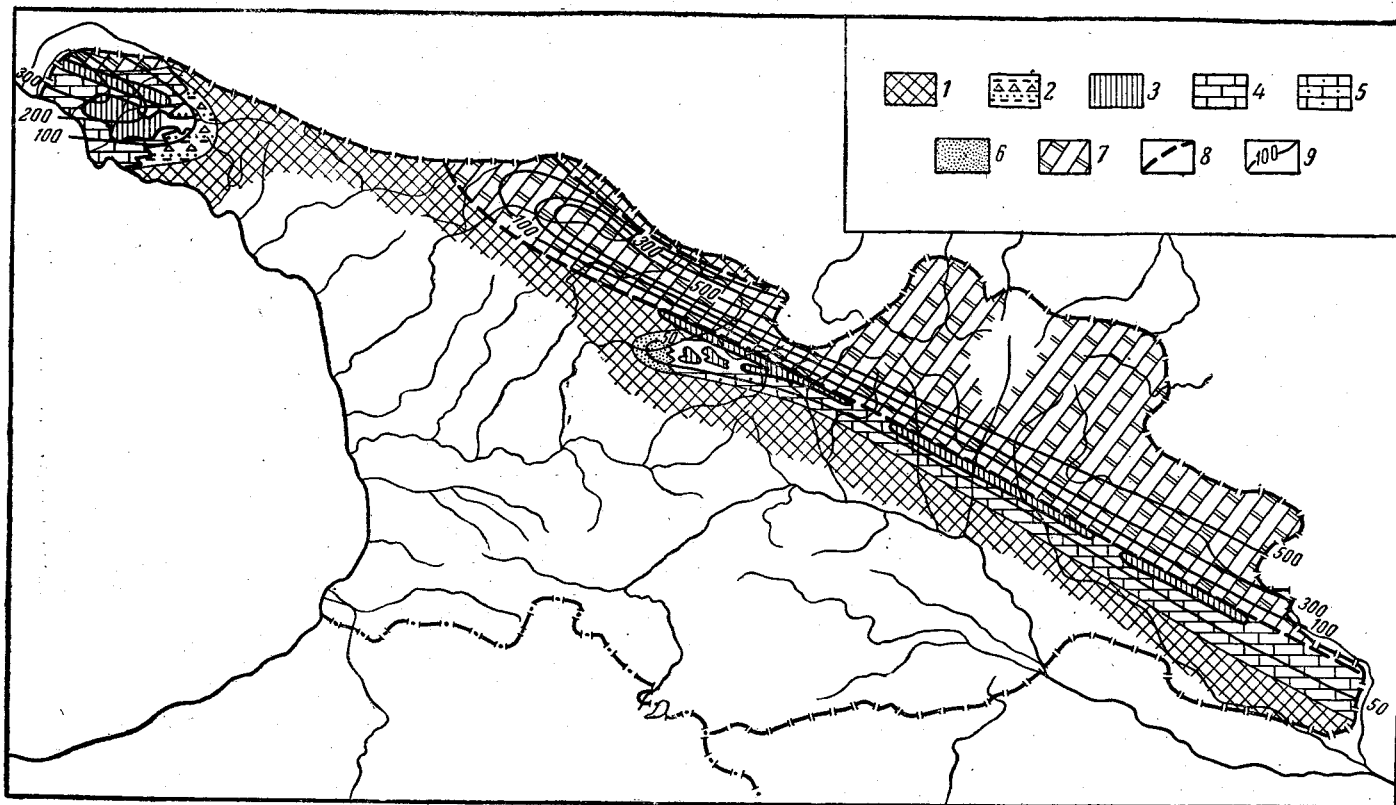


Рис. 61. Фации и палеогеография лузитана

1 — суша; 2 — пестроцветные брекчии, конгломераты, песчаники и глины; 3 — коралловые рифовые известняки; 4 — известняки; 5 — песчаные известняки и глины; 6 — песчаники; 7 — флиш карбонатный; 8 — глубинный разлом; 9 — линии равных мощностей

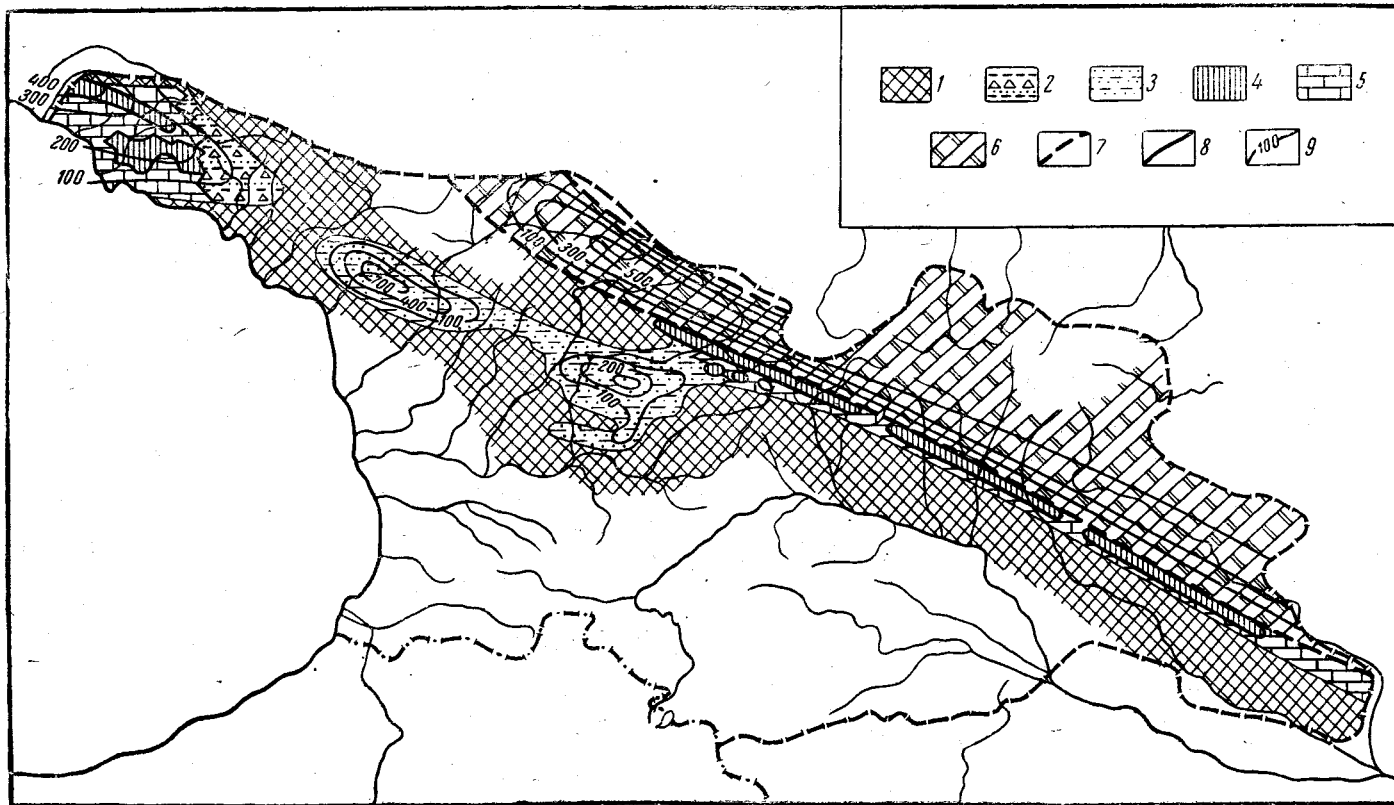


Рис. 62. Фации и палеогеография кимериджа

1 — суша; 2 — пестроцветные брекчии, конгломераты, песчаники и глины; 3 — лагуно-континентальная пестроцветная свита; 4 — коралло-рифовые известняки; 5 — известняки; 6 — флиш карбонатный; 7 — глубинный разлом; 8 — границы фаций; 9 — линии равных мощностей

шая из толстостенных гастропод и двустворчатых и реже из брахиопод (рис. 63).

Очертания моря в **готериве** были приблизительно такими же, что и в предыдущем веке. Возможно, некоторое перемещение береговой линии имело место на периферии Дзирульского массива. Местами (в Западной Абхазии) наблюдается незначительное углубление моря, выразившееся в смене известняков с экзогировыми известняками с редкими головоногими, а в Чиатурском районе терригенное осадконакопление сменилось карбонатным.

Изменение осадконакопления устанавливается и в Местийско-Тианетской зоне, где карбонатный флиш сменяется терригенным; образование последнего нужно увязать с подъемом и более сильным размывом суши (островов) в области центрального ядра Большого Кавказа. Эти осадки отлагались в данном районе до конца альба. Гагрско-Джавская зона и Грузинская глыба остаются покрытыми мелким теплым морем. Широко распространение доломитов и доломитизированных известняков в валанжине и готериве этих районов скорее всего объясняется диагенезом карбонатного ила на дне теплого мелкого моря. Трудно допустить осаждение первичных доломитов в лагунных условиях в этих районах; этому предположению противоречат палеогеографические данные, указывающие на наличие моря, а не лагун во время образования доломитов.

В **барреме** пределы моря расширились; море проникло на южную и восточную периферии Дзирульского массива. В некоторых районах Гагрско-Джавской зоны замечается углубление моря, выразившееся в появлении пелагической фации пелитоморфных известняков с головоногими (Западная Абхазия, северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали). Местами эта фация появляется уже в готериве (Гагра, Хидикари).

В Центральной Абхазии и на Грузинской глыбе в барреме отлагалась мелководная фация органогенных известняков ургона. Между пелагической и ургонской фациями распространена смешанная фация, в которой часть баррема представлена ургонскими известняками, а верхний горизонт — пелитоморфными известняками с фауной экзогир и часто с кремневыми стяжениями; местами в этом горизонте встречаются редкие головоногие. На Грузинской глыбе к верхам баррема также приурочены маломощные слои с экзогирами, налегающие на ургон.

Подобное распространение фаций баррема показывает, что в Западной Абхазии и на северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали выделялись сравнительно глубоководные участки, остальная же часть Гагрско-Джавской зоны и Грузинская глыба были покрыты мелким морем.

С распределением глубины моря увязывается и интенсивность прогибания, устанавливаемая на основании анализа мощностей. В валанжине и готериве максимальное прогибание приурочено к Западной Абхазии и северному крылу Рачинско-Лечхумской синклинали, где мощность этих ярусов наибольшая. К этим же районам приурочено наибольшее (не компенсированное) прогибание в барреме, наибольшие же мощности баррема приурочены к зоне смешанных фаций, где прогибание было компенсированным. На Грузинской глыбе мощность баррема меньше, а фации мелководные. Незначительная мощность мелководных отложений баррема Центральной Абхазии указывает на тенденцию поднятия в этом районе (рис. 64).

В **апте** наблюдается углубление моря на Грузинской глыбе и в большей части Гагрско-Джавской зоны, приведшее к приблизительно

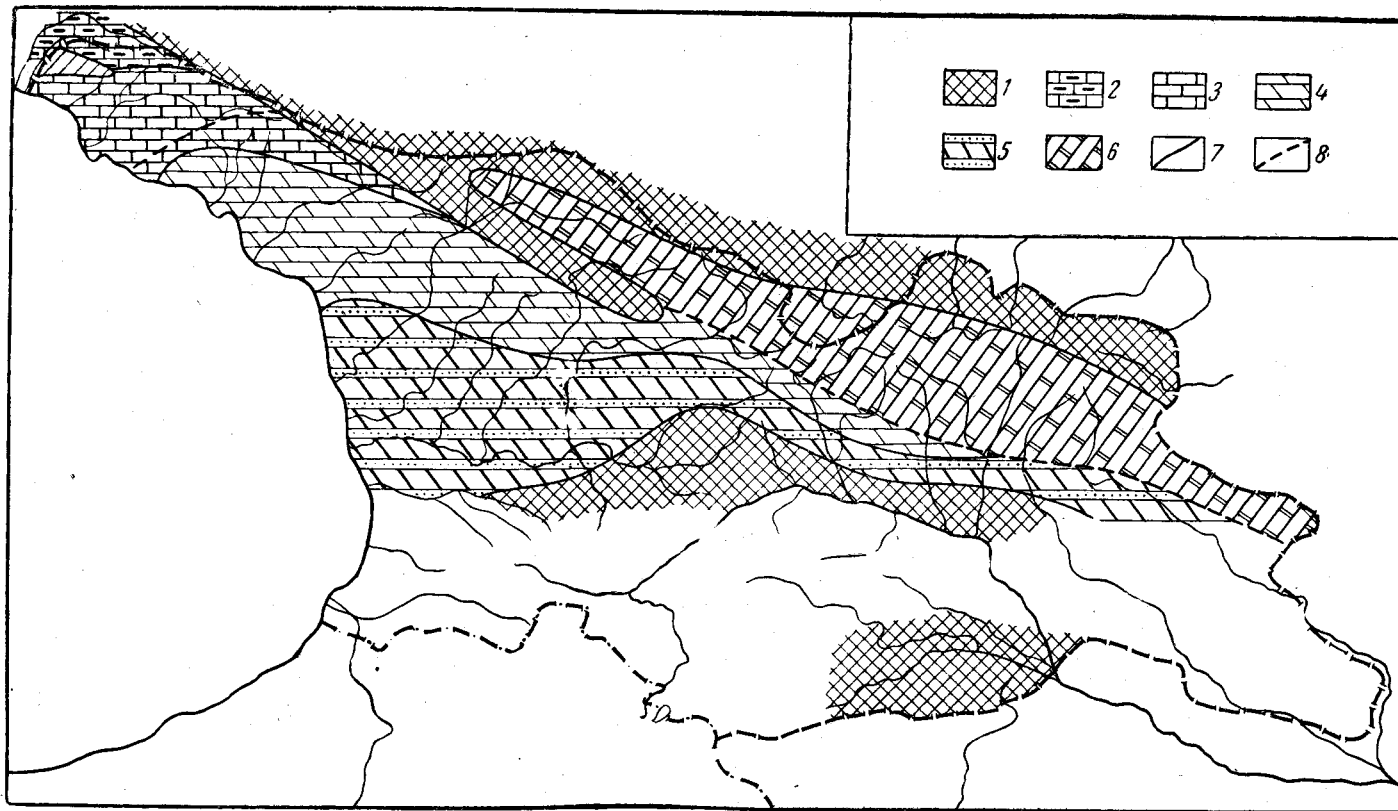


Рис. 63. Фации и палеогеография валанжина

1 — суша; 2 — мергели и мергелистые известняки; 3 — известняки; 4 — доломиты и доломитизированные известняки; 5 — доломиты и доломитизированные известняки с песчаниками в основании; 6 — карбонатный флиш; 7 — границы фаций; 8 — линии ненормального контакта фаций

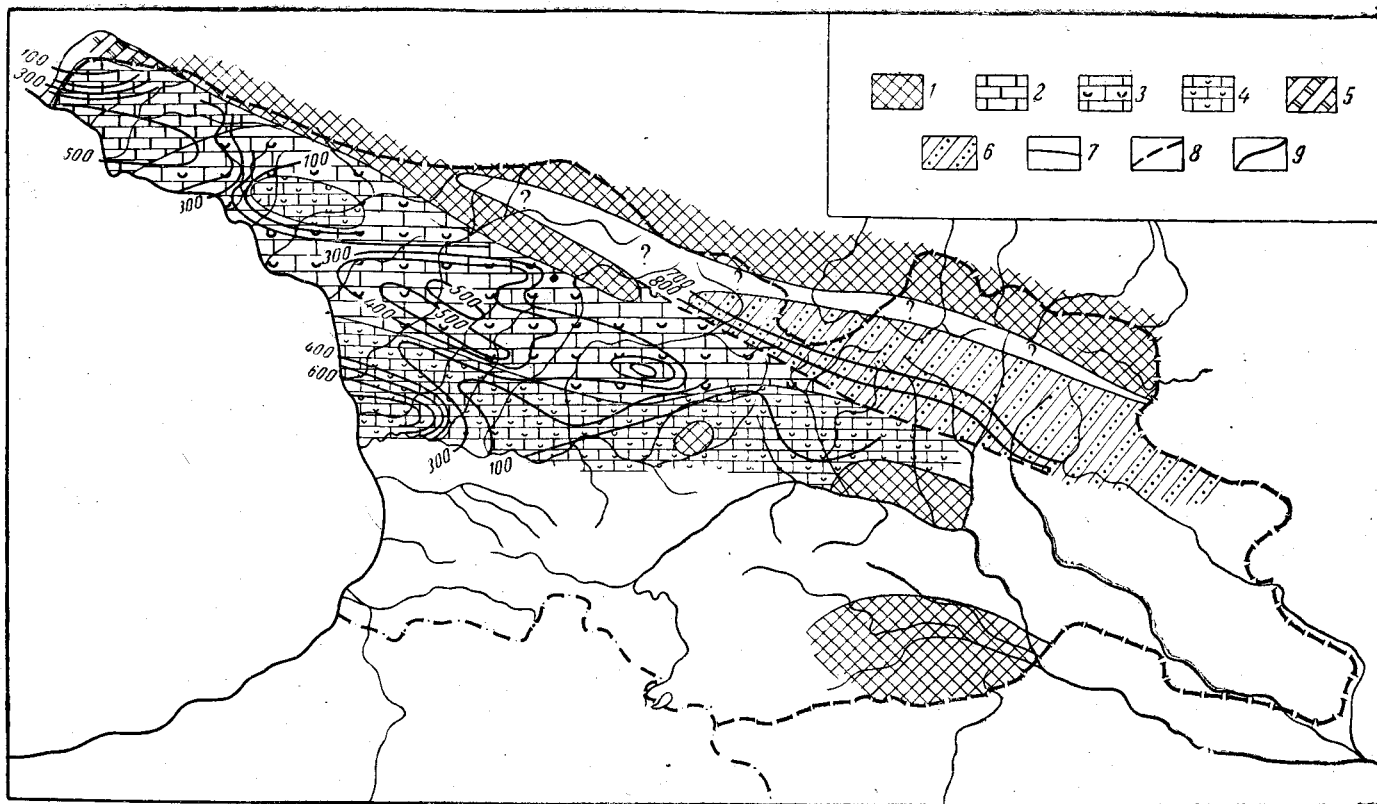


Рис. 64. Фации и палеогеография баррема

1 — суша; 2 — известняки с фауной головоногих; 3 — чередование пелитоморфных и зоогенных известняков; 4 — зоогенные известняки (ургон); 5 — флиш карбонатный; 6 — флиш терригенный; 7 — границы фаций; 8 — линии ненормального контакта фаций; 9 — линии равных мощностей

одинаковым условиям в этих районах и вырисовывавшихся ранее (в барреме) участках распространения пелагических фаций. Везде здесь отлагались мергели и известняки мощностью до 15—40 м с разнообразной фауной. Лишь местами отмечаются фациальные изменения; в Центральной Абхазии нижний апт представлен маломощными (1,5—2 м) брекчиевидными, глауконитовыми известняками, образование которых связывается с деятельностью морских течений. Хотя фации и мощности апта более или менее одинаковые, все же можно отметить, что в Гагрско-Джавской зоне мощность апта местами достигает 40 м; это значительно больше, чем на Грузинской глыбе, где она обычно не превышает 15—20 м. На Грузинской глыбе в апте преобладают известковистые мергели, замещающиеся в верхних горизонтах глинистыми мергелями; в Гагрско-Джавской зоне наряду с мергелями широко распространены глинистые известняки и иногда (на северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали) апт целиком слагается глинистыми известняками. Следует отметить, что в ряде разрезов апта Грузинской глыбы—в бассейне р. Цхенис-цкали, в Цхалтубо и Кутаиси, в верхнем апте встречаются линзы и прослои (0,05—0,1 м) песчаных мергелей и известково-глауконитовых песчаников, появление которых также нужно увязать с деятельностью течений.

В наиболее южных разрезах Грузинской глыбы (сел. Молити) апт представлен смешанной карбонатно-туфогенной фацией, образование которой связано с привнесением туфогенного материала из Аджаро-Триалетской геосинклинали, в которой апт целиком слагается туфогенными осадками; сильная вулканическая деятельность в аптском веке в Аджаро-Триалетской геосинклинали несомненна.

В альбе очертания моря были, по-видимому, теми же, что и в апте, но осадкообразование становится карбонатно-терригенным.

В Гагрско-Джавской зоне в альбе отлагались мергели с ауцеллинами; часто с мергелями чередуются прослои туфогенных песчаников и туфов; у сел. Никорцминда в верхнем альбе туфогенно-терригенный материал широко распространен. Та же мергелистая фация распространена в Цхалтубском районе у сел. Али. Но на Грузинской глыбе—в Окрибе и в бассейне р. Чхеримела—лишь клансейский горизонт слагается мергелями, в остальной же части альба широко распространен туфогенно-терригенный материал, что связано с усилением вулканической деятельности в Аджаро-Триалетской геосинклинали, в которой преобладают вулканогенные осадки. В среднем и верхнем альбе в бассейне р. Чхеримела вулканическая деятельность проявляется слабее (рис. 65).

В конце альба на Дзирульском массиве проявляется регрессия, вызвавшая перерыв между верхним альбом и сеноманом в Харагоульской синклинали и предсеноманский размыв альба и отчасти апта на северной и западной перифериях массива (г. Чиатура, сел. Чхари).

В Грузии совершенно не проявляются орогенические движения нижнемелового возраста, известные на Балканах и Карпатах.

Трансгрессивное залегание сеномана на юго-западной и северной перифериях Дзирульского массива, в Южной Окрибе, в долине р. Ксани и на Цив-Гомборском хребте, а также литологический состав альбской свиты навтис-хеви указывают, что перед сеноманом в пределах Грузинской глыбы и частично Цив-Гомборского хребта образовалась длинная полоса суши (Кахетинско-Дзирульская суша). Северный край суши четко обрисовывается, что же касается южного, можно лишь сказать, что он располагался в некотором удалении от Аджаро-Триалетской геосинклинали, так как в альбских отложениях последней присутствие терригенного материала еще не установлено. Пока нельзя быть уверен-

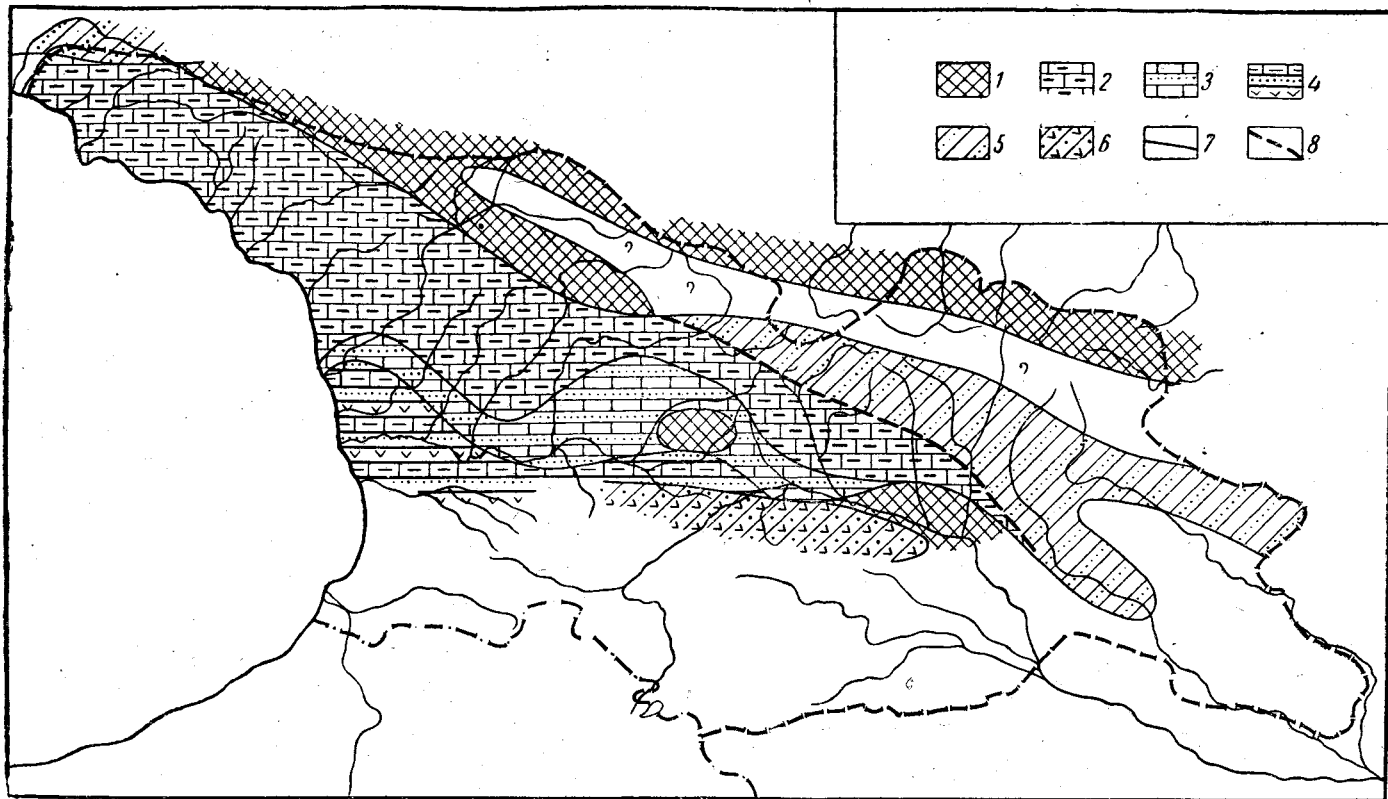


Рис. 65. Фации и палеогеография альба

1 — суша; 2 — мергели; 3 — мергели с прослоями песчаников и алевролитов (в Южной Окрибе преобладают алевролиты); 4 — чередование мергелей, песчаников, алевролитов и туфогенных пород; 5 — терригенный флиш; 6 — туфогенные осадки; 7 — границы фаций; 8 — линии ненормального контакта

ным, достигала ли эта суша на западе района Кутаиси — Цхалтубо — Асхи, где тоже имеются некоторые признаки размыва в кровле альба.

Второй крупный участок суши располагался на Артвинско-Болнисской глыбе, где нижний мел отсутствует. Третий крупный участок суши в течение всего нижнего мела располагался в области кристаллического ядра Большого Кавказа. Между этими участками сеноман согласно продолжает альб.

В начале сеномана Артвинско-Болнисская суша покрывается морем. Храмский массив покрывается несколько позже, в верхнем сеномане и, возможно, частично в нижнем туроне. Во всем регионе отлагаются мелководные вулканогенно-карбонатные отложения с устричными и рудистовыми банками.

В верхнем сеномане в южной части региона усиливаются извержения и образуются вулканогенные отложения среднего и кислого состава.

В Аджаро-Триалетской геосинклинали продолжается накопление вулканогенной (порфиритовой) серии, однако в отличие от альба заметна и карбонатная седиментация в виде цемента пирокластической и прослоев известняков и мергелей. Кроме того, в восточной части Триалетского хребта отмечаются прослой кварцевых песчаников, на основании чего мы думаем, что берег Кахетинско-Дзирульской суши здесь находился ближе, чем на западе. С другой стороны, берег этой суши хорошо виден на южной периферии Дзирульского массива, где сеноман богат кварцем. На Грузинской глыбе фации более изменчивы. У г. Цхакая и в районе г. Поти развита аджаро-триалетская вулканогенная фация. С ней же связана фация адсорбционных глин Цхалтубского района. Но основной фацией для глыбы являются глауконитовые песчаники распространенные в Южной Окрибе, Южной Раче, в комплексе горы Асхи и частично в Северной Мегрелии (р. Хобис-цкали). Западнее, до р. Окуми включительно, с этими песчаниками переслаиваются мергели. Обе последние фации являются мелководными, на что указывают иноцерамы и глауконит. Последний, по-видимому, образовался за счет туфового материала (наличие которого часто отмечается в песчаниках) в условиях сильно подвижной водной среды.

На перифериях Дзирульского массива песчаники замещаются прибрежными кварцево-глауконитовыми известняками и известковистыми песчаниками.

В Гагрско-Джавской зоне преобладает более глубоководная мергелисто-глинистая фация, которая в Западной Абхазии замещается мергелисто-туфогенной. В более северных частях этой зоны снова появляются глауконитовые песчаники.

В Восточном флишевом бассейне (Местийско-Тианетском) для нижнего сеномана характерна фация полимиктовых песчаников, в которой размеры зерен увеличиваются в сторону Кахетинско-Дзирульской суши, а к северу вместе с углублением моря сильно уменьшаются (граниты, байосские порфиры и др.). Местами около суши отлагаются зоогенные известняки (р. Ксани).

В верхнем сеномане полимиктовые песчаники сменяются псевдобатиальной фацией силицитов. В Кахетинской подзоне, где эта фация развита наиболее типично, она содержит прослой грубообломочных пород, исключающие глубоководное происхождение силицитов.

По-видимому, отложение силицитовой фации связано с ослаблением сноса с Кахетинско-Дзирульской суши.

Фации Кахетинской подзоны прослежены на запад до бассейна р. Лиавхи. Западнее, по-видимому, они замещаются фациями Грузинской глыбы, что хорошо видно в долине р. Дведжори.

Грузинская глыба и Гагрско-Джавская зона выделяются как области малых и нулевых мощностей. На этом фоне более значительными

мощностями выделяются южное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали и Западно-Абхазская впадина.

Большими мощностями отличаются флишевые бассейны (100 м) и Аджаро-Триалетская геосинклиналь (300 м). Максимальные мощности наблюдаются в южной части Артвинско-Болнисской глыбы (рис. 66).

Изучение фаций сеномана дает ряд фактов, свидетельствующих о проявлении австрийской орофазы и характере движений земной коры.

Регрессия, начавшаяся в альбе, привела к образованию Кахетинско-Дзирульской суши. В сеномане эта суша частично опять погружается (периферии Дзирульского массива). Зато тенденция к поднятию проявляется в южном крыле Рачинской синклинали и в Центральной Абхазии (регрессивные глауконитовые песчаники). В конце сеномана регрессия коснулась и северной периферии Дзирульского массива (предтуронский перерыв). Эти движения имеют синорогенный характер, так как перед сеноманом и в течение сеномана в двух районах имело место складкообразование.

Одной складкой, зародившейся в это время, является Сацаликская антиклиналь между Рачинско-Лечхумской синклиналью и Дзирульским массивом. Сеноман бассейна р. Квирила богат кварцем и выклинивается под трансгрессивным туроном как к югу, так и к северу. К северу от Сацаликской антиклинали, в южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали (Никорцминда — Шкмери), кварц отсутствует, зато в шлiffe глауконитовые песчаники в изобилии содержат зерна мергелей. Объяснить это можно, если допустить, что Сацаликская антиклиналь выдвинулась в виде низкого острова, экранировавшего поступление кварца с Дзирульского массива и дававшего материал размыва альбских мергелей. Этим же объясняется разница в течении синорогенных движений по обе стороны антиклинали. В частности, трансгрессия сеноманского моря в бассейн р. Квирила проникает не со стороны Рачинской синклинали, а с запада, из Южной Окрибы; в этой полосе признаки трансгрессии усиливаются в восточном направлении (ингрессия).

Второй случай складкообразования наблюдается на южной периферии Дзирульского массива. Здесь Харагоульская и Молитская синклинали разделены крупной антиклиналью с кристаллическими породами в ядре. Эти складки древнее мела, так как нижний мел залегает с угловым несогласием. Но нижний мел в названных синклиналих представлен примерно одинаково. Это дает право считать, что названные синклинали в это время не были выражены. Начиная с сеномана их фации и история уже резко различны. В Харагоульской синклинали мы имеем трансгрессивные кварцево-глауконитовые известняки, мощность которых (100 м) заметно уменьшается по направлению к северо-восточному и юго-восточному краям синклинали. Трансгрессия (ингрессия) развивалась в северо-восточном направлении, вдоль оси синклинали.

В Молитской синклинали сеноман залегает согласно и представлен совершенно иной, вулканогенной, фацией. Ее мощность в западном направлении сильно уменьшается (от 400 до 100 м), что указывает на приближение к возвышенности. Следует обратить внимание, что в сеномане Харагоульской синклинали нет даже следов вулканогенного материала. Это свидетельствует, что в сеномане синклинали уже разделены, иначе трансгрессия в Харагоульской синклинали развивалась бы в северо-западном направлении и фации не различались бы так резко.

До складчатости обе синклинали находились в одинаковых палеогеографических и геотектонических условиях. Близость Аджаро-Триалетской геосинклинали чувствуется лишь в альбе по отложению вулканогенной фации. Начиная же с сеномана Молитская синклиналь ока-

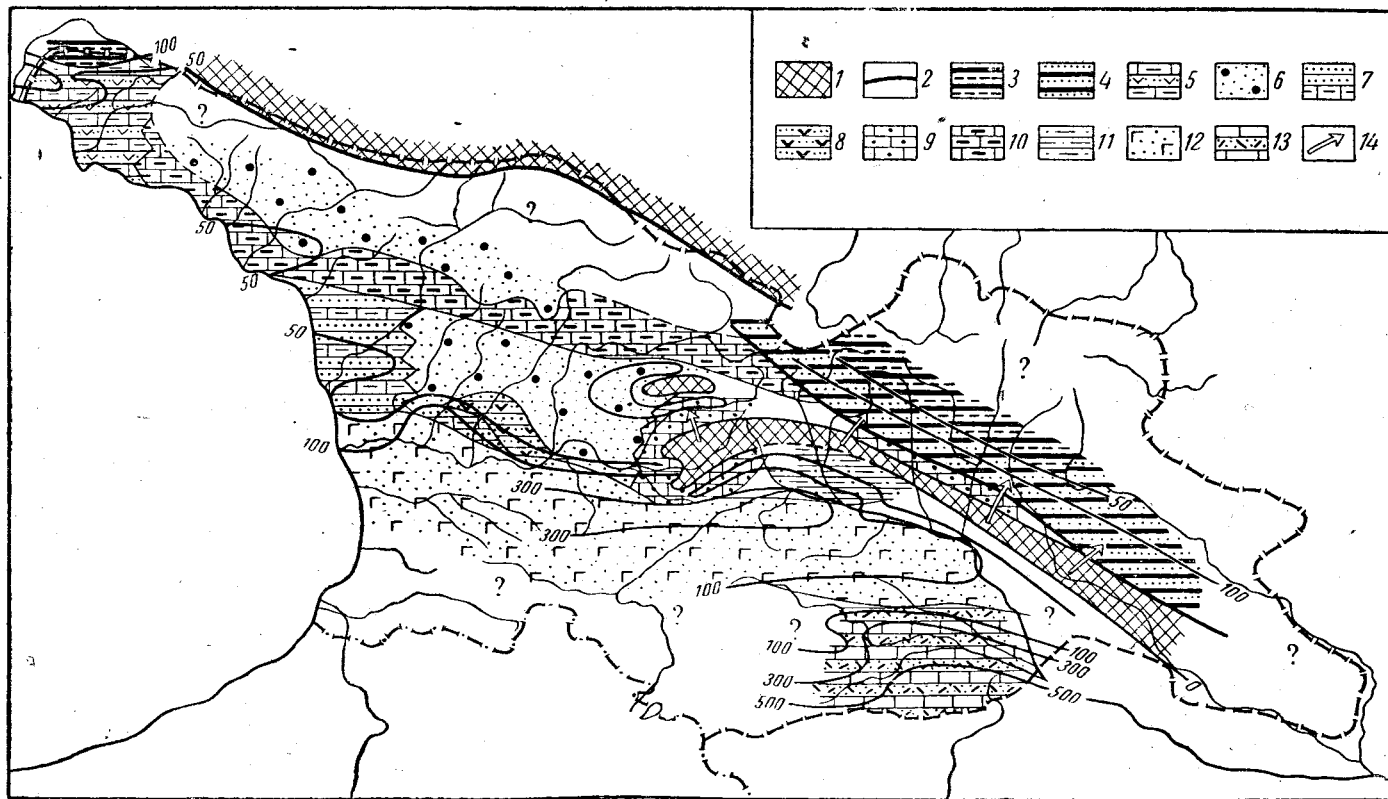


Рис. 66. Фаши и палеогеография сеномана

1 — суша; 2 — тектонический контакт; 3 — аргиллиты и силтициты; 4 — полимиктовые песчаники и силтициты; 5 — мергели и туфогенные породы; 6 — глауконитовые песчаники; 7 — глауконитовые песчаники и мергели; 8 — глауконитовые песчаники и отбеливающие глины; 9 — кварцево-глауконитовые известняки; 10 — мергели и глины; 11 — глины и алеволиты; 12 — порфирировая вулканогенная фашия; 13 — зоогенные известняки и кислая вулканогенная фашия; 14 — направление сноса

зывается в геосинклинальных условиях и в ней в течение всего верхнего мела отлагаются триалетские фации.

Признаки австрийской фазы замечаются и в Восточном флишевом бассейне. Грубообломочный и аркозово-граувакковый состав нижнесеноманских песчаников уже давно увязываются с этими движениями (Ренгартен, 1932). Можно отметить, что на Цив-Гомборском хребте трансгрессивная свита укугмрти в тектоническом отношении тесно связана с остальными верхнемеловыми свитами и образует разобщенные синклинали, характерные для строения этого хребта. Она имеет более пологие углы падения, чем нижнемеловой флиш.

В Аджаро-Триалетской геосинклинали явления складчатости отмечаются налеганием верхнего турона на сеноман в своде Кодманской антиклинали (западная часть Триалет). В основном же здесь происходило погружение геосинклинали.

На Артвинско-Болнисской глыбе показателями австрийских синорогенных движений являются региональная трансгрессия сеномана и, возможно, локальное несогласие турона (сел. Ивановка).

Таким образом, можно сказать, что перед сеноманом и в течение его имели место складкообразовательные и синорогенные движения. Конец движений отмечается трансгрессией турона.

Сравнивая разрезы различных геотектонических единиц, мы видим следующее. На Грузинской глыбе и во флишевых бассейнах сеноман является наиболее мелководным членом мелового разреза и большей частью залегает согласно. Поэтому его нужно считать регрессивным. Отмеченные случаи несогласия сеномана следует рассматривать как локальные ингрессии на фоне общей регрессии, вызванные сложными разнозначными движениями.

Южнее происходит погружение (Аджаро-Триалетская геосинклиналь) и трансгрессия (Артвинско-Болнисская глыба), т. е. явления противоположного знака, сопровождаемые интенсивным вулканизмом.

Нижний турон на Артвинско-Болнисской глыбе, в ее южной части, представлен вулканогенной (кварц-порфиритовой и альбитофировой) фацией. В северной части в ней появляются частые прослои известняков и мергелей.

В южной части Триалетского хребта развита вулканогенная фация основного состава. Такую же фацию следует ожидать и в пределах Аджаро-Имеретинского хребта, если судить по разрезу у сел. Дапнара. В восточной части Аджаро-Имеретинского хребта и на Триалетском хребте преобладает фация плитчатых известняков с подчиненными вулканогенными породами, с частыми иноцерамами и редкими аммонитами. Хорошая сохранность скульптуры иноцерамов указывает на отложение в зоне слабого действия волн.

На Грузинской глыбе и в Гагрско-Джавской зоне нижний турон является веком трансгрессии. Трансгрессия хорошо выражена в Центральной Абхазии, в южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали, на южном склоне горы Асхи, в Южной Окрибе и на северной периферии Дзирульского массива, т. е. везде, где сеноман закончился регрессией. В других районах показателем трансгрессии является смена мелководных изменчивых фаций сравнительно более пелагическими известняками и установлением однообразных седиментационных условий.

Исчезновение терригенного материала в нижнем туроне Восточного флишевого бассейна свидетельствует, что средняя часть Кахетинско-Дзирульской суши покрылась морем. Остался маленький остров на Дзирульском массиве, куда трансгрессия дошла после турона, и более крупная полоса суши в Гаре-Кахетии.

Западно-Кавказская суша осталась без изменений, так как на Северном Кавказе и на Кубанском поднятии (к северу от Западного флишевого бассейна) нижний турон отсутствует.

Как на глыбе, так и в Гагрско-Джавской зоне отлагались главным образом мелководные слоистые криптозернистые известняки с красными кремнями. Исключением являются долина р. Гализги и Рачинско-Лечхумская синклиналь (мергели и мергелистые известняки), район Цхалтубо — Гумбри (отбеливающие глины) и полоса Цхакая — Удзлуори (вулканогенная фация щелочно-основного состава, появляющаяся впервые). В Восточном флишевом бассейне отлагаются кремнистые известняки, замещающиеся в Мтиулетской подзоне по рекам Арагви и Ксани несколько более глубоководными розовыми пелитоморфными известняками.

В отношении мощностей картина аналогична сеноманской. Грузинская глыба и Гагрско-Джавская зона отличаются малыми мощностями (10—30 м). Несколько больше мощности в Восточном флишевом бассейне (до 40 м). В Аджаро-Триалетской геосинклинали и на Артвинско-Болнисской глыбе по-прежнему наблюдаются большие мощности (до 300 и 500 м), связанные с погружением (рис. 67).

Верхний турон и коньяк везде согласно залегают между нижним туроном и сантоном. На Артвинско-Болнисской глыбе развита все та же вулканогенная фация. В области Аджаро-Имеретинского хребта и южного склона Триалетского отлагаются порфириновые вулканогенные породы с прослоями красных известняков, но в восточной части первого развита фация плитчатых стально-серых известняков. В большей части Триалетского хребта, на Грузинской глыбе и в Гагрско-Джавской зоне распространена мелководная фация слоистых, розовых, красных и белых известняков с красными кремнями и иноцерамами. Только в районе Цхакая — Кутаиси — Асхи она замещается щелочно-основной вулканогенной фацией. На Дзирульском острове продолжается трансгрессия, и его площадь сокращается.

В южных подзонах Восточного флишевого бассейна отлагались по существу такие же красные известняки (верхний турон) и литографские известняки (коньяк), а в северной (Мтиулетской) подзоне преобладает последняя, — более глубоководная фация.

В Гаре-Кახетии остается участок суши (аркозовый материал в верхнем туроне Цив-Гомборского хребта).

В это время происходит выравнивание мощностей; максимальными мощностями характеризуются вулканогенные фации Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб (400 и 1000 м соответственно).

Следует отметить, что в западной части Триалетского хребта Сацхенисская антиклиналь начинает подниматься уже с верхнего турона (шлейф внутрiformационных конгломератов), что знаменует начало субгерцинской фазы.

В начале **сантона** на большей части территории Грузии устанавливаются однообразные условия осадконакопления и отлагаются литографские известняки (более глубоководные), за исключением Артвинско-Болнисской глыбы, где продолжается отложение вулканогенной фации. Площадь вулканогенной свиты в районе Кутаиси — Цхалтубо — Асхи сокращается.

Сокращается также Дзирульский остров, но Кахетинская суша осталась (наличие аркозовых прослоев в Тианетском и Ахметском районах).

Интересно, что в Кахетинской подзоне Восточного флишевого бассейна нижний сантон размывается перед верхним сантоном. Такое же положение отмечается и в области Триалетского хребта, на Горисдж-

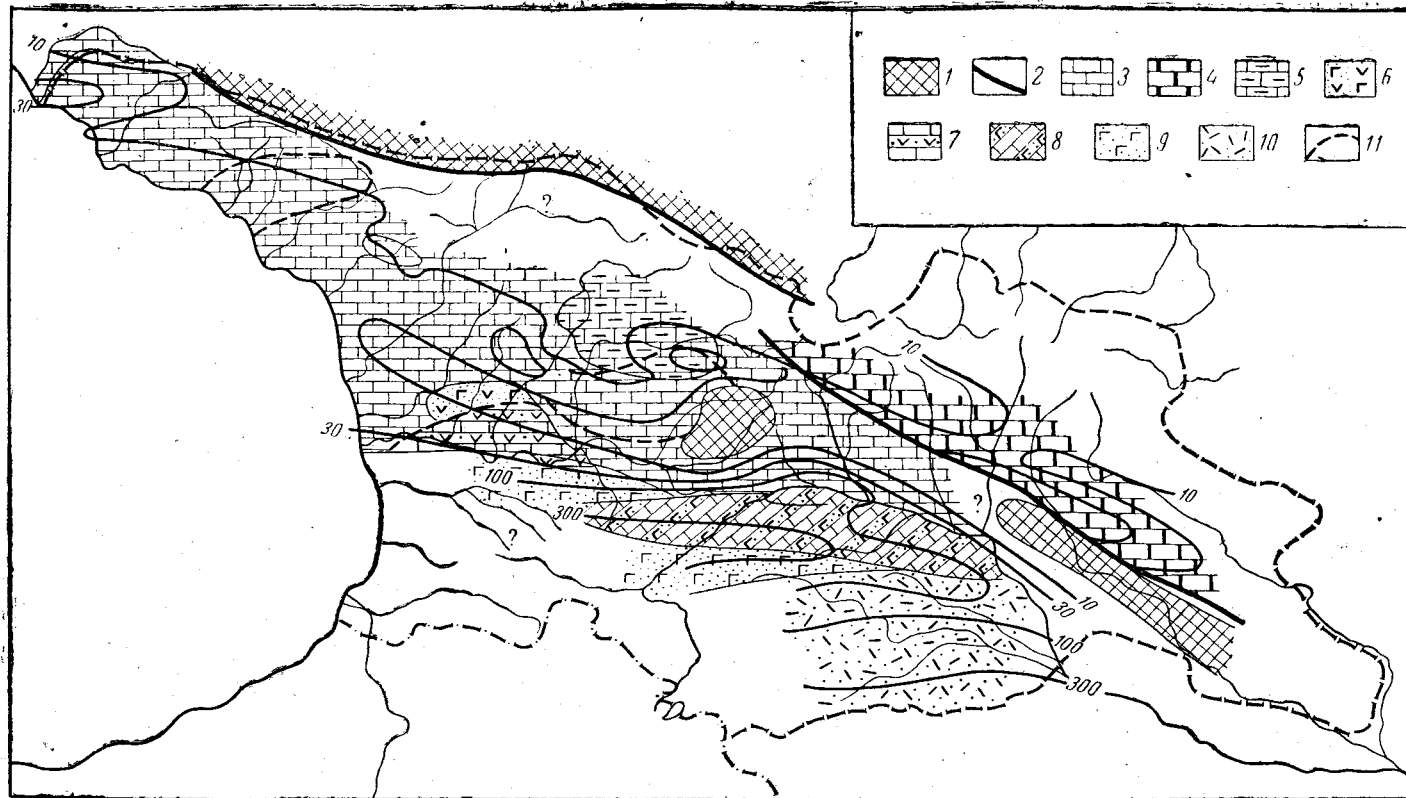


Рис. 67. Фации и палеогеография нижнего турона

1 — суша; 2 — тектонический контакт; 3 — криптокристаллические известняки; 4 — окремненные известняки; 5 — мергелистые известняки и мергели; 6 — щелочно-основная вулканогенная фация; 7 — известняки и отбеливающие глины; 8 — плитчатые серые и зеленые известняки и вулканогенные породы; 9 — порфиритовая вулканогенная фация; 10 — кислая вулканогенная фация; 11 — граница трансгрессии

варско-Хведуретской антиклинали и в долине р. Тедзами, но на меньшей площади.

Отмеченный разрыв увязывается с субгерцинскими движениями. Последние на Цив-Гомборском хребте (сел. Череми) приводят к образованию углового несогласия под орбитоидной свитой, а в других местах Кахетинской подзоны обуславливают трансгрессию этой свиты. Таким образом, здесь отмечаются как орогенные, так и синорогенные движения. Подобные движения описываются и на Кубанском поднятии к северу от Западного флишевого бассейна.

На Тriaлетском хребте разрыв приурочен к сводам антиклиналей. На Горисджварско-Хведуретской антиклинали установлено несогласие кампана и местами маастрихта. В бассейне р. Тедзами верхам коньяка и низам сантона соответствует перерыв. Помимо этого, наличие конгломератов в нижнем сеноне сезерного крыла Сацхенисской антиклинали свидетельствует о поднятии и глубоком размыве этой складки до образования вулканогенной свиты.

Вслед за субгерцинской орофазой во флишевых бассейнах начинается накопление карбонатного флиша, а на краю Восточного бассейна (Кахетинская подзона) развивается грубообломочная фация орбитоидной свиты — дикий и грубый флиш. Состав и характер обломочного материала указывают, что Кахетинская суша сильно расширилась и поднялась.

Во всех остальных областях отлагалась примерно одинаковая пелагическая фация литографских известняков с иноцерамами, ежами и головоногими. Следует только добавить, что на Южно-Грузинской глыбе в нижнем кампане продолжались извержения на этот раз основного характера. Дзирульский остров еще более сокращается.

В распределении мощностей **сантонско-маастрихтских** отложений замечается определенная закономерность. На Грузинской глыбе мощности небольшие — до 180 м; в Гагрско-Джавской зоне они увеличиваются до 300 м; еще больше мощности во флишевых прогибах — до 500 м. В западной части Аджаро-Тriaлетской геосинклинали мощности достигают 1000 м. Большие мощности (до 1000 м) в основном за счет вулканогенной фации имеются и на Артвинско-Болнисской глыбе.

В верхнем сеноне Тriaлетского хребта, особенно в маастрихте, часты внутриформационные конгломераты, сложенные гальками пород меловых свит (вплоть до вулканогенной). Они являются шейфами поднимающихся антиклиналей.

Признаки древнеларамийского поднятия и размыва имеются в области Алазанской долины. В частности, у сел. Ахмета маастрихтский флиш содержит крупные гальки пелитоморфных известняков, исчезающие к югу. В связи с этим интересно отметить, что к северу от Западного флишевого бассейна, на Кубанском поднятии, описывается трансгрессия датского яруса (рис. 68).

Датский ярус везде согласно следует за маастрихтским, и представлен более мелководными регрессивными фациями. Часто он также согласно переходит в палеоген, но во многих местах размыт в результате новоларамийских или более молодых движений. Так, например, в большей части Артвинско-Болнисской глыбы и на южном и северном склонах Тriaлетского хребта средний эоцен налегает местами на более древние члены мела.

На Грузинской глыбе разрыв датских отложений палеогеновыми трансгрессиями происходил в долине р. Гализга (Восточная Абхазия), на южном крыле Экской антиклинали (Южная Мегрелия), на южном склоне горы Асхи, в северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали, а также у сел. Шкмери и на Карталинской равнине.

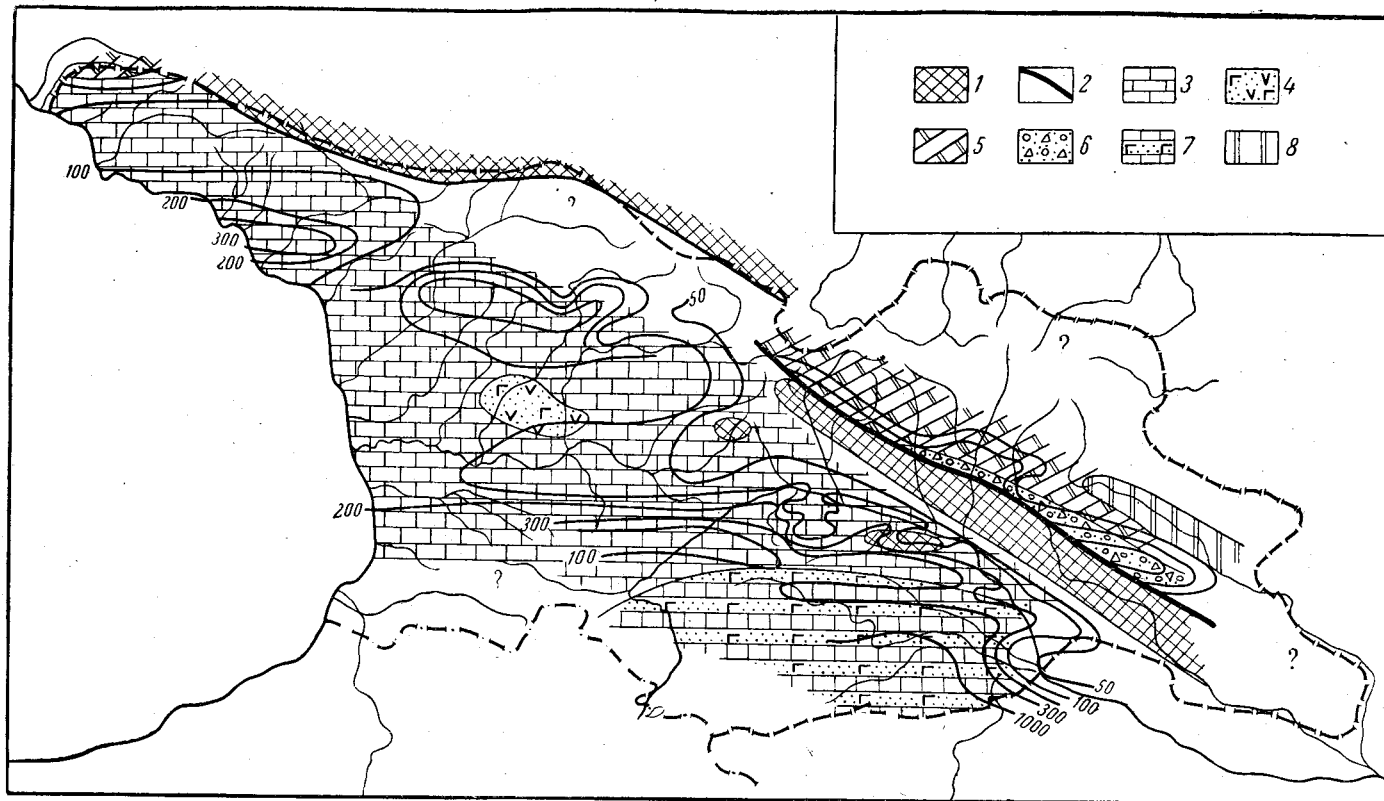


Рис. 68. Фации и палеогеография сантона — маастрихта

1 — суша; 2 — тектонический контакт; 3 — известняки литографского типа; 4 — щелочно-основная вулканогенная фация (St_1); 5 — карбонатный флиш; 6 — брекчии и конгломераты с прослоями песчаников, глин, мергелей; 7 — вулканогенная фация (St_2+cp_1) и литографские известняки (cp_2+mst); 8 — преддатский размыв

В Кахетинской подзоне Восточного флишевого бассейна датские отложения сохранились от размыва только в долине р. Иори.

В северной части Артвинско-Болнисской глыбы сохранились слоистые известняки с ежами, которые, вероятно, покрывали всю глыбу. В бассейне р. Алгети эта фация переходит в триалетскую. Во всей Аджаро-Триалетской геосинклинали отмечаются пестроцветные глины, мергели и песчаники — результат размыва древнеларамийских кордильер. К сожалению, отсутствие в отложениях грубообломочного материала затрудняет оконтуривание кордильер.

Интересно, что пестроцветная фация появляется и в Западной Абхазии.

В Гагрско-Джавской зоне развита фация слоистых кристаллических и мягких известняков с редкими ежами и грифееми. Такая же фация самостоятельной полосой выделяется на южной периферии Дзирульской массива. В промежутке между ними отлагались более мелководные массивные кристаллические известняки с устрицами.

Во флишевых прогибах развит терригенно-карбонатный флиш, а если судить по разрезу Тианетского района, в Кахетинской подзоне была развита фация брекчий и конгломератов. Следовательно, можно допустить, что Кахетинская и Дзирульская суши в это время вновь соединились.

Особняком стоит вопрос палеогеографической обстановки во фронтальной полосе Орхевского надвига. Как мы уже знаем, в ущелье р. Турдо найдена глыба датского известняка, переполненная ежами. Эта фация чужда флишу и могла отлагаться только южнее. С другой стороны, Кахетинская суша дает себя чувствовать в течение всего верхнего сенона. Остается допустить, что в датском веке восточная часть названной суши покрылась морем. Но поскольку ее очертания неизвестны, она не нашла выражения на карте (рис. 69).

Распределение мощностей датских отложений в основном подчиняется тому же плану, что и нижележащих отложений. Именно минимальные мощности приурочены к Грузинской глыбе. Кроме геосинклинальных областей, большие мощности наблюдаются также в Лечхуми (Гагрско-Джавская зона).

Ларамийская орофаза необычайно четко выражена в Грузии, как и во всем альпийском орогене. С ней увязываются регрессивные отложения датского яруса в Аджаро-Триалетской системе и в смежных геотектонических единицах, приуроченные к крыльям крупных антиклиналей и поэтому характеризующиеся зональным распространением. Этим же объясняются трансгрессивное залегание палеоценово-нижнеэоценового флиша на верхнемеловых известняках в сводах антиклиналей и согласный переход в датские отложения в синклиналях. Эта фаза также сильно выражена и в системе Южного склона Большого Кавказа, вызывая наряду со складчатостью большие палеогеографические изменения. Северная часть системы окончательно вышла из стадии погружения, и началась инверсия ее рельефа в широком масштабе.

В ламарийскую фазу оформился меловой структурный подъярус.

Органогенные породы мела Аджаро-Триалетской системы вверх по разрезу почти полностью сменяются терригенными отложениями палеоцена—нижнего эоцена, к которым местами примешивается вулканогенный материал. Однако Артвинско-Болнисская глыба, кордильеры Аджаро-Триалетской геосинклинали, Дзирульский массив и главным образом его восточное продолжение подвергались интенсивному размыву. В Западной Грузии в течение этого времени происходило накопление известняков и мергелей.

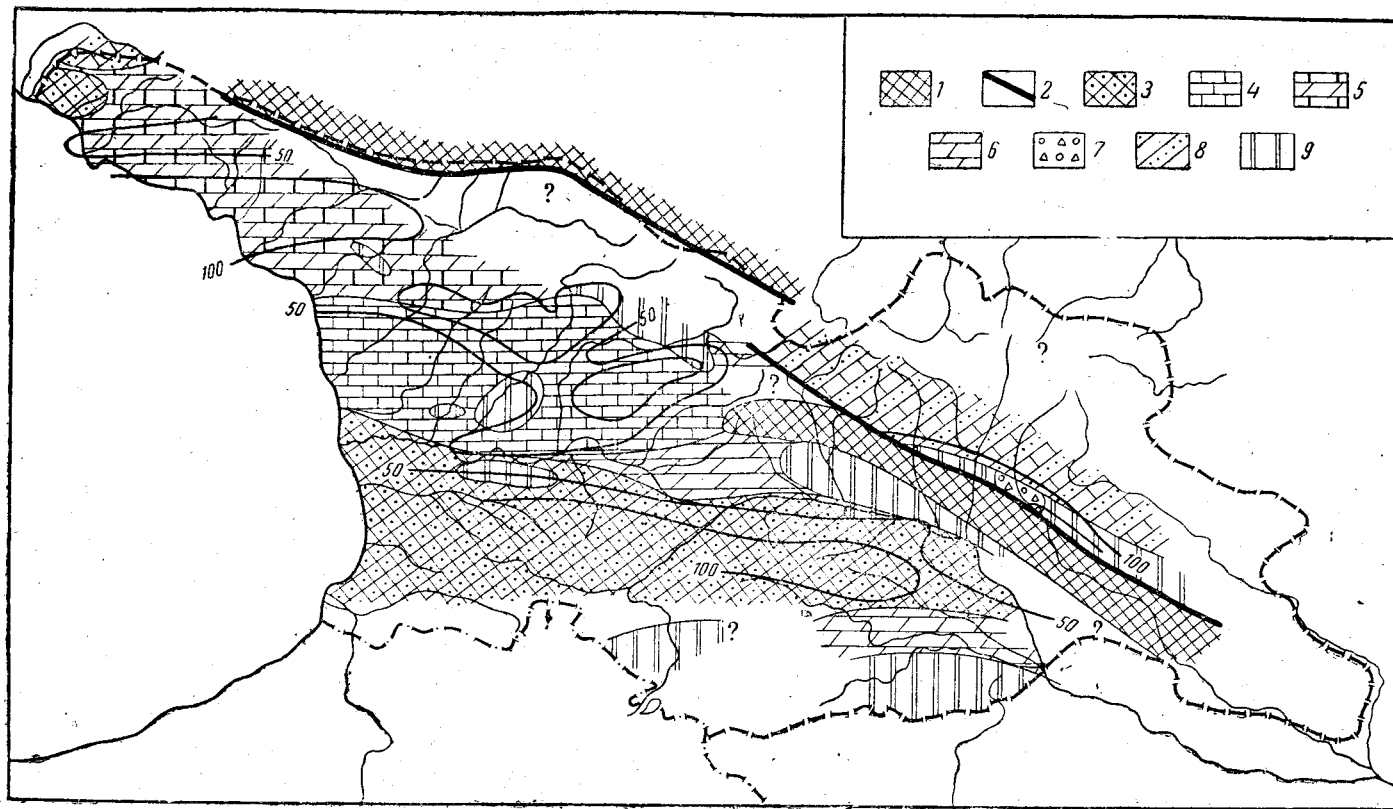


Рис. 69. Фации и палеогеография датского века

1 — суша; 2 — тектонический контакт; 3 — пестроцветные мергели и глины; 4 — массивные кристаллические известняки; 5 — чередование мягких и кристаллических известняков; 6 — литографские и мелоподобные известняки; 7 — брекчи и конгломераты; 8 — терригенно-карбонатный флиш; 9 — палеогеновый разрыв

В это время можно допустить существование суши в Абхазии к северу от выходов палеоцена, на юго-востоке Мегрелии, к северу от Дзирульского массива, в среднем течении р. Джджори, в депрессии Карталинии и в пределах Артвинско-Болнисской глыбы.

Погружение, начавшееся после ларамийской фазы, продолжалось в течение всего палеоцена. Но наличие большого количества кварцевого материала в нижнеэоценовых отложениях Алгетского ущелья является показателем близости Храмского массива. Присутствие мощных слоев песчаника в флишевых образованиях северного крыла Боржомской антиклинали указывает на интенсивный размыв Дзирульского массива в нижнем эоцене. Несогласное залегание вулканогенной свиты на меловые образования левого берега р. Тедзами у сел. Ахалкалаки (сел. Цителкалаки) следует рассматривать как результат нарастания трансгрессии палеоцена (Гамкрелидзе, 1949).

Та же картина наблюдается на Южном склоне Кавказского хребта между ущельями рек Ксани и Меджуда. Необходимо отметить, что случаи несогласного залегания нижнего эоцена на палеоцен нигде не отмечены (рис. 70).

Трансгрессия, начатая в палеоцене, достигает своего максимума в нижней половине **среднего эоцена**. В это время большая часть Грузии была покрыта морем. К концу среднего эоцена замечается уменьшение площади, занятой морем, и размыв пород. Это наблюдается в районе г. Тбилиси (конгломераты «запутанного напластования» вокруг кордильер), на обоих склонах Ахалцихского бассейна (конгломераты на границе среднего и верхнего эоцена) и в других местах (рис. 71).

Крупные складкообразовательные движения имели место перед верхним эоценом и перед олигоценом. Предверхнеэоценовые (триалетские, или древнепиренейские) движения резко всего выражены в Аджаро-Триалетской системе, где в конце среднего эоцена определенно наблюдается регрессия, с образованием регрессивных отложений, за которой следует трансгрессия верхнего эоцена, сопровождаемая угловым несогласием не только с более древними отложениями, но и со средним эоценом. Регрессия, как и трансгрессия, приурочена к крупным антиклиналям.

Триалетская фаза очень резко выражена и в системе Южного склона Большого Кавказа, где она вызывает новые, более интенсивные поднятия в ее южной, занятой палеогеновым морем полосе. Позже здесь происходит трансгрессия приабонского моря и образование глыбовых брекчий.

Вскоре после этой регрессии последовала трансгрессия **верхнего эоцена**, распространившаяся вдоль северного склона Триалетского хребта (окрестности сел. Горис-джвари, от ущелья р. Дзама до ущелья р. Крис-хеви), в Ахалцихском третичном бассейне, в Гурии, в окрестностях Сурами, в бассейне р. Бзыби, в северной периферийной части Дзирульского массива и вдоль Южного склона Кавказского хребта. В некоторых местах верхнеэоценовая трансгрессия закончилась регрессией. Верхнеэоценовые, регрессивные, грубозернистые образования известны в ущельях рек Псоу и Бзыби (свита мехадири), в окрестностях сел. Вака, в Ахалцихе (зона Volivina) и в ущелье р. Алгети (асуретские конгломераты) (рис. 72).

Новопиренейская (предолигоценовая) орофаза в Грузии также хорошо выражена в геосинклиналях того времени. Лучше всего она все-таки установлена в Аджаро-Триалетской геосинклинали по образованию регрессивных отложений в конце верхнего эоцена, приуроченных к крыльям крупных антиклиналей. В северной части геосинкли-

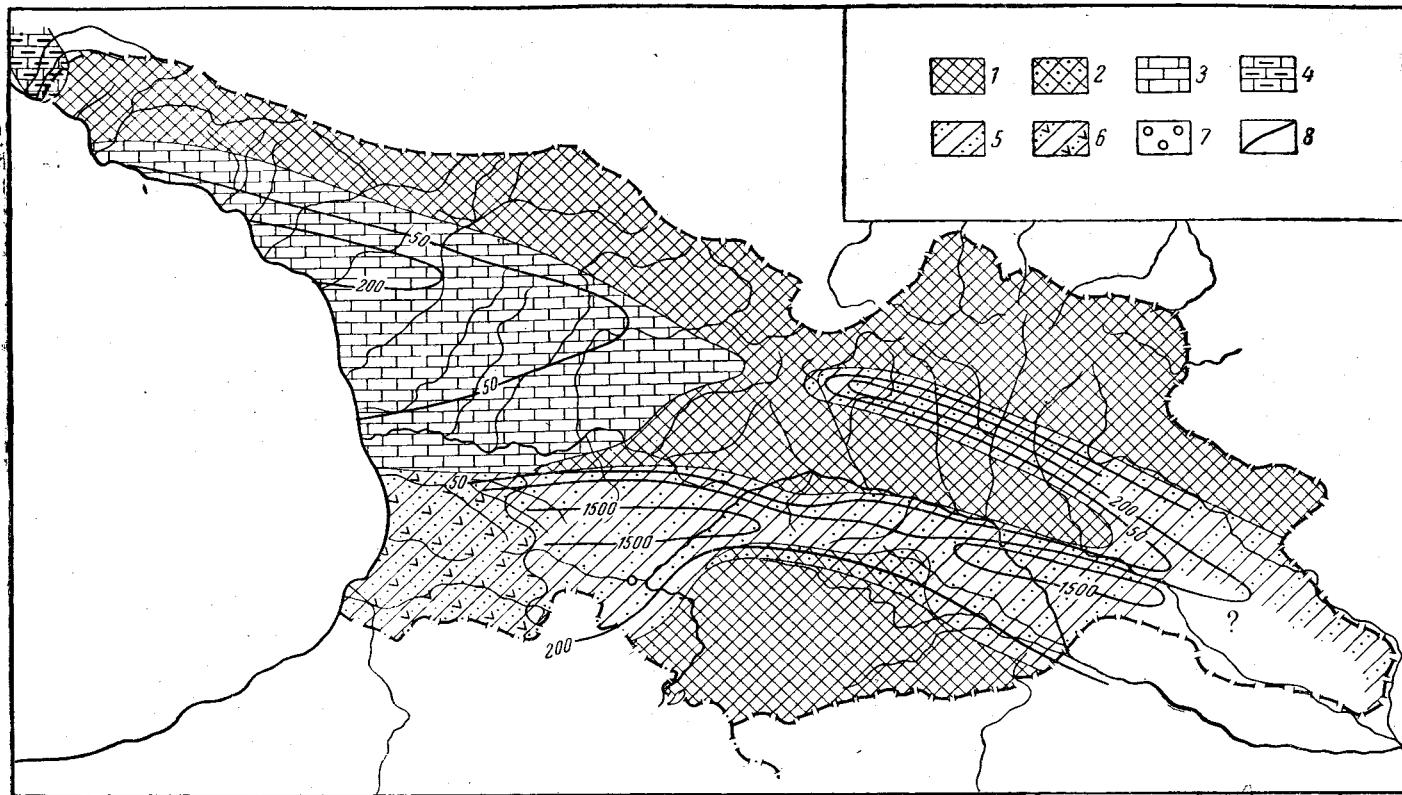


Рис. 70. Фации и палеогеография палеоцена—нижнего эоцена

1 — суша; 2 — пестроцветная свита; 3 — известняки; 4 — мергели; 5 — терригенный флиш; 6 — вулканогенные отложения; 7 — конгломераты; 8 — линии равных мощностей

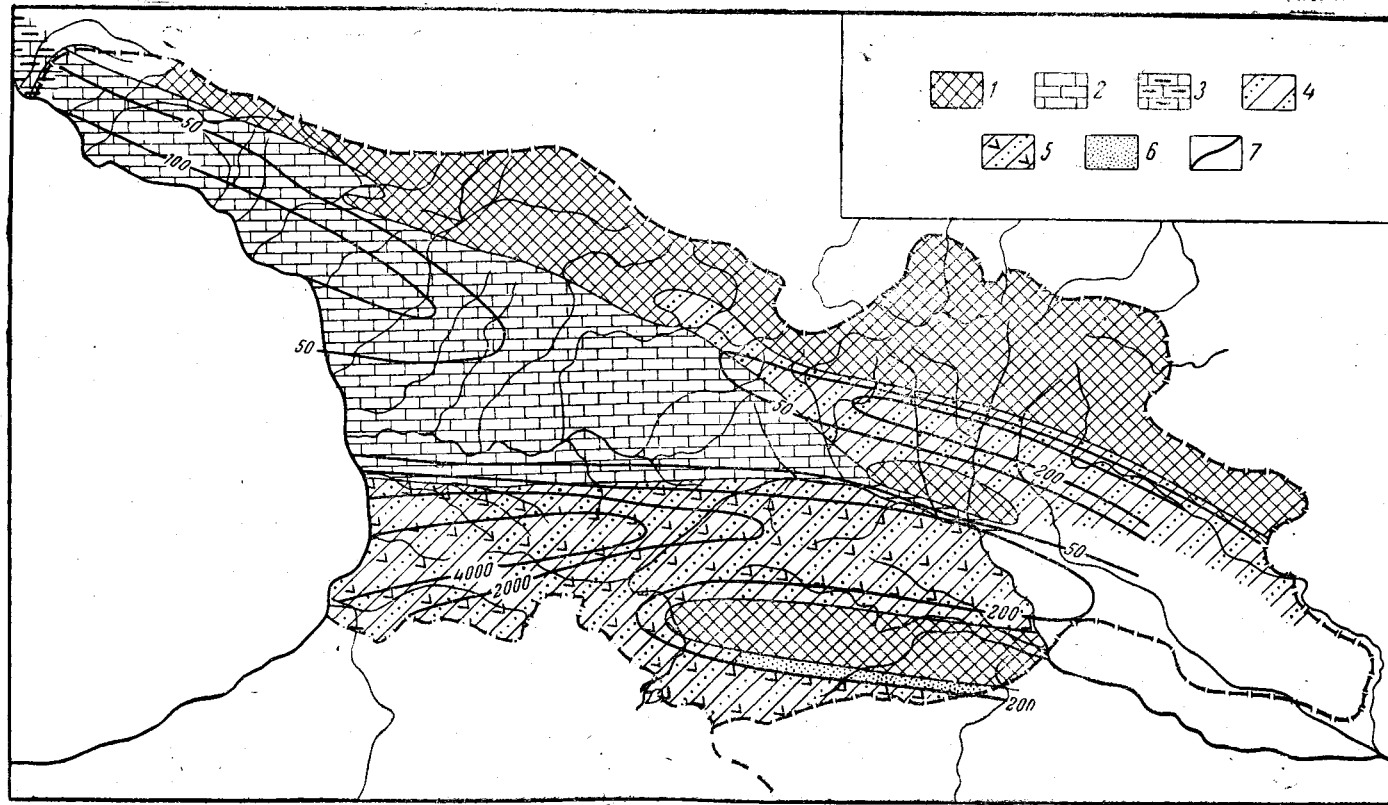


Рис. 71. Фации и палеогеография среднего эоцена

1 — суша; 2 — известняки; 3 — мергели; 4 — терригенные отложения; 5 — вулканогенные отложения; 6 — конгломераты; 7 — линии равных мощностей

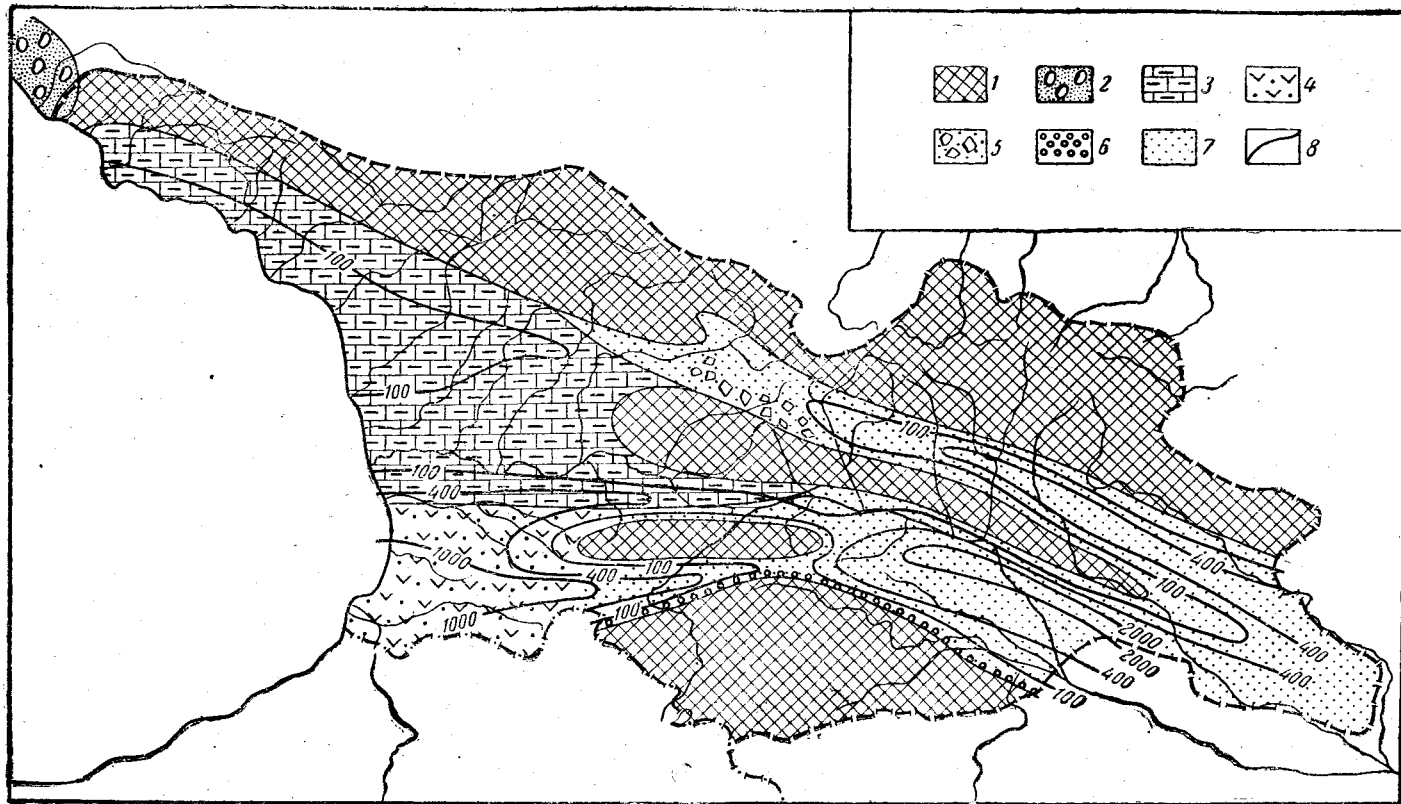


Рис. 72. Фации и палеогеография верхнего эоцена

1 — суша; 2 — песчаники и брекчии; 3 — мергели; 4 — вулканогенные отложения; 5 — конгломераты и брекчии; 6 — конгломераты; 7 — песчано-глинистые отложения; 8 — линии равных мощностей

нали в это время отлагаются мощные пачки кварцевых песчаников и конгломератов с гранитными гальками.

Обе последние палеогеновые фазы известны на всем Кавказе и за его пределами в альпийском орогене, имея широкое региональное значение.

После широко выраженной верхнеэоценовой регрессии наступление **олигоценовой эпохи** совпадает с началом новой трансгрессии.

Прибрежные осадки **хадумского моря** в настоящее время почти повсеместно размывы и поэтому трудно судить об их составе, фауне и условиях взаимоотношения с подстилающими осадками.

Переходные (от прибрежных) фации хадумского горизонта, развитые в периферических частях отдельных седиментационных бассейнов, в ряде районов (Южная Мегрелия, Лечхуми, Верхняя Рача и северо-западные районы Юго-Осетии, Чиатурский район и др.) залегают со следами перерыва и несогласия.

В центральных же частях седиментационных депрессий переход верхнеэоценовых отложений к нижнеолигоценовым постепенный. Сверх того, в наиболее погруженных частях депрессии, в частности в Ахалцихской депрессии, в переходных слоях от верхнего эоцена к олигоцену содержится смешанный комплекс микрофауны. В то же время в периферических осадках этой депрессии, а также в Абхазии, Лечхуми и Карталинии, граница между подразделениями проводится по смене фации и комплекса как макро-, так и микрофауны.

Рассматриваемые соотношения между эоценовыми и олигоценовыми отложениями в погруженных и периферических частях седиментационных депрессий свидетельствуют о том, что проявление орогенической фазы, имевшее место на рубеже эоцена и олигоцена, привело лишь к частичной перестройке геотектонической и палеогеографической обстановки.

В Закавказье нижнеолигоценовое море имело форму пролива, протягивающегося с юго-востока на северо-запад, занимая примерно область современной депрессионной части Закавказья и смежные периферические части горных систем Большого и Малого Кавказа.

В пределах Грузии Закавказский пролив майкопского моря системой отдельных внутренних возвышенностей (суш) и цепью кордильер разделялся на отдельные более или менее обособленные бассейны.

С региональной геотектонической точки зрения область Закавказского пролива представляла собой межгорную депрессию, а северная и южная ее ветви — краевые предгорные прогибы (рис. 73).

Палеогеографическая обстановка в **среднем и верхнем олигоцене** мало чем отличается от обстановки нижнего олигоцена (рис. 74).

Начавшаяся в верхнем олигоцене регрессия привела к некоторому сокращению седиментационных бассейнов. В связи с более интенсивными движениями регрессия в **нижнем миоцене** ускорилась. Еще больше расширились как внутренние, так и внешние суши, что привело к существенной деградации Закавказского пролива майкопского моря.

Некоторое отставание в погружении окружающих суш по сравнению с центральными частями седиментационных депрессий, а иногда их воздымание (в частности Аджаро-Триалетская суша), способствовали накоплению мощных и плохо отсортированных осадков в южной ветви моря. В это же время северная ветвь пролива наряду со значительным сокращением в западной части перестала сообщаться с южной ветвью вследствие замыкания Чхари-Аджаметского связывающего узкого пролива. Значительно сократились поперечные проливы к западу и востоку от Натахтарской суши. В результате сращивания Дзирульско-Тирифон-

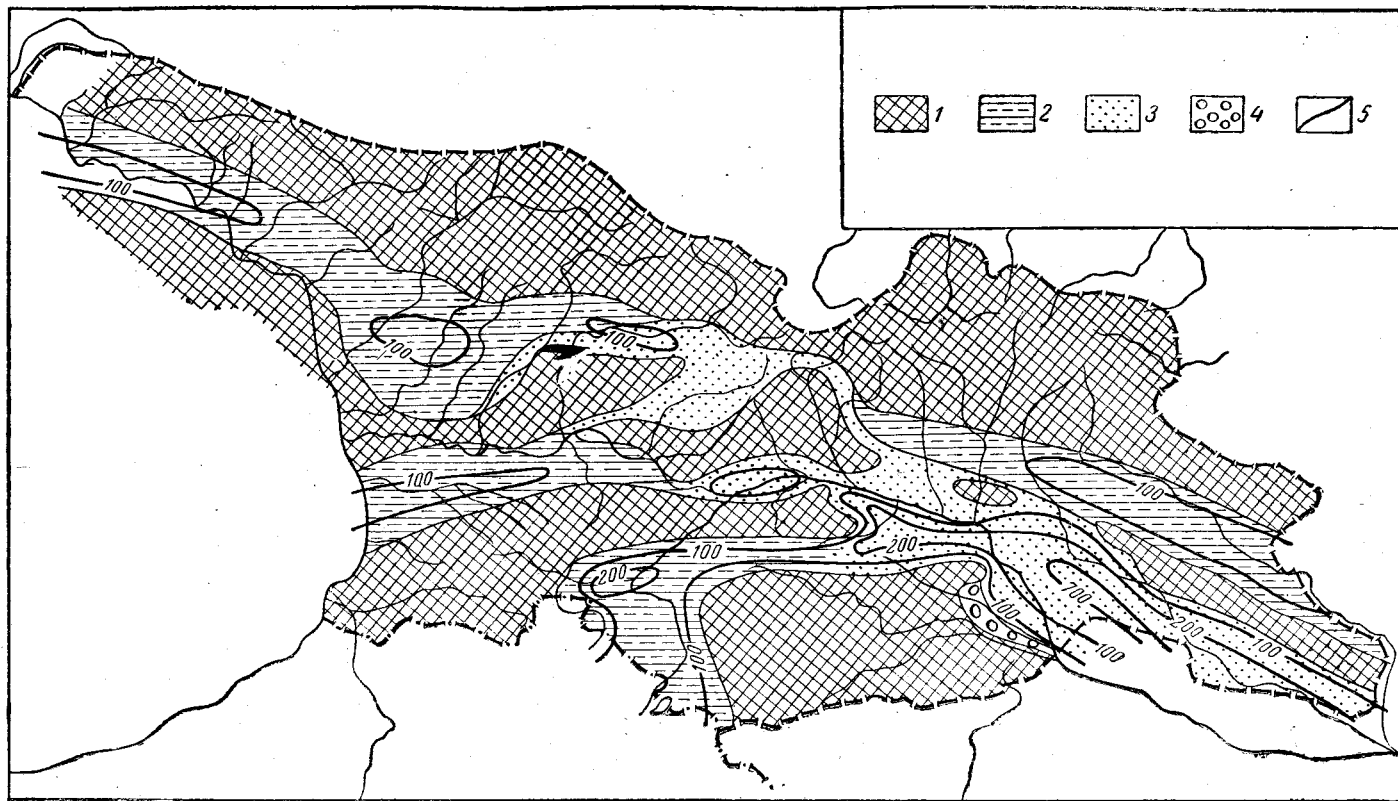


Рис. 73. Фации и палеогеография нижнего олигоцена
 1—суша; 2—глины; 3—песчаники; 4—конгломераты; 5—линии равных мощностей

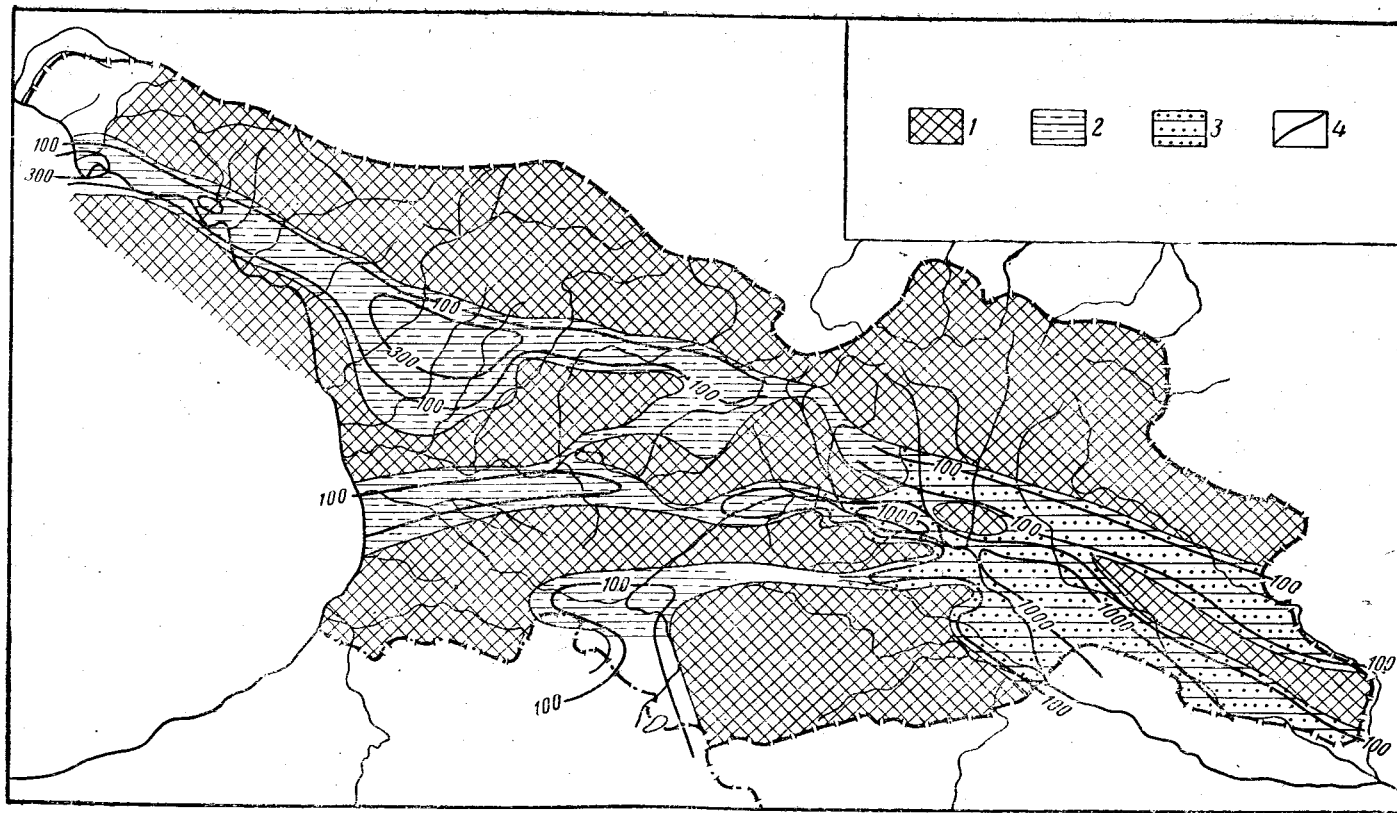


Рис. 74. Фации и палеогеография среднего и верхнего олигоцена
 1 — суша; 2 — глины; 3 — глины и песчаники; 4 — линии равных мощностей

ской суши с Аджаро-Триалетской суши южная ветвь Закавказского пролива разобшилась. На западе обособились небольшие и узкие Южно-Имеретинский и Гурийский заливы, а на востоке — Карталинский залив. Ахалцихо-Тбилисский залив тоже распался (рис. 75).

Предсреднемиоценовая (штирийская) орофаза после батской фазы является наиболее сильной в Грузии. Предшествующая ей савская фаза в Грузии неизвестна или очень слаба. Штирийская фаза установлена по регрессивным отложениям нижнего миоцена и по обширной трансгрессии чокрака, залегающего во многих районах с угловым несогласием. Эта орофаза вызывает очень важные изменения в палеогеографической и геотектонической обстановке. Аджаро-Триалетская геосинклиналь и геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа уже целиком выходят из стадии погружения и превращаются в горные системы. Грузинская же глыба испытывает относительное погружение, превращаясь в межгорную молассовую депрессию. Внутри самой глыбы штирийская фаза была довольно интенсивной, поскольку в ряде случаев средний миоцен налегает с большим угловым несогласием на более древние отложения. На Дзирульском массиве установлены дизъюнктивы предчокрацкого возраста.

Таким образом, олигоцен и нижний миоцен слагают самостоятельный структурный подъярус как в Грузии, так и на Кавказе вообще.

Существенной особенностью развития миоценового бассейна Грузии является миграция седиментационных депрессий от горных систем Большого и Малого Кавказа к Закавказской депрессии.

Литофации во время этой миграции смещаются вслед за береговой линией от воздымающихся горных систем в сторону межгорья. Такое «скольжение» фации становится заметным в течение чокрака — конки, образующих следующие комплексы литофаций (или свиты): 1) базальная свита песчаников и конгломератов; 2) свита пестроцветных известковистых глин и песчаников; 3) свита песчаных и оолитовых известняков, расположившихся на некотором удалении от берега и 4) свита синевато-серых известковистых глин и алевролитовых глин местами с прослоями мергелей, наиболее удаленная от берега. Последняя свита связана преимущественно с внутренними участками конкского бассейна и на них переходит и в сармат. Указанные свиты на определенных участках бассейна расположены в восходящем порядке.

Их литология обусловлена характером субстрата, питавшего бассейн обломочным материалом, в котором легко различаются: 1) гранитоиды и кислые эффузивы, 2) порфириновые вулканогены, 3) меловые карбонатные породы. Все эти группы представлены в Дзирульском массиве. По бортам межгорной депрессии породы первой группы сравнительно близко от берега миоценового бассейна располагались лишь в Абхазии. У южного борта межгорного бассейна отлагался, по-видимому, также материал размыва меловых вулканогенных пород. Труднее установить участие эоценовых известняков и мергелей, майкопских глин и сакараульско-коцахурских песчаников и флишевых толщ мезозоя, развитых на Южном склоне Большого Кавказа.

К чокрацкому времени в главных чертах уже зародилась современная гидрографическая сеть. У устья древних рек палео-Бзыби, палео-Кодори, палео-Ингури, палео-Риони, палео-Чорохи и, по-видимому, палео-Куры отлагался материал, принесенный из внутренних, порой же из центральных областей складчатых систем. Фиксируется привнос материала центральных гранитоидов Большого Кавказа реками палео-Кодори и палео-Ингури, келасурских гранитоидов той же р. палео-Кодори и гранитоидов Артвинского массива — р. палео-Чорохи. Учет роли древней речной сети делает излишним маловероятное допущение о существова-

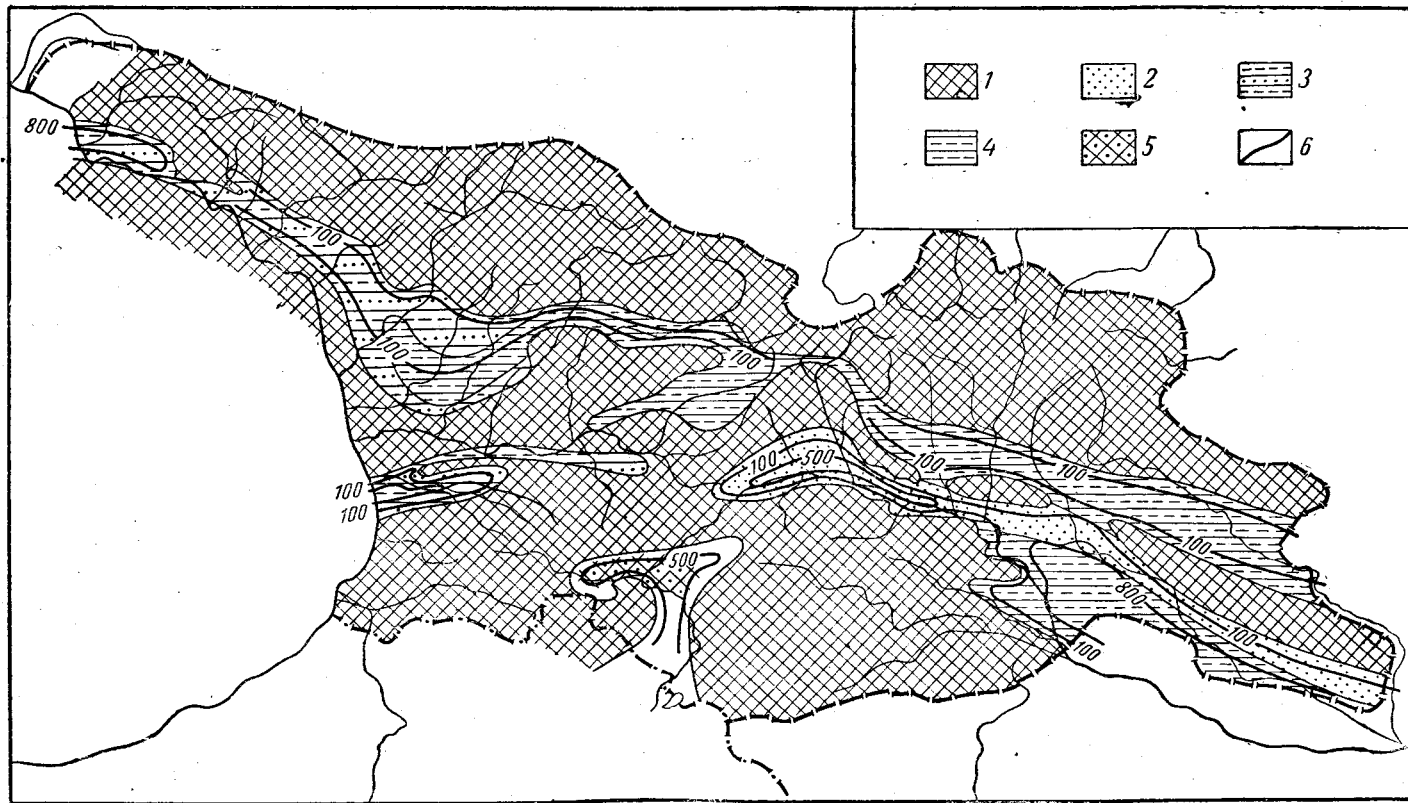


Рис. 75. Фации и палеогеография нижнего миоцена

1 — суша; 2 — песчаники; 3 — песчаники и глины; 4 — глины; 5 — пестроцветные лигнитонесные глины и песчаники; 6 — линии равных мощностей

нии суши, сложенной гранитоидами в Черном море для объяснения наличия аркозового материала в миоцене Причерноморья Грузии (рис. 76).

На литологию среднемиоценовых осадков существенно влияли случаи массового поселения на дне бассейна и захоронения организмов с известковой раковиной, выраженные наличием среди верхних трех (кроме базальной) свит ракушняковых известняков и образований типа биостратов.

Среди последних характерно наличие строматолитовых известняков в карагане Абхазии, Имеретии и Кахетии и биостраты в конке Джавского района.

В связи с воздыманием бортов, сложенных складчатыми отложениями, происходил размыв все более молодых отложений. В чокраке размывались верхнемайкопские и тарханские отложения, в карагане, кроме них, еще и чокракские, в конке все предыдущие. Подтверждением служит наличие переотложенных фаун в миоцене Гурии, в основании чокрака у сел. Каспи и т. д. (рис. 77).

В **нижнесарматское время** межгорная впадина Грузии в основном сохранила унаследованную от конкской эпохи тенденцию к прогибанию. Наблюдается лишь некоторое увеличение площади морского бассейна и колебание береговой линии моря в периферических ее частях, что подтверждается трансгрессивным налеганием нижнесарматских отложений на более древние горизонты на некоторых участках северного берега (Абхазия и др.) и перифериях Дзирульского массива.

В нижнесарматское время Дзирульский массив продолжает существовать как суша, лишь с тем отличием, что значительная часть его периферий покрывается морем. Также сушей остается и Окрибское поднятие, которое, по-видимому, непосредственно соединялось с Дзирульским массивом или отделялось от него мелководным морем. Наличие этой крупной суши обусловило формирование двух частично изолированных заливов в нижнем сармате: западного — Рионского и восточного — Куринского (рис. 78).

Куринский залив, примерно совпадающий с очертанием восточного погружения Грузинской глыбы, на севере распространялся до мелового флиша Южного склона Кавказа. На юге его контур проходил вдоль предгорий Триалетского хребта и, огибая его восточное погружение, несколько заходил на его южный склон, образуя небольшой Яглуджский залив. Далее на юго-восток он протягивался вдоль правобережья р. Куры. На западе он распространялся до восточной периферии Дзирульского массива и, огибая его с севера, через узкий Джава-Теделетский пролив соединялся с Рионским заливом.

Рионский залив имел более сложное очертание. На севере его контур имел сильно изрезанный характер и примерно совпадал с конфигурацией крупных структурных элементов и эрозионных выступов, развитых вдоль предгорий Южного склона Кавказа, от р. Псоу до Окрибского поднятия. Огибая юго-западную и южную периферии Окрибского поднятия в верховьях рек Квирила и Дзирула он образовал узкий Дзирульский залив.

Южная граница Рионского залива протягивалась вдоль предгорий северного склона Аджаро-Имеретинского хребта.

В пределах Куринского и Рионского заливов в нижнесарматское время продолжали существовать унаследованные от среднего миоцена мелкие внутренние тектонические элементы в виде поднятий и погружений. Наблюдается лишь некоторое увеличение масштабов погружения предгорных прогибов и погружений. В этом отношении в первую очередь отличаются Гурийская и Мегрельская депрессии и предгорный

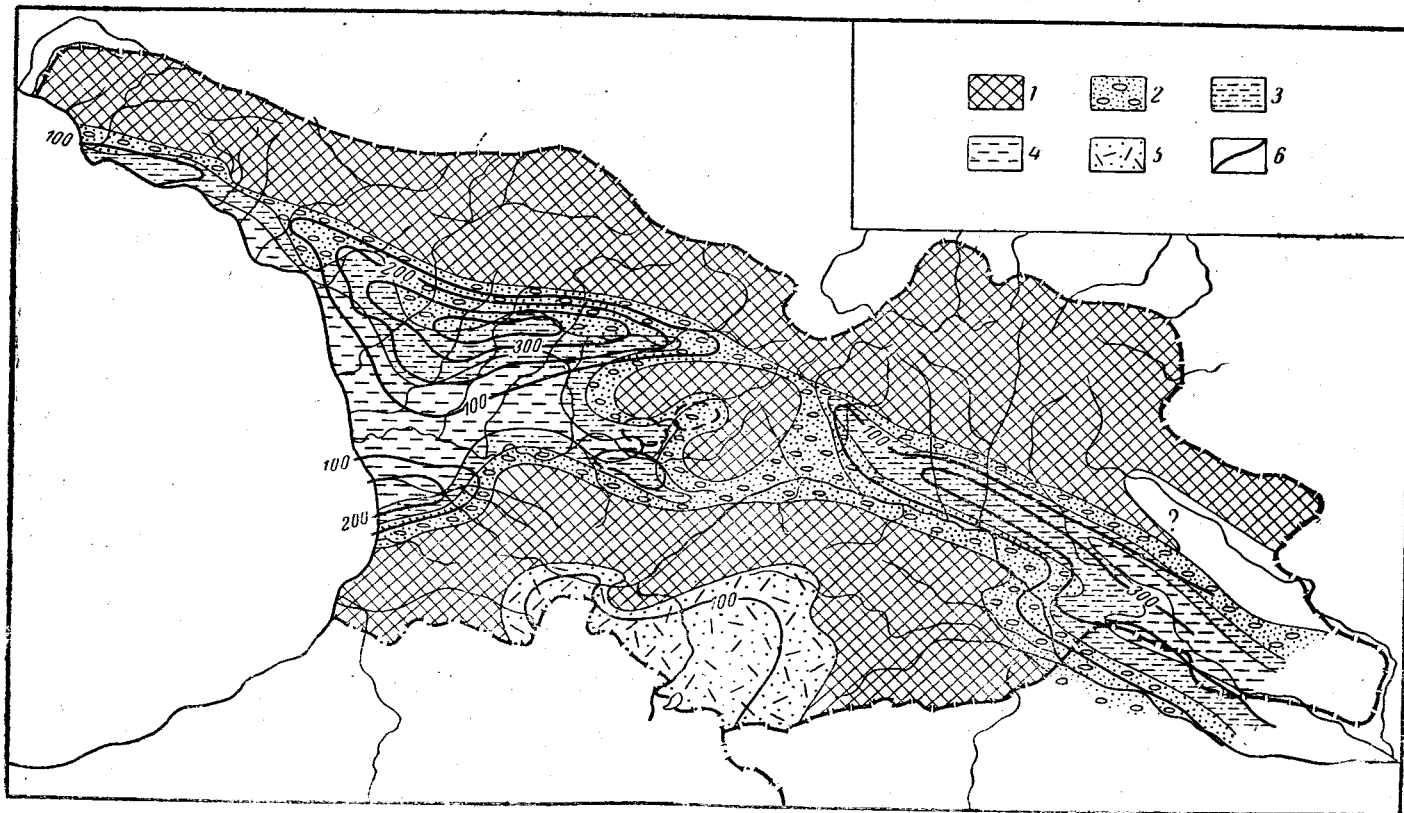


Рис. 76. Фации и палеогеография чокрака

1 — суша; 2 — конгломераты и песчано-глинистые отложения с галькой; 3 — песчано-глинистые и песчано-известковые отложения; 4 — глины и известково-глинистые отложения; 5 — континентально-вулканогенные и озерные отложения (низы гюдердзской свиты). Линии равных мощностей

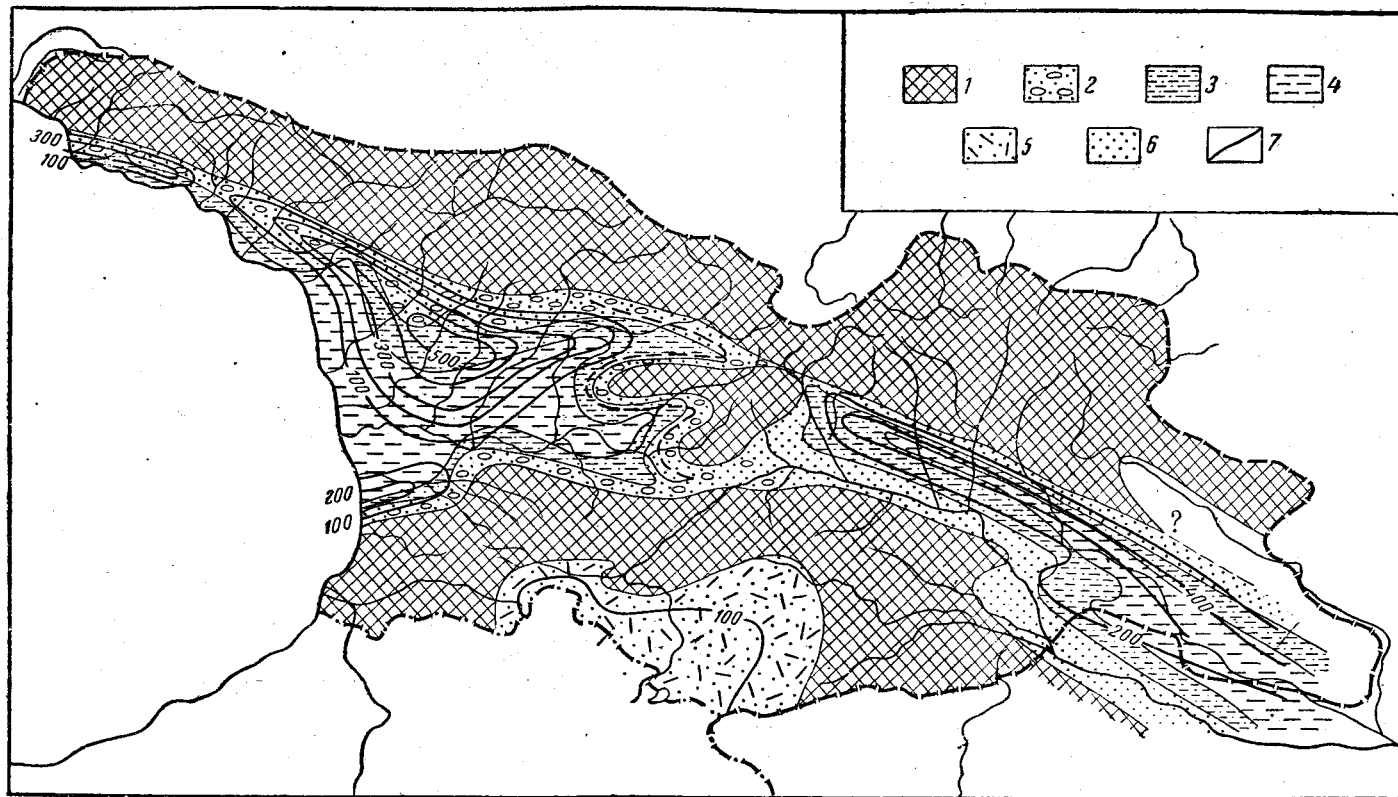


Рис. 77. Фации и палеогеография карагана и конка

1 — суша; 2 — конгломераты и песчано-глинистые отложения с галькой; 3 — песчано-глинистые и песчано-известковые отложения; 4 — глины и известково-глинистые отложения; 5 — континентально-вулканические и озерные отложения (низы гонердзской свиты); 6 — песчаные отложения; 7 — линии равных мощностей

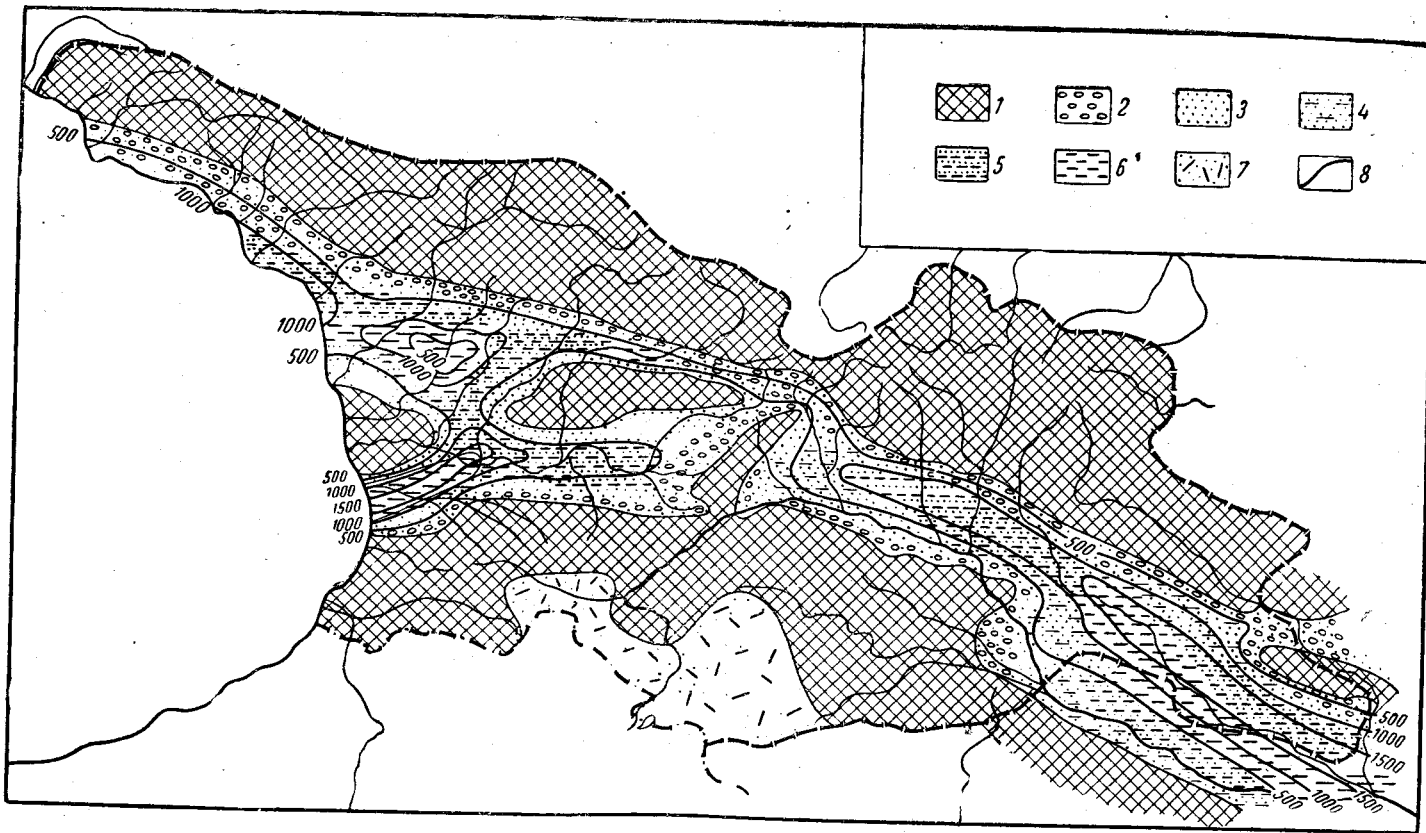


Рис. 78. Фации и палеогеография нижнего и среднего сармата

1 — суша; 2 — конгломераты с прослоями песчаников; 3 — песчаники; 4 — песчаники с прослоями глин; 5 — чередование песчаников и глин; 6 — глины с редкими прослоями песчаников и мергелей; 7 — пирокластолиты гондвандской свиты; 8 — линии равных мощностей

миоценовый прогиб вдоль северного борта Карталинско-Кахетинской депрессии. В этих внутренних геотектонических элементах, игравших важную роль в распределении фаций, в нижнесарматское время отлагались мощные — от 400—700 м (северный борт Карталинско-Кахетинской депрессии, Верхняя Имеретия и Западная Мегрелия) до 1000—1500 м (Гурийская депрессия) — глинисто-песчанистые отложения.

Остальная территория межгорной впадины (большая часть Абхазии и Колхидской депрессии, периферия Окрибского поднятия, Верхняя Имеретия, южный борт Карталинской депрессии, Прикуринская полоса Западного Азербайджана) была покрыта мелководно-прибрежными песчано-глинистыми осадками незначительной мощности (50—200 м). Переход осадков зон максимальных погружений в мелководные отложения постепенный. Такая же закономерность наблюдается и в уменьшении мощностей осадков от зон погружений к перифериям впадины.

В начале **среднего сармата** каких-либо существенных изменений в палеогеографической и геотектонической обстановке не произошло, за исключением некоторого перемещения береговой линии и прибрежно-мелководных осадков внутри бассейна на некоторых его участках (Абхазия, Нацвалцкали — Удабнойская полоса, Западный Азербайджан и др.).

Как в нижнем сармате, так и в начале среднего сармата в зонах погружений продолжают отлагаться однообразные глинистые отложения в виде криптомактровых слоев, а на остальной территории — мелководные песчано-глинистые и известковистые осадки мощностью от десятков до нескольких сотен метров. Со второй половины среднего сармата наблюдается общее оживление тектонических движений, обуславливающих некоторую перестройку палеогеографической обстановки, усиление размыва, дифференциацию и пестроту фаций. Этот процесс нашел свое отражение и в зонах погружений, где с этого времени наблюдаются омеление моря и быстрая смена глинистой фации криптомактровых слоев мелководными осадками, богатыми грубообломочным материалом. Особенно широкое развитие приобретает грубообломочный материал, в частности конгломераты, в мелководных областях среднесарматского бассейна (Цители-цкаро, Цив-Гомборский хребет, периферия северного борта Карталинской депрессии, Джава-Теделетский пролив, Абхазия и др.). Наряду с грубообломочным материалом во многих областях Куринского и Рионского заливов (Западный Азербайджан, Удабно-Нацвалцкали, Джава-Теделети, Верхняя Имеретия, Западная Абхазия и др.) в верхней части среднего сармата появляются светло-серые или пестроцветные глины с наземной и пресноводной фауной. Все эти факты свидетельствуют о том, что со второй половины среднего сармата происходит отступление и омеление моря, в результате чего в конце этого века во многих периферических частях бассейна наступает континентальный режим. Это в первую очередь касается Джава-Теделетского пролива, где море отступает так быстро, что уже со второй половины среднего сармата прекращается связь между Рионским и Куринским заливами, которые с этого времени превращаются в изолированные друг от друга бассейны.

В конце среднего сармата в Куринском заливе море отступило настолько далеко на юго-восток, что уже в начале **верхнего сармата** вся Карталинская депрессия, южный склон Цив-Гомборского хребта и значительная часть Гаре-Кахетии стали областью накопления пресноводно-континентальных осадков. Морской режим сохранился лишь в Прииорской полосе Гаре-Кахетии, однако со второй половины верхнего сармата морские осадки и здесь сменяются пресноводно-кон-

тинентальными отложениями эльдарской свиты. Южный склон Цив-Гомборского хребта в это время претерпевает погружение, и как в Карталинской депрессии, так и здесь накапливаются глинисто-песчанистые осадки нахворской свиты. Материал поступает в основном с Южного склона Кавказа (рис. 79).

Роль материала Южного склона Большого Кавказа от северного борта впадины к южному постепенно уменьшается и почти полностью уступает место туфогенному материалу Аджаро-Триалетской системы.

Аналогичная картина наблюдается и в Рионском заливе, где в конце среднего сармата море отступает на запад настолько быстро, что уже в начале верхнего сармата морской режим сохранился лишь на прилегающих к Черному морю небольших депрессионных участках. Во многих районах Гурийской, Мегрельской и Абхазской депрессий верхне-сарматские отложения отсутствуют, что, по-видимому, связано с размытием этих осадков последующими трансгрессиями и что хорошо подтверждается трансгрессивным залеганием мэотиса и более молодых горизонтов на размытой поверхности среднего сармата. Это обстоятельство не позволяет восстановить полную палеогеографическую картину Рионского залива, однако ясно одно — поскольку в это время в основном сохранилась прежняя геотектоническая обстановка, надо полагать, что значительная часть причерноморских депрессий Рионского залива в начале верхнего сармата была покрыта мелководным морем. Вся остальная же территория до Дзирульского массива представляла сушу, поставляющую продукты размыва в прилегающее верхнесарматское море.

В конце сарматского века море совершенно покидает территорию межгорной впадины Грузии и этим завершается длительная регрессия миоценового моря и, следовательно, верхнемиоценовый цикл осадконакопления. Все еще усиливающееся общее поднятие Грузинской глыбы в конце верхнего сармата сопровождалось складкообразованием (аттическая орофаза), что вызвало значительную перестройку общего тектонического плана впадины. В это время зародились все крупные структурно-тектонические элементы миоценовых отложений межгорной впадины Грузии. Однако следует отметить, что эти процессы проявились не везде с одинаковой интенсивностью. Если в Западной Грузии они завершились образованием миоценового структурного яруса (в Гурии, Мегрелии, Абхазии, в полосах крупных антиклинальных поднятий хорошо фиксируется угловое несогласие между плиоценом и средним сарматом), то в Восточной Грузии движения становятся трудноуловимыми. Однако уменьшение напряженности тектоники с глубиной (вместо двух-трех сложно построенных на поверхности плиоценовых складок на глубине в отложениях сармата имеется одно крупное антиклинальное поднятие) и расхождение в простираии осей складок указывают на проявление верхнесарматской складчатости и в этой области. С этими движениями должно быть связано обновление некоторых надвигов и взбросов и зарождение ряда новых крупных разрывов.

В Аджаро-Триалетской геосинклинальной области эти тектонические движения сопровождалось мощным проявлением эффузивного вулканизма, давшего материал годердзской свиты в Южной Грузии и первичный вулканический материал в виде вулканического пепла в средне- и верхнесарматских отложениях Гаре-Кахетии (Схиртладзе, 1958).

После аттической орофазы как в Западной, так и в Восточной Грузии происходит накопление молассовых отложений большой мощности.

Прибрежная линия трансгрессивного мэотического бассейна здесь проходила в основном параллельно современной прибрежной полосе

Черного моря. Анализ мощностей показывает, что на участке р. Бзыби и в Колхиде наметились зоны погружения (до 1000 м).

В течение **понтического времени** палеогеографическая обстановка в основном остается той же, что и в мэотическое время, с той только разницей, что предпонтическая (кобыстанская) орогеническая фаза в пределах южной известняковой полосы Мегрелии вызвала образование островов, подвергавшихся в течение понта интенсивному разрушению (рис. 80).

В **киммерийское время** площадь, занятая морем, продолжает сокращаться. На фоне общей регрессии морского бассейна плиоценовой эпохи в киммерийское время на перифериях залива происходит колебание прибрежной полосы. Результатом этого является трансгрессивное залегание киммерийских отложений на более древних образованиях в Абхазии, Гурии и Аджарии. Вдоль южной известняковой полосы Мегрелии острова, особенно хорошо наблюдающиеся в зоне Уртинской складки, в киммерийское время продолжают существовать в сильно размытом виде.

Восточная граница киммерийского бассейна с достоверностью не установлена, но надо думать, что она проходила по меридиану г. Цхакая.

Мощность киммерийских отложений в периферийных частях Колхидского залива незначительна (50—220 м), а в центральной части (Колхидская низменность) она достигает 500 м.

Из колхидского и бзыбского участков погружения, которые хорошо прослеживались в мэотическое и понтическое время, в течение киммерия остается только колхидский, причем интенсивность погружения к этому времени уменьшается.

С начала **куяльницкого века** в связи с общей регрессией, вызванной эпирогеническими движениями, намечается дальнейшее сокращение морского бассейна. От водного покрова окончательно освобождается большая часть территории Абхазии.

К концу куяльника происходит еще большее опреснение и уменьшение бассейна, и море остается только в пределах Колхидской низменности, в Гурии и частично в Кобулетском районе. К этому времени Колхидский залив плиоценового бассейна окончательно теряет тенденцию к погружению, что хорошо устанавливалось для мэотического и понтического времени (рис. 81).

В течение **гурийского века** Колхидский залив плиоценового бассейна еще больше сокращается. Морской бассейн в это время сохранился собственно в Колхидской низменности и Гурии. Северная граница бассейна проходила южнее известняковой полосы Мегрелии, затем к западу опускалась южнее и проходила внутри современной линии Черного моря. Южная граница бассейна приблизительно совпадала с современным ущельем р. Натанеби.

В пределах Восточной Грузии по сравнению с верхним сарматом в плиоцене палеогеографическая обстановка межгорной впадины несколько изменилась. Дальнейшее воздымание смежных с впадиной складчатых сооружений сопровождалось, с одной стороны, усилением размыва этих систем, а с другой — погружением самой впадины.

В **нижнем плиоцене** вся территория впадины представляла область аккумуляции континентальных образований, в которых преобладал материал Южного склона Кавказа с примесью продуктов размыва выступов юрских массивов Цив-Гомборского хребта.

В связи с интенсивным погружением впадины мелкие геотектонические элементы, которые в верхнем сармате контролировали распределение фаций, в плиоцене утратили свое значение. Погружение впадины

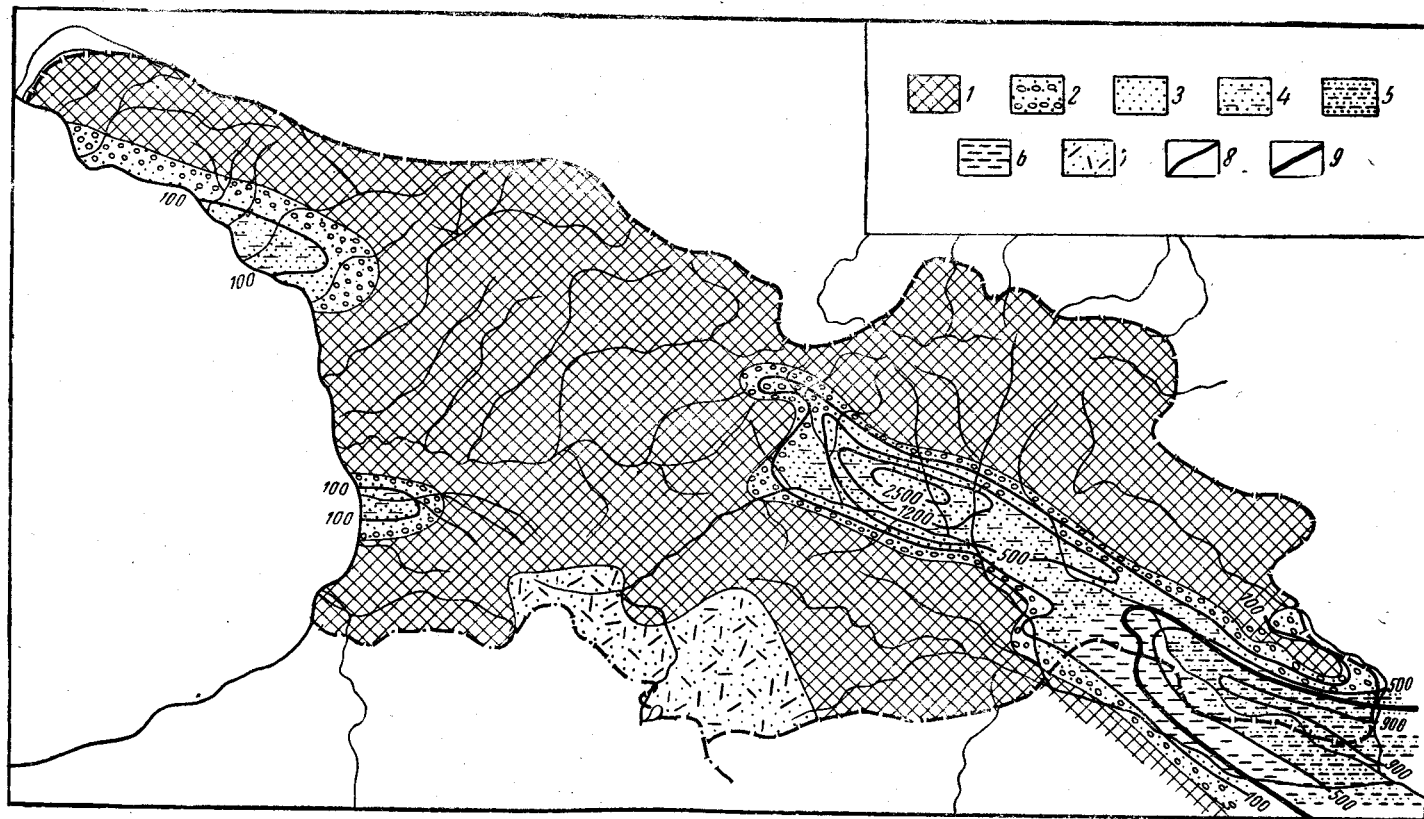


Рис. 79. Фации и палеогеография верхнего сармата

1 — суша; 2 — конгломераты с прослоями песчаников; 3 — песчаники; 4 — песчаники с прослоями глин; 5 — чередование песчаников и глин; 6 — глины; 7 — пирокластиты гюдердзской свиты; 8 — линии равных мощностей

достигло максимума в верхнем плиоцене, когда вся Прииорская полоса Гаре-Кахетии (нижнее течение р. Иори) покрывалась **акчагыльским** морем. В это общее отрицательное движение вовлекались и Цив-Гомборский хребет, и смежные с ним районы, которые в это время покрывались мощными континентальными образованиями (рис. 82).

В конце плиоцена Карталинская депрессия, Прииорская полоса и Алазанская депрессия продолжают погружаться, а Цив-Гомборский хребет, наоборот, воздымается и подвергается интенсивному размыву (рис. 83).

В плиоцене орофазы установлены перед понтом, акчагылом и гурийскими слоями. Первая, по-видимому, является подфазой аттической орофазы, вторая и третья соответствуют роданской (восточно-кавказской).

Позднеаттические и роданские движения широко проявлялись в области накопления молассовых отложений, будучи выражены как регрессивными отложениями, так и трансгрессиями и угловыми несогласиями. Помимо складкообразования, с этими движениями связано и общее воздымание складчатых систем.

К концу плиоцена в основном уже сформировались складчатые структуры Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской системы. Но их рельеф был значительно ниже современного, слабее расчленен и частично пенепленизирован. Это хорошо установлено на Северном Кавказе в бассейнах рек Малки и Кубани, где развита обширная наклонная выровненная поверхность на абсолютных высотах 2500—1000 м, к северу от высокогорного Передового хребта. Глубина вреза современных ущелий в пределах выровненной поверхности достигает 1 км (река Малка). Передовой хребет отделен от этой поверхности молодым (регенерированным) взбросом и на его гребнях останцы выровненной поверхности подняты на абсолютную высоту до 3000 м.

Каковы бы ни были возраст и происхождение выровненной поверхности (Варданянц, 1948; Цагарели, 1956), размах плейстоценовых поднятий был настолько большим, что высота Большого Кавказа в конце плиоцена, вероятно, как думал Л. А. Варданянц, не превышала 1,5 км.

Аналогичные факты наблюдаются и в Грузии. Миндельские морены в Сванетии и Горной Раче лежат на слабо расчлененных водоразделах. На слабое расчленение рельефа Большого Кавказа указывают дочаудинские высокие скульптурные террасы Абхазии, почти ровная подошва лав Кельского плато, высокое положение (по отношению к водоразделам) миндельских днищ по рекам Арагви и Тереку, высокие плато Тушетии и др.

Вероятно, еще ниже был рельеф Аджаро-Триалетской системы и Южно-Грузинского нагорья. На Эрушетском и Шавшетском хребтах миндельские морены лежат на слабо расчлененных водоразделах, на гребне Триалетского хребта сохранились реликты старческого рельефа древнее V террасы Куры, соответствующие им скульптурные террасы известны в Ахалцихской депрессии и на горе Ягруджа.

К югу от Триалетского хребта, в области Джавахетского нагорья, происходили извержения долеритов, создававших плато на месте эрозионного рельефа, что тоже способствовало выравниванию ландшафта.

Кашветская и Самгорская террасы и Алазанская серия Кахетинского хребта указывают, что между Большим и Малым Кавказом была обширная аллювиальная равнина, граничащая во Внешней Кахетии с заливами апшеронского и акчагыльского морей.

К западу от этой равнины находился Дзирульский массив со своей отпрепарированной предчокракской абразионной поверхностью.

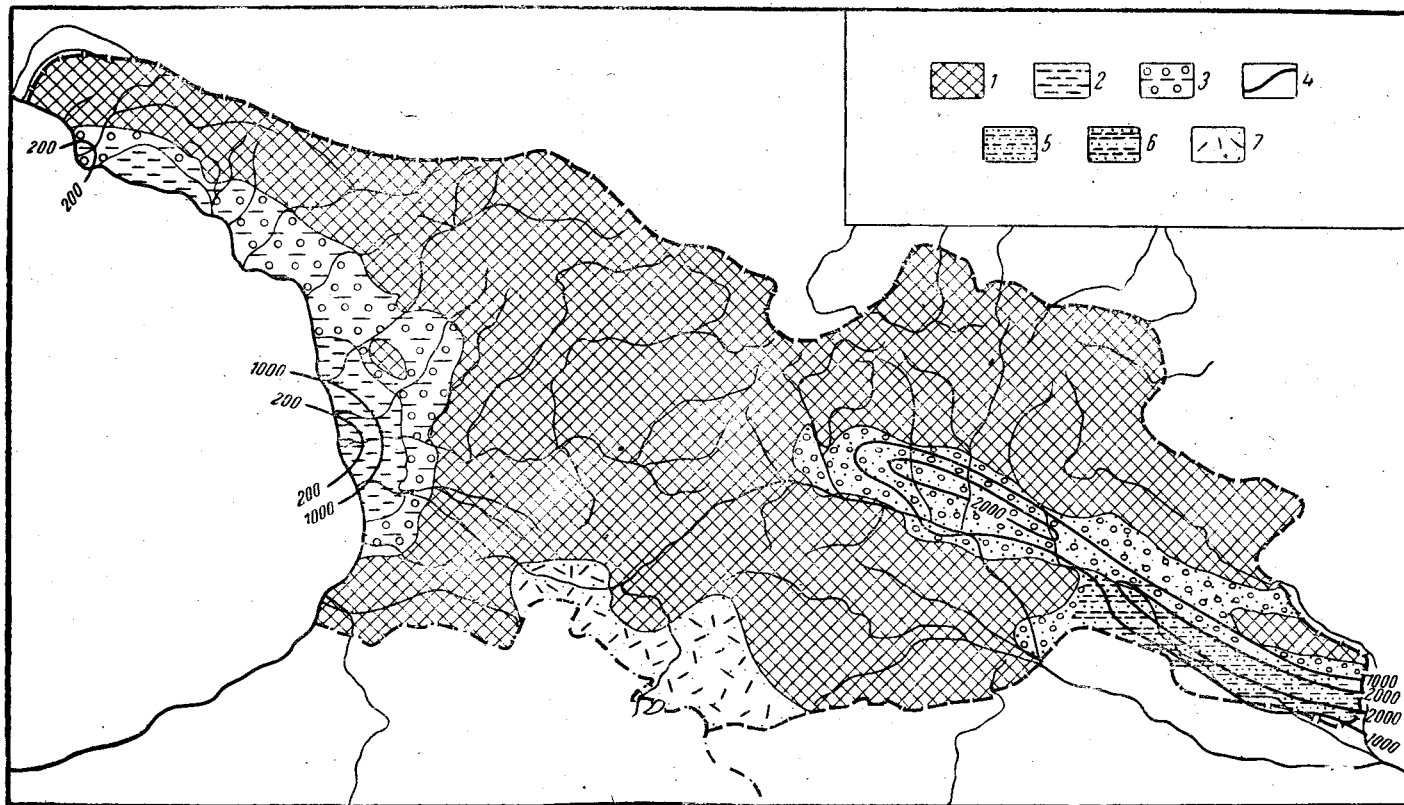


Рис. 80. Фации и палеогеография мэотиса и понта

1 — суша; 2 — глины; 3 — конгломераты и глины; 4 — линии равных мощностей; 5 — чередование песчаников и глин; 6 — глины с про-
 слоями песчаников; 7 — пирокластолиты годердзской свиты

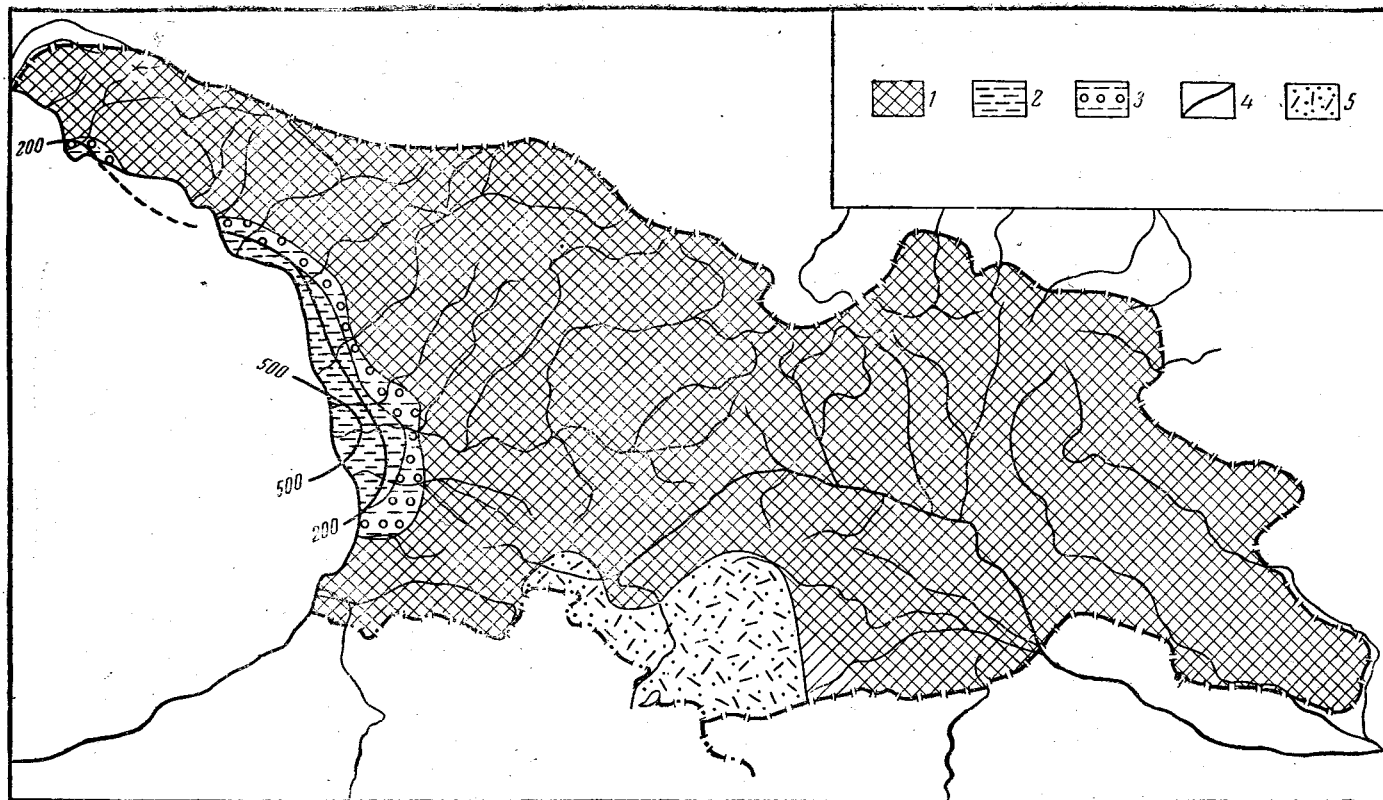


Рис. 81. Фации и палеогеография киммерийской и куюльницкой эпох
 1 — суша; 2 — глины; 3 — конгломераты и глины; 4 — линии равных мощностей; 5 — пирокластиты гюдердзской свиты

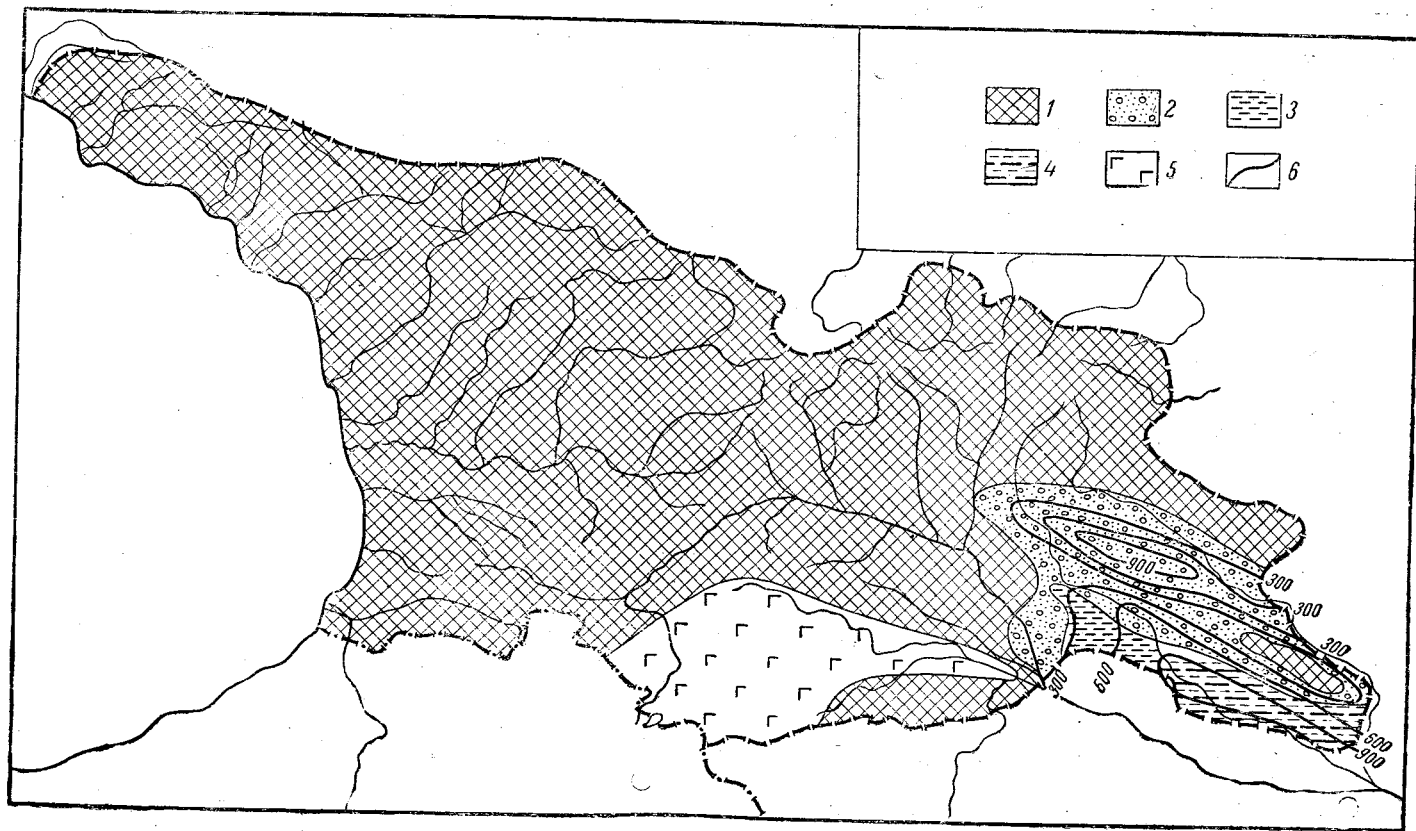


Рис. 82. Фации и палеогеография акчагыльского яруса.

1 — суша; 2 — конгломераты с прослоями песчаников; 3 — чередование песчаников и глин; 4 — глины с прослоями песчаников; 5 — андезиты; андезито-дациты, их пирокластиты и долериты; 6 — линии равных мощностей

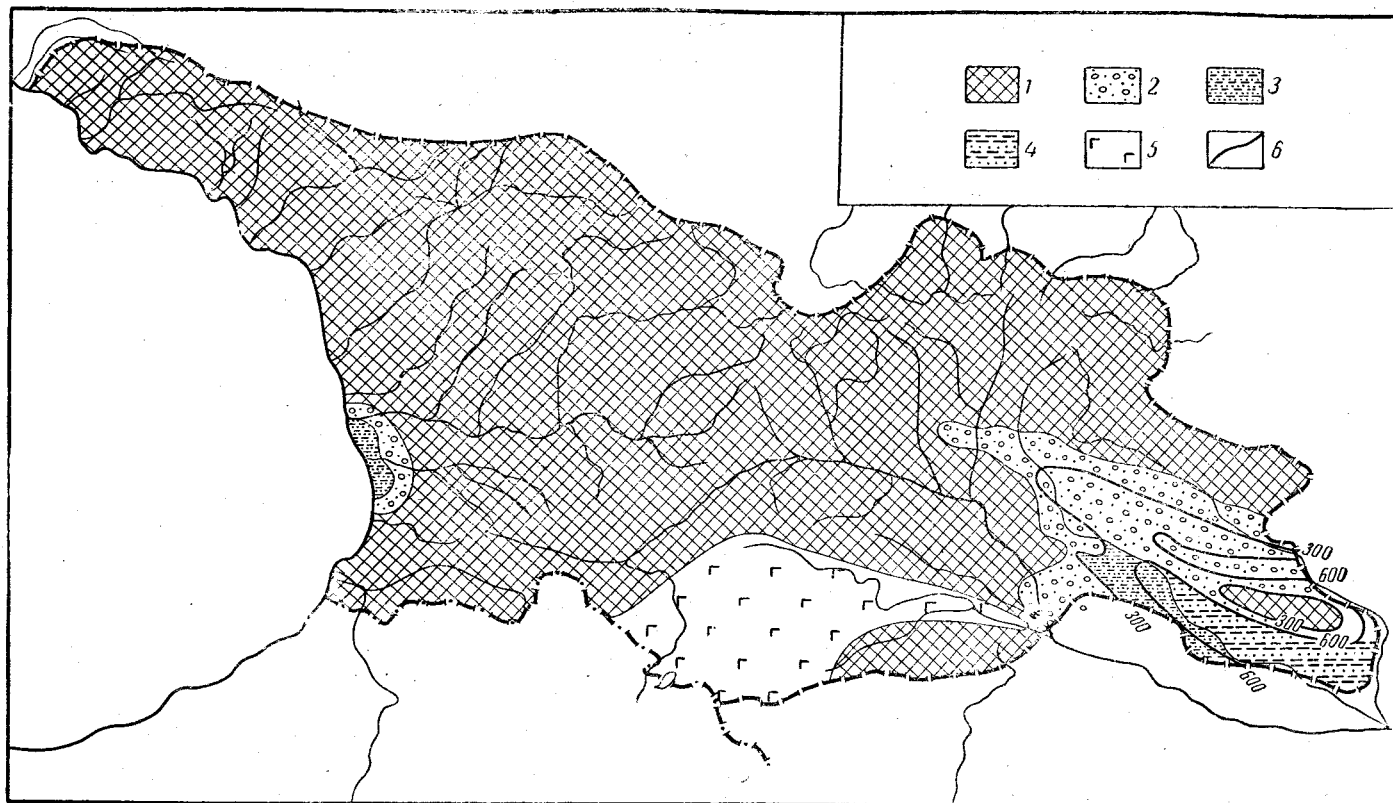


Рис. 83. Фации и палеогеография апшеронского и гурийского ярусов

1 — суша; 2 — конгломераты с прослоями песчанков; 3 — чередование песчаников и глин; 4 — глины с прослоями песчаников; 5 — андезиты, андезито-дациты, их пирокластиты и долериты; 6 — линии равных мощностей

По-видимому, современный высокий рельеф Рачинского хребта и горы Асхи тогда был ниже. На это указывают необычайная геоморфологическая свежесть некоторых структур (флексуры горы Асхи, Поцхвревский взброс) и останцы старческого рельефа Шаорской и Шкмерской котловин, в настоящее время высоко поднятых. На последнее обстоятельство обратил должное внимание также Л. А. Варданянц (1948).

Продолжением этого рельефа являются вершины, срезанные примерно на одном уровне (1600—1800 м) к югу от высокого хребта Шода-Доломисцвери на правом берегу р. Риони и в бассейне р. Джеджори. По-видимому, хребет Чутхаро-Самерцхле тоже относится к этому рельефу, но только как эрозионный хребет синклинального строения, свидетельствующий об инверсии рельефа того времени.

Все приведенные факты говорят в пользу существования старческого, частично даже пенеппенизированного рельефа в конце плиоцена.

Признаки существования главных рек Грузии, не говоря о Куре и Риони, известны уже со среднего или верхнего миоцена. В конце плиоцена четко намечается современный рисунок основной гидрографической сети с той разницей, что реки впадали в ингрессивные Колхидский и Гаре-Кахетинский заливы.

Граница плиоцена и плейстоцена отмечена значительными тектоническими движениями на всем Кавказе, признаки которых хорошо видны и в Грузии (в а л а х с к а я о р о ф а з а). Исключение составляет согласный переход гурийских слоев в чаудинские в разрезе Колхидской низменности. Нижняя чауда в Абхазии несогласно налегает на неоген. Континентальный аналог верхней чауды в центральной Мегрельской депрессии с угловым несогласием перекрывает все отложения от киммерия до верхнего мела (на горе Сатанджио сохранился останец этих конгломератов), из чего можно заключить, и об оживлении антиклинали Южной Мегрелии.

К этому же времени относится складчатость в Цалкских и Беденских лавах, складчатость акчагыла и апшерона Внешней Кахетии, образование крупной антиклинали Цив-Гомборского хребта и синклинали Алазанско-Агрчайской долины, оживление надвига Кавказского хребта к северу от названной долины. Весьма вероятно также, что отложения мио-плиоцена Внутренней Карталинии после роданской фазы тоже испытали повторное складкообразование.

Дзирульский массив тоже поднимается и начинает расчленяться эпигенетически. Современная глубина вреза (200—300 м) дает представление о суммарной амплитуде четвертичного поднятия.

Большие изменения произошли в южном крыле Рачинской синклинали и в комплексе горы Асхи. Уже А. И. Джанелидзе (1940) указывал, что Шаорская котловина и Шкмерское плато начали подниматься сравнительно недавно. Между поднятием этих поверхностей и верхнеплиоценовой аккумулятивной террасой р. Риони разница высот составляет около 400 м и в промежутке между ними проходит ярко выраженный в рельефе Поцхвревский взброс, сменяющийся к западу пликативным поднятием. Аккумуляция галечников, не известная по р. Риони, ниже теснины Хидикари, естественно увязывается с оживлением названного взброса и образованием краевого надвига в северном крыле синклинали.

С валахскими движениями очень естественно увязывается также образование Черноморского грабена, признаки которого в плиоцене неизвестны, но зато ясно наблюдаются после чауды. Вероятно, громадная разница высот между дном Черного моря и дочаудинскими скульптурными ступенями Абхазии указывает на опускание грабена в конце

и после плиоцена. В дальнейшем грабен неоднократно оживляется и живет по настоящее время (сейсмичность Крымского побережья).

Кроме перечисленных дислокаций, валахские движения вызывают интенсивное сводовое воздымание Большого Кавказа, длившееся с перерывами в течение всего плейстоцена и голоцена, как можно судить по поведению речных террас на обоих его склонах. Максимум воздымания падает на отрезок между верховьями рек Бзыби и Арагви. В связи с этим оживляется надвиг Главного хребта, который отделяет доминдельский слабо расчлененный рельеф от крутого скалистого рельефа кристаллического ядра хребта. Надвиг живет и теперь. Амплитуда его послебюльского перемещения измерена в ущелье р. Терека по мощности галечников I аккумулятивной террасы (свыше 240 м), а общая плейстоценовая амплитуда по разнице высот доминдельской поверхности и главного водораздела доходит до 1 км.

Геоморфологические признаки указывают также на омоложение Ореховского (фронтального) надвига Местийско-Тианетской зоны, а именно рельеф флиша явно моложе (в геоморфологическом и геологическом отношениях) вышеотмеченных останцов верхнеплиоценового рельефа Рачи и Юго-Осетии.

Аналогичное воздымание, но более слабое, испытал Аджаро-Триалетский хребет, в результате чего antecedentное Боржомское ущелье р. Куры непрерывно углубляется, и оживает система надвигов на северном склоне Триалет (Горийский эпицентр).

Оживают меридиональные разломы Джавахетского нагорья, что доказывается извержениями линейных систем вулканов и сейсмичностью.

Наряду с зонами воздымания формируются зоны погружения и аккумуляции в Колхидской и Куринской низменностях и в Алазанской долине.

В нижнечаудинское время Колхидский залив из-за отсутствия связи со Средиземным морем был опресненным.

На большей части территории Грузии в нижнем плейстоцене развивается эрозионный рельеф.

В области Большого Кавказа рельеф был еще невысоким, но уже достаточно расчлененным. Триалетский хребет после древневалахских поднятий тоже начинает расчленяться. Цив-Гомборский хребет представлял собой в это время низкую гряду и был короче, чем теперь.

Аллювиальные отложения этого времени (нижнебакинские) сохранились только в Юго-Восточной Кахетии.

На Апшеронском полуострове перед верхним баку и хазаром имеет место довольно интенсивное складкообразование (калинская, или пасаденская, орофаза). Эти движения отмечаются и в Грузии. Первая подфаза вызывает дислокацию древнейших галечников Юго-Восточной Кахетии наряду с резким воздыманием Цив-Гомборского хребта, дислокацию нижней чауды и кратковременную регрессию в Колхидском заливе. С этой, или второй, подфазой связано дальнейшее поднятие антиклиналей Южной Мегрелии и аккумуляция галечников в прогибающей Одишской впадине, а также образование Южно-Окрибского и оживление Рачинского краевых надвигов. Благодаря последнему в верхнем течении р. Риони происходит аккумуляция.

Кавказ и Аджаро-Триалетская система испытывают дальнейшее воздымание и углубление долин.

Наряду с этим особенно резко происходит погружение Колхидской и Караязско-Марнеульской низменностей. Предполагается, что погружение связано со сбросами. На склоне горы Яглуджа махатская тер-

раса отмечается на высоте 180—200 м, а под Марнеульской низменностью беденские долериты залегают на глубине 136 м. На таком коротком расстоянии «ножницы» с амплитудой в 300 м невозможны без разрыва.

Аналогичная картина имеется и на северной периферии Колхидской низменности. Согласно М. М. Рубинштейну (1960), здесь сейсмически активная зона приурочена к глубинному разлому, по обе стороны которого положение подошвы мела показывает амплитуду в 3000 м, а подошва плиоцена — 5000 м. Амплитуда в 500 м характеризует и подошву чауды и ее континентального аналога. Подошва чауды в низменности пересечена на глубине 400 м, а подошва конгломератов в Мегрельской депрессии находится примерно на 100 м выше уровня моря, а их остаток на горе Сатанджио — еще выше. Совпадение амплитуд плиоцена и плейстоцена показывает, что регенерация разлома произошла в конце нижнего плейстоцена.

Колхидская низменность является частью Черноморского грабена. Последний тоже оживает, поскольку высокое гипсометрическое положение верхней чауды на прибрежных террасах и большая глубина Черного моря естественнее всего объясняются этим.

В связи с поднятием Большого Кавказа и Южно-Грузинского нагорья развивается оледенение (**миндель**) в виде небольших покровов льда на слабо расчлененном рельефе. Троги наблюдаются только по рекам Арагви и Тереку.

Во второй половине **нижнего плейстоцена** на территории Грузии развивается один цикл эрозии. В Черноморском бассейне к этому циклу относится терраса, соответствующая верхней чауде, а в Каспийском — тоже одна терраса, соответствующая верхнему баку. Этот цикл, достаточно длительный, приводит к незавершенной пенепленизации, следы которой (на уровне V террасы Куры) имеются на Триалетском хребте в районе Тбилиси, на Иорском плоскогорье, в предгорьях Большого Кавказа во Внутренней Карталинии (на уровне базалетской террасы) и в предгорьях Большого Кавказа в Мегрелии и Абхазии (уже сильно переработанные). К концу нижнего плейстоцена антиклинали Южной Мегрелии настолько нивелируются, что на них накладывается второстепенная речная сеть (реки Хобис-цкали, Мунчия и др.).

Орогенические движения местами все еще продолжаются. К погружениям в области Караязско-Марнеульской и Алазанской равнин, продолжающимся в течение всего плейстоцена, добавляется глубокое синклинальное прогибание с одновременной аккумуляцией по р. Арагви на базалетской террасе. Базалетские галечники сложены главным образом материалом верхнемелового флиша. В более молодых террасах преобладает материал нижнемелового флиша, что заставляет думать, что в это время завершается инверсия рельефа в Местийско-Тианетской зоне. Здесь в настоящее время второстепенные хребты имеют синклинальное строение.

В конце нижнего плейстоцена движения несколько усиливаются: происходит antecedentное врезание долин в антиклиналях Южной Мегрелии и поднятие антиклиналей на Иорском плоскогорье.

В **среднем плейстоцене** (древнеэвксинское, узунлярское и карангатское время; хазарский век) море вновь надолго занимает Колхидский залив. В узунляре Черное море соединяется со Средиземным, а в карангате сюда проникают теплолюбивые формы. Рельеф Кавказа и Малого Кавказа уже довольно высокий. В Черноморском бассейне образуются четыре террасы, а в Каспийском — три. С поднятиями Большого Кавказа и Южно-Грузинского нагорья в первой половине среднего плейстоцена связано оледенение долинного типа (**рисс**).

В конце среднего плейстоцена областями речной аккумуляции становятся Тирифонская и Мухранская равнины и Тианетская, Эрцойская и Сионская котловины. Явления аккумуляции находятся в прямой связи с воздыманием структур Цив-Гомборского хребта и поднятием хребта Сагурамо-Ялно, на гребне которого сохранился останец нижнеплейстоценового пенеплена.

На рубеже верхнего плейстоцена происходит воздымание складчатых систем и углубление долин с одновременным развитием карового и долинного оледенения (**вюрм**).

В **верхнем плейстоцене** (новоэвксинское время; хвалынский век) Колхидский залив в связи с регрессией в Черном море испытывает опреснение. В Черноморском и Каспийском бассейнах к этому времени относится I терраса. К областям речной аккумуляции добавляется Цицматанская равнина.

В связи с дальнейшим воздыманием складчатых систем на Большом Кавказе развивается оледенение долинного типа (**бюль**). Оживший надвиг Дарьяльского массива вызывает подпор и аккумуляцию в верховьях р. Терека.

В **голоцене** (древне- и новочерноморское время: новокаспийский век) в древнечерноморское время Босфор снова открывается. В Черном море начинается трансгрессия, достигающая максимума в новочерноморское время (5—6 м выше современного уровня). В связи с этим в низовьях рек, впадающих в Черное море, происходит аккумуляция.

После новочерноморского времени Колхидский залив осушается, море отступает, уровень моря понижается на 4 м ниже современного. К этому времени относятся античные городища на дне Черного моря (у побережья).

Регрессия сменяется кратковременным наступанием моря (1—1,5 м выше современного уровня), после чего уровень моря падает до современного.

Суммируя тектоническую историю плейстоцена, следует отметить, что две упомянутые орофазы, по нашему представлению, являются подфазами одной валахской фазы. С ними связано общее воздымание территории Грузии и образование речных террас. Однако это воздымание не было однообразным. В пределах Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской системы оно имело сводовый характер, а в межгорных владинах — характер прогибания (абсолютного и относительного) с накоплением мощного покрова четвертичных отложений. Наблюдается частная связь (унаследованность) четвертичных прогибов с неогеновыми. На стыке областей с разным знаком движения регенерируются некоторые крупные надвиги.

Плиоценовые и плейстоценовые орофазы оформляют еще два структурных слоя — плиоценовый подъярус и четвертичный ярус.

* * *

Данные по доальпийским движениям позволяют выделить лишь два структурных яруса; каледонско-раннегерцинский и позднегерцинский. Первый из них в значительной мере переработан в результате альпийских движений, особенно в геантиклинали Главного хребта. Следует отметить, что древние массивы не так уж пассивно участвуют в пластических деформациях, как это обычно полагали. В ряде случаев они слагают интенсивно сжатые антиклинали. (Например, в местах где кристаллические массивы глубоко погружались и покрывались мощными осадочными толщами.)

Таким образом, на основании вышеизложенного на территории Грузии можно выделить следующие крупные структурные ярусы: 1) каледонско-раннегерцинский, 2) позднегерцинский, 3) нижне- и среднеюрский, 4) верхнеюрско-меловой с верхнеюрским и меловым подъярусами, 5) палеогеново-нижнемиоценовый с палеогеново-среднеэоценовым и олигоценно-нижнемиоценовым подъярусами, 6) среднемиоценово-плиоценовый со средне- и верхнемиоценовым и эоциеново-плиоценовым подъярусами и 7) четвертичный.

Следует отметить, что перечисленные структурные ярусы не всегда и не везде разделены неогласиями и в ряде случаев залегают согласенно.

Вышеизложенные данные позволяют сделать некоторые выводы о характере орофаз (Гамкрелидзе, 1960).

1. В первой стадии процесса развития геосинклиналей орофазы проявляются редко и более длительно. Длительность их исчисляется несколькими миллионами лет. Во второй стадии они более часты и кратковременны — длятся сотнями тысяч лет.

2. Различаются сложные и простые орофазы. Первые подразделяются на подфазы.

3. Интенсивность каждой орофазы различна как в альпийском орогене в целом, так и в его отдельных частях. То же самое можно сказать и об их распространении: есть фазы почти повсеместные и есть фазы локальные.

Становление современного рельефа Кавказа и в частности Грузии является итогом его геологического развития. Начальным этапом возникновения современного рельефа следует считать олигоценый период, когда геосинклинали начали превращаться в складчатые сооружения Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии, а Грузинская глыба — в межгорный молассовый прогиб. Можно считать, что в крупных своих чертах рельеф Грузии является прямым, поскольку Большой Кавказ и Аджаро-Триалетская система являются антиклинориями. Однако процесс этот был сложным. Поднятие горных сооружений несколько раз прерывалось и сменялось пенеппенизацией. С другой стороны, в области молассового погружения тоже происходило временами складкообразование и аккумуляция сменялась денудацией, приводившей к пенеппенизации. Следует добавить, что в этой области сами погружения и аккумуляция имели дифференцированный характер, а в районе Дзиркульского массива преобладали восходящие движения.

История Артвинско-Болнисской глыбы несколько отличается благодаря интенсивному проявлению неогенового и плейстоценового континентального вулканизма. Погружение и аккумуляция имели здесь местотолько в восточной части глыбы.

Однако, несмотря на длительную историю развития, доверхнеплиоценовые элементы рельефа сохранились в Грузии крайне редко — они уничтожались в эпохи пенеппенизации. Наиболее распространенным древним элементом рельефа являются останцы верхнеплиоценового пенепплена. Современный рельеф Грузии во всем своем многообразии моложе этого пенепплена. Он возник в результате унаследованных движений, благодаря которым возобновились сводообразные поднятия Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской системы и дифференцированные погружения в области Грузинской глыбы. В соответствии с этим можно выделить три основные геоморфологические области: Большой Кавказ, Закавказскую межгорную впадину и Южно-Грузинское нагорье.

БОЛЬШОЙ КАВКАЗ

На Большом Кавказе отчетливо выделяется ряд геоморфологических ландшафтов, развитие которых обусловлено его литологией, тектоническим строением и геологической историей.

На кристаллическом ядре Большого Кавказа, которое высоко поднято по целой системе надвигов и взбросов, зародившихся, по-видимому, еще в палеогене и даже раньше и представлявшем область денудации, развит высокогорный (3000—5000 м) рельеф Главного хребта с массив-

* Предлагаемый очерк составлен по материалам сотрудников Института географии им. Вахушти АН Грузинской ССР А. Н. Джавахишвили, Л. И. Маруашвили, Н. Е. Астахова, Д. В. Церетели и др. Используются также материалы по плейстоценовым отложениям, сведения в данном томе, и наблюдения, произведенные при геологосъемочных работах.

ными скалистыми гребнями и крутыми (40° — до отвесных обрывов) склонами. Склоны расчленены неглубокими, но частыми ущельями верховьев поперечных рек. Помимо речной эрозии, в формировании рельефа большое участие принимали вюрмские и современные ледники, снег и морозное выветривание. Поэтому здесь часто встречаются молодые ледниковые цирки, кары и трогии, а также крупноглыбовые осыпи внутри каров и у подножий склонов. Современное оледенение представлено каровыми, висячими и реже долинными ледниками.

Аналогичный рельеф развит также на породах дизской серии в гребневой части Сванетского хребта и на Дарьяльском массиве.

С погружением кристаллического ядра восточнее долины р. Терек рельеф гребневой зоны меняет свой характер. На Тушетском и Водораздельном хребтах (в Горной Кахетии), субстратом его являются интенсивно складчатые аспидные сланцы лейаса, которые образуют узкие, островерхие, скалистые, высокогорные хребты (3000—4500 м) с крутыми склонами (свыше 40°), расчлененными частыми и неглубокими ущельями верховьев поперечных рек. Ледниковые явления здесь выражены слабее — встречаются лишь свежие (вюрмские) цирки и кары, а на Тушетском хребте — современные висячие ледники. Интенсивное физическое (в том числе и морозное) выветривание сланцев образует щебнистые и глыбовые осыпи.

Ландшафты гребневой зоны по своему геоморфологическому облику очень молодые, несмотря на длительную и, несомненно, сложную историю развития суши в этой области. Элементы довюрмского рельефа здесь почти неизвестны, если не считать того, что наивысшие вершины поднимаются до определенного уровня.

К югу от гребневой зоны Большого Кавказа, в западной части (начиная от верховьев р. Риони), в области распространения интенсивно складчатых сланцевых толщ лейаса и средней юры развиты узкие хребты с остроконечными гребнями, переходящие в пологие водоразделы. Троги их сильно расчленены широкими продольными отрезками долин главных рек (верховья рек Бзыби, Кодори, Ингури, Риони) и узкими глубокими ущельями поперечных притоков. По долинам рек развиты низкие террасы. Крутизна склонов увеличивается к водоразделам. Это типичный эрозионный горно-долинный ландшафт в современном своем облике, с интервалами высот 1500—3500 м, молодой, хотя история суши здесь начинается по крайней мере с олигоцена. Подчиненную роль в его формировании играли оледенения: вюрмское (морены и трогии в верхних отрезках поперечных долин, кары и цирки на водоразделах) и рисское (боковые морены на склонах долин в верховьях рек Риони и Ингури). Поперечные долины, за исключением долины р. Бзыби, имеют асимметричный профиль: их южные склоны поднимаются без заметных переломов до гребней хребтов (Рубодзальского, или Шода-Кедела, Сванетского и др.), а на северных на относительных высотах 400—500 м над поперечными ущельями наблюдаются платообразно-уплощенные пространства, останцы верхнеплиоценового рельефа, отделенные от гребневой зоны Большого Кавказа крутыми склонами, приуроченными к надвигам кристаллического ядра. Как эти останцы, так и сохранившиеся на них местами (в верховьях рек Риони и Ингури) миндельские морены, древнее современных долин. Следы более древнего рельефа целиком уничтожены, а современный рельеф сформирован в условиях сложных восходящих движений плейстоценового периода.

Южнее — от Абхазии до Юго-Осетии тянется полоса выходов порфириновой свиты байоса и песчано-сланцевой (сорской) свиты верхнего лейаса, оставленная морем в миоцене и частично в олигоцене. Однако

общий облик рельефа и здесь молодой, на длительность истории его развития указывает лишь преобладание обращенного рельефа (синклинальные хребты, сложенные порфиритовой свитой) и наличие в восточной части, в бассейне р. Джеджори, вершин, срезанных примерно на одном уровне. Следы этой, по-видимому, верхнеплиоценовой поверхности западнее уничтожены в результате более интенсивных поднятий плейстоценового возраста и денудации. Ландшафт здесь тоже эрозионный, горно-долинный, однако он часто и глубоко расчленен в основном поперечными долинами. В связи с устойчивостью пород порфиритовой свиты здесь обособляются хребты с массивными скалистыми гребнями, отдельные массивы и цепные нагорья, переходящие в крутые отроги с пологими очертаниями водоразделов. Крутизна склонов увеличивается книзу. Гипсометрический интервал высот 1500—3500 м. В гребневых зонах встречаются следы вюрмского оледенения (морены и трогии в верховьях поперечных ущелий, кары). Местами сохранились и небольшие современные каровые ледники. Интенсивное физическое выветривание создает глыбовые осыпи у подножий склонов.

К востоку, в пределах Карталинско-Осетинской части Южного склона Большого Кавказа, развит ландшафт средневысотных эрозионных меридиональных хребтов и поперечных долин с четвертичными террасами, выработанных главным образом во флишевых отложениях верхней юры—мела—палеогена. Водоразделы широкие и пологие, часто с обращенным рельефом (синклинальные возвышенности сложены верхнемеловым карбонатным флишем, долины второстепенных продольных рек выработаны в нижнемеловом терригенном флише). Обращение рельефа завершилось в нижнеплейстоценовое время. К северу отсюда, в верховьях рек Арагви, Ксани, Лиахви и Терека, плейстоценовые лавовые протоки и покровы образуют насаженный рельеф высокогорных плато (Кельское плато, Крестовый перевал, абс. выс. 2700—3200 м) с озерными котловинами, слабо расчлененный, с уклоном поверхности не свыше 15—20° (рис. 84 и 85). Этот рельеф испытал воздействие вюрмского оледенения (бараньи лбы, морены, полигональные почвы и т. п.).

Еще севернее, в осевой зоне Большого Кавказа, развит насаженный рельеф вулканических конусов (горы Казбек, Кабарджина и другие), возвышающихся до 3000—5000 м. Конусы радиально расчленены, склоны их превышают 40°. У подножий конусов и даже в долинах рек (по р. Тереку) имеются крупноглыбовые осыпи и пролювиальные конусы, образованные тальми водами конца вюрма и физическим выветриванием лав. Наблюдаются следы интенсивного воздействия вюрмского оледенения в виде цирков и трогов. Современные ледники на Казбеке висячие и каровые.

В Зааазанской Кахетии Южный склон Большого Кавказа в силу тектонических причин (молодого надвига) крутой и узкий. Он расчленен молодыми глубокими поперечными ущельями, спускающимися в Алазанскую долину. Благодаря тому, что их водосборные бассейны находятся выше лесной зоны в области развития юрских сланцев, легко поддающихся физическому выветриванию и оползанию мощного делювия, а также крутым уклонам русел, здесь часты мощные сели, образующие конусы выноса вдоль борта Алазанской долины.

Полоса развития верхнеюрских и меловых известняков в западной части Южного склона к югу от ландшафта порфиритовой свиты резко отличается по своему геоморфологическому характеру от других ландшафтов Большого Кавказа. Суша здесь образовалась в миоцене. Здесь можно выделить два ландшафта. В Западной Абхазии на верхнеюрских известняках и доломитах развит ландшафт высоко- и среднегорных

хребтов и нагорий в интервале высот 1500—2800 м, со спорадическими небольшими ледниками в высокогорной зоне. Гребни скалистые, обрывистые, с зубчатыми вершинами. Долины часто имеют характер узких теснин, щелей и ступенчатых каньонов. Сильно развит карст — воронки,



Рис. 84. Поверхность восточной части Кельского плато. На заднем плане сланцевый хребет. Фото Н. И. Схиртладзе

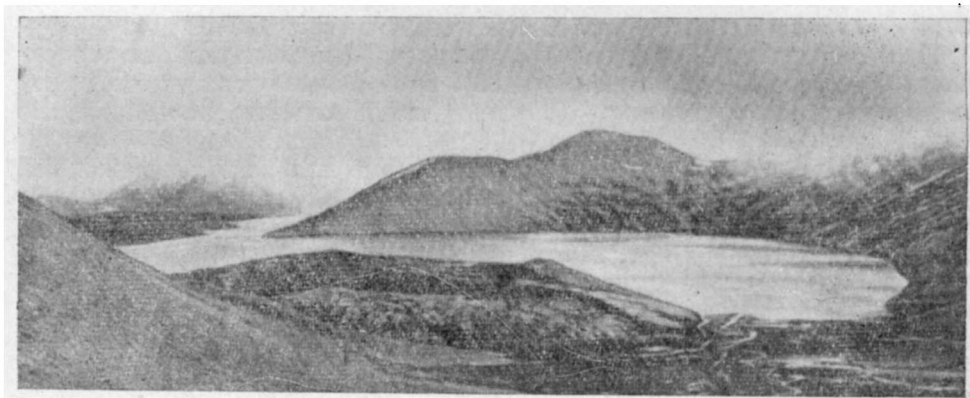


Рис. 85. Озеро Кели. На переднем плане поток Нарвани. Фото Н. И. Схиртладзе

поля, пещеры, а также класто-карст в крупноглыбовых шлейфах подножий. Преобладающими морфогенетическими факторами являются эрозия и карст, следы вюрмского оледенения ничтожны. На второстепенных отрогах хребтов имеются останцы явно доплейстоценового внутридолинного выровненного рельефа, покрытого известняковой брекчий.

Второй ландшафт, развитый на меловых и палеогеновых известняках, распространен от Абхазии до Рачи полосой разной ширины в пределах абсолютных высот 700—2000 м. В основном он представлен средне- и низкогорными хребтами и грядами моноклиналиного строения, реже массивами и грядами отпрепарированных антиклиналей, расчле-

ненными поперечными каньонообразными глубокими ущельями, с хорошо развитыми террасами. Возвышенности сильно закарстованы, наблюдаются воронки, бессточные ложбины, слепые долины, щелеобразные сухие ущелья и каньоны, пещеры. В бассейнах рек Цхенис-цкали, Риони и Квирила полоса этого ландшафта расширяется и, несколько видоизменяясь в связи с тектоническим строением, усложняется. Здесь появляются обширные пологонаклонные или волнистые, слабо расчлененные плато, сильно закарстованные, образование которых обусловлено молодыми флексурными поднятиями (гора Асхи) или глыбовыми поднятиями плиоценовых выровненных поверхностей (Никорцминдское и Шкмерское плато).

В Рачинской синклинали на миоценовых и олигоценовых терригенных отложениях развит ландшафт относительно невысоких холмов и гряд с пологими водораздельными пространствами и оползевыми формами рельефа на склонах. Подобный же ландшафт имеется и восточнее в полосе развития верхнеюрских отложений Рачи, среди которых преобладают глины. Рельеф усложняется морфологически хорошо выраженными террасами р. Риони. Гипсометрический интервал высот 600—1200 м.

В размытом своде Окрибского антиклинального поднятия обнажаются породы порфиритовой свиты байоса, листоватые сланцы и угленосная свита бата и пестроцветная свита кимериджа. Здесь развит низкогорный (500—1000 м) эрозионный ландшафт сглаженных хребтов, холмов и гряд, расчлененных V-образными узкими долинами со скалистыми (в порфиритах) или пологими (в глинистопесчанистых отложениях) склонами, на которых развиты оползни. Южное обрамление является наиболее молодым. Это—Южно-Окрибский краевой надвиг плейстоценового возраста, вызвавший подпруживание р. Ткибула, образование аккумулятивной озерной котловины и провал реки в известняках.

ЗАКАВКАЗСКАЯ МЕЖГОРНАЯ ВПАДИНА

В Закавказской впадине наиболее приподнятой областью является Верхне-Имеретинская возвышенность (800—1500 м), сформировавшаяся на Дзирульском кристаллическом массиве. Она расчленена эпигенетическими долинами рек Квирила, Дзирула, Чхеримела. В северо-западной части возвышенности, в Чиатурском районе, выделяется ландшафт широких, плоских и холмистых водоразделов, сложенных субгоризонтальными олигоценовыми и среднемиоценовыми терригенными отложениями, разобщенных узкими меандрирующими долинами, врезанными в кристаллический массив. К северо-западу в том же районе под олигоценом обнажаются верхнемеловые известняки, залегающие также субгоризонтально и слагающие сильно закарстованные плато. Долина р. Квирила на участке, врезанном в известняки, имеет характер каньона; зато к югу и востоку от описанных плато миоценовые отложения удалены денудацией, и поверхность массива, а также прилегающей полосы порфиритовой свиты представляет собой отпрепарированную абразионную поверхность, расчлененную эпигенетическими меандрирующими долинами рек Дзирула и Чхеримела, имеющими и выпуклые склоны. Водораздельные пространства здесь имеют пологоволнистый характер, над которыми в восточной части возвышается уцелевший от абразии Сурамский хребет.

В целом рельеф Верхне-Имеретинской возвышенности представляет собой аккумулятивно-абразионную равнину среднемиоценового времени, воздымающуюся с конца плиоцена.

К западу от Верхне-Имеретинской возвышенности расположена Колхидская низина, рельеф которой постепенно понижается в сторону Черного моря и так же постепенно небольшими уступами повышается к северу и югу, в сторону горных сооружений Большого Кавказа и Аджаро-Имеретинского хребта. Низина эта в геоморфологическом отношении неоднородна. Вдоль Южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Имеретинского хребта тянутся холмисто-грядовые предгорья с частым расчленением V-образными поперечными долинами в интервале высот 100—600 м, сложенные верхнеэоценовыми мергелями, майкопскими глинами, миоценовыми и частично (в западных частях) плиоценовыми глинисто-песчанисто-известковистыми отложениями. Суша здесь образовалась в основном в плиоцене. В этих предгорьях наблюдаются невысокие гряды и холмы с террасированными склонами, частыми оползнями в районах выходов глин и округлыми водоразделами. Долины узкие. В приморских районах развита латеритовая кора выветривания. В предгорьях Аджаро-Имеретинского хребта, а именно в Аджарии и Гурии, включая и невысокий Гурийский хребет, описанный ландшафт развит на складчатой вулканогенной толще эоцена, на которой латеритовая кора развита интенсивнее.

К югу от холмисто-грядовых предгорий, в Восточной Абхазии и Центральной Мегрелии (Одишская впадина), на пологоскладчатых породах олигоцена и неогена развит ландшафт плоской, слегка наклонной равнины, расчлененный неглубокими поперечными долинами на плосковершинные террасированные гряды с плейстоценовым аллювием на водоразделах и склонах. Профили рек приближаются к равновесию, в связи с чем в расширенных участках долин происходит аккумуляция. Одишская впадина с востока, юга и запада ограничена грядой антиклиналей (Сатанджийская, Уртинская, Эская и др.) с меловыми отложениями в ядрах, кулисообразно расположенными на дуге, выгнутой к югу. Антиклинали пропилены молодыми плейстоценовыми antecedентными долинами рек. Интервал гипсометрических высот 50—400 м.

Описанный ландшафт отделен плейстоценовыми сбросовыми уступами от аккумулятивных приморской и межгорной равнин. Обширная межгорная равнина (абс. выс. 40—140 м) тянется от г. Зестафони до сел. Абаша. Поверхность ее представляет I надпойменную террасу р. Риони и ее притоков. Мощность аллювия увеличивается к западу от 4—5 до 30 м. Он соответствует трем нижним террасам р. Риони.

Аналогичная аккумулятивная равнина, но меньших размеров, выделяется в Гурии в среднем течении р. Супса.

Приморская равнина, или Колхидская низменность (абс. выс. 5—40 м), характеризуется сильным заболачиванием. Вдоль рек развиты прирусловые валы. Аллювий очень молодой, так как вплоть до древнечерноморского времени здесь располагался морской залив. Вдоль морского побережья выделяется полоса дюн, закрепленных вдали от берега и подвижных у пляжа. Мощность аллювия около 50 м, а всех плейстоценовых отложений свыше 300—350 м.

К востоку от Верхне-Имеретинской возвышенности располагается Карталинская низина. В южной ее части, на границе с предгорьями Триалетского хребта, проходит широтная продольная долина р. Куры с хорошо разработанными террасами, из которых высокие расположены обычно за пределами самой долины. В целом низина являлась областью аккумуляции неогеновых моласс, континентальных в верхней части. Краевые зоны низины уже с середины плиоцена превратились в область денудации, в центральных же частях выделяются две плейстоценовые межгорные аккумулятивные равнины. Соответственно с этим вдоль северо-западного и северного краев низины в интервале высот 400—

800 м на неогеновых молассах развит ландшафт предгорных гряд и холмов. В рельефе, в основном эрозионном и аструктурном, выделяются две молодые синклинальные котловины с аккумулятивным аллювием (Базалетская и Эрцойская). Расчленяющие их второстепенные долины извилистые, крутосклонные, со скалистыми обнажениями, но местами расширяющиеся. Водоразделы широкие и пологие; по главным долинам их склоны террасированные. Поверхности водоразделов соответствуют нижнеплейстоценовой поверхности выравнивания, сопоставляемой с базалетской террасой. Между Мухранской и Тирифонской аккумулятивными равнинами располагается невысокая перемычка — Игэзтская возвышенность (на гребне ее находится останец III террасы р. Куры), соединяющая описанный ландшафт с цепью моноклинальных гряд левобережья р. Куры. Эти гряды прорваны долинами рек Лиавхи, Лехура, Ксани и Арагви и в соответствии с падением моласс на север имеют пологие северные склоны и крутые южные, расчлененные частой овражной сетью (дурные земли). Гряды ограничивают с юга названные равнины.

К востоку своим более высоким рельефом, особенно если сравнить его с грядами левобережья р. Куры, выделяется хребет Сагурамо-Ялно. Это широтный хребет синклинального строения, сложенный молассами и надвинутый к югу. Главной же особенностью является наличие верхнеплиоценовой (или нижнечетвертичной) выровненной поверхности, сохранившейся на гребне.

Перейдем теперь к Мухранской и Тирифонской аккумулятивным равнинам. В западной части низины выделяется слабо наклоненная к югу Тирифонская равнина, сложенная аллювием рек Лиавхи, Меджуда и Проне, перекрытым делювиально-пролювиальным плащом. Равнина расчленена редкими оврагами с обрывистыми склонами и неглубокими балками и ложбинами, большей частью сухими. Поверхность равнины является I надпойменной террасой, но аллювий в целом соответствует аллювию, по-видимому, двух первых террас названных рек. Мощность его около 150 м.

Игэзтским поднятием Тирифонская равнина отделена от Мухранской равнины или долины, точнее межгорной впадины, строение которой аналогично. Это слабоогнутая равнина, сложенная мощным (100 м) аллювием рек Ксани и Арагви, соответствующим I и II террасам этих рек. В пределах самой впадины поверхность аллювия является первой надпойменной террасой. Аллювий перекрыт делювиально-пролювиальным шлейфом, снесенным с ограничивающих возвышенностей и усиливающим вогнутость поверхности впадины.

Обе равнины образовались в условиях молодого синклинального прогибания.

Особняком стоит Куринская аккумулятивная аллювиальная равнина, отделенная от Карталинской низины восточным окончанием Триалетского хребта. Она расположена южнее г. Тбилиси в долине р. Куры и в низовьях ее притока р. Алгети и является вершиной обширной Кура-Араксинской низменности. Рекой Курой она делится на две части: на левобережье расположены Руставская равнина и Караязская степь, а на правобережье — Марнеульская (Борчалинская) равнина. Она образовалась в результате погружения палеоген-неогеновых отложений в плейстоцене и слияния всех террас рек системы Куры. В середине равнины, на правобережье Куры сохранилась изолированная возвышенность Яглуджа, с останцами высоких террас на склонах. Этот факт и особенно большая мощность аллювия в Марнеульской равнине (136 м), в непосредственной близости с названной возвышенностью указывают на тектонический характер опускания Марнеульской равнины.

В настоящее время поверхность Куринской равнины является I надпойменной террасой.

К северу от Куринской равнины возвышается обширное Иорское плоскогорье с интервалом высот 400—1000 м, сложенное неогеновыми песчано-глинистыми отложениями, смятыми в широкие и пологие синклинали и узкие антиклинали. Местами в строении складок принимают участие и бакинские аллювиальные галечники. Плоскогорье пересекается долиной р. Иори. Поверхность плоскогорья и возраст пенеплеизации соответствуют в основном V террасам рек Иори и Куры, однако в западной его части имеются останцы верхнеплиоценовой VI (Кашветско-Самгорской) террасы. Вместе с тем на плоскогорье хорошо выражены гряды и холмы антиклинального строения, с пологими водоразделами, часто асимметричными, с более крутыми южными склонами, и расчлененные системой оврагов и балок (дурные земли). Кроме того, некоторые обширные синклинали впадины заполнены аллювиальными и озерными отложениями, довольно мощными, и соответствующими IV террасе системы р. Куры. По-видимому, эти особенности рельефа объясняются возобновлением складкообразования после пенеплеизации.

На возвышенностях отмечаются золотые формы микро- и мезорельефа (ячеистое выветривание, столы и т. п.).

В северной части плоскогорья, в долине р. Иори, в районах Сагареджо и Качрети, выделяется обширная широтная впадина — Цицматанская аллювиальная равнина, являющаяся, по-видимому, весьма молодым образованием. Поверхность ее является I надпойменной террасой р. Иори и, несмотря на исключительную мощность (400 м) аллювия, последний по возрасту целиком соответствует I террасе, поскольку более высокие террасы не погружаются под нее. Края равнины открыты делювиально-пролювиальным шлейфом.

Севернее Цицматанской равнины и Иорского плоскогорья возвышается средневысотный Цив-Гомборский (1500—2000 м) хребт общекавказского направления, орографически являющийся ответвлением Большого Кавказа. Хребт является одной крупной молодой антиклиналью мощной верхнеплиоценовой серии (алазанской) континентальных конгломератов, налегающих несогласно на сложноскладчатые флишевые отложения мела — палеогена. Последние обнажены в размытом своде антиклинали в западной части хребта и гребневой полосе восточной его части. Антиклиналь алазанской серии периклинально погружается в сторону г. Сигнахи, сливаясь с Иорским плоскогорьем. Южное крыло антиклинали круче северного.

Строение хребта накладывает своеобразный отпечаток на его геоморфологию. В гребневой части местами сохранились плосковолнистые водоразделы — отпрепарированный предверхнеплиоценовый пенеплен, над которым с юга и севера в крыльях антиклинали возвышаются высокие обрывы конгломератов. Склоны хребта расчленены в основном поперечными долинами с широкими, заполненными аллювием (результат разрушения конгломератов) тальвегами, по которым блуждают потоки, и с отвесными или очень крутыми склонами. Между долинами на широких водоразделах сохранились останцы первичного склона — структурная поверхность антиклинали. Такая морфология типично развита на северном пологом склоне хребта, в полосе распространения алазанской серии. Долины, врезанные во флиш, имеют V-образные сечения. Они сильно разветвлены и создают обращенный горно-долинный ландшафт. Это синклиналильные возвышенности, сложенные верхнемеловыми отложениями со слабым развитием карста. Склоны долин во флишевых

отложениях характеризуются интенсивным развитием оползней, часто очень крупных.

Между Цив-Гомборским хребтом и Большим Кавказом лежит слабоогнутая межгорная равнина — Алазанская долина. Она отделена молодым надвигом от Большого Кавказа и представляет собой синклинальную депрессию в гипсометрических пределах 350—700 м. Равнина заполнена мощным плейстоценовым аллювием р. Алазани, для которой поверхность равнины является I надпойменной террасой. По краям равнины, особенно на левобережье, развиты молодые делювиально-пролювиальные конусы, большей частью сливающиеся в сплошные шлейфы.

ЮЖНО-ГРУЗИНСКОЕ НАГОРЬЕ

В северной части нагорья выделяется широтная система хребтов Аджаро-Имеретинского и Тriaлетского, сложенных верхнемеловыми вулканогенными и карбонатными и палеоцен-эоценовыми флишевыми, вулканогенными и терригенными гипсоносными отложениями. В предгорьях Тriaлетского хребта, особенно на северных, в геологическом строении принимают участие также глинистые отложения олигоцена — нижнего миоцена и песчано-глинистые отложения миоцена. Все эти отложения смяты в веерообразную систему складок, осложненных надвигами северного направления.

Северные предгорья Тriaлетского хребта, его восточное окончание (район г. Тбилиси) и частично также южные предгорья (бассейн р. Алгети), в интервале примерно 600—1000 м, могут быть выделены в ландшафт низкоргорных эрозионных хребтов и гряд с поперечным и продольным (только в районе г. Тбилиси) расчленением террасированными долинами. Складчатость предгорий в основном плиоценовая. Преобладает прямой тектонический рельеф с антиклинальными хребтами. Однако антиклинали отпрепарированы (с более устойчивыми породами в ядрах) в плейстоцене, поскольку в районе г. Тбилиси сохранились останцы хорошо выраженного выровненного старческого рельефа, полого погружающегося в настоящее время в сторону Куриной аллювиальной равнины и сопоставляемого с V террасой р. Куры. Долины в зависимости от литологии и тектоники пород разнообразны: каньоны со структурными террасами (в вулканогенных отложениях среднего эоцена), широкие в синклиналях олигоценовых глинистых пород, V-образные (поперечные долины), асимметричные изоклиналильные или с комбинированными склонами.

На высоте 1500—2000 м, в гребневой зоне Аджаро-Имеретинского, Шавшетского, Эрушетского и Тriaлетского хребтов, выделяется обширный ландшафт среднегорных хребтов с частым и глубоким поперечным расчленением и с antecedентной долиной р. Куры (Боржомский район). Часто наблюдается обращенный рельеф. Денудированная суша здесь существует с олигоцена, возраст складчатости в основном эоценовый. Для описываемого ландшафта характерным является ярусное деление рельефа. В гребневых зонах хребтов сохранились останцы верхнеплиоценового старческого или неплененизированного рельефа, образующего пологоволнистые водоразделы. В восточной части Тriaлетского хребта имеются также останцы нижнеплейстоценовой поверхности, отмеченной выше. В наиболее возвышенных участках (выше 2500 м) наблюдаются следы вюрмского оледенения (кары и т. п.). Долины глубокие, V-образные и молодые. Склоны их ровные (в терригенных породах) или скалистые, ступенчатообрывистые (в вулканогенных породах).

Ландшафт осложняется насаженным вулканическим рельефом разнообразной морфологии, развитым спорадически. Это плато внутри-

долинных молодых лавовых потоков Боржомско-Бакурианского района или останцы более древних лавовых покровов (Эрушетское нагорье, Персатское плато и др.). Покровы образуют куполовидные возвышенности или плато с обрывистыми склонами, радиально расчлененные У-образными долинами и каньонами, верховья которых, однако, имеют характер пологосклонных задернованных логов.

Между Аджаро-Имеретинским, Шавшетским и Эрушетским хребтами и Джавахетским нагорьем помещается межгорная Ахалцихская котловина, представляющая крупную синклиналиную впадину, сложенную по бортам вулканогенными породами среднего эоцена и в средней части гипсоносной песчано-сланцевой свитой верхнего эоцена, глинистыми и песчано-глинистыми отложениями олигоцена и туфогенной (годердзской) свитой мио-плиоцена. Складчатость плиоценового возраста. На этом субстрате развит холмисто-грядовый эрозионный ландшафт в гипсометрическом интервале 800—1200 м с частым овражным расчленением. Очертания холмов в основном округлые и пологие, но на вулканогенной свите развиты скалистые формы мезорельефа. Рельеф местами прямой, местами же не зависит от структур. В центре котловины выделяется широкая аллювиальная равнина II террасы р. Куры. По бортам котловины имеются и более высокие (III—VII) террасы, из которых VI и VII верхнеплиоценовые.

К юго-востоку от Ахалцихской котловины находится Джавахетское вулканическое нагорье, сложенное мио-плиоценовыми, верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовыми и более молодыми вулканогенными комплексами. В северной части нагорья полосой вдоль южного подножия Триалетского хребта, в районах оз. Табацкури, верховьев р. Храми (Кция) и Цалкского (Триалетского) плато верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовые лавовые потоки характеризуются пологой складчатостью.

Здесь наблюдается ландшафт грядово-котловинных плато с узкими антиклинальными грядами и широкими синклиналиными котловинами, часто вмещающими озера или озерные отложения. Рельеф плато в гипсометрическом интервале 1500—2000 м, в общем, мягкий, но долины имеют характер узких каньонов с глыбовыми осыпями у подножий склонов. К востоку от этого ландшафта находится слабо расчлененное плато Беденского хребта, плавно погружающееся в сторону Марнеульской равнины. Беденский долеритовый поток заполняет среднеплиоценовую долину и в свою очередь пропилен глубоким каньоном р. Храми.

Общим геоморфологическим фоном Джавахетского нагорья являются ровные и слабоводнистые плато с редким расчленением, в интервале абсолютных высот 1700—2000 м с озерами, подпруженными молодыми лавовыми потоками. Долины в верховьях имеют пологие, часто задернованные склоны, но в нижнем течении превращаются в каньоны. Подобные ландшафты развиты на Ахалкалакском плато, в районе оз. Тапаравани, а также на восточной окраине нагорья на Гомаретском и Дманисском плато, расположенных гипсометрически несколько ниже.

На Джавахетском нагорье возвышаются два меридиональных вулканических хребта. Между Ахалкалакским плато и Тапараванской котловиной находится Абул-Самсарский хребет (2500—3000 м), представляющий цепь вулканических конусов и куполов с кратерами и кальдерами, с лавовыми потоками и глыбовыми осыпями. На северных склонах наиболее высоких конусов здесь сохранились вюрмские кары. Расчленение конусов зачаточное (баранкосы). К востоку от Тапараванской котловины в интервале 2400—3000 м расположен Джавахетский, или Кечутский, хребет (Мокрые горы). Это цепь пологих шито-видных вулканических конусов и куполов, в большинстве случаев бескратерных, с задернованными склонами, радиально расчлененных

неглубокими балками с крутыми или отвесными скалистыми склонами и широкими днищами. Восточный склон хребта, сложенный мио-плиоценовыми лавами, довольно круто спускается к Дманисскому и Гомаретскому плато. Он расчленен параллельными молодыми каньонами, углубляющимися вниз по течению рек. Кроме того, местами наблюдаются и следы плиоценового расчлененного рельефа, углубления которого заполнены плейстоценовыми долеритами упомянутых плато. В основном этот склон молодой, связанный с плейстоценовым поднятием Джавахетского нагорья.

Еще восточнее, окаймляя с запада и юга Марнеульскую равнину, развит средне- и низкогорный эрозионный ландшафт (абс. выс. 1000—2000 м). Геологически это кристаллические массивы, вулканогенная и карбонатная толщи мела с многочисленными мелкими интрузиями и вулканогенная свита среднего эоцена, образующие сложную синклинали. Рельеф этой синклинали эрозионный. В южной части, на границе с Армянской ССР, возвышается широтный Сомхитский хребет. В гребневой части он сложен среднеэоценовой вулканогенной свитой. Склоны хребта, направленные на север (в соответствии с южным падением пород) крутые и обрывистые, водораздел зазубренный и скалистый. Северные отроги хребта, выработанные главным образом в Локском массиве, характеризуются более мягкими очертаниями с выпуклыми склонами. На их гребнях сохранились останцы наиболее древнего рельефа — волнистой абразионной поверхности предсреднеэоценового возраста. Значительно более молодой является поверхность выравнивания, наблюдаемая в районе Храмского массива, которая должна быть древнее плиоценовой долины р. Храма, заполненной Беденским долеритовым потоком. По-видимому, ее возраст ниже- или среднеплиоценовый. Основным же геоморфологическим фоном описываемого ландшафта являются низкогорные массивы и широтные хребты, расчлененные глубокими молодыми долинами и оврагами, впадающими в долины главных рек. Склоны здесь сложные, скалистые и обрывистые на обнажениях внутриформационных покровов и силлов, более пологие на туфогенных породах. Вершины и гребни то ровные или пологоволнистые, то зазубренные и скалистые, с останцовыми формами рельефа, приуроченными к отдельным мелким интрузивам и дайкам. По долине р. Машавера, от сел. Болниси вверх по течению, выделяется среднеплейстоценовый долеритовый поток, а по долинам притоков р. Машавера — связанные с ним аккумулятивные террасы. Поверхность самого потока ровная, довольно широкая, но в нее врезан современный меандрирующий каньон р. Машавера.

ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИИ ГРУЗИИ

Приведенный материал по геологии Грузии свидетельствует о существенной изученности геологического строения территории республики и вместе с тем определяет задачи дальнейших исследований. Задач очень много, а потому коснемся здесь только главнейших.

Из основных стратиграфических подразделений, принимающих участие в сложении территории Грузии, слабее всего изучены палеозойские образования. Ближайшей задачей является изучение стратиграфии и истории геологического развития кристаллического субстрата как в области Главного Кавказского хребта, так и в пределах Дзирульского и Локского массивов. По-видимому, этот пробел частично будет заполнен в связи с начатыми детальными исследованиями в области Главного хребта и проведением в широком масштабе определений абсолютного возраста кристаллических пород всех древних массивов в Грузии.

Необходимо произвести уточнение и дополнение схем зонального расчленения юры Грузии на основании детального изучения богатых фауной опорных разрезов нижней юры Дзирульского и Локского массивов и частично Южного склона Большого Кавказа, байоса Дзирульского массива, Окрибы, Лечхуми и Южной Грузии, морского бата верхнего течения р. Бзыби и морской верхней юры Абхазии и Рачи.

Очередной задачей является также дальнейшая детализация схемы зонального расчленения нижнемеловых отложений Абхазии и Рачи, представленных аммонитовыми фациями. Для уточнения корреляции с западноевропейской схемой зонального деления необходимо специальное изучение колхидитового горизонта нижнего апта и смежных горизонтов. Для дальнейшей детализации стратиграфии и точного разграничения ярусов и более мелких подразделений, а также для увязки со схемами соседних регионов в пределах СССР и Западной Европы необходим и систематический сбор ископаемой фауны в верхнемеловых отложениях, в первую очередь в Мегрелии, Раче и Лечхуми, в бассейне р. Квирила и в Аджаро-Триалетской системе.

Следует продолжить систематический сбор ископаемых в слабо охарактеризованных мезозойских отложениях складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и начать систематическое микропалеонтологическое изучение разрезов мезозоя во всей Грузии с увязкой с макропалеонтологическими подразделениями. Необходимо ускорить также изучение меловых рудистов для уточнения некоторых стратиграфических вопросов.

Степень изученности палеогеновых отложений отдельных районов Грузии далеко не одинакова; в частности, слабо исследованы вулканогенная серия эоцена Аджарии и мощная флишевая формация палеогена Жинвальско-Гомборской подзоны, недостаточно охарактеризованные макрофаунистически. Важной задачей является более детальная разработка стратиграфии дабаханских слоев, лиролеписового горизонта, а также всего майкопа. Следует уделить серьезное внимание описанию фауны рыб указанных отложений, исследованию растительной пыльцы и продолжению изучения микрофауны.

Первоочередной задачей является разграничение олигоцена и нижнего миоцена, в особенности в районах, где развиты фации майкопа.

Несмотря на сравнительно хорошую изученность неогеновых отложений, многие вопросы палеонтологии и стратиграфии неогена требуют дополнительного исследования и монографического обобщения, так как описание сарматской и мэотической макро- и микрофауны должно способствовать установлению точного стратиграфического положения отдельных толщ, выделяемых ныне в качестве самостоятельных горизонтов на основе только литологических или других косвенных признаков. Необходимо более детально разработать вопрос подразделения мэотиса, а также выделения в Восточной Грузии его континентальных аналогов. Подлежит уточнению верхняя граница миоцена и характер взаимоотношений между миоценом и нижним плиоценом.

Следует развивать работы, посвященные плиоценовой конхилиофауне, а также микрофауне и флоре.

Должно быть изучено распространение гурийского горизонта и уточнено его стратиграфическое положение. Детальное исследование фауны гурийских слоев может предоставить возможность их расчленения; необходимо выяснить стратиграфическую принадлежность так называемых «переходных слоев» от гурийских к чаудинским.

Важными проблемами являются выявление стратиграфических эквивалентов плиоценовых отложений Черноморского бассейна и установление границы плиоцена и плейстоцена для этого бассейна.

Наиболее слабо изучены в Грузии четвертичные отложения, в связи с чем возникает необходимость решения целого ряда сложных задач. В частности, должно быть продолжено систематическое изучение всех типов четвертичных отложений с использованием литологического метода, данных спорово-пыльцевого анализа и геоморфологического метода, для прослеживания и увязки речных террас с морскими и ледниковыми отложениями. Особое внимание следует обратить при этом на речную систему Западной Грузии и в первую очередь решить вопрос так называемой цебельдинской морены рисса.

Необходимо систематизировать существующие материалы по карстовым пещерам, часто датированным палеонтологически и археологически, и коррелировать их с речными террасами, продолжив одновременно изучение карста.

При изучении четвертичных отложений также следует систематизировать данные по известным археологическим стоянкам, коррелируя последние с четвертичными отложениями.

Необходимо применять углеродный метод абсолютной геохронологии для датировки верхнечетвертичных отложений и метод палеомагнитных измерений для точного разграничения четвертичных и верхнеплиоценовых образований.

В настоящее время выдвигается ряд проблем общего характера, в частности уточнение возраста комплексов магматических пород, установление различных парагенетических ассоциаций горных пород в свете учения о геологических (магматических и метаморфических) формациях, роль метасоматической гранитизации в становлении гранитоидов и их лейкокатовых жильных дериватов-пегматитов и др., связь эндогенной минерализации с магматическими и метаморфическими процессами.

Хотя длительное изучение вулканогенных образований Грузии, обладающих широким распространением и большим возрастным диапазоном (от нижнего палеозоя до антропогена включительно), дало существенные результаты, ряд важных вопросов еще ждет своего решения. В ближайшем будущем детальным исследованиям должны быть под-

вергнуты вулканогенные образования метаморфизированной серии диз-ской свиты и нижней юры складчатой системы Южного склона Большого Кавказа.

Очередной задачей является более детальное изучение вулканогенных образований Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой системы, где на основании начатых уже работ установлено их большое разнообразие, связанное с геотектоническими особенностями этих регионов. Необходимо продолжить исследование взаимоотношений эффузивного магматизма со складчатостью и интрузивными процессами.

Осадочные комплексы Грузии в литолого-петрографическом отношении изучены слабо. Проведенные работы охватывают только часть этих формаций и то лишь для некоторых районов. Систематическое литолого-петрографическое исследование осадочных формаций позволит составить детальные литолого-фациальные, палеогеографические и палеотектонические карты для отдельных периодов. В первую очередь эта работа должна быть закончена для нефтеносных и угленосных районов.

В тектоническом отношении в Грузии наиболее слабо исследован антиклинорий Главного Кавказского хребта. Начатые здесь детальные работы уже дали много нового, в особенности в вопросе установления наличия поперечных и продольных глубинных разломов.

Представляет большой интерес изучение так называемой краевой складчатости в Западной Грузии, в частности в Амзарско-Мухурской подзоне, переходной от складчатой системы Южного склона к Грузинской глыбе, где эти дислокации выражены особенно четко.

Необходимо решить вопрос о существовании крупных тектонических покровов в Грузии, в частности в пределах Южного склона Большого Кавказа и Кахетинского хребта.

Большое внимание должно быть уделено увязке поверхностной тектоники с глубинным строением литосферы.

С целью дальнейшего уточнения сейсмотектонических особенностей территории Грузии необходимо проведение ряда специальных работ, в том числе: проследить сейсмическую активность глубинных и поверхностных структур с помощью разветвленной сети передвижных сейсмических станций; провести в этих местах детальные геоморфологические наблюдения и поверхностные нивелировки; провести комплексные геолого-геофизические исследования в пределах распространения глубинных разломов, а также на сейсмически активных и даже неактивных участках.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Степень геологической изученности территории Грузии и значительный объем проведенных поисковых и разведочных работ предоставляют возможность дать краткий обзор перспектив дальнейшего изучения известных здесь полезных ископаемых. Естественно, что в этой небольшой главе нельзя описать отдельные месторождения или их группы, поэтому лишь в общих чертах рассматриваются возможные генетические связи определенных полезных ископаемых с соответствующими геологическими формациями, осадочными или магматическими процессами и тектоническим развитием территории. Цель этого описания, с одной стороны, показать, насколько изложенный в данной монографии геологический материал составляет надежную основу для дальнейших поисково-разведочных работ и, с другой стороны, подчеркнуть те моменты геологического, петрографического, минералогического и геохимического характера, которые еще недостаточно освещены и требуют дальнейшего изучения, чтобы способствовать выяснению некоторых, еще не ясных вопросов рудогенеза.

Обзор проводится по отдельным формациям для различных геотектонических зон. При этом наряду с кристаллическим ядром Большого Кавказа, охарактеризованы Дзирульский кристаллический массив и другие аналогичные ему образования. Ввиду того что развитая в пределах Грузинской глыбы и прилегающей к ней Гагрско-Джавской зоны байосская вулканогенная толща вмещает многочисленные эндогенные месторождения, последние описываются совместно с осадочными образованиями, так как эта толща характеризуется своеобразной металлогенией, тесно связанной с байосским вулканизмом. Остальные геотектонические зоны представляют интерес главным образом в отношении эндогенных месторождений и рассматриваются раздельно. Специальный раздел главы посвящен нефтеносности Грузии.

Выходы древнейшей формации на территории Грузии приурочены к Дзирульскому кристаллическому массиву и, по-видимому, к разновозрастным с ним, кристаллическому ядру Главного Кавказского хребта, Храмскому и Локскому массивам. Эти массивы внедрялись в кристаллические сланцы и филлиты, преимущественно представленные слюдистыми и хлоритовыми разновидностями. Среди них не удалось обнаружить андалузитовых или силлиманитовых сланцев, которые могут служить глиноземным сырьем, и в этом отношении данная формация не представляет практического интереса. Однако нельзя считать окончательно доказанным отсутствие андалузито-силлиманитовых сланцев в зонах проявления контактно-термального метаморфизма, тем более, что в кристаллическом ядре Большого Кавказа, в истоках р. Малого Зеленчука, недавними работами доказано значительное распространение этих сланцев.

К данной формации приурочены серпентинитовые тела Дзирульского массива, с которыми связаны месторождения талька. Детальными

геологическими исследованиями, а также разведочными работами установлено, что залежи талька всегда приурочены к зоне контакта серпентинитов и более молодых розовых гранитов и образовались они под действием гидротерм, генетически связанных с этими гранитами. В настоящее время эксплуатируется лишь одно месторождение талька. С целью удовлетворения непрерывно растущего спроса на молотый тальк необходимо провести изучение как эксплуатируемого месторождения на глубину, так и других ближайших месторождений аналогичного генезиса.

К таким же измененным серпентинитам в Грузии приурочены проявления никеля. Лучше всех они изучены в Дзирульском массиве, где гидротермальные процессы превратили серпентиниты в листвениты. Установлено, что никель содержится в виде первичных сульфидов, а также гарниерита, являющегося вторичным образованием. Проявления никеля в связи с серпентинитами установлены также в бассейне р. Кодори в Абхазии, в пределах кристаллического ядра Большого Кавказа.

Явно недостаточная изученность лиственитов Грузии дает основание ставить вопрос о необходимости их детального минералого-геохимического исследования в первую очередь в районе Дзирульского массива. Серпентиниты заслуживают внимания также как декоративный камень и могут быть использованы в качестве сырья для производства огнеупорных изделий, тем более, что проведенные предварительные технологические работы дали в этом отношении положительные результаты.

К формации метаморфических сланцев Дзирульского массива приурочены также отдельные линзы мраморов, не играющие существенной роли в общем балансе мраморов Грузии.

Большой интерес представляют гранитоиды, приуроченные к формации кристаллических сланцев и филлитов. В Дзирульском массиве с ними связаны многочисленные пегматитовые жилы. Одним из наиболее крупных является Шрошинское пегматитовое поле, насчитывающее около 500 жил, причем мощность отдельных жил достигает 25—30 м. Большая чистота полевого шпата и кварца пегматитовых жил Шрошинского поля позволяет широко использовать их в керамической промышленности Грузии. Из остальных компонентов этих жил попутно следует добывать в первую очередь мусковит и гранат, образующие на некоторых участках значительные скопления. Несмотря на интересные работы, проведенные за последнее время по изучению шрошинских пегматитов, их дальнейшее минералого-геохимическое исследование является неотложной задачей. Это тем более касается пегматитов Большого Кавказа, которые изучены гораздо слабее.

На Грузинской глыбе, вокруг Дзирульского массива, значительное развитие имеют лейасовые отложения, сложенные в основном аркозовыми песчаниками и известняками. В некоторых разрезах низы лейаса представлены континентальными отложениями, среди которых встречаются значительной мощности залежи огнеупорных глин, состоящие из каолинита. Наиболее крупная из них, известная под названием Шрошинского месторождения, является единственным эксплуатируемым месторождением Грузии. Стратиграфически выше в этих же лейасовых отложениях встречаются огнеупорные глины другого типа — гидрослюдистые, где каолинит играет уже подчиненную роль. Образование этих огнеупорных глин происходило за счет размытия и перетотложения в мелких озерах доюрской коры выветривания, развитой как на гранитоидах Дзирульского массива, так и на палеозойской кварц-порфировой толще. Есть основание допустить, что аналогичные залежи могут быть обна-

ружены среди лейасовых отложений Дзирульского массива и в других разрезах.

Крулозернистые аркозовые песчаники лейаса кверху постепенно переходят в мелкозернистые слюдистые песчаники, в которых роль цемента местами играет гематит часто ясно выраженного оолитового строения. Характерно, что гематитовые песчаники присутствуют не во всех разрезах. Их нет, например, на северной периферии Дзирульского массива. Образование этих гематитовых залежей следует объяснить тривносом гидроокислов железа с коры выветривания, развитой, по-видимому, на основных породах Дзирульского массива. И там, где в Дзирульском массиве значительную роль играли основные породы, море получало определенной количество гидроокислов железа, которое, выпадая в прибрежной полосе, образовывало цемент песчаников, а иногда отдельные линзы лимонита; смешиваясь же с известковистым илом, давало начало известным красным железистым известнякам. Эти известняки успешно используются как декоративный материал (красный мрамор).

Перекристаллизация лимонита в процессе диагенеза привела к образованию гематита. Естественно, что при незначительном распространении лейасовых отложений Грузинской глыбы и сравнительно бедном содержании в них гематита нет оснований рассчитывать на обнаружение мощных залежей железных руд, которые могут представлять практический интерес. Что же касается красных мраморовидных известняков, слагающих самые верхние горизонты лейаса, то они успешно эксплуатируются в нескольких местах (Шроша, Салиети и др.).

Вулканогенная толща байоса пользуется наиболее широким распространением в Гагрско-Джавской зоне. К ней приурочены многочисленные месторождения барита, а также полиметаллов и пирита. Некоторые авторы до сих пор считают, что месторождения барита генетически связаны с третичными интрузиями. Но большинство геологов справедливо относит образование баритовых месторождений к юрскому периоду, причем некоторые связывают их с базальными интрузиями; по мнению же других, они являются верхнеюрскими.

Около 90% известных баритовых жил залегает в байосской вулканогенной толще и лишь отдельные жилы приурочены к верхнеюрским известнякам (Адзаго-Апшринское месторождение в Абхазии), а также к лейасовым песчанико-сланцевым толщам (Генцвишское месторождение в Абхазии). Такая почти исключительная приуроченность баритовых жил к байосской вулканогенной толще безусловно указывает на генетическую связь баритового оруденения со среднеюрским вулканизмом, что находит также и геохимические обоснования. Дело в том, что среднеюрские эффузивные образования Грузии характеризуются исключительно низким содержанием калия и относятся к крайнему щелочно-известковому типу. Вместе с тем известно, что элементы-примеси в магмах часто не образуют самостоятельных минералов, а входят в виде изоморфных примесей в те минералы, которые содержат катион с близким к данному элементу ионным радиусом. Барий содержится в основных магмах в заметных количествах и, как правило, входит в состав калишпатов, изоморфно замещая их калий. Поэтому, если породы бедны калием и соответственно калишпатом, то барий из магмы не выделяется, а переходит в остаточный расплав и проявляется в гидротермальной фазе в виде самостоятельных жил. Изучение магматических образований Закавказья показывает, что породы, богатые калием, всегда содержат повышенное количество бария и наоборот. Среднеюрский вулканизм, давший мощную вулканогенную толщу бедных калием пород, оставил в магматических очагах обогащенный калием остаточ-

ный расплав. В батское время байосская вулканогенная толща подверглась складчатости, что сопровождалось образованием трещин и внедрением гранодиоритовых интрузий, гидротермы которых и вызвали образование баритовых жил. Таким образом, баритовые жилы Грузии являются синорогенными образованиями. Часто баритовые жилы содержат заметное количество сульфидов свинца и цинка, иногда месторождение превращается в полиметаллическое ввиду преобладания сульфидов, а порой барит играет совершенно подчиненную роль. Представителем такого типа залежей является полиметаллическое месторождение Квайса в Юго-Осетии, рудное тело которого из вулканогенной толщи байоса прослеживается в верхнеюрских известняках. Таким образом, приписывая большинству баритовых месторождений батский возраст, следует допустить, что в отдельных районах обширной юрской вулканической области эти процессы могли продолжаться и несколько позже, приводя к образованию баритово-полиметаллического оруденения в верхнеюрских отложениях.

Если учесть, что многие районы развития юрской вулканогенной толщи и верхнеюрских отложений Грузии исследованы совершенно недостаточно, надо сделать вывод, что возможности обнаружения новых месторождений высококачественного барита, а также полиметаллов далеко не исчерпаны и заслуживают серьезного внимания.

Что касается доскладчатых образований колчеданного типа, широко распространенных в юрской вулканогенной толще Армении и Азербайджана, то отсутствие их в юре Грузии следует объяснять особенностями вулканизма юго-восточной части юрской вулканогенной геосинклинали Закавказья. Как установлено в последние годы, колчеданные месторождения доскладчатого этапа всегда связаны не с основными, а с кислыми эффузивными породами. Последние же широко распространены в верхнем байосе — бате Армении и Азербайджана, в то время как в юре Грузии встречаются весьма редко; по существу они пока встречены лишь в вулканогенной юре района Дзирульского массива, где, кстати сказать, встречается бедное оруденение колчеданного типа.

Батская складчатость привела к образованию в пределах развития байосской вулканогенной толщи зоны лагун, приуроченных к границе вулканогенной геосинклинали и Грузинской глыбы. Эти лагуны, заболачиваясь, служили местом накопления торфа, послужившего материалом для образования юрских угольных месторождений Грузии, расположенных вдоль северной периферии Грузинской глыбы с запада на восток в следующем порядке: Бзыбское, Ткварчельское, Маганское, Гелатское, Ткибульское и Чальское. Из них наиболее крупными месторождениями являются Ткварчельское и Ткибульское, остальные же представляют лишь второстепенный интерес.

Литолого-палеогеографическое и тектоническое исследование полосы угленосных отложений Западной Грузии показали, что Ткибульская и Ткварчельская депрессии отличаются от остальных своим тектоническим положением. Обе депрессии были окружены молодыми поднятиями вулканогенной толщи и в период складчатости представляли собой довольно лабильную зону проявления колебательных движений с резко преобладающей тенденцией интенсивного погружения. Гелатская же и другие депрессии располагались на кристаллическом фундаменте Грузинской глыбы и лишь с одной стороны были ограничены от моря молодыми поднятиями. Таким образом, они находились в менее лабильных условиях, что и сказалось на образовавшихся в них угольных месторождениях. Ткибульское и Ткварчельское месторождения содержат более мощные пласты высококачественного каменного угля, в то время как Гелатское и другие месторождения характеризуются

маломощностью угольных пластов и низким качеством угля. Все эти месторождения являются лимническими, за исключением Бзыбского, в котором ясно устанавливается переслаивание лагунных угленосных и морских отложений с фауной, представляя собой единственный пример паралического бассейна в юрской угленосной полосе Грузии.

На периферии угольных бассейнов батские угленосные отложения погружаются под верхнеюрские и меловые отложения. Не исключена возможность, что под этими осадками находятся закрытые месторождения угля. Основанием для такого вывода служит обнаружение под меловыми и верхнеюрскими осадками восточнее г. Ткибули мощной угольной залежи — Шаорского месторождения.

Гелатское месторождение содержит незначительные запасы угля, но оно оказалось чрезвычайно интересным в другом отношении. В верхних частях угленосных отложений обнаружен горизонт анальцимовых пород мощностью 60—100 м, в котором отдельные слои состоят из чистого анальцима в виде сферических и полигональных образований с цементом из углисто-глинистого вещества. Это уникальное в геологическом отношении месторождение осадочного анальцима в настоящее время изучается, как возможное глиноземное сырье, и следует отметить, что предварительные технологические испытания и экономические расчеты дали положительные результаты.

В минералогическом отношении интерес представляет парагенезис анальцима и галлуазита. В других угольных месторождениях (Ткибули, Ткварчели) анальцим отсутствует, но там встречаются залежи огнеупорных глин каолинито-галлуазито-гидрослюдистого состава с огнеупорностью до 1700°. Их дальнейшее изучение, по-видимому, представляет практический интерес.

В нижних горизонтах свиты листоватых сланцев бата Гелатского района встречаются слои каолиновых глин. Опытные работы показали полную возможность их использования в производстве рядового фарфора для хозяйственных нужд. Эти залежи, по-видимому, образовались за счет размыва гидротермально измененных пород вулканогенного байоса, развитого севернее в окрестностях сел. Дзмуси. Поэтому аналогичные залежи, кроме известных, могут быть обнаружены значительно северо-восточнее г. Кутаиси.

Верхнеюрская пестроцветная свита, имеющая широкое распространение во всей Западной Грузии, представлена в континентально-лагунной фации и часто содержит залежи гипса. Основные запасы Грузии приурочены именно к этой свите.

Пестроцветная свита в основном слагается продуктами размыва коры выветривания байоса, что давало основание предположить возможность нахождения в них залежей бокситов. Предварительные поисковые работы, проведенные в этом направлении в Кутаисском районе, показали наличие лишь своеобразных оолитовых глин, бокситы же отсутствовали. Однако в более северной зоне распространения этой свиты — в пределах Юго-Осетии, Рачи, Абхазии, где глинистые континентальные фации постепенно замещаются карбонатными морскими отложениями и куда, по-видимому, в большом количестве сносился с коры выветривания химически растворенный и коллоидный материал, можно скорее допустить наличие бокситовых залежей. Во всяком случае теоретические предпосылки указывают на необходимость проведения предварительных работ в этом направлении.

Меловые отложения Грузинской глыбы, представленные преимущественно карбонатными фациями, являются основными источниками известняков как флюсовых, так и для производства извести, цемента и как облицовочного бутового камня. Запасы их в большинстве районов

Грузии неограничены. Особо следует отметить нижнемеловой горизонт доломитов, который хотя и имеет широкое распространение по всей Западной и частично Восточной Грузии, но по качеству далеко не везде является подходящим для металлургической промышленности. Однако следует отметить, что доломитовый горизонт нижнего мела до сих пор изучен совершенно недостаточно. Аналогичные доломиты встречаются местами и в верхней юре. Среди меловых отложений района ж.-д. ст. Садахло (Южная Грузия) залегают темные, почти черные, известняки, используемые как декоративный камень. Аналогичные слои в других разрезах мела не встречены. Заслуживает изучения базальная формация мела, представленная кварцево-аркозовыми песчаниками, как возможный источник сырья для стекольной промышленности.

Меловые отложения Грузии привлекают внимание также своими залежами бентонитовых глин, из которых необходимо указать на месторождение гумбина около г. Цхалтубо, залегающее среди сеноманских отложений и являющееся первым в промышленности отбеливающих глин СССР. Аналогичные залежи могут быть обнаружены в сеноманских отложениях вдоль всей северной периферии Грузинской глыбы, куда в сеноманское, а также в последующее время поступал вулканический пепел из меловых вулканов Большого Кавказа, расположенных в меловых геосинклиналях Южного склона. Мощные залежи высококачественных бентонитов обнаружены также в туринских отложениях района г. Цхалтубо. В данном случае пепловый материал, подвергшийся гальмиролизу, поступал из очагов, давших туронскую пикрит-базальт-фонолитовую формацию, к которой приурочены слои бентонитовых глин.

Особо следует остановиться на возможной фосфоритоносности меловых отложений Грузии. Многие горизонты мела Грузинской глыбы характеризуются повышенным содержанием фосфорного ангидрида. Например, среди аптских отложений некоторые, преимущественно богатые глауконитом слои содержат P_2O_5 от 2 до 6%. Такое же содержание наблюдается в сеноманских и туронских отложениях. Но до сих пор не удалось обнаружить залежей фосфоритов, представляющих практический интерес. Лишь в туронской вулканогенной свите, в которой вулканогенные и карбонатные фации сменяются как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, были найдены отдельные небольшие линзы коллофанита. Проведенные поисково-разведочные работы позволили обнаружить отдельные туфовые слои с содержанием P_2O_5 до 5—8%. Небольшие же гнезда коллофанита, встречающиеся во всей свите спорадически, не могут представлять практического интереса. К сожалению, в результате работ не выяснены ни характер фосфоритоносности, ни приуроченность повышенного содержания P_2O_5 к определенным горизонтам, не говоря уже о генезисе коллофанита. Поэтому нам кажется, что фосфоритоносность меловых отложений Грузии как эпиконтинентальных, так и геосинклинальных фаций, требует дальнейшего изучения.

Палеогеновые отложения Грузинской глыбы в районах Рачи, Лечхуми и Мегрелии содержат фосфоритовый горизонт, приуроченный к низам олигоцена. Обычно этот горизонт представлен слоем песчаника мощностью до 1 м, столь богатого глауконитом, что местами глауконит образует более 50% породы. В верхней части этого глауконитового песчаника залегают слои желвакового фосфорита с довольно выдержанной мощностью — около 0,25 м. Длительные поисково-разведочные работы доказали отсутствие других фосфоритовых горизонтов в палеогене Грузии, так что в этом отношении перспективы довольно ограничены. К верхам олигоцена или низам миоцена приурочены небольшие залежи гипса, которые частично эксплуатируются (Маяковский и Ахалцихский районы). Конечно, третичные залежи гипса по своей мощности

не могут конкурировать с известными верхнеюрскими месторождениями, но расположение первых ближе к промышленным центрам и в более выгодных транспортных условиях делает их заслуживающими внимания, тем более, что есть основание рассчитывать на обнаружение новых залежей в полосе регрессивных отложений олигоцена — миоцена вдоль северных предгорий Аджаро-Имеретинского хребта.

Самым интересным в олигоценовых отложениях является известное Чиатурское месторождение марганца, которое по качеству руды и запасам, сконцентрированным на сравнительно небольшой площади, является одним из лучших в мире. Марганцевые слои залегают в нижней части спонголитовых песчаников, образующих прослой между рудными слоями. Проведенные геологоразведочные работы оконтурили месторождение со всех сторон, и дальнейшие перспективы увеличения площади месторождения слишком ограничены. К западу от г. Чиатура после значительного перерыва снова выходят олигоценовые отложения в фации спонголитовых песчаников, в нижней части которых залегают пласт марганца мощностью около 1 м. Это месторождение, известное под названием Чхари-Аджаметского, изучено сравнительно слабо, в особенности в сторону Квирильской синклинали депрессии, куда погружаются марганецсодержащие слои. Хотя спонголитовая фация олигоцена продолжается и западнее, в сторону Мегрелии, в ней марганцевые образования представляют лишь минералогическую редкость, и, по-видимому, рассчитывать на какие-либо перспективы не приходится. Однако к северу от г. Чиатура, в районе сел. Амбролаури, в тех же олигоценовых отложениях обнаружены залежи марганца. Это дает основание считать, что не исключена возможность обнаружения новых залежей марганца в олигоценовых отложениях Рачинско-Лечхумской и Мегрельской синклинали депрессий. Условия образования марганца в Чиатурском месторождении еще не вполне ясны. Однако, если принять теорию привноса материала с коры выветривания Дзирульского кристаллического массива, то есть все основания допустить возможность наличия марганцевых залежей и к востоку от Дзирульского массива, где, по мнению П. Д. Гамкредидзе, существовали аналогичные палеогеографические условия. Поэтому проверка бурением подошвы олигоценовых отложений северного борта Карталинской равнины является безусловно целесообразной.

Большие перспективы открываются в использовании самих спонголитов олигоцена. Приуроченные к верхним частям спонголитового горизонта залежи халцедона успешно используются в производстве ферросилиция; экспериментальными работами последних лет доказана также их пригодность для производства металлургического динаса. Есть все основания полагать, что халцедоновые залежи в спонголитовом горизонте не являются специфической особенностью только Бролискедского месторождения, а могут быть обнаружены и в других разрезах олигоценовых спонголитовых отложений, так как халцедон образовался в результате перекристаллизации опала спонголитов, а не как первичный осадок.

Олигоценовые и миоценовые отложения района Дзирульского массива заслуживают внимания своими месторождениями кварцевых песков. Среди группы месторождений Сачхерского района есть месторождения с довольно высоким содержанием кремнезема (90% и более), но почти все содержат значительную примесь полевых шпатов, что вызывает необходимость их обогащения с целью использования в производстве оконного стекла и в металлургической промышленности. Исследователи отмечают лучшее качество миоценовых песков по сравнению с олигоценовыми, вызванное, по-видимому, их образованием за

счет размыва также и олигоценовых песков. Дальнейшие поиски в районе Дзирульского массива могут выявить новые залежи более качественных песков.

Плиоценовые отложения, в общем, бедны полезными ископаемыми. В пределах северных предгорий Аджаро-Имеретинского хребта встречаются залежи низкосортных огнеупорных глин киммерийского возраста. Но в Ахалцихской депрессии к вулканогенным отложениям плиоцена приурочены залежи высококачественных диатомитов, которые используются во многих отраслях промышленности СССР. Имеются большие перспективы открытия новых залежей в тех же отложениях Ахалцихской депрессии.

Эндогенные месторождения Грузии, кроме уже охарактеризованных барито-полиметаллических месторождений Гагрско-Джавской зоны, приурочены в основном к трем металлогеническим провинциям: 1) Южного склона Главного Кавказского хребта, 2) Аджаро-Триалетского хребта и 3) Артинско-Болнисской глыбы.

Первая провинция составляет лишь часть более обширной провинции Главного Кавказского хребта. Но некоторые месторождения Грузии, например расположенные в Казбекском районе, находятся на северном склоне. В этом районе, кроме древних гранитоидов (Дарьяльский массив), известны мезозойские диабазы и молодые (конец плиоцена—голоцен) вулканические образования андезит-липаритового ряда. Мезозойские или третичные интрузии там не установлены, но об их наличии можно судить хотя бы по тому, что в соседнем Душетском районе в той же зоне сланцев лейаса залегает небольшой массив биотитовых дацитов сел. Бло, которые имеют явно молодой, кайнозойский облик.

Казбекский район известен месторождениями и проявлениями меди пирит-халькопиритовой ассоциации, к которой часто присоединяются полиметаллы — галенит и сфалерит. Кроме того, встречается связанное с юрскими диабазами медно-пирротинное оруденение, аналогичное широко распространенному оруденению всего Южного склона Главного Кавказского хребта. Из образований первого типа самым крупным является Девдоракское медное месторождение, которое до сих пор изучено недостаточно. Эта группа медно-полиметаллических месторождений справедливо считается юрской по аналогии с другими однотипными месторождениями Главного Кавказского хребта.

Более молодое оруденение, связанное с третичным магматизмом, представлено в виде отдельных небольших проявлений арсенопирита, шеелита и сурьмы. Следует отметить, что все рудопроявления и месторождения Казбекского района изучены явно недостаточно из-за трудной доступности этого высокогорного района. Вместе с тем эти месторождения, безусловно, представляют как теоретический, так и практический интерес. Есть все основания рассчитывать на обнаружение аналогичных новых рудопроявлений. Что же касается самого молодого постплиоценового вулканизма, то с ним связаны лишь залежи кислотоупорного андезита, которые одно время успешно разрабатывались, но после открытия Бакурианского месторождения аналогичного типа, в более выгодных экономических условиях, казбекский андезит потерял свое значение.

Металлогеническую провинцию Южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Грузии обычно делят на рудные области: Абхазскую; Рача-Сванетскую, Юго-Осетинскую и Гагрско-Джавскую. Хотя разница между этими областями не очень большая, но они все-таки характеризуются рядом специфических металлогенических черт. Гагрско-Джавская зона, сложенная юрской вулканогенной толщей и

характеризующаяся своими баритовыми и полиметаллическими месторождениями, была рассмотрена вместе с Грузинской глыбой.

В остальных перечисленных рудных областях большей частью довольно ясно выделяются две металлогенические эпохи — мезозойская (преимущественно юрская) и третичная, которые характеризуются специфической, отличной друг от друга металлогенией.

В Абхазской рудной области мезозойское оруденение преимущественно концентрируется вокруг известного гранитоидного Келасурского массива, который считают батским. Вокруг этого массива в вулканогенной толще байоса, в сланцах лейаса, а также в самом массиве обнаружены полиметаллические месторождения (Амтхельское и др.). К зоне контакта Келасурского интрузива с вулканогенной и сланцевой толщами приурочены проявления и отдельные месторождения редких металлов — касситерита, шеелита, молибденита, иногда с пиритом, халькопиритом, арсенопиритом. Их тесная пространственная связь с келасурскими гранитоидами дает основание говорить и о генетической связи с последними и относить к юрской металлогенической эпохе.

Уже это краткое перечисление показывает, насколько интересным является район Келасурского массива, который из-за трудной доступности и плохой обнаженности изучен пока что недостаточно.

В Абхазии особняком стоит группа полиметаллических месторождений, приуроченных к карбонатным отложениям верхней юры и нижнего мела (так называемая Дзышринская группа). Чем дальше разведываются эти месторождения на глубину, тем больше возрастает интерес к ним. Генетически они, видимо, связаны с верхнеюрским магматическим процессом, гидротермальная фаза которого, вероятно, продолжалась и в нижнем меле. Карбонатная зона горной Абхазии, к которой приурочены эти месторождения, труднодоступна и плохо обнажена, но нет сомнения, что в ней будут обнаружены новые оруденелые участки.

К самой высокогорной зоне Абхазии, где развиты глинистые сланцы лейаса, приурочены мышьяковые, полиметаллические и ртутные месторождения, связанные с третичным магматизмом. Наибольший интерес из них представляет ртуть, которой заражена вся сланцевая зона Южного склона. Поэтому вся эта зона и особенно Абхазия заслуживают самого серьезного внимания.

Рача-Сванетская рудная область отличается от Абхазской в основном отсутствием в ней полиметаллического оруденения, приуроченного к верхнеюрско-нижнемеловым карбонатным толщам. В остальном отношении здесь, как и в Абхазии, наблюдается аналогичная картина проявления двух эпох оруденения: юрской и третичной.

Юрские основные и кислые интрузии часто встречаются среди сланцевых толщ юры. Сюда же, по-видимому, относятся интрузии, приуроченные к палеозойско-триасовой дизъюнктивной свите, поскольку их металлогения совершенно аналогична металлогении, несомненно, юрских интрузий.

К юрской эпохе относятся в первую очередь полиметаллические месторождения (Умрони, Оджи и др.), приуроченные к сланцевым толщам, иногда к зоне контакта сланцев и вулканогенной толще байоса, а также к самой вулканогенной толще. Встречаются они как в Верхней, так и в Нижней Сванетии, а также в Раче. Если учесть, что в соседней Юго-Осетинской области имеется крупное эксплуатируемое полиметаллическое месторождение этого возраста, то надо думать, что перспективы обнаружения в Сванетско-Рачинской области аналогичных месторождений являются достаточно обнадеживающими. В пределах юрской вулканогенной толщи полиметаллические и баритовые жилы

обнаруживают тесную генетическую связь и взаимные переходы, о чем уже говорилось выше.

К юрской же эпохе относятся установленные в Верхней Сванетии золото-шеелитовые оруденения, которые также заслуживают внимания.

Третичные кислые интрузии Рача-Сванетской области приурочены или к зоне Главного надвига, или к разломам второго порядка. С ними пространственно и генетически ассоциируют проявления мышьяка, молибдена, вольфрама, олова. В этом отношении в пределах области интересны два узла — Цанский в Сванетии и Каробский в Раче, в которых ярко видна связь оруденения с молодыми интрузиями и сконцентрированы наиболее интересные месторождения. Разница между этими рудными узлами заключается в том, что в сел. Цана ведущим является крупное арсенопиритовое месторождение, а в Кароби — молибденовое месторождение, которое уже выработано. Касситерит и вольфрамит-ферберит играют подчиненную роль, хотя последний в Раче встречается гораздо чаще, а первый более характерен для Цаны. Кроме этой высокотемпературной группы месторождений, в Рача-Сванетской области известны мышьяк, в виде реальгара и аурипигмента, антимонит и киноварь. Особенно характерна большая зараженность всей области антимонитом, который встречается в виде жил разного размера как в древних гранитоидах, так и в юрских сланцевых толщах. Необходимо отметить, что если в отношении изучения сурьмяных месторождений Рачи проведена значительная работа, то сванетские месторождения и проявления исследованы совершенно недостаточно. К примеру можно назвать верховья р. Халде и окрестности ледника Халде, где обнаружено несколько месторождений сурьмы, жила арсенопирита, медно-серноколчеданное рудопроявление, пока совершенно не изученные. Рача интересна тем, что здесь обнаружены вольфрамово-сурьмяные месторождения — прекрасный пример наложения низкотемпературной гидротермальной сурьмяной фазы на высокотемпературную вольфрамит-ферберитовую.

Из реальгар-аурипигментовых месторождений относительно крупным является Лухумское месторождение. Часто вместе с реальгаром встречается киноварь, которая образует и самостоятельные месторождения. Все они залегают среди глинистых сланцев лейаса. Нельзя сказать, что в Раче проведено мало работ; наоборот, в течение долгих лет она служила главным объектом внимания геологических организаций Грузии. Несмотря на это, многие вопросы металлогении и практической ценности упомянутых выше месторождений еще требуют дальнейшего изучения.

Юго-Осетинская рудоносная область уже была охарактеризована выше при описании полезных ископаемых, связанных с вулканогенной толщей байоса. Для этой области характерно резкое преобладание юрской металлогении, представленной барит-полиметаллическими месторождениями. Интересно, что известное здесь полиметаллическое месторождение Квайса, залегающее в вулканогенной толще, продолжается в вышележащие верхнеюрские известняки в виде непрерывного тела. Это явление сближает Юго-Осетинскую область с Абхазской, где давно известны полиметаллические месторождения, располагающиеся среди верхнеюрских известняков. Естественно, возникает предположение, не продолжают ли рудные тела, залегающие в верхнеюрских известняках, в подстилающую их вулканогенную толщу байоса, как это наблюдается в Квайсе? Такая возможность не исключена и требует проверки бурением на глубокие горизонты. Если эта гипотеза оправдается, то Дзышринская группа месторождений окажется крупнейшей в Грузии.

В Юго-Осетинской области особняком стоит медно-пиритовое месторождение Раро, приуроченное к вулканогенной толще; ввиду его нахождения в зоне надвига оно сильно раздроблено и до сих пор понастоящему не выяснены ни форма рудного тела, ни его мощность. Кроме того, в Юго-Осетии обнаружены месторождения мышьяка (реалгар-аурипигмент) и ртути. Как видим, Юго-Осетинская рудная область заслуживает серьезного внимания.

Абхазская, Рача-Сванетская и Юго-Осетинская рудные области, кроме уже охарактеризованных рудных комплексов, содержат медно-пиритовое оруденение, как правило, приуроченное к диабазовым дайкам, залегающим в зоне лейасовых сланцев. Наиболее ярко этот тип оруденения выступает в Кхаетии, для которой он является ведущим. Характерно, что почти все медно-пиритовые жилы содержат кобальт, иногда в количестве, представляющем практический интерес. Этот тип оруденения Южного склона распространяется и дальше на восток, в пределы Азербайджана, где за последние годы среди лейасовых сланцев была открыта мощная оруденелая медно-полиметаллическая зона большой практической ценности. Таким образом, представление об исключительной приуроченности медно-пиритового оруденения к диабазовым дайкам поколеблено. Это дает основание рассчитывать на обнаружение аналогичного оруденения в некоторых из многочисленных измененных зон и участков, столь часто встречающихся в сланцевых свитах лейаса Южного склона Большого Кавказа.

Металлогеническая провинция Аджаро-Триалетской складчатой системы слагается мощными вулканогенными толщами среднего и верхнего эоцена, среди которых кое-где выступают верхнемеловые известняки. Во многих местах внедряются интрузии как средне-, так и верхнеэоценового возраста. Эти условия и определяют характер металлогенического района.

В контакте с известняками Дзамская интрузия образует мощную контактовую зону с магнетитовым оруденением. Если исходить из примера Дашкесанского месторождения (Азербайджан), где скарново-железорудное месторождение образовалось без контакта с известняками, а непосредственно в туфогенных породах, можно считать, что изучение контактов эоценовых интрузий Аджаро-Триалетского хребта не лишено основания.

Наиболее распространенными являются жильные халькопиритовые и свинцово-цинковые месторождения, которые лучше всего представлены в Аджарии (месторождение Мериси), но встречаются и в Гурии, а также в Маяковском районе, на Зекарском перевале. Во всех случаях ясно видна связь оруденения с интрузивами, вокруг которых расположены все жилы. Перспективы нахождения таких жил не исчерпаны, но они не обещают крупных запасов. Гораздо более интересными являются многочисленные пиритизированные зоны в эоценовой вулканогенной толще, местами занимающие большие площади и содержащие заметные скопления серного колчедана. Оруденение это, несомненно, связано с эффузивным вулканизмом и поэтому может быть обнаружено вне всякой связи с интрузивами. Наиболее крупным является Цабланское месторождение серного колчедана (район Хуло), которое изучалось в последнее время. Следует обследовать и другие зоны пиритизации на содержание не только серы, но главным образом на медь и другие компоненты, обычные для таких пиритизированных зон.

С некоторыми верхнеэоценовыми сиенитовыми массивами связаны пегматитовые жилы, богатые апатитом. В зальбандах этих пегматитов встречаются скопления магнетита, не представляющие практического интереса. Эти богатые магнетитом пегматиты и контакты сиенитов и

являются источниками образования известных магнетитовых песков Черноморского побережья. Поэтому мнение о возможности повсеместного обнаружения вдоль побережья Черного моря богатых магнетитовых песков лишено оснований.

В Аджаро-Триалетской системе обнаружены залежи бурого угля, а также бентонитовых глин. Угли приурочены к лагунным отложениям, образовавшимся в результате преолигоценовой регрессии. Бентониты являются результатом перемыва коры выветривания, развитой на эоценовых вулканогенных породах, и отложения ее в лагунах. Кроме того, бентониты обнаружены в миоценовой вулканогенной свите (годердзская свита). Больших перспектив обнаружения новых залежей угля нет ввиду ограниченности распространения здесь миоценовых отложений, под которыми могли бы быть погребены угленосные отложения. Что касается бентонитовых глин, то, как уже указывалось выше, недавно обнаружены их крупные залежи в меловых отложениях Западной Грузии в столь выгодных условиях, что глины Ахалцихского района не выдерживают с ними конкуренции.

Для Артвинско-Болнисской глыбы наибольший интерес представляет металлогения мелового времени. Кроме месторождений гематита, а также марганца, которые детально разведаны в Болнисском районе, в меловой вулканогенной толще дацито-альбитофирового состава обнаружены барито-полиметаллические залежи в измененных окварцованных пирокластических отложениях мела.

Все месторождения, приуроченные к меловым вулканогенным образованиям данной области, являются близповерхностными и их связь с эффузивным вулканизмом признается всеми геологами. Учитывая широкое распространение меловой вулканогенной толщи и наличие в ней многочисленных измененных, окварцованных, каолинитизированных и пиритизированных зон, имеются все основания рассчитывать на обнаружение новых месторождений типа маднеульских.

Что касается юрской металлогении данной области (Дамблудское полиметаллическое месторождение), то хотя ее перспективы не являются столь обнадеживающими, как меловой, все же она заслуживает дальнейшего изучения.

Несколько слов о богатых ресурсах подземных вод Грузии. Широко известны лечебные свойства цхалтубских термальных минеральных источников, тбилисских серных термальных вод, минеральных вод Саирме, а слава боржомской минеральной воды уже давно вышла за пределы СССР. Нет необходимости приводить детальную характеристику минеральных вод Грузии, так как недавно вышла капитальная монография С. С. Чихелидзе (1961), подытоживающая весь имеющийся богатый материал. В этой работе также дана оценка перспективности отдельных зон и районов Грузии. Отметим лишь, что перспективы роста ресурсов минеральных вод Грузии большие как в пределах Южного склона Большого Кавказа, так и особенно в Аджаро-Триалетской системе. Приведем несколько примеров. Потребность в боржомской воде уже не удовлетворяется и внутри страны, а в то же время спрос на нее растет и за рубежом. Как показали работы последних лет, имеются реальные возможности увеличить запасы этой воды, хотя и уже имеющийся дебит используется пока неполностью.

Лечебные свойства цхалтубских вод привлекают огромное количество больных со всех концов СССР. Имеющиеся ванны здания не в состоянии удовлетворить непрерывно растущую потребность, а вместе с тем есть все основания получить воду из новых скважин как в окрестностях г. Цхалтубо, так и к западу от него.

Термальные воды г. Тбилиси обладают высокими лечебными свойствами, и есть все основания рассчитывать на получение новых ресурсов из эоценовой вулканогенной толщи. Не говоря уже о ее бальнеологическом значении, эта вода успешно может быть использована для гигиенических бань, что сэкономит значительное количество топлива.

Многочисленные термальные воды, выявленные бурением за последние годы в меловых отложениях Грузии, дают основание поставить вопрос о широком их использовании и для энергетических целей. Обнаруженная в Ахалцихском районе минеральная вода типа эссендуки с большим дебитом пополняет список бальнеологических вод Грузии.

За последние годы были проведены большие работы с целью выявления артезианских бассейнов в безводных районах Восточной Грузии. Первые результаты дают основание надеяться, что здесь будут найдены новые артезианские бассейны, что окажет серьезную помощь сельскому хозяйству. В этом отношении первоочередное внимание должно быть уделено районам Карталинской равнины и Кахетии.

При оценке нефтеносности территории Грузии необходимо остановиться на фациально-структурных условиях отложений мезо-кайнозоя межгорной впадины Грузии. Нефтегазопроявления встречаются здесь почти во всех горизонтах, начиная от верхнего лейаса и до верхнего плиоцена включительно. Однако основные запасы нефти и газа приурочены лишь к определенным стратиграфическим горизонтам мезо-кайнозоя.

На территории Грузии, как и в других геосинклинальных областях, зоны нефтегазонакопления связаны с межгорной впадиной — в основном с предгорными прогибами и участками погружения Грузинской глыбы. В них нефтегазонаосность приурочена к различным складчатым формам, зонам стратиграфического и литологического выклинивания, песчаным и карбонатным коллекторам, закрытым сверху водонепроницаемыми глинистыми породами, региональным глубинным разломам и зонам нарушения, зонам развития трещинных пород, областям развития грязевых вулканов и др.

Крупные тектонические элементы в прошлые геологические эпохи представляли собой более или менее изолированные друг от друга седиментационные области, где существовали различные условия осадконакопления. Кроме того, в их пределах выделялся ряд внутренних структурных элементов в виде поднятий, погружений и т. д., контролировавших закономерное распределение фаций и мощностей осадков.

Естественно, что при такой пестроте фациально-структурных условий внутри этих тектонических элементов существовали различные условия для формирования зон нефтегазонакопления и локализации залежей нефти и газа.

В нижнеюрскую эпоху в пределах Грузинской глыбы имело место, с одной стороны, погружение обширных площадей глыбы, обусловившее накопление песчано-глинистых отложений значительной мощности, а с другой — поднятие, приведшее к появлению областей размыва. Наиболее благоприятной для нефтегазонакопления являлась область северной периферии Грузинской глыбы, в структурном отношении представляющая собой переходную зону между глыбой и геосинклиналью Южного склона Большого Кавказа.

В разрезе нижнеюрских отложений признаки нефтегазонаосности встречаются в осадках верхнего лейаса. Верхнелейасовые отложения наряду с глинисто-сланцевыми породами, богатыми органическими веществами, содержат мощные пакки песчаников, образующих значительные резервуары, ограниченные плохо проницаемыми породами. К этим песчаным коллекторам в двух районах Верхней Рачи и Юго-Осетии

(сел. Шардомети и курорт Лессе), где они выходят на поверхности, приурочены значительные по количеству и размерам нефтегазопроявления. Нефтепроявления встречаются в виде пленок нефти, выносимых минеральными источниками, в виде высачивания чистой жидкой нефти или вместе с водой, в виде пропитанных песчаников и жил кальцита. Кроме нефтегазопроявлений, отложения лейаса обладают также косвенными признаками нефтегазоносности, в частности повышенной битуминозностью.

Отложения верхнего лейаса при благоприятных структурно-фациальных условиях в пределах северной периферии Окрибского поднятия и смежных с нею районов Верхней Рачи, Верхней Имеретии и Юго-Осетии следует рассматривать как наиболее перспективные объекты для разведки нефти и газа в отложениях юры.

Значительные скопления нефти и газа можно ожидать в верхнем лейасе и в зонах выклинивания этих осадков. Что же касается области складчатой системы Южного склона, где отложения юры имеют наиболее широкое развитие, то ввиду сильной дислоцированности и метаморфизма пород они лишены практического интереса для разведки.

Еще более разнообразны нефтегазопроявления в вышележащих вулканогенных породах порфиритовой свиты байоса, особенно в Юго-Осетии, где в ряде пунктов (селений Ватра, Цона, Битежикау, Верхняя Теделети и др.) к ним приурочены эффективные проявления жидкой нефти. Признаки нефтеносности в порфиритовой свите байоса наблюдаются у селений Ончеиши, Дзмуиси, Гумуриши.

Таким образом, нефтегазопроявления в вулканогенных породах порфиритовой свиты имеют значительное развитие, однако ввиду отсутствия в разрезе порфиритовой свиты, особенно в ее нижней и средней частях, нормальнотерригенных гранулярных коллекторов, а также значительных трещиноватых зон с надежными покрышками литологически благоприятных ловушек для формирования газонефтяных залежей промышленного значения практического интереса они не представляют. Если учесть, что эти поверхностные нефтепроявления в основном приурочены к зонам разрывных нарушений, то генетически они могут быть связаны лишь с песчано-глинистыми отложениями верхнего лейаса.

Значительные нефтепроявления приурочены также к верхнеюрским отложениям Западной Грузии, однако в их распределении наблюдается более четко выраженная закономерность. Нефтегазопроявления обычно приурочены к песчано-известковым породам оксфорда и лузитана в виде выделений жидкой нефти, закированных песчаников, затвердевшего битума, насыщенных нефтью пористых образований и примазок в трещинах карбонатных пород.

Наиболее широкое развитие имеют нефтепроявления в Верхней Раче (селения Корта, Схиери, Джисубани, Чибреви и др.) и Абхазии (бассейн р. Бзыби). На площадях же развития пестроцветной свиты верхней юры (Восточная Абхазия, Мегрелия, Лечхуми, Сванетия, южнее сел. Окрибы и др.) признаков нефтеносности не наблюдается.

Лишены также признаков нефтеносности верхнеюрские карбонатные отложения других районов Западной и Восточной Грузии, что значительно ограничивает перспективы нефтегазоносности этих осадков в Грузии в целом. В смысле перспективности верхнеюрских отложений отличаются районы Западной Абхазии и Верхней Рачи, где наряду с песчано-карбонатными породами, которые могут служить коллекторами для скопления нефти, в разрезе верхней юры имеются и сингенетично битуминозные глинисто-песчаные комплексы значительной мощности.

Поперечные и продольные поднятия, формировавшиеся в течение мела и нижнего палеогена в полосе разломов между подвижной геосин-

клинальной зоной Южного склона и стабильной зоной Грузинской глыбы и протягивавшиеся от Абхазии до Западного Азербайджана, создавали в различных областях Грузинской глыбы весьма разнообразные условия осадконакопления и, следовательно, битумонакопления, образования и локализации залежей нефти и газа. В этом отношении отличаются зоны интенсивных погружений, где наряду с сингенетично битуминозными глинистыми толщами в разрезе мела и нижнего палеогена имеются два комплекса карбонатных трещинных пород (неоком и верхний мел — нижний палеоцэн), которые могут служить прекрасными коллекторами для скопления нефти промышленного значения.

О перспективах нефтегазосности этих погруженных областей Грузинской глыбы свидетельствуют количественное и качественное размещение нефтегазопроявлений и залежей нефти как в вертикальном разрезе этих осадков, так и в пространстве.

Самые обильные и эффективные нефтепроявления, связанные с меловыми и палеогеновыми отложениями в пределах Грузии, имеются в области Кахетинского хребта, где зафиксировано несколько сотен поверхностных выходов нефти и газа. Ввиду чрезвычайного разнообразия типов проявления и незакономерного количественного и качественного распределения сгруппировать их по генетическим признакам на современной стадии изученности оказывается весьма затруднительным. По географическим признакам в пределах Горной Кахетии выделяется более 40 крупных групп поверхностных нефтегазопроявлений. В каждой из этих групп нефтепроявлений поверхностные выходы нефти и газа в основном приурочены к зонам тектонических нарушений, трещинам пород, прожилкам кальцита и грязевым сопкам. Нефтегазопроявления в этих зонах встречаются в виде высачивания жидкой нефти или выделений газа, в виде пленок нефти вместе с водой, примазок по трещинам пород, пропитанного нефтью кальцита; изредка встречаются пропитанные нефтью пористые образования. Стратиграфический диапазон этих проявлений очень велик; они встречаются почти во всех горизонтах мела и палеогена, начиная от апта и до ильдоканской свиты палеогена включительно. Такое широкое вертикальное распределение и незакономерное пространственное размещение нефтегазопроявлений, а также приуроченность в основном к зонам тектонических нарушений не позволяют установить их стратиграфическую приуроченность и выявить в разрезе мела и нижнего палеогена сингенетичные и эпигенетичные нефтеносные горизонты. Однако по количественному распределению наиболее многочисленные и крупные группы нефтегазопроявлений в разрезе мела и палеогена приурочены к вскрытой части нижнего мела (апт — альб). К ним относятся Ильдоканская, Алисхевская, Баканская, Шавкабинская, Хеобская, Техианская, Паприсхевская, Навтисхевская и другие группы нефтегазопроявлений.

Богаты также эффектными нефтегазопроявлениями отложения кампан-маастрихта, верхнего мела и свиты кинта (верхний палеоген — нижний миоцен). Хотя на данном этапе изучения нефтегазосности мезозойских отложений Кахетинского хребта нельзя выявить сингенетичные нефтегазосные комплексы в разрезе этих осадков, но характер и распределение нефтегазопроявлений позволяют прийти к выводу, что генетически они связаны с нижезалегающими осадками неокома и верхней юры и, возможно, верхнего лейаса.

Имеющиеся данные позволяют рассматривать Кахетинский хребет вплоть до восточного его погружения как единую зону нефтегазонакопления, где в благоприятных структурно-фациальных условиях в меловых отложениях следует ожидать наличие скоплений нефти и газа промышленного значения.

Еще более неясен вопрос нефтегазоносности меловых отложений в зоне Прииорского поднятия (водораздел рек Иори и Куры), в структурном отношении относящегося к Гаре-Кахетинской подзоне. По палеогеографическим данным, в меловое время эта область представляла наиболее погруженную часть Грузинской глыбы.

Анализ фаций и мощностей осадков мела соседних областей Западного Азербайджана и Восточной Грузии показывает, что отложения мела здесь должны быть представлены карбонатно-терригенной (возможно, отчасти вулканогенной) фацией, характерной для погруженных областей Грузинской глыбы. Естественно, что в разрезе мела здесь следует ожидать наличие как сингенетических нефтегазоносных комплексов, так и гранулярных и трещинных коллекторов, которые могут служить для аккумуляции нефти и локализации залежей в соответствующих структурных условиях. Если учесть также, что в структурном отношении эта подзона имеет более спокойное строение, нежели Кахетинский хребет, о чем свидетельствуют и последние данные геофизических исследований (выполаживание складок с глубиной), то ее можно рассматривать как наиболее перспективную область для разведки на нефть и газ в Восточной Грузии. Подтверждением этого могут служить данные о нефтеносности меловых отложений Западного Азербайджана и региональная нефтегазонасыщенность олигоценых и миоценовых отложений вдоль крупных разрывов этой подзоны, промышленная нефтегазоносность которых может быть освещена попутно при бурении сверхглубоких скважин на мел. Нефтегазоносность меловых отложений в Западной Грузии, кроме поверхностных нефтегазопроявлений, установлена также бурением глубоких разведочных скважин в Колхидской и Самурзаканской подзонах Грузинской глыбы.

Карбонатные отложения неокома в Абхазии и Сочинском районе содержат пачки битуминозных мергелистых известняков. Проявление капельно-жидкой нефти и асфальта отмечается также в известняках неокома в ущелье р. Бзыби у Голубого озера.

Признаки нефтеносности в отложениях неокома в виде твердого асфальта наблюдаются вдоль северного борта Рачинской депрессии (у селений Квемо-Бари, Мухли) и на правом берегу р. Риони (между селениями Квацхути и Цеси). Кроме того, в процессе бурения в Колхидской долине на Квалонской погребенной структуре слабые нефтегазопроявления в виде пленок жидкой нефти, пузырьков газа и пропитанных нефтью песков наблюдались в четырех глубоких разведочных скважинах.

В последнее время значительные нефтегазопроявления были отмечены в барремских отложениях при бурении скважины на погребенной структуре Восточной Чаладидии.

В отложениях апта — альба и сеномана поверхностные нефтепроявления неизвестны. Лишь слабые газопроявления из этих осадков были отмечены при бурении на Квалонской площади. Поверхностные признаки нефтеносности в виде асфальта наблюдаются в разрезе верхнемеловых известняков (турон — сенон) на северном крыле Баджской антиклинали в Раче. Кроме того, многочисленные газопроявления отмечались из верхнего мела в ряде скважин, пробуренных в районе городов Сочи и Сухуми, а в Колхидской низменности на западе Чаладидской площади из верхнемеловых трещинных известняков был получен небольшой (1,5 т/сутки), но устойчивый приток чистой нефти. Нефтегазопроявления наблюдались в верхнемеловых известняках при бурении и в других скважинах на Чаладидской площади.

Таким образом, меловые отложения Грузии в зонах погружения Грузинской глыбы проявляют региональную нефтегазоносность и при

благоприятных структурно-фациальных условиях должны являться первоочередными объектами для разведки на нефть и газ.

Нефтегазоносность в третичных отложениях также обладает большим стратиграфическим диапазоном. Признаки нефтегазоносности встречаются почти во всех горизонтах палеогена и неогена, начиная от верхнего эоцена и до верхнего плиоцена включительно. Однако региональной нефтегазоносностью отличаются отложения нижнего миоцена (верхний майкоп) и сармата, к которым приурочены основные запасы нефти и газа в третичных отложениях Грузии.

С отложениями майкопской серии и сармата связаны большинство из открытых в Грузии нефтяных месторождений и больше половины известных в Грузии поверхностных нефтегазопоявлений. Причем все они сосредоточены в зонах предгорных прогибов Южного склона Большого Кавказа (Восточно-Абхазская, Мегрельская, Рача-Лечхумская депрессии, северный борт Карталинской депрессии и южный склон Кахетинского хребта) и Аджаро-Триалетской складчатой системы (Гурийская депрессия, Южная Имеретия, южный борт Карталинской депрессии и Приморская полоса Гаре-Кахетии).

Следует отметить, что в пределах этих крупных зон нефтегазонакопления — прогибов наблюдается определенная закономерность размещения залежей нефти и газа и нефтегазопоявления в связи со структурно-фациальными условиями.

В первую очередь обращает внимание приуроченность нефтяных залежей и нефтепоявлений к пологим, обращенным к депрессиям (синклиналям) крыльям как раскрытых, нарушенных надвигами, так и закрытых асимметричных брахиантиклинальных, не нарушенных разрывами складок. К ним же приурочены все имеющиеся в Грузии нефтяные месторождения (Мирзаани, Патара-Шираки, Норио, Сацхениси в Байда-Чатма). Исключение представляет Супсинское месторождение, где залежи располагаются на южном пологом крыле, однако оно тоже подчиняется закономерности, характерной и для упомянутых выше месторождений. Кроме залежей, к этим пологим, часто надвинутым с севера на юг крыльям приурочены почти все известные в Грузии поверхностные нефте- и газопоявления. Даже в условиях закрытой, не нарушенной разрывом, но чужь асимметричной складки (сел. Патардзеули) бурением доказано полное отсутствие нефти на южном крыле. В общем, трудно найти в Грузии нефтепоявления или любые прямые и косвенные признаки нефтеносности, чтобы они не были бы связаны с северными, относительно пологими крыльями асимметричных складок. Эти северные крылья складок обычно имеют более спокойное строение, чем южные, которые, как правило, осложнены второстепенной складчатостью и дизъюнктивными нарушениями.

Естественно, что такая локализация залежей нефти всецело обусловлена процессами формирования и развития самих структурных форм. Именно в истории развития этих структур надо искать корни формирования нефтяных залежей.

В развитии тектонической структуры межгорной впадины Грузии можно выделить три этапа формирования.

Первый этап — от низов палеогена до мэотиса (Западная Грузия) и акчагыла (Восточная Грузия) — характеризуется в целом восходящими движениями, вызвавшими местами значительный перерыв в процессах осадконакопления, т. е. образование крупных региональных поднятий, а местами, в частности на склонах Грузинской глыбы, — формирование крупных погружений с неперывными процессами осадконакопления. Каких-либо признаков складчатых движений и формирования локальных структур до конца этого этапа развития не замечается. Наблю-

дается лишь смена палеогеографических обстановок со среднемиоценового времени, выразившаяся в перемещении зон погружений и поднятий как до чокракского века, так и после него. Существовавший до конца первого этапа структурный план Грузинской глыбы всецело контролировал распределение фаций и мощностей осадков. К первому этапу относится формирование региональных зон нефтегазонакопления (предгорных и краевых прогибов) и зарождение крупных предчокракских поднятий (в области олигоценового предгорного прогиба) и образование миоценовых зон погружений. Конец этого этапа знаменуется проявлением интенсивных складчатых движений, и в это время происходит формирование основных структурных залежей нефти и газа антиклинального типа, а также стратиграфических залежей в зонах выклинивания пластов.

Второй этап развития структур — от мэотиса до чауды в Западной Грузии и от акчагыла до бакинского времени в Восточной Грузии — характеризуется отсутствием четко выраженных складчатых движений. До конца этого этапа каких-либо признаков образования новых структур или осложнения уже существующих не замечается. Наблюдается лишь общее погружение юго-восточной (Кахетия) и западной (Причерноморская полоса) частей впадины, в результате чего вся Прииорская полоса Внешней Кахетии и Причерноморская полоса Западной Грузии покрываются в первом случае трансгрессирующим морем акчагыльского, а во втором — мэотического века. На Кахетинском хребте к этому времени относится образование континентальной толщи алазанской серии, несогласно перекрывающей более древние образования — от мела до нижнего плиоцена включительно.

Морская трансгрессия в направлении от зон погружения к зонам поднятия постепенно перекрывает и срезает в сводовых частях антиклинальных складок все более и более древние горизонты, вплоть до верхнего майкопа. К этому времени относится образование стратиграфически экранированных залежей в верхнеплиоценовом этаже. Характерным примером может служить Мцарехевская антиклиналь (Внешняя Кахетия), где акчагыл трансгрессивно срезает отложения от ширакской свиты до низов среднего сармата включительно. В трансгрессивном основании акчагыла разведанной части структуры открыто промышленное скопление нефти и газа (дебит скважины 10 тыс. м³/сутки газа и 3—5 т/сутки нефти). Наличие аналогичных стратиграфически экранированных залежей следует ожидать и по всей Цицматинской долине. С этим периодом надо связывать основной этап образования стратиграфически экранированных залежей в отложениях алазанской серии акчагыл-апшерона Кахетинского хребта.

В конце второго этапа, т. е. в предбакинское время, во всей Грузии происходят складчатые движения, в результате чего усложнилось строение уже имевшихся локальных структур. К этому же периоду следует отнести коренную перестройку структурных условий, вызвавшую окончательное переформирование залежей нефти и газа. В областях развития крупных антиклинальных поднятий — в Кавтисhevской полосе, в Гурийской депрессии, а также в Кахетинской подзоне — нефтяные залежи в отложениях миоцена подверглись разрушению в связи с развитием разрывных дислокаций и раздроблением миоценового относительно компетентного чехла, сползающего на лабильную толщу майкопских глин. Разрушению залежей в молодых слоях миоцена способствовал интенсивный размыв выведенных на поверхность пластов нефтеносных коллекторов, в результате чего основные залежи в этих слоях в сводовых частях антиклиналей уничтожены эрозией (Наганевская, Кавтисhevская, Норико-Хашминская, Малхазовская, Нац-

валцкальская, Таура-тапинская, Сатибская, Байда-Чатминская и Пховельская антиклинали). В более древних слоях этих крупных антиклиналей создавались условия, благоприятные для локализации залежей. Кроме антиклинальных залежей, здесь могли образоваться различные типы экранированных залежей (поднадвиговые и наднадвиговые), ограниченные разрывными нарушениями. В областях же развития локальных структур в плиоценовых осадках (Базалети-Ширакская подзона) усиление тектонических движений в конце второго этапа также вызвало смятие и скручивание этих складок и образование вторичных структур на поверхности в относительно некомпетентных осадках плиоцена на фоне погребенной на большой глубине крупной миоценовой складки (Тарибани).

К третьему этапу (антропоген) относится период эрозии и выветривания головных частей выведенных на поверхность нефтеносных пластов, в результате чего происходит закупоривание их асфальтами, кирами и образование естественных пробок — преград для сохранения залежей нефти и газа (Байда-Чатма, Патара-Шираки, Сацхениси и др.).

Таким образом, в результате длительных тектонических процессов в пределах Грузинской глыбы создаются весьма разнообразные структурно-фациальные условия для образования нефтяных и газовых залежей. Совершенно ясно, что при таком разнообразии геологических условий в третичных отложениях и особенно в неогеновых формировались различные типы залежей. Любопытно отметить, что на двух третях площадей, подвергшихся структурно-картировочному, глубокому и опорному бурению (более 50 структур), не считая уже открытых месторождений, в большинстве скважин наблюдались нефтегазопроявления от небольших признаков до значительных притоков жидкой нефти и нефтяного газа. На некоторых площадях в единичных скважинах из отложений миоцена были получены притоки нефти до 5—7 т/сутки (Килакупра, Мцаре-хеви, Млашис-хеви, Байда, Какабети, Марткоби, Патард-зеули и другие структуры), а в одной из структурных скважин (Байда) — 250 т/сутки. Все эти небольшие залежи нефти и газа приурочены к северным крыльям складок и расположены в большинстве случаев вдоль разрывных нарушений.

Анализ данных бурения, гидрогеологических и структурно-фациальных условий показывает, что в этих поверхностных миоцен-плиоценовых складках покровного характера, в большинстве случаев размытых эрозией или нарушенных разрывами, нет благоприятных структурных условий для формирования крупных залежей нефти и газа. Исключение представляют крупные, относительно спокойные глубинные складки, расположенные в зонах наибольшего погружения прогибов (Тарибани, Килакупра, Швинд-Кели, Ламбало Супса и др. для миоцена и Байда-Сатибе, Натанеби и др. для майкопской свиты и нижезалегающих слоев), где по всем геологическим данным мы вправе ожидать наличия промышленных залежей нефти и газа.

Для обеспечения правильного направления геологоразведочных работ при современном этапе изучения геологического строения межгорной впадины Грузии необходима разработка научных основ поисков и разведки крупных нефтегазоносных территорий. Для решения этой весьма важной народнохозяйственной проблемы в первую очередь необходимо комплексное изучение глубинного строения осадочного чехла в зонах погружений путем региональных исследований, структурного, поискового и опорного бурения и, что самое главное, геофизических исследований с целью выявления благоприятных структур в отложениях юры, мела, палеогена и миоцена.

ЛИТЕРАТУРА

- А б и х Г. В. 1862. Землетрясение в Шемахе и Эрзеруме в мае 1859 г. Зап. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. V.
- А б и х Г. В. 1872. Группа рядовых вулканов Абула и Самсара на Кавказском перешейке. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. VI.
- А б и х Г. В. 1873. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Зап. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. VIII.
- А б и х Г. В. 1899. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Пер. с нем. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. XXI.
- А в а л и а н и Г. А. 1958. Марганец. Сб. «Природные ресурсы Грузинской ССР», т. I. Изд. АН СССР.
- А в д у с и н П. П. 1935. Пирокластические осадки в третичном комплексе пород Северо-Восточного Азербайджана. Аз. нефт. хоз-во, № 10.
- А г а л и н Г. П. 1928. О горных породах Ткварчельского района. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 189.
- А г а л и н Г. П. 1935. Некоторые данные о неоинтрузиях Северо-Западного Кавказа. Геология на фронте индустриализации, № 11—12.
- А д а м и я Ш. А. 1958. Материалы о геологическом строении предгорий Большого Кавказа между р. Малой Лиахви и меридианом г. Душети. На груз. яз. Геол. ин-т АН Груз. ССР, Тбилиси.
- А д а м и я Ш. А. 1958. О возрасте «молодых» гранитов Храмского кристаллического массива. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXI, № 4.
- А ж г и р е й Г. А. 1951. Участие древнего кристаллического фундамента в альпийской складчатости Центрального Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXVI (4).
- А з а р я н Н. Р., А к о п я н В. Т. 1959. Новая стратиграфическая схема юрских отложений Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXVIII, № 2.
- А з и з б е к о в Ш. А. 1939. Материалы к петрографии центральной части Дзиркульского кристаллического массива. Тр. Аз. фил. АН СССР. Сб., посвящ. Г. В. Абиху.
- А з и з б е к о в Ш. А., К а ш к а й М. А. 1939. Листвениты Закавказья. Изд. Аз. фил. АН СССР.
- А л и е в А. Г. 1952. Миоценовые отложения. Чатма и Эльдарская степь. Геология Азербайджана. Изд. АН Аз. ССР, Баку.
- А л я е в С. Е. 1932. Геологические исследования в южной части планшета XXVIII-39 Южной Кахетии. Тр. НИГРИ, сер. Б., вып. 12.
- А л я е в С. Е. 1933. К вопросу о возрасте и условиях залегания красноколодского известняка. Тр. НИГРИ, сер. Б., вып. 29.
- А н а н и а ш в и л и Г. Д. 1959. Некоторые вопросы стратиграфии нижней части миоцена Лечхумской синклинали между реками Джонюула и Аскис-цкали. Тезисы X научн. конф. асп. и молод. научн. раб. Изд. АН Груз. ССР.
- А н а н и а ш в и л и Г. Д. 1961. О нижних горизонтах миоцена в западной части Рачинско-Лечхумской синклинали. Изв. Геол. об-ва Грузии, т. II, вып. 2.
- А н д р у с о в Н. И. 1916. Конкский горизонт (фоладовые пласты). Тр. Геол. и минералог. музея АН СССР, т. II, вып. 6.
- А н д р у с о в Н. И. 1923. Апшеронский ярус. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 110.
- А н д р у с о в Н. И. 1925. Послетретичная Тирренская терраса в области Черного моря. Прага.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. 1947. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. Госгеолиздат.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., С т р а х о в Н. М. 1938. Геологическая история Черного моря. БМОИП, т. X, вып. 3—4.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., Ш а т с к и й Н. С. и др. 1937. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР, М.—Л.
- А р ч в а д з е К. М. 1954. Некоторые данные о микрофаунистической характеристике сакаркульского горизонта Абхазии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- А с л а н я н А. Г. 1950. О возрасте Алавердской туфопорфиритовой толщи и Локского гранитного массива. ДАН Арм. ССР, т. XI, № 4.

- Асланян А. Г. 1957. Региональная геология Армении. Изд. Арм. геол. управл.
- Асланян П. М. 1958. Новые данные о возрасте зоны *Variatussum fallax* Кюбюк в Армении. ДАН СССР, т. 119, № 5.
- Астахов Н. Е. 1951. История формирования рельефа Гомаретской нагорной котловины. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XII, № 8.
- Астахов Н. Е. 1952. К вопросу о молодом вулканизме и древнем оледенении Джавахетии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIII, № 1.
- Астахов Н. Е. 1954. Поверхности выравнивания в Восточной Тушетии (Главный Кавказский хребет) и их палеогеографическое значение. Тезисы доклада на научной сессии Ин-та геогр. им. Вахушти АН Груз. ССР.
- Астахов Н. Е. 1955. О поверхностях выравнивания на Триалетских горах (Восточная Грузия) и их связи с историей формирования долины р. Курь. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. VI, сер. физ.-геогр.
- Астахов Н. Е. 1955а. Опыт геоморфологической характеристики бассейна верхнего течения р. Иори (Восточная Грузия) в связи с неотектоническими процессами. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. VI, сер. физ.-геогр.
- Астахов Н. Е. 1957. Геоморфологический очерк южной части Нижней Картли. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. VIII, сер. физ.-геогр.
- Астахов Н. Е. 1959. К геоморфологии Верхней Рачи. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. XII, сер. физ.-геогр.
- Астахов Н. Е. и др. 1959а. Физико-географическая характеристика Верхней Имеретии. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. X, сер. физ.-геогр.
- Астахов Н. Е. 1959б. К истории рельефа Рачинской части Южного склона Главного Кавказского хребта. Сб. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Астахов Н. Е. 1959в. Геоморфологический очерк Северо-Западной Имеретии с частью Лечхуми. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. X, сер. физ.-геогр.
- Астахов Н. Е., Маруашвили Л. И. 1954. Тианетская котловина р. Иори как пример морфогенеза при тектоническом подпруживании речных долин. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XV, № 5.
- Астахов Н. Е., Маруашвили Л. И. и Чангашвили Г. З. 1956. Алазанско-Агрчайская межгорная долина в Восточном Закавказье как современная континентальная геосинклиналь. Изв. АН СССР, геогр. серия, № 2.
- Афанасьев Г. Д. 1952. Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Афанасьев Г. Д. 1956. Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Афанасьев Г. Д. 1958. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 20.
- Ахведиани Е. Г. 1957. О филогенетических связях между некоторыми брехоними киммерийского и куяльницкого ярусов. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIX, № 4.
- Багдасарян К. Г. 1959. Некоторые новые данные о тарханском горизонте Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXII, № 2.
- Барсанов Г. П. 1931. Нижний кембрий в Закавказье. Изв. АН СССР.
- Барсанов Г. П. 1931. Нижний кембрий в Закавказье. Изв. АН СССР.
- Батурич В. П. 1930. Осадочные породы полосы Военно-Грузинской дороги между Анануром и Квенамтским перевалом. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 143.
- Батурич В. П. 1944. Некоторые черты палеогеографии чокракского бассейна в новом освещении. ДАН СССР, т. 45, № 4.
- Батурич В. П., Ульянов А. В. 1934—1935. К вопросу о возрасте и происхождении известнякового массива селения Красные Колодцы (Ю.-В. Кахетия). Аз. нефт. х-во, № 10.
- Бацевич А. И. 1877. Геологическое описание Сигнахского уезда Тифлисской губ. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 7.
- Бацевич Л. Ф. 1877. Геологическое описание Шорапанского уезда Кутаисской губернии. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 7.
- Бацевич Л. Ф. 1878. Геологические описания Сигнахского уезда Тифлисской губернии. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 8.
- Бацевич Л. Ф. 1877—1878. Краткий геологический очерк местности между правым берегом р. Иори и левым берегом р. Алазани в пределах Сигнахского уезда. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. VI.
- Бацевич Л. Ф. 1884. Геологические исследования в б. Батумской области. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 12.
- Бацевич Л. Ф. 1887. Геологическое описание Батумского и Артвинского округов. Мат. для геол. Кавк., сер. II, кн. 1.
- Бацевич Л. Ф., Симонович С. Е. 1873. Геологическое описание части Кутаисского уезда Кутаисской губернии, известной под названием Окриба. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 4.

- Беликов Б. П. 1932. Эффузивные породы Аджаристана. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 14.
- Беликов Б. П. 1935. Изверженные породы северо-восточного склона Триаletского хребта. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 15.
- Беликов Б. П. 1936. Розенбергский кристаллический массив. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 20.
- Беликов Б. П. 1940. Материалы к петрографии среднеюрской пирокластической толщи Верхней Сванетии. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 24.
- Беликов Б. П. 1940. Мраморы Грузии. Тр. ИГН АН СССР, вып. 34.
- Беликов Б. П., Кузнецов С. С. 1934. О габровой интрузии на северо-восточных склонах Триаletского хребта (Закавказье). Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6.
- Беликов Б. П., Кузнецов С. С. 1936. Геолого-петрографическое строение южных склонов Триаletского хребта. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 20.
- Белоусов В. В. 1937. К истории Большого Кавказа в верхнеюрское и нижнемеловое время. Пробл. сов. геол., т. VIII, вып. 1.
- Белоусов В. В. 1937. Опыт геотектонического анализа истории развития Большого Кавказа. Тр. XVII сессии МГК, т. II.
- Белоусов В. В. 1938. Некоторые главнейшие этапы истории Кавказа в третичное время. Пробл. сов. геол., т. VIII, вып. 4.
- Белоусов В. В. 1938—1939. Большой Кавказ, ч. I, II, III. Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 117, 126.
- Белоусов В. В. 1940. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. 2. Верхний мел и третичные отложения. Тр. ЦНИГРИ, вып. 121.
- Белоусов В. В., Кириллова И. В., Сорский А. А. 1952. Краткий обзор сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5.
- Беляева Е. И. 1948. Каталог местонахождений третичных наземных млекопитающих на территории СССР. Тр. ПИН АН СССР, т. 15, № 3.
- Беляевский Н. А. 1956. История тектонического развития центральной части Азиатской ветви Тетиса и сопредельных территорий. Тр. Совещ. по тект. альп. обл. Юга СССР. АН Аз. ССР.
- Белянкин Д. С. 1911. Об авгитовом порфире из окрестностей Анапури на Кавказе. Изв. С.-Пб. политехн. ин-та, т. XV, вып. 2.
- Белянкин Д. С. 1912. Материалы для петрографии Центрального Кавказа. Архотский перевал — Военно-Грузинская дорога. Изв. С.-Пб. политехн. ин-та, т. XVIII.
- Белянкин Д. С. 1912. Тешениты из Курсеби и их положение в системе горных пород. Изв. С.-Пб. политехн. ин-та, т. XVII, вып. 1.
- Белянкин Д. С., Карк И. М., Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и др. 1914. Геологическое исследование в области Перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет. Изд. С.-Пб.
- Белянкин Д. С. 1914. К изучению новейших изверженных горных пород Казбека и его окрестностей. Изв. С.-Пб. политехн. ин-та, т. XXI, вып. 1.
- Белянкин Д. С. 1914. О дарьяльском граните. Геол. иссл. в области Перевальной ж.-д. Изд. С.-Пб.
- Белянкин Д. С. 1915. Неограниты и кварцевые дациты с ледника Дых-Су в Центральном Кавказе. Изв. С.-Пб. политехн. ин-та, т. XXIII, вып. 2.
- Белянкин Д. С. 1924. К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. Изв. Геол. ком. т. 43, № 3.
- Белянкин Д. С. Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6.
- Белянкин Д. С. 1939. К вопросу о неонинтрузиях Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, № 2.
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П. 1935. Вулканические стекла Аджаристана. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 5.
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П., Фаворская М. А. 1943. О неонинтрузиях бакского (эцперского) типа на Кавказе. Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, сер. 2, ч. 72, вып. 3—4.
- Белянкин Д. С., Маслов К. С., Петров В. П. 1939. Магматические проявления в северо-западной части Гурии (в Закавказье). Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 14.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. 1936. Петрографы Академии наук СССР в Грузии летом 1935 г. Вестн. АН СССР, № 2.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. 1940. Тешенито-камptonито-мончикитовые интрузии окрестностей г. Ахалцихе. Тр. ИГН АН СССР, сер. петрограф., вып. 21, № 7.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. 1940. История исследования и некоторые новые данные по тешенитам и родственным с ними цеолитосодержащим породам на территории Грузии. Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, ч. 19, № 2—3.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. 1940. Заключительные замечания к неонин-

- трузиям Сванетии и Абхазии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 24.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. 1945. Петрография Грузии. Изд. АН СССР, регион. петрограф., сер. I, вып. 2.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. 1945. Оливин и моноклинный пироксен в порфириформной структуре базальтов Грузии. Зап. Всесоюзн. минералог. об-ва, № 2.
- Белянкин Д. С., Петров В. П., Еремеев В. П. 1935. Неоинтрузии Аджаристана и Гурии. Тр. СОПС АН СССР, вып. 14. Мат. по геол. и петрограф.
- Бендукидзе Н. С. 1949. Верхнеюрские кораллы Рачи и Юго-Осетии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. V (X)
- Бендукидзе Н. С. 1951. Заметка о некоторых скелетных элементах, о росте и размножении верхнеюрских кораллов. Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Бендукидзе Н. С. 1954. К вопросу о возрасте «свиты Мтавари» у сел. Годогани. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XV, № 3.
- Бендукидзе Н. С. 1956. Верхнемеловые кораллы окрестностей Годогани и Удзлори. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. IX (XIV), вып. 2.
- Бендукидзе Н. С. 1959. К стратиграфии верхнеюрских рифовых известняков Западной Абхазии и ушелья Мзымты. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Беридзе М. А. 1960. К петрографии верхней части палеоцен-нижнеэоценовой свиты ушелья р. Алгети. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXIV, № 3.
- Богачев В. В. 1915. Проблема долины р. Куры. Изв. Кавк. музея, т. VIII.
- Богачев В. В. 1927. Материалы к истории тектонического развития Закавказской низменности. Аз. нефт. х-во, № 11.
- Богачев В. В. 1927. Фауна отложений диатомита в Ахалкалакском бассейне. Изв. Аз. гос. ун-та, т. VI, вып. 1.
- Богачев В. В. 1928. Нефть в юре Южной Осетии. Аз. нефт. х-во, № 12/84.
- Богачев В. В. 1929. Геологический очерк Чиатурского бассейна. Изв. Аз. гос. политехн. ин-та, т. VI.
- Богачев В. В. 1932. Геология низменности р. Куры. Мат. к общ. схеме исполъз. водн. ресурс. Кура-Араксинского бас., вып. 6.
- Богачев В. В. 1933. Онкофоровые пласты Закавказья. Изв. АН СССР, т. 27, сер. 7, № 10.
- Богачев В. В. 1935. Новое в стратиграфии закавказского миоцена. Новости нефт. геол., № 10.
- Богачев В. В. 1936. Новые данные по миоцену Закавказья. Тр. Аз. НИИНефти, вып. 31.
- Богачев В. В. 1933. Миоцен Закавказья. Тр. Аз. фил. АН СССР, сер. геол., т. X/44.
- Богачев В. В. 1938. Палеонтологические заметки. Тр. Аз. фил. АН СССР, сер. геол., т. IX/39.
- Богачев В. В. 1939. Материалы к познанию ископаемых флор Закавказья. Тр. Ин-та геол. им. Губкина АН Аз. ССР, т. XVI.
- Богачев В. В. 1940. К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 4.
- Богачева (Шишкина) А. И. 1926. Корбулевые слои в окрестностях Боржома. Изв. Аз. гос. ун-та, т. IV.
- Богданович К. И. 1902. Два пересечения Главного Кавказского хребта. Тр. Геол. ком., т. XIX, № 1, С.-Пб.
- Богданович К. И., Карк И. М., Бутов П. И. 1912. Общие выводы о геологическом строении побережья Черного моря от Туапсе до Ново-Сенаки. Изв. Геол. ком., отч. о деятельн. Геол. ком. за 1911 г.
- Букия С. Г. 1936. Новые данные о тектонике Южной Кахетии (междуречье Иори и Куры). Нефт. хоз-во, № 2.
- Букия С. Г. 1959. Новые данные о возрасте десской свиты. ДАН СССР, т. 124, № 3.
- Булейшвили Д. А. 1947. Иорская нефтеносная структура. Бюлл. Грузнефти, № 1—2.
- Булейшвили Д. А. 1949. К палеографии неогенового прогиба Восточной Грузии. Бюлл. Грузнефти, № 1 (4).
- Булейшвили Д. А. 1951. О возрасте телат-горской свиты. Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Булейшвили Д. А. 1957. Геологическое строение межгорной депрессии Грузии и перспективы ее нефтеносности. Очерки по геологии СССР. Тр. ВНИГРИ, т. III, вып. 3.
- Булейшвили Д. А. 1957. Оценка перспектив нефтеносности третичных отложений Восточной Грузии. Геол. нефти, № 10.
- Булейшвили Д. А. 1958. Геологическое строение межгорной депрессии Грузии и перспективы ее нефтеносности. Очерки по геологии СССР. Тр. НГРИ, т. III, вып. 3.

- Булейшвили Д. А. 1960. Геология и нефтеносность межгорной впадины Восточной Грузии. Гостоптехиздат.
- Булейшвили Д. А., Вахания Е. К. 1955. Стратиграфия третичных отложений Грузии. Тезисы доклада совещ. по разработке унифицир. стратигр. шкалы трет. отлож. Крымско-Кавказ. обл., Баку.
- Булейшвили Д. А., Сепашвили О. А. 1957. К вопросу о тектоническом развитии Гаре-Кახетии и смежных с ней районов Картли и Западного Азербайджана. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. X (XV).
- Бурчак-Абрамович Н. О. и Габашвили Е. Г. 1950. Находка ископаемой высшей человекообразной обезьяны в пределах Грузии. Природа, № 9.
- Бюс Е. И. 1930. Очерк сейсмичности ЗСФСР. Тифлис.
- Бюс Е. И. 1931. Наблюдения над землетрясениями в Закавказье. Тр. Закавк. ин-та сооружений, вып. 3, Тифлис.
- Бюс Е. И. 1948. Сейсмические условия Закавказья, ч. I. Хронология землетрясений в Закавказье. Тбилиси.
- Бюс Е. И. 1952. Сейсмические условия Закавказья, ч. II. Сейсмические основы сейсмогеографии Закавказья. Тбилиси.
- Бюс Е. И. 1955. Сейсмические условия Закавказья, ч. III. К вопросу о ходе сейсмической активности в Закавказье. Тбилиси.
- Бюс Е. И., Рубинштейн М. М. 1952. Новые данные об июньском рое землетрясений 1941 г. в Западной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIII, № 9.
- Бюс Е. И., Рубинштейн М. М. 1953. Новые данные о Табакурском землетрясении 7—8 мая 1940 г. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIV, № 2.
- Бюс Е. И., Рубинштейн М. М. 1956. О характере сейсмической активности Южного склона Большого Кавказа. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XVII, № 9.
- Вачнадзе Н. Д., Табагари В. И. 1938. Месторождение Гумбина. Тр. Груз. отд. ВИМС, вып. 2.
- Варданянц Л. А. 1929. О некоторых стратиграфических и тектонических соотношениях в Центральном Кавказе между Военно-Грузинской и Военно-Осетинской дорогами. Изв. Геол. ком., т. XVIII, № 4.
- Варданянц Л. А. 1932. Очерк геологии ущелья р. Дидхеви в Кахетии (предварительный отчет). Изв. ВГРО, т. I, вып. 98.
- Варданянц Л. А. 1934. Об отложениях титона и валанжина в верховьях рек Ары-дон (Ардон) и Терека в Центральном Кавказе. Изв. АН СССР, отд. мат. и ест. наук, № 5.
- Варданянц Л. А. 1934. Схема тектонической истории Кавказа. Зап. Всеросс. минералог. об-ва, т. XIII, № 2.
- Варданянц Л. А. 1934. Об орогенических фазах верхней юры на Кавказе. ДАН СССР, т. III, № 5.
- Варданянц Л. А. 1935. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 25.
- Варданянц Л. А. 1935. Сеймотектоника Кавказа. Тр. Сейсмологич. ин-та АН СССР, № 64.
- Варданянц Л. А. 1938. Интрузивы Северной Кахетии. Пробл. сов. геол., № 4.
- Варданянц Л. А. 1940. Интрузивы Северной Кахетии. Зап. Всеросс. минералог. об-ва, т. XIX, № 2—3.
- Варданянц Л. А. 1946. Землетрясения Кавказа и его глубинное строение. Изв. Всеросс. географ. об-ва, № 2.
- Варданянц Л. А. 1948. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской областей. Изд. АН Арм. ССР.
- Варенцов М. И. 1933. О майкопских отложениях Закавказья. Информ. сб. НГРИ, № 2/3.
- Варенцов М. И. 1933. Отчет о состоянии и деятельности НГРИ за 1931 год. Гостоптехиздат.
- Варенцов М. И. 1935. Новый коцахурский горизонт (онкофоровые слои миоценовых отложений нефтеносных районов Грузии). Нефт. х-во, № 1.
- Варенцов М. И. 1936. Геологические исследования в Тифлисском и Мцхетском районах Грузинской ССР. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 85.
- Варенцов М. И. 1937. Геологическое строение и происхождение Куринской долины между Тбилиси и Сурами. Нефт. х-во, № 1.
- Варенцов М. И. 1938. Нефтяное месторождение Кавтис-хеви. Нефт. х-во, № 5.
- Варенцов М. И., 1939. Тектоника центральной части Куринской депрессии и соседних областей Большого и Малого Кавказа. Тр. XVII сессии МГК, т. II.
- Варенцов М. И. 1939. Геология центральной части Куринской депрессии и соседних областей Большого и Малого Кавказа. Нефт. ин-т АН СССР, М.
- Варенцов М. И. 1941. Стратиграфия и нефтеносность отложений майкопской свиты Центральной и Восточной Грузии. Сов. геол., № 1.
- Варенцов М. И., 1947. Перспективы нефтеносности западной части Куринской депрессии и соседних областей Большого и Малого Кавказа. Бюлл. Грузнефти, № 1—2.

Варенцов М. И. 1948. Геологическое строение и нефтеносность западной части Куринской депрессии и смежных областей Грузии. Изв. АН СССР, отд. техн. наук, № 1.

Варенцов М. И. 1950. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд. АН СССР.

Варенцов М. И. 1951. О геологии и палеогеографии окрестностей города Гори и смежных районов Грузии. Сб., посвящ. памяти акад. И. М. Губкина. Изд. АН СССР.

Варенцов М. И., Лалиев А. Г. 1939. Геологическое строение центральной части Нахичеванской АССР. БМОИП, отд. геол., т. XVII (1).

Варенцов М. И., Меннер В. В. 1933. О возрасте некоторых горизонтов палеогена Горийского района Грузии. Инфор. сб. НГРИ, № 2.

Варенцов М. И., Мордовский В. Г. 1954. Геологическое строение северного борта Гори-Мухранской депрессии. Изд. СССР.

Вассоевич Н. Б. 1928. Об исследованиях в районе Тианети—Ильдоканы. Геологические и геологоразведочные работы Геологического комитета в нефтеносных областях СССР в 1927—1928 гг. Нефт. и сланц. хоз-во, № 2.

Вассоевич Н. Б. 1929. Годовой отчет о работах летом 1928 г. Приложение к нефт. х-ву, № 2.

Вассоевич Н. Б. 1930. Геологические исследования в р-не Джавской группы минеральных источников (Юго-Осетия). ДАН СССР, № 5.

Вассоевич Н. Б. 1930. К геологии нефтяных месторождений Кахетинского хребта. Аз. нефт. х-во, № 11.

Вассоевич Н. Б. 1931. Геологические исследования в пределах планшета А-VI Кахетинской нефтеносной области. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 2.

Вассоевич Н. Б. 1931. К вопросу о параллелизации эоценовых (sensu lato) отложений Кабристана и северного аллохтона Кахетии. Изв. ГГРУ, вып. 20.

Вассоевич Н. Б. 1931. Краткий геологический очерк нефтепроявлений в центральной части Южного склона Главного Кавказского хребта. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 1.

Вассоевич Н. Б. 1931. Некоторые геологические наблюдения в районе сел. Скони на р. Иори и замечания о возрасте конгломератов хребта Элеби (Грузинская ССР). Изв. ГГРУ, вып. 26.

Вассоевич Н. Б. 1931. Нефтепроявления у сел. Живвани (Грузия). Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 3.

Вассоевич Н. Б. 1931. Сопоставление осадочных образований Кабристана и Кахетии. Аз. нефт. х-во, № 11—12.

Вассоевич Н. Б. 1931. О сходстве между субальпийскими молассаами и неогеновыми образованиями северной полосы аутохтона в центральной части Южного склона Главного Кавказского хребта. Изв. АН СССР, отд. мат. и ест. наук.

Вассоевич Н. Б. 1931. Геологические условия залегания тешенита в Тианетском районе Грузинской ССР. Изв. АН СССР, отд. мат. и ест. наук, сер. VII, № 2.

Вассоевич Н. Б. 1932. Геологические исследования в районе Сабунинского м-ния кровельных сланцев (левобережье Алазани, Кахетия). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 20.

Вассоевич Н. Б. 1932. Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закав., вып. 4.

Вассоевич Н. Б. 1932. Нефтепроявления в окрестностях селений Уджармо, Мухровани, Сацхениси, Марткоби и Норюо. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 34.

Вассоевич Н. Б. 1932. О вероятном возрасте «эоценового флиша» и смежных с ними отложений северо-западной части Кавказа. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 37.

Вассоевич Н. Б. 1932. Сопоставление палеогенных и верхнемеловых отложений Кахетии, Кабристана и северо-западной оконечности Кавказского хребта. Изв. ВГРО, вып. 51.

Вассоевич Н. Б. 1932. К вопросу о возрасте так называемого темного флиша в Туапсинском районе. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 27.

Вассоевич Н. Б. 1933. Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии (1928—1932 гг.). Изд. Грузнефти, сер. геол.

Вассоевич Н. Б. 1933. Материалы к стратиграфии и петрографии меловых и палеогеновых отложений Юго-Восточного Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, т. III.

Вассоевич Н. Б. 1934. О времени проявления на Кавказе орогенических фаз альпийской эры дислокаций. Тр. НГРИ, вып. 10.

Вассоевич Н. Б. 1934. О времени проявления роданской (ронской) фазы Н. Stille на Кавказе. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 29.

Вассоевич Н. Б. 1934. О горизонте с *Lyrolepis caucasica* Rom. Тр. НГРИ, серия Б, вып. 47.

Вассоевич Н. В. 1935. Несколько замечаний по вопросу о времени проявлений на Кавказе орогенических фаз альпийской дислокации. Тр. Грузнефти, вып. 3.

Вассоевич Н. Б. 1935. О находке *Calpionella Lorenz* на Кавказе и в Крыму. Пробл. сов. геол., т. V, № 9.

Вассоевич Н. Б. 1935. Несколько замечаний о распространении *Radiolaria* и *Spiculae silicispongiae* в сеноманских и лютетских отложениях Кавказа. Изв. АН сер. VII, № 5.

Вассоевич Н. Б. 1936. Геологическая зональность междуручья Алазани, Иори и Куры. Аз. нефт. хоз-во, № 1.

Вассоевич Н. Б. 1936. Заметка о геологических условиях нефтепроявлений по р. Мержуде. Изв. Юго-Осетинского НИИ, вып. 3.

Вассоевич Н. Б. 1936. Келловейская (адыгейская) тектоническая фаза на Кавказе. Зап. Всеросс. минералог. об-ва, сер. II.

Вассоевич Н. Б. 1937. О геотектонических комплексах Грузии. Изв. Гос. географ. об-ва, т. 69, вып. 3.

Вассоевич Н. Б. 1939. Геологическое строение и нефтеносность Кахетинского хребта. Тр. XVII сессии МГК, т. II. (Тезисы.)

Вассоевич Н. Б. 1940. О строении Аргунского покрова (Восточная Грузия). Бюлл. Гос. музея Грузии, т. X—A.

Вассоевич Н. Б. 1940. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. Зап. Всеросс. минералог. об-ва, т. XIX, № 2—3.

Вассоевич Н. Б. 1940. Новые данные о стратиграфии флишевых отложений Дибраро-Чиатурской зоны в Восточном Закавказье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Вассоевич Н. Б. 1951. О стратиграфии мезозойских отложений флишевой зоны Юго-Восточного Кавказа. Тр. Ленинградского об-ва естествоисп., т. 68, вып. 2.

Вассоевич Н. Б., Гогитидзе К. Д., Пахомов В. Е., Маслов К. С. 1937. Нефтяные месторождения Грузии. Нефт. экскурсия, XVII сессия МГК, вып. 4.

Вассоевич Н. Б., Коротков С. Г. 1935. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 52.

Вассоевич Н. Б., Эберзин А. Г. 1930. К вопросу о стратиграфии среднего плиоцена Черноморского бассейна. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 1.

Вахания Е. К. 1939. О заметке М. Ф. Дзвеляя «Предмайкопское движение земной коры в Мегрелии». Сов. геол., т. IX, № 12.

Вахания Е. К. 1940. Геологические исследования в приморской зоне Абхазии. Тр. ГПК, Грузнефть, № 2.

Вахания Е. К. 1947. Разрез отложений майкопской свиты и стратиграфическое положение горизонта с *Rectunculus* в районе Ткварчели (Абхазия). Бюлл. Грузнефти, № 1—2.

Вахания Е. К. 1948. О возрасте песчаников усахело. Бюлл. Грузнефти, № 1.

Вахания Е. К. 1955. О присутствии хадумского и сакараульского горизонтов в Рачинско-Лечхумской депрессии. Тр. Груз. политехн. ин-та, № 3 (38).

Вахания Е. К. 1955. Стратиграфия и фации майкопской свиты и смежных горизонтов в междуручье Абаши и Цхенис-цкали. (Западная Грузия). Тр. Груз. политехн. ин-та, № 3 (38).

Вахания Е. К. 1956. Геологическое строение Лечхуми. Тр. Груз. политехн. ин-та, № 3 (44).

Вахания Е. К. 1956. О стратиграфическом положении тарханского горизонта в Западной Грузии. ДАН СССР, т. 106, № 4.

Вахания Е. К. 1956. Стратиграфия и нефтеносность майкопской свиты Гурии. Новости нефт. техн. № 4.

Вахания Е. К. 1959. О возрасте устричных слоев Уплисцихе. Тр. ВНИГРИ, вып. 15.

Вахания Е. К. 1959. Стратиграфия нижнемиоценовых отложений Грузии. Изв. Геол. об-ва Грузии, т. I, вып. 1.

Вахания Е. К., Папава Д. Ю. 1957. Нижнемиоценовые отложения Лечхумской депрессии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XVIII, № 1.

Вахания Е. К. 1959. Стратиграфия и перспективы нефтегазоносности майкопской свиты Грузии. Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии. Госполтехиздат, М.

Вахания Е. К., Никурадзе Г. Н., Папава Д. Ю. и Сепашвили О. А. 1961. Нефтеносность Западной Грузии. Минеральные ресурсы Грузии. Изд. АН СССР, т. 5.

Вебер В. Н. 1900. О землетрясении в Ахалкалакском уезде 19 декабря 1899 г. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. XIII, № 5.

Вебер В. Н. 1902. Заметка о месторождении каменного угля близ мест. Очамчиры (на Черноморском побережье). Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 3.

Вебер В. Н. 1903. Шемахинское землетрясение 31 января 1902 года. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 9.

Вебер В. Н. 1903. Геологические исследования в части Сухумского округа в 1900 г. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 5.

Вебер В. Н. 1936. Маршрутные пересечения Южного склона Главного Кавказского хребта. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 90.

- Векуа А. К. 1958. О новом местонахождении четвертичных млекопитающих в Восточной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XX, № 1.
- Векуа А. К. 1959. Ахалкальская фауна четвертичных млекопитающих и ее сопоставление с соответствующими фаунами Евразии. АН Груз. ССР. VI научная сессия Ин-та палеобиологии. (Тезисы докладов.)
- Векуа А. К. 1959. О гиппопотаме из нижнеплейстоценовых отложений Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXIII, № 5.
- Векуа А. К. 1959. О фауне нижнечетвертичных млекопитающих из Ахалкалаки (Южная Грузия). ДАН СССР, т. 127, № 2.
- Векуа А. К. 1960. Остатки лани (*Cervus (Dama) sp.*) из плейстоценовых отложений Южной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXIV, № 1.
- Векуа А. К., Шидловский М. В. 1958. Первая находка пищухи *Ochotopa* в палеолите Кавказа. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXI, № 3.
- Великовская Е. М., Леонтьев Л. М., Милановский Е. Е. 1953. К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сб., посвящ. памяти проф. А. Н. Мазаровича. Изд. МОИП.
- Виноградов-Никитин П. З. 1911—1912. Окаменелый лес на Кавказе. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. XXI, № 3.
- Виноградов-Никитин П. З. 1913. Остатки окаменелого леса на Кавказе и процесс окаменения. Лесной журнал.
- Виноградов-Никитин П. З. 1913—1914. Ахалцхская инфузорная земля. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. XXII.
- Висконт К. 1904. Палеозойские сланцы в окрестностях ст. Казбек. Ежегодник Кавк. Горн. об-ва, Пятигорск.
- Влодавец В. И. 1954. О вулканической тектонике. Булл. вулканолог. станц. АН СССР, № 23.
- Влодавец В. И., Шаврова Н. Н. 1953. Гора Кабарджин. Тр. Лаб. вулканолог. АН СССР, вып. 7.
- Вологдин А. Г. 1931. К открытию археоциат на Кавказе. Изв. ВГРО, т. I, вып. 100.
- Вялов О. С. 1934. Предварительный отчет о работах 1932 г. в Юго-Осетии. Мат. ЦНИГРИ, гидрогеол. сб. 3.
- Вялов О. С. 1934. Геологическое исследование в 1931 г. в Западном Кавказе. Зап. Всеросс. минералог. об-ва, сер. II, ч. 63, вып. 2.
- Вялов О. С. 1935. Материалы по морфологии бассейна р. Большой Лиахви (Южная Осетия). Изв. Гос. географ. об-ва, т. 67, вып. 5.
- Вялов О. С. 1940. Схема деления палеогена Кавказа. ДАН СССР, т. XXVI, № 6.
- Вялов О. С. 1945. Возраст корбулевых слоев Приаралья. БМОИП, нов. сер., т. 4, отд. геол., т. XX (3—4).
- Вялов О. С. 1956. О сопоставлении палеогена Средней Азии, Кавказа и Крыма. ДАН СССР, т. 110, № 4.
- Вялов О. С., Вялова Р. П. 1934. Возраст туфогенной свиты Кавказского флиша. ДАН СССР, т. 3.
- Габашвили Э. Г. и Габуния Л. К. 1958. Об остатках динотерия из Удабно (Восточная Грузия). Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXI, № 2.
- Габуния К. Е. 1927. Кизельгур в Грузии. Минер. сырье, № 4.
- Габуния К. Е., Гамкрелидзе П. Д. 1942. Геология южной части Борчалинского района. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. I (VI)₁.
- Габуния Л. К. 1947. Моквикардиумовые слои. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VIII, № 8.
- Габуния Л. К. 1948. Об азовском горизонте в Гурии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. IX, № 1.
- Габуния Л. К. 1951. О представителях семейства *Indricotheriidae* из олигоценовых отложений Грузии. ДАН СССР, т. XXXI, № 6.
- Габуния Л. К. 1951. Об остатках халикотерия из третичных отложений Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XII, № 5.
- Габуния Л. К. 1952. О новом местонахождении гиппарионовой фауны в Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIII, № 5.
- Габуния Л. К. 1953. К изучению моллюсков среднеплиоценовых отложений Западной Грузии. Тр. сект. палеобиолог. АН Груз. ССР, т. I.
- Габуния Л. К. 1953. Олигоценовая фауна млекопитающих Грузии. Природа, № 4.
- Габуния Л. К. 1955. О своеобразном представителе *Indricotheriidae* из олигоцена Грузии. ДАН Арм. ССР, т. XXI, № 4.
- Габуния Л. К. 1955. Олигоценовая фауна наземных позвоночных Бенара (Южная Грузия). Тезисы II научной сесс. сектора палеобиологии АН Груз. ССР.
- Габуния Л. К. 1957. О халикотерии из эоцена юга Грузии. ДАН СССР, т. 116, № 1.

- Габуния Л. К. 1958. Об остатках мезозавра из верхнемеловых отложений Кавказа. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XX, № 5.
- Габуния Л. К. 1959. О первой находке листриодона в миоцене СССР. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXII, № 1.
- Габуния Л. К. 1959. О лошади из Сагварджиле (Западная Грузия). Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Габуния Л. К. 1959. К истории гиппарионов. Изд. АН СССР.
- Гаврилов Ф., Симонович С. Г. 1895. Геологические наблюдения в области речных долин Иори и Алазани. Мат. для геол. Кавк., сер. II, кн. 9.
- Гамкрелидзе А. К. 1958. Об одной особенности вакиджварских пегматовых жил. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XX, № 1.
- Гамкрелидзе П. Д. 1932. Геологическое описание части долин рек Дзирулы и Чхеримелы. На груз. яз. Бюлл. Геол. ин-та Грузии, т. 1, вып. 2.
- Гамкрелидзе П. Д. 1936. Геологическое строение северо-западной части Тriaлетского хребта. Бюлл. Геол. Инст. АН Груз., т. II, вып. 3.
- Гамкрелидзе П. Д. 1936. Геологическое строение северной части Тriaлетского хребта. Тр. Тбил. гос. ун-та, т. IV.
- Гамкрелидзе П. Д. 1940. Лейасовая фауна в основных сланцах Сванетии и Абхазии. Сообщ. Груз. фил. АН СССР, т. I, № 3.
- Гамкрелидзе П. Д. 1946. К стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Аджаро-Тriaлетской складчатой системы. Юбилейный сб. тр. Груз. политехн. ин-та.
- Гамкрелидзе П. Д. 1949. Геологическое строение Аджаро-Тriaлетской складчатой системы. Геол. ин-та АН Груз. ССР, монограф. № 2.
- Гамкрелидзе П. Д. 1951. Общие соображения о геотектоническом строении Грузии (на груз. яз.). Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Гамкрелидзе П. Д. 1953. Геотектоническая природа Мухранско-Тирифонской долины. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. VII (XII).
- Гамкрелидзе П. Д. 1954. Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Тriaлетского хребта. Тр. Груз. политехн. ин-та, № 32.
- Гамкрелидзе П. Д. 1957. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. X (XV).
- Гамкрелидзе П. Д. 1959. Некоторые особенности расположения тектонических зон складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Гамкрелидзе П. Д. 1960. Мезо-кайнозойские орогенические фазы альпийской зоны Юга СССР. XXI сессия МКГ. Докл. сов. геол., пробл. 18.
- Гамкрелидзе П. Д., Бендукидзе Н. С., Эристави М. С. 1952. К стратиграфии меловых отложений окрестностей Цханари. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIII, № 6.
- Гамкрелидзе П. Д., Чихелидзе С. С. 1932. К геологии части долины р. Дзирулы. На груз. яз. Вестн. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. I, вып. 3.
- Геология Азербайджана, геоморфология, стратиграфия. 1952, Баку.
- Герасимов А. П. 1928. Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., т. 47, № 4.
- Герасимов А. П. 1929. К вопросу о возрасте древних свит на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., т. 48, № 7.
- Герасимов А. П. 1931. Тешениты с р. Иори (Кახетия). Тр. ГГРУ, вып. 29.
- Герасимов А. П. 1937. Эссекитовая интрузия в Ахалцхском бассейне. К 45-летию научной деятельности Н. Ф. Погребова. Изд. ЦНИГРИ.
- Гижимкрели А. М. 1936. К вопросу о тектонике Южной Кахетии. Аз. нефт. х-во, № 12.
- Гошвили Б. А. 1960. О зональности скарнов массива горы Кирар в Верхней Сванетии. Тр. КИМС, вып. II (4).
- Голубев И. А., Соловьев С. П. 1941. Геологический очерк Западной Сванетии. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 135.
- Голубятников В. Д. 1930. Нефтяные месторождения Грузии. Аз. нефт. хоз., № 5.
- Горецкий Г. И. 1955. О возрастных соотношениях осадков узунлярской и карангадской трансгрессий. БМОИП, отд. геол., т. XXX (2).
- Госадзе О. Д. 1957. О динамической характеристике очагов кавказских землетрясений. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3.
- Григорович-Березовский Н. А. 1901. Постплиоценовые морские отложения Черноморского побережья. Зап. Новоросс. об-ва естествоисп., т. 24.
- Громов В. И. 1940. Итоги изучения геологических условий, нахождения палеолита на Кавказе и его значение для четвертичной стратиграфии. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 6—7.
- Грушевой В. Г. 1930. Алавердское медное месторождение в Закавказье. Тр. ГГРУ, вып. 1.

- Гуджабидзе Г. К. 1955. Геология Зугдидского и смежных районов. Автореф. канд. диссертации. Изд. Груз. политехн. ин-та.
- Гукасов А. О. 1901. Основные черты строения Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, кн. XXII.
- Давиташвили Л. Ш. 1929. О некоторых представителях семейства *Cardiidae* киммерийских отложений Закавказья. БМОИП, отд. геол., т. VII (1—2).
- Давиташвили Л. Ш. 1930. О конкском горизонте Грузии. Аз. нефт. хоз., № 10.
- Давиташвили Л. Ш. и Крестников В. Н. 1931. Дуабские пласты. Руководящие окаменелости нефтеносных р-нов Крымско-Кавказской области. Тр. Гос. нефт. исслед. ин-та.
- Давиташвили Л. Ш. 1932. Заметки о проблемах стратиграфической палеонтологии кайнозой Понто-Каспийской области. БМОИП, отд. геол., т. X (1).
- Давиташвили Л. Ш. 1932. Тарханский и чоκραкский горизонты. Руководящие ископаемые. Тр. Гос. нефт. иссл. ин-та, вып. 1—2.
- Давиташвили Л. Ш. 1932. О стратиграфическом подразделении киммерийского яруса. БМОИП, отд. геол., т. XI, вып. 4.
- Давиташвили Л. Ш. 1932. Сарматский ярус. Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской обл. Тр. Гос. нефт. иссл. ин-та, вып. V.
- Давиташвили Л. Ш. 1933. Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции. Гос. научно-техн. нефт. изд. Л.—М.
- Давиташвили Л. Ш. 1933. *Cardiidae* кувальничких отложений Гурии. Вестн. Гос. музея Грузии, т. VII.
- Давиташвили Л. Ш. 1934. О фауне коцахурского горизонта. БМОИП, т. XII, (3).
- Давиташвили Л. Ш. 1934. Заметки о параллелизации плиоценовых отложений Юго-Восточной Европы. Информ. сб. Нефт. геол.-разв. ин-та за 1933 г.
- Давиташвили Л. Ш. 1934. О стратиграфическом положении коцахурских слоев. Инф. сб. НГРИ, № 3.
- Давиташвили Л. Ш. 1937. К истории и экологии моллюсковой фауны морских бассейнов нижнего плиоцена (мэотис—нижний понт). Пробл. палеонтол., вып. 2—3.
- Данилов С. Л. 1928. Разведка Ткибульского угольного месторождения. Минер. сырье, № 6—7.
- Данилов С. Л., Барышев Н., Яковлев Л. 1930. Некоторые данные о геологическом строении долины р. Дзеджоры. Минер. сырье, т. 1, № 4.
- Двали Т. К. 1940. Средиземноморские элементы в среднем миоцене Горийского района. На груз. яз. Сообщ. Груз. фил. АН СССР, т. I, № 5.
- Девдариани Г. С. 1955. К вопросу о четвертичной истории речной сети Колхидской низины. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XVI, № 4.
- Делле Г. В. 1960. Новые данные о юрской флоре Ткварчели. ДАН СССР, т. 133, № 5.
- Дембо Т. М. 1937. К геологии и петрологии гранитов Главного Кавказского хребта и древних метаморфических пород в верховьях р. Кубани. Зап. Всеросс. минералог. об-ва, сер. II, ч. 66.
- Джавахишвили А. Н. 1947. Геоморфологические районы Груз. ССР. Изд. АН СССР.
- Джавахишвили Ш. И. 1958. Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог. и петрограф., т. IV.
- Джавахишвили Ш. И. 1959. Микроэлементы в магматических породах Локского массива и смежных с ним районов. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Джанелидзе А. И. 1925. К гидрографии окрестностей Тифлиса. Вест. Тбил. ун-та, т. V.
- Джанелидзе А. И. 1926. Долина р. Вере в окрестностях Тифлиса. На груз. яз. Вестн. Груз. гос. музея, т. III.
- Джанелидзе А. И. 1926. Материалы для геологии Рачи. Вестн. Тбил. гос. ун-та, т. VI.
- Джанелидзе А. И. 1926. Геологические и палеонтологические замечания. Вестн. Тбил. ун-та, т. VI.
- Джанелидзе А. И. 1926. *Colchidites*, новый род меловых аммонитов. Параллельный текст на франц. яз. Вестн. Тбил. ун-та, т. VI.
- Джанелидзе А. И. 1930. Рецензия статьи Б. Ф. Мефферта «Геол. исслед. в Рачинском уезде Западной Грузии». Изв. Музея Грузии, т. V.
- Джанелидзе А. И. 1930. Открытое письмо заведующему Крымско-Кавказской секцией Ин-та геологической карты А. П. Герасимову. Бюлл. Музея Грузии, т. VI.
- Джанелидзе А. И. 1938. Геология в Тбилисском университете. На груз. яз. Вестн. Геол. ин-та, т. III, вып. 2.

- Джанелидзе А. И. 1940. Аммонитовая фация нижнего мела в северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали. На груз. яз. Сообщ. Груз. фил. АН СССР, т. I, № 2.
- Джанелидзе А. И. 1940. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума. Изд. Груз. фил. АН СССР.
- Джанелидзе А. И. 1940. К вопросу об орогенетических фазах. Сов. геол., № 5—6.
- Джанелидзе А. И. 1940. О западном продолжении Рачинско-Лечхумской синклинали. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. I, № 10.
- Джанелидзе А. И. 1941. Геологический комплекс горы Асхи. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 1—2.
- Джанелидзе А. И. 1941. Геологическое строение центральной части Мегрелии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 3.
- Джанелидзе А. И. 1942. Проблема Грузинской глыбы. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. III, № 1—2.
- Джанелидзе А. И. 1942. К вопросу о возрасте надглауконитовых (орбулиновых) известняков среднего мела Западной Грузии. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. III, № 5.
- Джанелидзе А. И. 1946. О возрасте красных известняков Дзирульского массива. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VII, № 4.
- Джанелидзе А. И. 1946. К вопросу о возрасте сорской свиты верхнего лейаса. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VII, № 5.
- Джанелидзе А. И. 1946. К вопросу о локском лейасе. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VII, № 6.
- Джанелидзе А. И. 1947. К вопросу о строении Ткибульского каменноугольного месторождения. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VIII, № 6.
- Джанелидзе А. И. 1948. Некоторые вопросы геологии окрестностей Тбилиси и Гаре-Кахети. На груз. яз. Тр. Тбил. гос. ун-та, т. XXXIV, А—Б.
- Джанелидзе А. И. 1949. О свите позднетретичных конгломератов Кахетинского хребта. Сообщ. АН Груз. ССР, т. X, № 3.
- Джанелидзе А. И. 1949. О возрасте свиты Циви. Сообщ. АН Груз. ССР, т. X, № 4.
- Джанелидзе А. И. 1949. О тбилисских складках. Сообщ. АН Груз. ССР, т. X, № 8.
- Джанелидзе А. И. 1950. О байосе Кахетинского хребта. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XI, № 3.
- Джанелидзе А. И. 1950. К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XI, № 8.
- Джанелидзе А. И. 1950. Земоавчальская дислокация. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XI, № 1.
- Джанелидзе А. И. 1950. О складчатости Притбилисской части Гаре-Кахети. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XI, № 9.
- Джанелидзе А. И. 1953. К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. Вопросы петрографии и минералогии, т. I. Изд. АН СССР.
- Джанелидзе А. И. 1953. Территория Грузии в системе альпийского орогена. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. VII (XII).
- Джанелидзе А. И. 1955. Происхождение Кумисской котловины. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. VIII (XIII).
- Джанелидзе О. И. 1956. Фораминиферы нижнего миоцена Абхазии. Тр. Сект. палеобиологии АН Груз. ССР, т. III.
- Джанелидзе О. И. 1957. Направление тектонических исследований в Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. X (XV).
- Джанелидзе А. И. 1957. Складкообразование и седиментация. МГК, XX сессия. V секция. Мехико.
- Джанелидзе А. И. 1958. Тбилиси и геология. На груз. яз. Тбилиси 1500. Юб. сб. ТГУ.
- Джанелидзе А. И., Рубинштейн М. М. 1957. Геологическое строение юго-восточной части Кахетинского хребта. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. X (XV).
- Джанелидзе А. И., Схиртладзе Н. И., Рубинштейн М. М. 1955. Конгломераты запутанного напластования Тбилисского эоцена. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. VIII (XIII).
- Джанелидзе О. И. 1951. К вопросу стратиграфического положения тарханского горизонта. Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Джанелидзе О. И. 1953. К изучению фораминифер конкских и сарматских отложений Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIV, № 3.
- Джанелидзе О. И. 1954. О фораминиферах нижнего миоцена Грузии. ДАН СССР, т. XCV, № 5.
- Джанелидзе О. И. 1961. Расчленение конского горизонта Грузии по фауне фораминифер. Тр. Ин-та палеобиологии АН Груз. ССР, т. VI.

- Джанелидзе О. И. 1958. Фораминиферы тарханского горизонта Грузии. Тр. Ин-та палеобиологии АН Груз. ССР, т. VI.
- Дзвела́я М. Ф. 1939. Предмайкопское движение земной коры в Мегрелии. Сов. геол., т. IX, № 3.
- Дзвела́я М. Ф. 1940. К стратиграфии миоцена Мегрелии. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 4.
- Дзвела́я М. Ф. 1940. Геологические исследования в Мегрелии летом 1936 г. Тр. ГПК треста «Грузнефть», № 2.
- Дзвела́я М. Ф. 1941. О геологическом строении и нефтеносности северного склона Аджаро-Имеретинского хребта. Сов. геол., № 1.
- Дзвела́я М. Ф. 1947. Схема стратиграфии майкопских отложений Мегрелии. Бюлл. Грузнефти, № 1—2.
- Дзвела́я М. Ф. 1948. Геологические исследования на северном склоне Гурнисмтеби между реками Супса и Гведис-цкали. Бюлл. Грузнефти, № 1.
- Дзвела́я М. Ф. 1949. О соотношениях тарханского и коцахурского слоев в Грузии. ДАН СССР, т. LXIV, № 5.
- Дзвела́я М. Ф. 1949. Геологическое строение Аджаро-Имеретинского хребта Маяковского до Ланчхути—Махарадзе. Бюлл. Грузнефти, № 1 (4).
- Дзвела́я М. Ф. 1951. Схема стратиграфии плиоцена центральной полосы Колхидской низменности. ДАН СССР, т. 81, № 2.
- Дзвела́я М. Ф. 1952. Новые данные о тарханском горизонте Мегрелии. ДАН СССР, т. XXXV, № 5.
- Дзвела́я М. Ф. 1953. Тарханский горизонт в Абхазии и его стратиграфическое положение. ДАН СССР, нов. сер., т. XCII, № 4.
- Дзвела́я М. Ф. 1956. О месте майкопской свиты в стратиграфической шкале кайнозоя Крымско-Кавказской области. Тезисы III научн. сессии Сектора палеобиолог. АН Груз. ССР.
- Дзвела́я М. Ф. 1956. О среднем олигоцене Гурии. ДАН СССР, т. CVI, № 2.
- Дзвела́я М. Ф., Маглаперидзе К. С. 1954. Новые данные о гурийских слоях Западной Грузии. ДАН СССР, т. XCVI, № 1.
- Дзоценидзе Г. С. 1938. Материалы к петрографии порфириновой серии (Верхняя Рача и Юго-Осетия). Вестн. Геол. ин-та Грузии, т. III, вып. 3.
- Дзоценидзе Г. С. 1942. О некоторых вопросах образования альбитовых диабазов. Сообщ. АН Груз. ССР, т. III, № 4.
- Дзоценидзе Г. С. 1943. К вопросу о возрасте чаухских диабазов. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. IV, № 1.
- Дзоценидзе Г. С. 1943. Аляльцим осадочного происхождения из батских угленосных сланцев окр. г. Кутаиси. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. IV, № 10.
- + Дзоценидзе Г. С. 1948. Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР, монограф. I.
- + Дзоценидзе Г. С. 1948. Молодые диоритовые породы окрестности г. Кутаиси. На груз. яз. Изд. Тбил. гос. ун-та.
- Дзоценидзе Г. С. 1951. Гиперстеновые порфириды в продуктах мезозойского вулканизма Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XII, № 8.
- Дзоценидзе Г. С. 1957. Условия образования юрских углей Грузии в связи с ее тектоническим развитием. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. X (XV).
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. 1949. О наличии основной фации в нижнелейасовом эффузивном вулканизме Грузии. ДАН СССР, т. LXVI, № 4.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. 1949. Новый интрузив аляльцимового снитна на северном склоне Аджаро-Имеретинского хребта. Сообщ. АН Груз. ССР, т. X, № 8.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. 1950. Новые данные о петрографии нижнелейасовой вулканогенной толщи Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог. петрограф., т. II.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. 1961. Литология и палеогеография полосы среднеюрских угленосных отложений Западной Грузии. Изд. АН Груз. ССР.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. 1950. О литологии питающей области лейасовых осадков Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог. петрограф., т. II.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. 1953. Литология лейасовых отложений Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог. петрограф., т. III.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. 1956. Литология и палеогеография среднеюрских угленосных отложений Западной Грузии. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. 5.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. 1956. Литология батских отложений Окрибы. Геол. ин-та Груз. ССР, монограф. № 7.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. 1958. Литология батских отложений района Хрейти—Мухури. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог. петрограф., т. IV.

- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. 1958. Материалы к литологии добавских формаций Ткварчельского каменноугольного месторождения и смежных районов. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог.-петрограф., т. IV.
- Динник Н. Я. 1893. Озеро Кели и его окрестности. Сб. мат. для описания местности и племен Кавказа. Изд. Упр. Кавк. учебн. округа, вып. 17.
- Добрынин Б. Ф. 1936. Террасы Абхазии. Учен. зап. МГУ, вып. 5.
- Докторович-Гребницкий А. С. 1913. Заметка о меловых отложениях Черноморского побережья Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XXXII, № 4.
- Друщиц В. В., Оленин В. Б., Соколов Б. А., Трохова А. А. 1959. Новые данные по стратиграфии нижнего мела Центральной Абхазии. Изв. ВУЗ, геол. и развед. изв. недр, № 8.
- Дубянский В. В. 1904. О горных породах Казбека. Зап. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, кн. XXIV, вып. 3.
- Дубянский В. В. 1906. На вершине Казбека. Зап. Крым. горн. клуба.
- Дубянский В. В. 1906. О геологии Центрального Кавказа. Зап. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, кн. XXIV, вып. 5.
- Духовский А. И. 1917. Исследование казбекских ледников: Суатиси, Мна, Оривери, Абано, Чачского и ледника Кибизи Кистинского ущелья в 1909—1913 годах. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. XXV, № 1.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. 1932. Ахалкалакское вулканическое плато. Экспедиции АН за 1931 г. Тр. СОПС АН СССР.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. 1937. Ахалкалакское вулканическое нагорье. XVII сессия МГК. Путеводит. экскурс. по Кавказу. Арм. ССР.
- Еремеев В. П. 1940. Петрографическое исследование цеолитового габбро из района сел. Гвердзинети в Грузии. Тр. ИГН АН СССР, сер. петрограф., вып. 36, № 11.
- Еремеев В. П., Петров В. П. 1940. Неоинтрузии Сванетии. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 24.
- Еремеев В. П., Петров В. П. 1940. Петрографическое описание неоинтрузий, выходящих в бассейне Кодора. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 24.
- Еремеев В. П., Петров В. П. 1940. Петрографическая характеристика неоинтрузии горы Квиран (Груз. ССР). Тр. ИГН АН СССР, сер. петрограф., вып. 36, № 10.
- Жгенти Е. М. 1958. Развитие моллюсковой фауны конкского горизонта Грузии. Тр. Ин-та палеобиологии АН Груз. ССР, т. V.
- Желтов П. И. 1937. Новые данные о ледниковых отложениях в Закавказье. Сб. к 45-летию научной деятельности Н. Ф. Погребова. Изд. ЦНИГРИ.
- Жижченко Б. П. 1940. Нижний миоцен. Средний миоцен. Стратиграф. СССР, т. XII (неоген). Тр. ИГН. Изд. АН СССР.
- Жижченко Б. П. 1951. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии кайнозойских отложений Юга СССР (автореферат доклада). БМОИП, отд. геол., т. XXVI, № 4.
- Жижченко Б. П. 1958. Принципы стратиграфии и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. Гостоптехиздат.
- Залесский Б. В., Кузнецов С. С. 1940. Абхазско-Сванетская часть Западно-Грузинской геолого-петрографической провинции. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 24.
- Залесский Б. В., Кузнецов С. С. 1940. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 24.
- Залесский Б. В., Петров В. П. 1932. Горные породы района Джава-Цхинвали. Изв. Юго-Осет. краевед. ин-та, т. I.
- Залесский Б. В., Петров В. П. 1934. Мелкие моногонные эффузии Южной Осетии. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6.
- Залесский Б. В., Петров В. П., Беликов Б. П. 1936. Горные породы и строительные материалы центральной части Юго-Осетии. Тр. СОПС и Петрограф. ин-та, т. IV, вып. 13.
- Залесский Б. В., Петров В. П. 1940. Кристаллические породы района перевала Клухор и верховьев р. Гвандры. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 24.
- Замятнин С. Н. 1950. Изучение палеолитического периода на Кавказе 1936—1948 гг. Мат. по четвертичн. периоду СССР, вып. 2.
- Заридзе Г. М. 1938. Хевская неоинтрузия в Дзирульском массиве. Бюлл. Геол. ин-та Грузии, т. IV, вып. 1.
- Заридзе Г. М. 1940. Габбро-диоритовая неоинтрузия по Военно-Сухумской дороге у устья р. Зима. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 24.
- Заридзе Г. М. 1941. Бабильская диабазовая интрузия в Нижней Сванетии. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 6.

- Заридзе Г. М. 1941. Кислые жильные породы района селений Рцхмелури и Циплаки (ущелье р. Цхенис-цхали) в Нижней Сванетии. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 7.
- Заридзе Г. М. 1941. Основные жильные породы района селений Рцхмелури и Циплаки (ущелье р. Цхенис-цхали) в Нижней Сванетии. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 9.
- Заридзе Г. М. 1944. Среднеюрский магматический цикл в Грузии. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. V, № 2.
- Заридзе Г. М. 1944. Два магматических цикла в палеогене Малого Кавказа. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. V, № 4.
- Заридзе Г. М. 1948. Магматический цикл верхнего миоцена—плиоцена в Грузии. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. V, № 6.
- Заридзе Г. М. 1944. Магматические циклы четвертичного периода в Грузии. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. V, № 9.
- Заридзе Г. М. 1948. Петрографический очерк Нижней Сванетии. Тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР, т. I (2).
- Заридзе Г. М. 1952. О проблеме генезиса гранитов (в порядке обсуждения). Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Заридзе Г. М. 1953. Состояние и задачи петрографии магматических пород Грузии. Тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР, сер. геол. т. VII (XII).
- Заридзе Г. М. 1955. О происхождении кавказских гранитоидов и их рудоносности. Тр. I Всесоюзн. петрограф. совещ. АН СССР.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1947. Введение в магматическую геологию Грузии. Груз. ССР, Гостехиздат.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1945. К вопросу о возрасте гранитоидов ущелья р. Дамблуги. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VI, № 10.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1948. О возрасте цалкинского лавового комплекса. ДАН СССР, т. IX, № 1.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1949. Об интрузивных породах и их эффузивных аналогах. Сообщ. АН Груз. ССР, № 6.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1950. Некоторые юрские и третичные интрузивные породы Сванетии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог. и петрограф., т. II.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1951. Петрография цалкинской лавовой свиты. Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1953. О возрасте и генезисе древних гранитоидных пород Храмского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1953. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог. и петрограф., т. III.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1954. Некоторые вопросы магматизма Кавказа. Тр. Груз. политехн. ин-та, № 34.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. 1959. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Джавахишвили Ш. И., 1959. Гранитоиды и кристаллические сланцы Большого Кавказа в пределах Клухорского района. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минералог. и петрограф., т. IV.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Хмаладзе И. 1962. Петрография верхнемеловых вулканогенных образований Южной Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. минер.-нефт. раз.
- Заридзе Г. М., Чичинадзе К. И. 1940. Эцерская неинтрузия на Кавказе. Тр. ИГН АН СССР, сер. петрограф., вып. 44, № 14.
- Зесашвили В. И. 1955. Геология части бассейна р. Поладаури. Тр. Ин-та геол. АН Груз. ССР, т. IX (XIV), вып. 1.
- Зиновьев М. С. 1956. О стратиграфическом распространении *Rzehakia* (*Onchophora*) *socialis* (*Rzeh.*). ДАН СССР, т. 106, № 1.
- Зиновьев М. С. 1953. О мелководных отложениях тарханского горизонта в Восточной Грузии и на возможных аналогах на юге Украины. Тр. Львов. геол. об-ва, вып. 2.
- Ильин С. И. 1929. О плиоцене Гурии. Изв. Геол. ком., т. IV, № 2.
- Ильин С. И. 1929. Геологические исследования в Гурийском нефтеносном районе (предварительный отчет о работах 1927 г.). Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 3.
- Ильин С. И. 1930. Геологические исследования в районе проектируемых гидросооружений на р. Храми. «Техника и строительство», № 2, 3.
- Ильин С. И. 1930. Новые данные о плиоцене Гурии. Изв. ГГРУ, т. 49, № 4.
- Ильин С. И. 1930. Результаты геологоразведочных работ в Грузии. Аз. нефт. х-во, № 2.
- Ильин С. И. 1931. Нефтяные месторождения Гурии. Аз. нефт. х-во, № 11—12.
- Ильин С. И. 1932. Рекогносцировочные исследования в полосе третичных отложений Южной Абхазии. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 17.

- Ильин С. И. 1933. Месторождения битумных песков в Гурии. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 13.
- Ильин С. И. 1935. Материалы по геологии нефтяных месторождений Гурии. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 70.
- Ильин С. И. 1935. Присутствие онкофоровых слоев в Абхазии. Аз. нефт. х-во, № 10—11.
- Ильин С. И., Эберзин А. Г. 1933. Очерк геологического строения полосы третичных отложений Южной Абхазии. Статья I. Тр. НГРИ, сер. Б., вып. 38.
- Ильин С. И., Эберзин А. Г. 1935. Очерк геологического строения полосы третичных отложений Южной Абхазии. Статья II. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 54.
- Ильин С. И., Эберзин А. Г. 1936. Материалы к геологии третичных отложений Абхазии. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 99.
- Ильин С. И., Эберзин А. Г. 1938. Очерк геологического строения полосы третичных отложений Южной Абхазии. Статья I, сер. Б, вып. 38.
- Ильин С. И., Эберзин А. Г. 1938. Геологическая карта полосы третичных отложений Абхазии. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 99.
- Иностранцев А. А., Каракаш Н. И., Левинсон-Лессинг Ф., Старшевский С. 1896. Через Главный Кавказский хребет. С.-Пб.
- Иоселиани Н. П. 1940. О рудистах из меловых отложений Грузии. Сообщ. Груз. фил. АН СССР, т. I, № 9.
- Иоселиани Н. П. 1953. Некоторые рудисты верхнего мела Западной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIV, № 1.
- Иоселиани Н. П. 1955. Некоторые меловые рудисты Западной Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. VIII (XIII).
- Исаева А. И. 1933. Фауна *Gastropoda* ахалцихского эоцена. Тр. ВГРО, вып. 305.
- Кадильников И. П. 1955. Вулканы Приказбекского района и Кельского нагорья. Уч. зап. Московского городского педагогического ин-та им. В. М. Потемкина, т. XXXIX.
- Казахашвили Ж. Р. 1961. К вопросу о возрасте песчаников Карат-убани Ахалцихского бассейна Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXVII, № 2.
- Казахашвили Т. Г. 1941. Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива. Тр. Груз. геол. упр., вып. 5.
- Казахашвили Т. Г., Топурия П. А. 1938. Неоинтрузия устья р. Супсы (Восточная Гурия). Тр. Груз. отд. ВНИИ, вып. 2.
- Калицкий К. П. 1906. Геологический очерк Чатмы. Изв. Геол. ком., т. XXV.
- Калицкий К. П. 1907. Чатминский нефтеносный район. Изв. Геол. ком., т. XXVI, № 126.
- Карапетян О. Т. 1924. Краткий геологический очерк Юго-Осетии. Тр. Закавк. научн. ассоц., сер. I, Юго-Осетия.
- Карапетян О. Т. 1929. Геологическое описание Ахалкалакского уезда. Тифлис.
- Карк И. М. 1912. О геологическом строении побережья Черного моря от Туапсе до Ново-Сенаки. Отчет о деятельности Геол. ком. за 1911 г., ИГК, т. XXVI, № 1.
- Карк И. Ш. 1914. К геологии долины Пшавской и Хевсурской Арагви. Геол. иссл. в обл. перев. ж. д. Гл. Кавк. хребта. С.-Пб. Изд. Упр. по соор. ж. д.
- Карстенс И. Э. 1930. Геологические исследования в средней части Кахетинского хребта. Тр. НГРИ, сер. Б., вып. 16.
- Карстенс И. Э. 1932. Ананурский горизонт. Тр. НГРИ, сер. Б., вып. 35 (30).
- Карстенс И. Э. 1932. Геологические исследования в юго-восточной части Кахетинского хребта. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 20.
- Карстенс И. Э. Геологические исследования в средней части Кахетинского хребта. Тр. НГРИ, вып. 16.
- Карстенс И. Э. 1934. Материалы к палеогеографии Кахетинского хребта и долины р. Алазани. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 47.
- Кахадзе И. Р. 1936. Байосские аммониты Западной Грузии. Бюлл. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. II, вып. 2.
- Кахадзе И. Р. 1940. Грузинская глыба в юре и связанные с этим периодом полезные ископаемые. Тез. доклада на сессии отд. мат. и ест. н., АН Груз. ССР.
- Кахадзе И. Р. 1940. Пресноводные и нормальные морские отложения батского яруса Западной Грузии. Сообщ. Груз. фил. АН СССР, т. I, № 4.
- Кахадзе И. Р. 1941. К стратиграфии верхнего мела северной периферии Дзиркульского массива. Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 8.
- Кахадзе И. Р. 1941. Заметка о лейасских и байосских иноцерамах Грузии. Сообщ. Груз. фил. АН СССР, т. II, № 5.
- Кахадзе И. Р. 1941. Фации среднего лейаса Грузинской глыбы. Сообщ. Груз. фил. АН СССР, т. I, № 2.
- Кахадзе И. Р. 1942. Батские пресноводные моллюски Окрибы. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. I (VI), вып. 1.

- Кахадзе И. Р. 1942. Среднеюрская фауна Грузии. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. I (VI), вып. 3.
- Кахадзе И. Р. 1943. Заметка об угленосной свите Мегрелии и Абхазии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. IV, № 6.
- Кахадзе И. Р. 1947. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та Груз. ССР, сер. геол., т. III (VIII).
- Кахадзе И. Р. 1951. Заметка о тектонике Квайсинского района. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XII, № 2.
- Кахадзе И. Р. 1951. К стратиграфии некоторых флишевых карбонатных отложений южного склона Кавказского хребта. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Кахадзе И. Р. 1952. Новые данные по юре Грузии. Тр. Конф. по вопросам регион. геол. Закавказья. (ноябрь) 1951 г.
- Кахадзе И. Р. 1952. Взаимоотношения флишевых и платформенноидных меловых отложений в бассейне р. Дзеджоры. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIII, № 7.
- Кахадзе И. Р. 1953. Состояние и задачи стратиграфии юрских образований Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. VII (XII).
- Кахадзе И. Р. 1953. К стратиграфии меловых отложений юго-восточного окончания Кахетинского хребта. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIV.
- Кахадзе И. Р., Кандаваки Н. А. 1943. К стратиграфии мезозойских отложений Цханарской синклинали. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. IV, № 3.
- Кахадзе И. Р., Мшвениерадзе Д. М. 1951. К вопросу о погруженных черноморских террасах. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XII, № 7.
- Качарави И. В. 1926. Материалы к геологии Мегрелии. На груз. яз. Вестн. Тифл. ун-та, т. VII.
- Качарави И. В. 1928. Разрез третичных отложений Рачи у Амбролаури. На груз. яз. Вестн. Тифл. ун-та, т. VIII.
- Качарави И. В. 1929. Материалы к геологии Самурзакано. На груз. яз. Вестн. Груз. гос. музея, т. V.
- Качарави И. В. 1938. Геология Ткварчельского района. На груз. яз. Вестн. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. I, вып. 2.
- Качарави И. В. 1936. Палеоген окрестностей Тбилиси. На груз. яз. Вестн. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. II, вып. 1.
- Качарави И. В. 1937. Геологическая экскурсия в окрестностях Тбилиси. XVII сессия МГК, экскурс. по Кавк., Ростов—Тбилиси.
- Качарави И. В. 1939. Геология части южной известняковой полосы Мегрелии. На груз. яз. Тр. Груз. географ. об-ва, т. I.
- Качарави И. В. 1940. К вопросу о нижнем олигоцене центральной части Грузии. На груз. яз. Сообщ. Груз. фил. АН ССР, т. I, № 7.
- Качарави И. В. 1944. Рача-Лечхумский и соседние с ними районы в палеогеновое время. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. II (VII).
- Качарави И. В. 1948. Нуммулиты некоторых районов восточной части Грузии. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. IV (IX) 1, 2.
- Качарави И. В. 1951. Геологические условия развития нуммулитов (На груз. яз. Юбилейный сб. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР. Изд. АН Груз. ССР.
- Качарави И. В. 1951. О палеогеновых отложениях Верхней Рачи и смежных районов Юго-Осетии. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Качарави И. В. 1952. Эоценовые пелелиподы окрестностей Ахалциха. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. VI (XI).
- Качарави И. В. 1952. Новые данные по палеогену Грузии. Тр. Конф. по вопросам регион. геол. Закавказья. Изд. АН Аз. ССР.
- Качарави И. В. 1953. Успехи стратиграфической палеонтологии в Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. VII (XII).
- Качарави И. В. 1955. Приабонский ярус Ахалцихского района. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. IX (XIV).
- Качарави И. В. 1955. Палеоген Карталинской депрессии и смежных с нею районов. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. VIII (XIII).
- Качарави И. В. 1957. Сопоставление палеогеновых отложений Грузии, Азербайджана и Армении. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, геол. сер., т. X (XV).
- Качарави И. В. 1959. Вопросы границы олигоцена и миоцена в полосе Гори-Норио. На груз. яз. Изв. Геол. об-ва Грузии, т. I, вып. 1.
- Качарави И. В., Качарави Д. В. 1940. Карталинская «плита» в нижнем палеогене. На груз. яз. Сообщ. Груз. фил. АН ССР, т. I, № 3.
- Качарави И. В., Качарави М. В. 1959. Датский ярус Грузии и аналогичные отложения Средиземноморской провинции. XXI сессия МГК. Докл. сов. геологов.

- Качарава И. В. 1961. Очерк геологии Ахалцихской депрессии. Тр. Геол. ин-та, геол. серия, т. XII (XVII).
- Качарава М. В. 1936. О работе микропалеонтологической лаборатории. Тр. Груз. фил. Азнефтеразведки, № 1.
- Качарава М. В. 1947. О микрофауне и стратиграфии известняково-мергельной толщи верхнего мела района Дзегви. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VIII, № 3.
- Качарава М. В. 1951. Стратиграфия верхнемеловых отложений северного склона Тriaлетского хребта по Globotruncana. На груз. яз. Сб. тр. Ин-та геол. и минерал. АН Груз. ССР.
- Качарава М. В. 1954. Стратиграфия верхнего эоцена северного склона Тriaлетского хребта по фауне микрофораминифер. Изв. Гос. музея Грузии, т. XVI-A.
- Качарава М. В. 1956. О возрасте зоны Globorotalia crassaformis Тriaлетского хребта. Вестн. Гос. музея Грузии, т. XVII-A.
- Качарава М. В. 1957. Булиминиды верхнего эоцена Тriaлетии и Ахалцихского третичного бассейна. Вестн. Гос. музея Грузии, т. XIX-A и XX-B.
- Качарава М. В. 1959. Верхнеэоценовые фораминиферы Тriaлетского хребта и Ахалцихского третичного бассейна. Вестн. Гос. музея Грузии, т. XVIII-A.
- Качарава М. В. 1960. Планктонные фораминиферы верхней части мела и эоцена Аджаро-Тriaлетского хребта. Вестн. Гос. музея Грузии, т. XX-A.
- Качарава М. В., Качарава И. В., 1954. О горизонте с Variatium fallax Kogobk. (зона Bolivina) Грузии. Геол. сб. Львов. геол. об-ва при Львов. гос. ун-те, т. I.
- Качарава М. В., Попхадзе М. В. 1955. О возрасте флишевых отложений окрестностей сел. Гумбати. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XVI, № 2.
- Качарава М. В., Халилов А. М. 1955. К вопросу о стратиграфическом расчленении палеогеновых отложений Крымско-Кавказской области. Тезисы докл. совещ. по разработке униф. стратигр. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавк. обл., Баку.
- Квалишвили Г. А. 1954. О присутствии представителей фауны куяльничного горизонта в гурийских слоях Гурии. ДАН СССР, т. XCVI, № 1.
- Квалишвили Г. А. 1954. К стратиграфии гурийского горизонта Гурии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XV, № 10.
- Квалишвили Г. А. 1956. К вопросу о верхней границе казахурского горизонта. Тр. сектора палеобиологии АН Груз. ССР, т. III.
- Квалишвили Г. А. 1956. Об устричных слоях Картли. Тезисы III научной сессии сектора палеобиологии АН Груз. ССР, Тбилиси.
- Квалишвили Г. А. 1958. О типах водоемов, в которых жила и развивалась фауна козахурского (онкофорового) века. Тр. Ин-та палеобиолог. АН Груз. ССР, т. IV.
- Квалишвили Г. А. 1960. Географическое распространение онкофорового и горийского горизонтов. Тр. Ин-та палеобиол. АН Груз. ССР, т. 5, Тбилиси.
- Келлер Б. М. 1947. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., № 15.
- Келлер Б. М., Меннер В. А. 1945. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни. БМОИП, отд. геол., т. XX (1—2).
- Киласони П. Ф. 1952. К вопросу о взаимоотношении гранитоидных пород Дзиркульского массива. ДАН СССР, т. LXXXII, № 4.
- Кипиани Н. М. 1922. Материалы к геологии Западной Грузии (Гурия). Вестн. Груз. гос. музея, т. I.
- Кипиани Н. М. 1925. Материалы к геологии Западной Грузии. Вестн. Груз. гос. музея, т. II.
- † Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. 1960. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.
- Клопотовский Б. А. 1949. Персати. Сообщ. АН Груз. ССР, т. X, № 5.
- Клопотовский Б. А. 1955. Геоморфология и палеогеография центральной части Аджаро-Тriaлетской горной области. Тр. Ин-та географ. им. Вахушти АН Груз. ССР, сер. физ.-географ., т. VI.
- Когошвили Л. В. 1951. К вопросу о молодых тектонических движениях в связи с происхождением Мухранской долины. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XII, № 5.
- Когошвили Л. В. 1960. Геологическое строение и молодые тектонические движения Тирифоно-Салтвисской долины. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. XI (XVI).
- Козлов А. Л. 1932. Предварительный отчет о геологических исследованиях в б. Сухумском уезде в 1929 г. Изв. ВГРО, т. LI, вып. 68.
- Козлов А. Л. 1937. Маршрут Пиленково—Чвиженсе (Красная Поляна). XVII сессия МГК, экскурс. по Кавк., Гл. хребет.
- Козлов А. Л. 1937. Черноморское побережье в районе Сочи и низовья р. Мзымты. XVII сессия МГК, экскурс. по Кавк., Черноморское побережье.
- Колаковский А. А. 1951. Предварительные данные о находке плиоценовой флоры в Зап. Грузии. Ботанический журнал, т. XXXVI, № 4.

- Колаковский А. А. 1952. Новая страница палеоботанической летописи для нижнего понта Зап. Грузии. ДАН СССР, т. XXXVII, № 1.
- Колаковский А. А. 1953. Плиоценовая флора Сухуми. Тр. Сухум. ботанич. сада АН Груз. ССР, вып. XII.
- Колаковский А. А. 1954. Плиоценовая флора Меоре-Атара. Тр. Сухум. ботанич. сада АН Груз. ССР, вып. VIII.
- Колаковский А. А. 1955. Ископаемая дендрофлора Кавказа. Тр. Тбил. ботанич. ин-та АН Груз. ССР, т. XVII.
- Колаковский А. А. 1956. Новый вид кирказона в плиоценовой флоре Меоре-Атара. Ботанический журнал, т. XI, № 8.
- Колаковский А. А. 1956. Плиоценовая флора Дуаба. Тр. Сухум. ботанич. сада АН Груз. ССР, вып. IX.
- Колесников В. П. 1935. Сарматские моллюски. Палеонтология СССР, т. X, ч. 2.
- Колесников В. П. 1940. Верхний миоцен. Стратиграфия СССР, т. XII, неоген.
- Кометиани Г. А. 1933. Диатомит. Минер. ресурсы Груз. ССР. Гостехиздат Грузии.
- Коншин А. М. 1893. Отчет об исследовании боржомских и абастуманских минеральных вод. Мат. для геол. Кавк., сер. II, кн. 7.
- Коншин А. М. 1902. Геологическое исследование Черноморского побережья. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 3.
- Конюшевский Л. К. 1908. Местные марганцевые рудники в окрестностях Белого Ключа Тифлиского уезда. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 7.
- Конюшевский Л. К. 1909. Полезные ископаемые Чальской дачи. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 7.
- Конюшевский Л. К. 1915. Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе. Мат. для геол. Кавк., сер. IV, кн. 1.
- Конюшевский Л. К. 1915. Отчет о геологических исследованиях тифлиских термальных источников и их ближайших окрестностей по правую сторону Куры. Мат. для геол. Кавк., сер. IV, кн. 3.
- Конюшевский Л. К., Круг Е. и Богачев В., 1917. Полезные ископаемые и минеральные воды Кавказского края. Вып. 1, Тифлис.
- Конюшевский Л. К. 1929. Землеустройство в Карталинии 20 февраля 1920 г. Мат. для геол. Грузии. Изд. Горн. отд. ВСНХ Груз. ССР, кн. 1.
- Коробков И. А. 1939. О возрасте сакараульского горизонта. ДАН СССР, т. XXII, № 2.
- Коробков И. А. 1947. Анализ фауны моллюсков нефтеносной майкопской свиты. Вестн. Ленинград. ун-та, № 5.
- Кордазия М. О. Типы климатов Грузии и зоны их распространения. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 7, № 8.
- Котетишвили Э. В. 1958. Стратиграфия меловых отложений Шкмерской синклинали. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XX, № 2.
- Котетишвили Э. В. 1958. Стратиграфия меловых отложений Шкмерской синклинали. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Котляр В. Н. 1940. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. Всерос. минералог. об-ва, ч. 69, № 2—3.
- Коява В. С. 1960. К петрографии кислых эффузивов бассейна р. Гализга. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXV, № 5.
- Крестников В. Н. 1944. К стратиграфии сланцевой юры Восточного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Крестников В. Н. 1947. К вопросу об аркозовых песчаниках в верховьях рек Алазани и Стори. ДАН СССР, т. VIII, № 1.
- Крестников В. Н., Робинсон В. Н. 1955. К вопросу о палеозое Северной Кахетии. ДАН СССР, т. CV, № 5.
- Криштофович А. Н. 1939. К истории растительности бассейна Северной Двины и Закавказья. Ботанич. журнал, № 5—6.
- Крымгольц Г. Я., Пчелинцева Г. Т. 1958. Юрская система. Геол. строение СССР, т. I, стратиграфия. Госгеолтехиздат.
- Кудрявцев Н. А. 1932. Геологические исследования в междуречье Алазани и Куры. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 32.
- Кудрявцев Н. А. 1932. К вопросу о стратиграфии конкского горизонта в Грузии. Аз. нефт. хоз-во, № 12.
- Кудрявцев Н. А. 1932. Материалы по геологии нефтяных месторождений Пховели и Гурджаани (Грузия). Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 19.
- Кудрявцев Н. А. 1933. Нефтяное месторождение Байды. Аз. нефт. хоз-во, № 8.
- Кудрявцев Н. А. 1933. Нефтяные месторождения Грузии. Гос. науч.-техн. нефт. изд-во.

- Кудрявцев Н. А. 1933. О возрасте конгломератов Кахетинского хребта. Аз. нефт. хоз-во, № 10.
- Кудрявцев Н. А. 1933. Чатма (геологический очерк). Тр. НГРИ, сер. В., вып. 41.
- Кудрявцев Н. А. 1936. Перспективы разведок и добычи нефти в Грузии. Аз. нефт. хоз-во, № 10.
- Кудрявцев Н. А. 1941. О нефтеносности мезозоя Грузии. Тр. НГРИ, нов. сер., вып. 14.
- Кузнецов И. Г. 1926. Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении «сланцев Главного хребта» на Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 3.
- Кузнецов И. Г. 1926. Отчет о геологических исследованиях в бассейне Черка, Риона и Цхенис-цкали в 1925 г. Изв. Геол. ком., т. XV, № 4.
- Кузнецов И. Г. 1930. Заметка о так называемой юрской нефти в Рачинском уезде и Юго-Осетии. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 6.
- Кузнецов И. Г. 1931. Геологическое строение р-на курорта «Шамшови» (бассейн р. Чанчахи) в Центральном Кавказе. Тр. ВГРО, вып. 151.
- Кузнецов И. Г. 1931. Краткий предварительный отчет о геологических исследованиях в районе проектируемого Рокского туннеля через Кавказский хребет. Изв. ГГРУ, т. L, вып. 4.
- Кузнецов И. Г. 1931. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. ВГРО, т. I, вып. 100.
- Кузнецов И. Г. 1931. Рудные месторождения верхнего течения Риона. Изв. ГГРУ, т. L, вып. 20.
- Кузнецов И. Г. 1932. Рокский перевал. Геологический и геолого-технический очерк местности вдоль проектируемой перевальной дороги через Кавказский хребет по Рокскому направлению. Тр. ВГРО, вып. 161.
- Кузнецов И. Г. 1933. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Чевшуры в Центральном Кавказе. Мат. ЦНИГРИ, рег. геол. и гидрогеол., сб. 1.
- Кузнецов И. Г. 1933. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. Пробл. сов. геол., т. III, № 7.
- Кузнецов И. Г. 1939. Докембрий Кавказа. Тр. XVII сессии МГК, т. II.
- Кузнецов И. Г. 1940. Основные типы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, сер. 2, ч. 69, вып. 2—3.
- Кузнецов И. Г. 1941. Дзиркульский кристаллический массив. Сб. «Интрузивы Закавказья». Тр. Груз. геол. управ., вып. II.
- Кузнецов И. Г. 1951. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структур Центрального Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., вып. 131, № 52.
- Кузнецов С. С. 1935. Геологический очерк Аджаристана. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 14.
- Кузнецов С. С. 1935. Геологический очерк северо-восточных склонов Тriaлетского хребта. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 15.
- Кузнецов С. С. 1937. Аджаро-Тriaлетская складчатая система. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 22.
- Кузнецов С. С. 1937. Развитие рельефа Аджаро-Тriaлетии и прилежащих областей. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 22.
- Кузнецов С. С., Беликов Б. П. 1935. Геолого-петрографический очерк южных склонов Тriaлетского хребта. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 15.
- Кузнецов С. С., Миклухо-Маклай А. Д. 1955. О присутствии девона на южном склоне Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, т. CIV, № 6.
- Кузнецов С. С., Трифионов Н. К. 1935. Материалы по геоморфологии Аджаристана. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 1 (14).
- Кузнецов С. С., Трифионов Н. К. 1935. Материалы по геоморфологии Тriaлетского хребта. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 2.
- Кузьмин С. А. 1936. Основные лавы Цалкинского плато. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк., вып. 20.
- Кузьмин С. А. 1940. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. Тр. СОПС, АН СССР, сер. Закавк., вып. 24.
- Куплетский Б. М. 1942. Обзор современных взглядов на происхождение гранитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Лалиев А. Г. 1936. Проблема юрской нефти на южном склоне Кавказа. Нефт. х-во, № 12.
- Лалиев А. Г. 1936. Юго-Осетинская геологоразведочная партия (планшеты XXII-29, XXII-30 и XXIV-30). Тр. Груз. фил. ГПК, Азнефтеразведка, № 1.
- Лалиев А. Г. 1947. За создание крупной нефтяной промышленности в Груз. ССР. Бюлл. Грузнефти, № 1—2.

- Лалиев А. Г. 1949. О газоносности Груз. ССР и возможностях газификации г. Тбилиси. Бюлл. Грузнефти, № 1/4.
- Лалиев А. Г. 1957. К вопросу геотектонической природы и истории геологического развития Колхидской низменности. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. X (XV).
- Лебедев Н. Н. 1901. Геологическое исследование части Борчалинского уезда в пределах Сомхитии. Мат. для геол. Кавк., серия III, кн. 3.
- Лебедев Н. Н. 1908. Пояснительная записка к геологической карте Кавказского края. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 6.
- Лебедев П. И. 1930. Базальтовые туфы Юго-Осетии. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. IX, вып. 1.
- Лебедев П. И. 1931. Вулкан Алагез и его лавы. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 3.
- Лебедева Т. М. 1941. Амбролаурское землетрясение 26 сентября 1940 г. Кварт. сейсм. бюлл., т. XIII, № 1—4, Тбилиси.
- Лебедева Т. М. 1950. Дагестанское землетрясение 29 июня 1948 г. Кварт. сейсм. бюлл., т. XVII, № 1—4, Тбилиси.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1896. Петрографическая часть в книге А. А. Иностранцева «Через Главный Кавказский хребет». С.-Пб.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1898. Исследования по тектонической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. Тр. С.-Пб. об-ва естествоисп., т. XVI, вып. 5.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1901. Геологические исследования в массиве и отрогах Казбека. Мат. для геол. России, т. XXI, вып. 1.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1904. Геологические исследования в массиве и отрогах Казбека. Мат. для геол. России, т. XXI.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1904. Петрографические исследования в Центральном Кавказе. Изв. С.-Пб. политехн. ин-та, т. II.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1913. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. С.-Пб. политехн. ин-та, т. XX.
- Либрович Л. С. 1958. Каменноугольная система. Геологическое строение СССР, т. I. Стратиграфия. Госгеолтехиздат.
- Ливенталь В. Э. 1931. Геологические исследования в юго-западной части Гурийского нефтеносного района. Тр. Аз. нефт. НИИ, вып. 2.
- Ливенталь В. Э. 1934. Террасы Черного моря и переуглубленность долин рек, впадающих в него, на участке берега Батуми—Сухуми. Тр. Аз. нефт. НИИ, сер. 8 по прикл. геол. вып. 11.
- Ливеровская Е. В. 1937. Фауна моллюсков тарханского горизонта. Тр. Геол. служ. Грузнефти, вып. 6.
- Ливеровская Е. В. 1951. Палеоэкологическое изучение чокракских отложений Дагестана. ВНИГНИ НИТО. Геолог. сб. 1 (IV). Госптехиздат.
- Лодочников В. Н. 1939. Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы. Зап. Минералог. об-ва, сер. II, ч. 68, вып. 2—3.
- Лукашевич С. И., Страхов В. А. 1933. Геологический очерк долины Верхней Куры. Мат. к общ. схеме исползов. водн. рес. Кура-Аракс. басс., вып. 5.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1914. Вулканическая область Центрального Кавказа между перевалами Рокским и Архотским. Геол. иссл. в обл. Перевальной жел. дор. через Кавк. хребет. Изд. Упр. по сооруж. ж. д.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1928. Армянское вулканическое нагорье. Природа, № 5.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1929. Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. I, Изд. АН СССР.
- Левницкая А. Я. 1949. О землетрясениях в Приказбекском районе. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 5.
- Левченко С. В. 1935. О литологии флишевых отложений северо-восточных склонов Тriaлетского хребта. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 15.
- Левченко С. В. 1936. Геолого-петрографическое строение северо-восточных склонов Тriaлетского хребта и литологическая характеристика слагающих пород. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 20.
- Левченко С. В. 1940. Осадочные породы Сванетии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 24.
- Лемлейн Г. Г. 1930. О закономерных срастаниях вкрапленников кварца из Самшвилю. ДАН СССР, № 26.
- Лучицкий В. И., Кузнецов Е. А. 1936. Петрографические провинции СССР. Тр. ОНТИ.
- Маймин З. Л. 1936. Геологические исследования в районе Малых Ширак (Южная Кахетия). Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 69.
- Маймин З. Л., Коробков И. А. 1946. Новые данные о возрасте нижнемайкопских слоев Крыма и Кавказа. ДАН СССР, т. VIII, № 1.

- Мамаев Л. П. 1916. Материалы по петрографии Армянского плоскогорья. Сб. минералог. и геол. кабин. Моск. ун-та.
- Марголиус А. М. 1903. Золотоносность Сагурамо-Глданского лесничества и окрестностей его. Отчет о геологических исследованиях. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 5.
- Марголиус А. М. 1905. Медные руды в Пшавской казенной лесной даче Телавского уезда Тифлисской губ. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 6.
- Марголиус А. М. 1911. Главнейшие результаты геологических наблюдений вдоль линии предполагаемого железнодорожного пути Александрополь—Боржом. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 10.
- Маркевич В. П. 1954. Геологическое строение Восточной Грузии. Тр. Ин-та нефти АН СССР.
- Маркевич В. П. 1956. Некоторые закономерности в распределении нефтегазопроявлений на территории Восточной Грузии. Мат. по геол. нефти Грузии. Изд. АН СССР.
- Маруашвили Л. И. 1936. Кельское лавовое плато (геоморфологический очерк). Природа, № 11.
- Маруашвили Л. И. 1938. О древнем оледенении Малого Кавказа. Природа, № 7—8.
- Маруашвили Л. И. 1939. К геоморфологии и четвертичной истории Тушетии. Изв. Гос. геогр. об-ва, № 7.
- Маруашвили Л. И. 1941. Карстовые воронки Кутаисского и Цхалтубского районов. (На груз. яз.) Тр. Кутаисск. гос. пед. ин-та, т. III.
- Маруашвили Л. И. 1946. Зуртакетская палеолитическая стоянка в Южной Грузии и ее геологическое значение. Природа, № 12.
- Маруашвили Л. И. 1946а. К геоморфологии Цалкинской котловины. (На груз. яз.) Тр. Кутаисск. гос. пед. ин-та, т. 6.
- Маруашвили Л. И. 1951. Современные «ледники» Мокрых гор (Южная Грузия). Природа, № 1.
- Маруашвили Л. И. 1952. Основные вопросы позднекайнозойской истории ландшафтов Кавказского перешейка. Геогр. сборник, т. I.
- Маруашвили Л. И. 1952₁. Палеогеография четвертичных образований Закавказья. Мат. по четвертичн. периоду СССР, вып. 3. Изд. АН СССР.
- Маруашвили Л. И. 1952₂. Южно-Грузинское вулканическое нагорье (строение, рельеф, история развития), в двух томах. Дисс. на соиск. учен. степ. доктора геогр. наук.
- Маруашвили Л. И. 1953. О предполагаемой морене у Цебельды и связанных с нею проблемах четвертичной истории Кавказа. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIV, № 7.
- Маруашвили Л. И. 1953₁. Некоторые данные о современном и древнем оледенении части северного склона Восточного Кавказа (бассейнов рр. Джуты и Ассы). Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIV, № 10.
- Маруашвили Л. И. 1953₂. О предполагаемой морене у Цебельды и связанных с нею проблемах четвертичной истории Кавказа. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIV, № 7.
- Маруашвили Л. И. 1954. Наблюдение над современным и древним оледенением части северного склона Восточного Кавказа (бассейнов рр. Джуты и Ассы). Сб. «Побежденные вершины».
- Маруашвили Л. И. 1955. Обсидиановая галька Кледеисского ущелья (Южная Грузия), как палеогеографический памятник. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, физ.-геогр. серия, т. VI.
- Маруашвили Л. И. 1955₁. Псевдоморена у Цебельды. Тр. Ин-та геогр. им. Вахушти АН Груз. ССР, т. VI.
- Маруашвили Л. И. 1955₂. О поверхностях выравнивания Гомборского (Кахетинского) хребта в связи с его историей. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 16, № 5.
- Маруашвили Л. И. 1955₃. Геоморфологический очерк Гомборского, или Кахетинского, хребта в Восточной Грузии. Тр. Ин-та геогр. им. Вахушти АН Груз. ССР, т. VI.
- Маруашвили Л. И. 1956. Морфология и история развития новейших вулканических сооружений Южной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XVII, № 4.
- Маруашвили Л. И. 1956₁. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. Изд. АН Груз. ССР.
- Маруашвили Л. И. 1956₂. Карст Верхней Имеретии и его место в цикле развития современного рельефа. Тезисы доклада. Совещание по изучению карста. Региональная секция, подсекция Крыма, Кавказа и Средней Азии.
- Маруашвили Л. И. 1957. Геоморфология и палеогеография части Нижней Картии. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. VIII, физ.-геогр. серия.
- Маруашвили Л. И. 1959. К вопросу о большой межледниковой эпохе плейстоцена. Ботанический журнал, т. 44, № 12.

Маруашвили Л. И. 1959. Реликтовая долина на возвышенности Яглуджа (Восточное Закавказье), ее генезис, возраст и палеогеография. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 23.

Маруашвили Л. И. 1959. Современный рельеф и геоморфологическая история Верхне-Имеретинского плато (Дзирульского кристаллического массива). Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. X.

Маруашвили Л. И. 1959. Палеогеографические условия теплой и сухой эпохи четвертичного периода (мидель-рисского интергляциала) на Кавказе. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXII, № 1.

Маруашвили Л. И. 1959. Древнее оледенение южных склонов Мегрельского хребта. Сб. трудов Геолог. ин-та АН Груз. ССР.

Маруашвили Л. И. 1960. Террасы р. Кодор (Западный Кавказ), как пример террасообразования в горных странах. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXIV, № 1.

Маруашвили Л. И. 1960. Геоморфологическая характеристика Лечхуми. На груз. яз. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. XII.

Маруашвили Л. И. и Схиртладзе Н. И. 1960. Малозвестные центры верхнечетвертичного вулканизма в районе Кного (бассейн Малой Лиахви). Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIV, № 1.

Маслов В. П. 1955. Новый род багряных водорослей из датского яруса Кавказа. ДАН СССР, т. 102, № 4.

Маслов К. С. 1935. Тарханский горизонт Восточной Грузии. Аз. нефт. х-во, № 1.

Маслов К. С. 1936. Гурийская геологоразведочная партия (планшеты XXVI-23, XXVI-24). Тр. Груз. фил. ГПК, Азнефтеразведки, № 1.

Маслов К. С. 1937. О миоцене Гурии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Маслов К. С. 1939. К вопросу о возрасте изверженных пород северо-западной части Гурии. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 14.

Маслов К. С. 1961. Палеогеография и фации майкопского бассейна Рионо-Куринской (Грузинской) межгорной впадины, как исходные критерии условий нефтегазонакопления в отложениях майкопской свиты этой области. Тр. ВНИГРИ, вып. XXXIV.

Маслов К. С., Коробков И. А. 1937. О нахождении фаунистически-охарактеризованного верхнего эоцена в Гурии. ДАН СССР, т. XV, № 2.

Материалы по геологии и нефтеносности Грузии, 1956. Отв. ред. С. И. Миронов. Изд. АН СССР.

Мельников М. П. 1891. Петрографические заметки. Зап. Минералог. об-ва, сер. II, ч. 28.

Мельников М. П. 1895. Петрографические заметки. Зап. Минералог. об-ва, сер. II, ч. 30.

Мефферт Б. Ф. 1924. Геологические исследования в Кутаисском и Ахалцихском уездах в 1923 г. Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 7.

Мефферт Б. Ф. 1924. Геологическое строение марганцевого района Аджамети-Чхари в Кутаисской губернии. Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 7.

Мефферт Б. Ф. 1926. Краткий отчет о работах 1925 г. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 4.

Мефферт Б. Ф. 1930. Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии в 1938 г. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 140.

Мефферт Б. Ф. 1930. Геологический очерк Лечхума. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 140.

Мефферт Б. Ф. 1930. Заметка о геологическом строении района Гумбри — Баноджа — Кутаисского округа с залежами флоридиновых глин. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 7.

Мефферт Б. Ф. 1930. Юрские отложения Имеретии. Изв. Геол. ком., т. XLIX, № 4.

Мефферт Б. Ф. 1931. Геологические исследования в Мингрелии. Тр. ГГРУ, в. 64.

Мефферт Б. Ф. 1932. Геология нефтепооявления в Аджаро-Имеретинском хребте (Багдадский район). Тр. ВГРО, вып. 180.

Мефферт Б. Ф. 1932. Тквибульский угленосный район. Основные элементы геологического строения и план разведочных работ. Изв. ВГРО, т. LI, вып. 7.

Мефферт Б. Ф. 1933. Геологический очерк области Боржома и Бакуриани между Карельской долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Тр. ВГРО, вып. 303.

Мефферт Б. Ф. 1933. Геологический очерк бассейна Верхней Куры. Мат. к общ. схеме использов. водн. ресур. Кура-Аракс. басс., вып. 5.

Мефферт Б. Ф. 1933. Лигнитовые месторождения Ахалцихского района. Тр. ВГРО, вып. 304.

Мефферт Б. Ф. 1934. Геологический очерк области проектируемых мощных гидроэлектрических станций Грузии в бассейнах рек Ингури, Цхенис-цкали, Риона и Куры. Тр. ВГРО, вып. 349.

- Микадзе Г. А. 1960. К петрографии среднеэоценовой вулканогенной толщи Дманисского района. XI научная конференция аспирантов и молодых научных работников. План работы и тезисы докладов.
- Микадзе Г. А. 1960. Петрография палеоэоценовых вулканических образований Тетрицкаройского района. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXIV, № 3.
- Микадзе Г. А., Беридзе М. А. 1960. О палеоэоценовом кислом вулканизме Тетрицкаройского района (Юго-Восточная Грузия). Тр. 2-ой Закавказ. конференц., Баку.
- Милановский Е. Е. 1959. Тектоническое положение и некоторые черты истории кайнозойского магматизма Эльбрусской вулканической области. БМОИП, отд. геологии, т. XXXIV (2).
- Милановский Е. Е. 1960. Новейший вулканизм и его место в структуре и истории альпийской геосинклинальной области юга СССР. Сов. геология. № 4.
- Михайловская О. Н. 1934. Четвертичные террасы Абхазии. Тр. I Всесоюз. географ. съезда, вып. 3.
- Михайловский А. И. 1926. Землетрясения на Кавказе и их связь с дислокацией края. Изв. Аз. гос. ун-та, отд. естествознания и медицины, т. IV, Баку.
- Михайловский Г. П. 1902. Плиоцен некоторых местностей Западного Закавказья. Зап. С.-Пб. минералог. об-ва, сер. 2, ч. 40.
- Михайловский С. Н. 1927. О некоторых современных отложениях, террасах и ракушниках Черноморского побережья Кавказа и Крыма. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 7.
- Михайловский С. Н. 1927. Об исследованиях в Супсинском районе Гурии. Отчеты Геол. ком. за 1925—1926 гг.
- Михайловский С. Н. 1928. Геологические исследования в северной части нефтяных месторождений Гурии. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 9.
- Мокринский В. В. 1928. Ткварчельский угленосный район (Закавказье, Абхазская ССР). Тр. Геол. ком., сер. Кавк., вып. 189.
- Мокринский В. В. 1929. Геологоразведочные работы Геологического Комитета в Ткварчельском районе. Изв. Геол. Ком., т. XLVIII, № 6.
- Мокринский В. В. 1930. Месторождения коксующихся углей Закавказья. Обзор главнейших месторождений углей и горючих сланцев СССР, Л.
- Мокринский В. В. 1937. Стратиграфо-геологическое размещение мезозойских угленосных формаций в Крымско-Кавказо-Прикаспийской провинции. Тр. XVII сессии МГК, т. I.
- Мревлишвили Н. И. 1957. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. X (XV).
- Муратов М. В. 1949. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II.
- Муратов М. В. 1951. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей. БМОИП, отд. геол., т. XXVI, вып. 1.
- Муратов М. В. 1959. Верхнеюрский вулканизм в Крыму и сравнение его с вулканизмом Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Муратов М. В. 1960. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. БМОИП, отд. геологии, т. XXXV (5).
- Мушкетов И. В., Орлов А. П. 1893. Каталог землетрясений Российской империи. Зап. Росс. географ. об-ва, т. XXVI, С.-Пб.
- Мушкетов И. В. 1900. Материалы по Ахалкалакскому землетрясению 19 декабря 1899 года. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 1.
- Мчедлишвили П. А. 1949. О возрасте годердзской флоры в связи с нахождением пальмы *sabal* в киммерийских отложениях Западной Грузии. ДАН СССР, т. LXVIII, № 5.
- Мчедлишвили П. А. 1954. О находке шишки сосны *Pinus pithyusa* Strngw. в понтических отложениях Западной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XV, № 7.
- Мчедлишвили П. А. 1954. Новые данные о понтических растительных остатках Грузии. ДАН СССР, т. XCVI, № 1.
- Мчедлишвили П. А. 1954. Еще раз о возрасте годердзской флоры. БМОИП, отд. геол., т. XXIX, вып. 1.
- Мчедлишвили П. А. 1955. Новые данные о флоре коцахурского горизонта. ДАН СССР, т. С, № 3.
- Мчедлишвили П. А. 1955. К истории растительности олигоцена и нижнего миоцена (по материалам из майкопской серии). Тезисы II научной серии сектора палеобиологии АН Груз. ССР.
- Надирадзе В. Р. 1941. Интрузивные породы западной части Груз. ССР (Аджария и Гурия). Кн. «Интрузивы Закавказья». Тр. Груз. геол. упр., вып. II.
- Надирадзе В. Р. 1957. К металлогенической характеристике Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тр. Груз. политехн. ин-та, № 8 (56).

- Неманишвили С. Н. 1958. Некоторые признаки молодых тектонических движений на склонах восточной части Лечхумского хребта. Сообщ. АН Груз. СССР, т. XXI, № 4.
- Неманишвили С. Н. 1960. К морфологии северной части Нижней Рачи. На груз. яз. Тр. Ин-та географ. им. Вахушти АН Груз. ССР, т. XII.
- Нуцубидзе К. Ш. 1945. Нижнемеловые брахиоподы Западной Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. II (VII) 2.
- Нуцубидзе К. Ш. 1948. Верхнеюрские брахиоподы Верхней Рачи и Юго-Осетии. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. IV (IX).
- Нуцубидзе К. Ш. 1949. Лейасские брахиоподы периферии Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. V (X).
- Нуцубидзе К. Ш. 1951. О стратиграфическом значении лейасских брахиопод периферии Дзирульского массива. На груз. яз. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Обручев С. В. 1916. Новые данные по геологии Боржома. Геол. вестн., т. II.
- Обручев С. В. 1923. Геологический очерк района Боржома. Тр. Ин-та прикл. минералог. и петрограф., вып. 1.
- Овчинников А. М. 1933. Заметки о террасах Боржома. Изв. Географ. об-ва, т. XV, вып. 1.
- Овчинников А. М. 1947. Геологическое строение долины рек-близнецов Боржомки и Черной (Гуджаретис-цкали) в Триалетском хребте (Грузия). Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, № 10.
- Окромчелидзе Д. П. О тарханском горизонте Мегрелии. Тр. ВНИГНИ, вып. 15, 1959.
- Оленин В. Б., Соколов Б. А. 1958. О возрасте пестроцветной свиты Мегрелии и Восточной Абхазии. Изв. Высш. уч. зав., геол и развед., № 8.
- Освальд Ф. Ф. 1915. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, кн. XXIX, вып. 2.
- Палибин И. В. 1914. Предварительный отчет об исследовании ископаемой флоры Годердзского перевала. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, кн. 22.
- Палибин И. В. 1915. Замечание о трепелах сел. Кисатиби в Ахалкалакском уезде. Геол. вестн., кн. 1.
- Палибин И. В. 1930. Отчет о работах. (Разведочные работы полевых партий Геол.-развед. нефт. института ГГРУ в 1928/29 г.) Нефт. х-во, № 3, 11 (приложение).
- Палибин И. В. 1937. Ископаемая флора Годердзского перевала. Тр. Ботанич. ин-та АН СССР, вып. 4.
- Палибин И. В. 1947. Плиоценовая флора Кисатибского отложения диатомита и ее связь с ископаемой флорой Годердзского перевала. Тр. Ботанич. ин-та СССР, сер. 1, вып. 6.
- Папава Д. Ю. 1959. К палеогеографии Верхней Рачи и смежных районов в батское время. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Паффенгольц К. Н. 1938. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всесоюзн. минералог. об-ва, т. LXVII, № 2.
- Паффенгольц К. Н. 1940. Геологический очерк Нахичеванской АССР (по матер. ВСЕГЕИ). Аз. фил. АН СССР, Ин-т геол. им. Губкина, вып. 28.
- Паффенгольц К. Н. 1946. Сейсмоструктура Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван.
- Паффенгольц К. Н. 1951. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье). Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Паффенгольц К. Н. 1954. К вопросу о возрасте эффузивов Центрального Кавказа, лаколитов Пятигорья и гранитов Главного хребта. ДАН СССР, т. ХСVI, № 6.
- Паффенгольц К. Н. 1956. К вопросу о возрасте эффузивов Центрального Кавказа (Эльбруса, Черем—Нальчик, Казбек), лаколитов Пятигорья и «гранитов Главного хребта». Мат. по геол. Европ. территор. СССР. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 14.
- Паффенгольц К. Н. 1959. Геологический очерк Кавказа. Ереван.
- Пахомов В. Е. 1934. Стратиграфия палеогена Тифлиско-Навтлугского района. Аз. нефт. х-во, № 3.
- Пахомов В. Е. 1936. Караязская геологоразведочная партия (планшеты XXIX-36 и XXIX-38). Тр. Груз. фил. ГПК Азнефтеразведки, № 1.
- Пахомов В. Е. 1936. О континентальных неогеновых образованиях Восточной Грузии. Нов. нефт. геол., № 7—8 (29).
- Пахомов В. Е. 1937. К геоморфологии Дзегвы-Даллярского участка долины р. Куры. Изв. Гос. геол. об-ва, т. 69, вып. 5.
- Пейве А. В. 1941. О законе инверсии в геологии Кавказа. Сов. геол., № 4.
- Пейве А. В. 1945. Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа, Сов. геол., № 7.
- Петров В. П. 1932. Материалы к изучению месторождений серы Трусовского ущелья. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 3.

- Петров В. П. 1932. Микролакколиты окрестностей г. Тифлиса. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 3.
- Петров В. П. 1935. Жильные породы Аджаристана. Мат. по геол. и петрограф. Грузии. вып. 1. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 14.
- Петров В. П. 1947. Лейцитовые породы Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Петров В. И., Залесский Б. В., Корсунский А. И. 1935. Нерудные полезные ископаемые Аджаристана и Гурии. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 14.
- Петров Л. С. 1932. Геологические исследования в районах нефтяного месторождения в Южной Кахетии летом 1930 г. Тр. НГРИ, сер. В, вып. 12.
- Попов Г. И. 1955. История Манычского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских отложений. БМОИП, отд. геол., т. XXX (2).
- Попов Г. И. 1959. Корреляция морских и аллювиальных отложений Эвксино-Каспийского бассейна. Тр. III сессии Всесоюз. палеонт. об-ва. Вопросы биостратиграфии континентальных толщ.
- Попхадзе М. В. 1942. Среднеэоценовые плеченогие Лечхуми. Сообщ. АН Груз. ССР, т. III, № 9.
- Попхадзе М. В. 1949. Меловые и палеогеновые плеченогие Грузии. На груз. яз. Булл. Гос. музея Грузии, т. XIV-A.
- Попхадзе М. В. и Окропиридзе О. В. 1960. К изучению нуммулитовой фауны Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXV, № 5.
- Принада В. Д. 1933. Юрские растения Ткварчельского угленосного бассейна в Закавказье. Тр. ВГРО, вып. 261.
- Пчелинцев В. Ф. 1924. Брюхоногие юрских доломитов р. Дуаб Сухумского округа. Тр. Ленинград. об-ва естествоиспыт., т. IV, вып. 4.
- Пчелинцев В. Ф. 1931. Материалы по изучению верхнеюрских отложений Кавказа. Тр. ГГРУ, вып. 91.
- Пчелинцев В. Ф. 1931. Фауна глыб титонских известняков Черноморского побережья Кавказа. Изв. ВГРО, вып. 10.
- Пчелинцев В. Ф. 1932. Титон Кахетии. Изв. ВРРО. т. LI, вып. 61.
- Пчелинцев В. Ф. 1934. Некоторые данные о фауне мезозоя Зап. Грузии. Тр. ВГРО, вып. 252.
- Рейнгард А. Л. 1913. К вопросу о ледниковом периоде Кавказа. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. XXII.
- Рейнгард А. Л. 1913—1914. Крестовой перевал Военно-Грузинской дороги. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. XXII, вып. 1.
- Рейнгард А. Л. 1914. Несколько слов о причерноморских и долинных террасах Кавказа. Ежегодн. по геол. и минерал. России, т. XVII, вып. 4.
- Рейнгард А. Л. 1925. Гляциально-морфологические наблюдения в долинах Кубани и Кодора летом 1924 г. Изв. Географ. об-ва, т. LVII.
- Ренгартен В. П. 1924. Геологические исследования в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923 г. (предварительный отчет). Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 7.
- Ренгартен В. П. 1925. О геологических исследованиях в бассейне р. Белой Арагви между сел. Жинвали и Моиссо. Изв. Геол. ком., т. XLIV, № 2.
- Ренгартен В. П. 1926. Новые данные по тектонике Кавказа. Зап. Всеросс. минералог. об-ва, т. LV, вып. 2.
- Ренгартен В. П. 1927. Геологический очерк окрестностей Мацестинских и Агурских минеральных источников. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 56.
- Ренгартен В. П. 1930. Вулканические туфы в окрестностях Нальчика на Северном Кавказе. Изв. ГГРУ, т. XIX, № 2.
- Ренгартен В. П. 1930. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Всесоюз. съезда геол.
- Ренгартен В. П. 1931. Горная Ингушетия. Тр. ГГРУ, вып. 63.
- Ренгартен В. П. 1931. Орбитоиды и нуммулиты Южного склона Кавказа. Тр. ГГРУ, вып. 24.
- Ренгартен В. П. 1932. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГРО, вып. 148.
- Ренгартен В. П. 1937. Военно-Грузинская дорога. Тр. XVII сессии МГК, экскурс. по Кавк., Ростов—Тбилиси.
- Ренгартен В. П. 1939. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сессии МГК, 1937, т. II.
- Ренгартен В. П. 1940. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Восточного Закавказья. ДАН СССР, нов. сер., т. XXIX, № 5—6.
- Ренгартен В. П. 1940. Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги. Зап. Минералог. об-ва, сер. 2, ч. 69, вып. 2—3.
- Ренгартен В. П. 1950. Рудистовые фации меловых отложений Закавказья. Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., № 50, вып. 180.

- Ренгартен В. П. 1959. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Регион. стратиграф. СССР, т. VI. Изв. АН СССР.
- Рождественский А. К. 1950. Род *Centriscus* из майкопских отложений Кавказа. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. XXV.
- Роква М. Л. 1939. Наманевский базальт. Изв. Груз. инд. ин-та им. Кирова, кн. 11.
- Романовский Г. Д. 1886. Сообщение об открытии нового рода ископаемой рыбы Кавказа. Зап. С.-Пб. минералог. об-ва, сер. 2, ч. XXII, № 9.
- Романовский Г. Д. 1904. Заметка об ископаемой рыбе *Lyrolepis caucasica* Rom. Зап. Минералог. об-ва, сер. 2, ч. 42.
- Рубинштейн М. М. 1949. Сейсмичность Грузии в связи с ее геотектоническим строением. Сообщ. АН Груз. ССР, т. X, № 3.
- Рубинштейн М. М. 1951. К проблеме геотектонического расчленения Грузии. Юбилейный сборник Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Рубинштейн М. М. 1955. Об абсолютном возрасте некоторых магматических образований Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XVI, № 6.
- Рубинштейн М. М. 1956. Некоторые вопросы сейсмотектоники Грузии. Тр. Совещ. по тектонике Альп. зоны юга СССР, Баку.
- ✦ Рубинштейн М. М. 1957. Опыт геологической интерпретации сейсмических данных по территории Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. X (XV).
- Рубинштейн М. М. 1958. Новые данные об абсолютном возрасте магматических образований Грузии. Тр. V сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. М.
- Рубинштейн М. М., Цхакая А. Д. 1958. Сейсмотектонические особенности Ахалкалакского (Джавахетского) нагорья. Тр. Ин-та геофиз. АН Груз. ССР, т. XVII.
- Рубинштейн М. М. 1960. О возрасте кристаллического субстрата Кавказа. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXIV, № 2.
- Рубинштейн М. М. 1960. Геологические критерии сейсмического районирования Грузии. Бюлл. Совета по сейсмолог., № 8.
- Рухадзе И. М. 1938. Некоторые новые или малоизвестные аптские головоногие Грузии. На груз. яз. Бюлл. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. III, вып. 2.
- Рухадзе И. М. 1940. Верхнемеловые эхиноидеи Грузии. На груз. яз. Бюлл. Гос. музея Грузии, X-A.
- Ругевич К. Ф. 1909. О выборе наиболее выгодного с геологической точки зрения направления ж. д. через центральную часть Главного Кавказского хребта. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. XIX, № 1.
- Рябинин А. Н. 1911. К изучению геологического строения Кахетинского хребта. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 98.
- Рябинин А. Н. 1911. О некоторых орбитах Кахетии. Изв. Геол. ком., т. XXX, № 8.
- Рябинин А. Н. 1913. Геологические исследования в Ширакской степи и ее окрестностях. Тр. геол. ком., нов. сер., вып. 93.
- Рябинин А. Н. 1928. Ископаемая лягушка из Закавказья. Ежегодн. Русск. палеонтолог. об-ва, т. VII.
- Рябинин А. Н. 1931. Заметки об ископаемых птицах из верхнетретичных отложений Закавказья. Зап. Всеросс. минералог. об-ва, т. 60, № 2.
- Рябинин А. Н. 1932. К изучению геологического строения хребтов Сагурамо-Ялно и Сабадур в Грузии. Тр. ВГРО, вып. 230.
- Сагинадзе И. А. 1941. Петрография Цхалтубской вулканической горловины. Тр. Кутаисского гос. пед. ин-та, т. III.
- Саркисян С. Г., Шаповалова Г. А. 1954. Петрография майкопских и сарматских отложений Восточной Грузии и палеогеография времени их образования. Изд. АН СССР.
- Сабашвили М. Н. 1948. Почвы Грузии. Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси.
- Симонов Н. С. 1934. Лавы Казбекского района, как кислотоупорный материал. Тр. ВГРО, вып. 341.
- Симонович С. Е. 1877. Геологические исследования в долине реки Ингури в 1876 г. Мат. для геол. Кавк., сер. II, кн. 7.
- Симонович С. Е. 1878. Геологические наблюдения на северо-восточном склоне Триаleti. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 8.
- Симонович С. Е. 1880. Геологические наблюдения в бассейне верхнего течения р. Риона. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 10.
- Симонович С. Е. 1887. Геологические исследования в долине р. Ингур в 1886 г. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 7.
- Симонович С. Е. 1892. Геологические наблюдения в бассейне левых притоков р. Куры между Сурамом и Гори. Мат. для геол. Кавказа, сер. II, кн. 6.
- Симонович С. Е. 1898. Геологические исследования в области междуречного водораздельного пространства рек Иори и Куры в пределах Тифлис—Самухе. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 1.

- Симонович С. Е. 1899. Геологические наблюдения в области бассейна Главной и Мтиулетской Арагви в пределах Душетского уезда Тифлисской губернии. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 2.
- Симонович С. Е. 1902. Геологические наблюдения в местности между Ксаном и Мтиулетской и Белой Арагвой. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 4.
- Симонович С. Е. 1902. К геологии Тифлисской губернии. Очерк геологических явлений в долинах средних и нижних течений рр. Храма, Алгети, Машавера, Борчало и Дебеды-чай. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 4.
- Симонович С. Е., Гаврилов Ф. И. 1895. Геологические наблюдения в области речных долин Иори и Алазани. Мат. для геол. Кавк., сер. II, кн. 9.
- Симонович С. Е., Сорокин Л. Ф., Бацевич Л. Ф. 1874. Геологическое описание частей Кутаисского и Шорапанского уездов Кутаисской губернии. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 4.
- Симонович С. Е., Бацевич Л. Ф., Сорокин А. И. 1875. Геологическое описание частей Кутаисского, Лечхумского, Зугдидского и Сенакского уездов Кутаисской губернии. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 5.
- Симонович С. Е., Сорокин А. И. 1886. К геологии Кутаисской губ. Шорапанского уезда. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 13.
- Славин В. И. 1957. О нахождении триасовых отложений на южном склоне Большого Кавказа. ДАН СССР, т. СХVII, № 3.
- Славин В. И. 1958. Новые данные о пермских отложениях в зоне Главного хребта на Северо-Западном Кавказе. Научн. доклады Высшей школы. Геол.-географ. науки, № 1.
- Славин В. И. 1960. Палеозойские отложения южного склона Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, т. СХХХIV, № 5.
- Смирнов Г. М. 1909. Геологическое описание части Рачинского уезда Кутаисской губернии. Мат. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 7.
- Смирнов Г. М. 1914. Геологический обзор бассейна р. Ксана. Геол. исслед. в области Перевальной жел. дор. через Гл. Кавк. хребет. С.-Пб.
- Смирнов Г. М. 1946. Некоторые замечания по стратиграфии минералогии и химии закавказских и центральнокавказских эффузий. ДАН СССР, т. II, № 3.
- Смирнов Г. М., Заридзе Г. М. 1936. Неоинтрузия в Дзирульском кристаллическом массиве. ДАН СССР, т. II (XI), № 1 (78).
- Смирнов Г. М., Татришвили Н. Ф., Казахашвили Т. Г. 1937. Геолого-петрографический очерк северо-восточной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 2.
- Смирнов Г. М., Татришвили Н. Ф., Казахашвили Т. Г. 1938. Геолого-петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Груз. отд. ВНИИ минерал. сырья, вып. 2.
- Смирнов Г. М., Топурия П. А. 1938. К петрографии части Армянского вулканического нагорья. Тр. Груз. отд. ВНИИ минерал. сырья, вып. 2.
- Смирнов Н. Н. 1916. Об андезитовых и базальтовых породах горы Цхра-цкаро на Кавказе. Ст. 1. Сб. «Минералог. и геол. каб. Моск. ун-та».
- Смирнов Н. Н. 1919. Об андезитовых и базальтовых породах горы Цхра-цкаро. Ст. 2. Сб. «Минералог. и геол. каб. Моск. ун-та».
- Смирнов Н. Н. 1924. О породообразующих пироксенах и цеолитах горы Цхра-цкаро в Закавказье. Сб. Минералог. ин-та, М.
- Соловьев Л. 1940. К вопросу о геологической датировке Абхазского палеолита. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 6—7.
- Сорокин А. И. 1877. Краткий очерк геологических исследований Сухумского отдела. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 7.
- Сорокин А. И. 1880. Геологические наблюдения в местности между реками Ксаном и Большой Лиахви и в верховьях р. Квирилы в 1877—1878 гг. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 9, вып. 1; кн. 10, вып. 2.
- Сорокин А. И. 1883. Геологическое описание частей Горийского и Душетского Ксаном и Большой Лиахви и в верховьях р. Квирилы в 1877—1878 гг. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 10.
- Сорокин А. И., Смирнович С. Г. 1886. К геологии Кутаисской губернии Шорапанского уезда. Ст. 2. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 13.
- Сорокин А. И., Симонович С. Г. 1886. Краткий очерк геологических явлений в Ахалдихском третичном бассейне. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 13.
- Сорокин А. И., Симонович С. Г. 1886. Несколько слов о палеогеновых образованиях Кутаисской губернии. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 13.
- Сорокин А. И., Симонович С. Г. 1888. К геологии Кутаисской губернии. Карта и объяснит. записка. Мат. для геол. Кавк., сер. II, кн. 2.
- Степанов В. П. 1935. Микроскопическое описание туфогенов Аджаристана. Мат. по геол. и петрограф. Грузии, вып. 14, ч. I.
- Схиртладзе Н. И. 1942. Комптонито-мончикитовые жильные породы Кутаисского и Ткибульского районов. Сообщ. АН Груз. ССР, т. III, № 8.

- Схиртладзе Н. И. 1943. Тешенитовая формация Западной Грузии. На груз. яз. Тр. Ин-та геол. АН Груз. ССР, сер. минералог. и петрограф., т. II.
- Схиртладзе Н. И. 1948. О некоторых базальтовых породах Кутаисского района. Сообщ. АН Груз. ССР, т. IX, № 4.
- Схиртладзе Н. И. 1950. Новые данные о литологии годердзской свиты ДАН СССР, нов. сер., т. XXI, № 4.
- Схиртладзе Н. И. 1951. К литологии годердзской свиты. На груз. яз. Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Схиртладзе Н. И. 1958. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геол. ин-т АН Груз. ССР, монограф. № 8.
- Схиртладзе Н. И. 1960. Новые данные о верхнем палеозое Храмского массива. ДАН СССР, т. CXXX, № 1.
- Сьюард А. Ч. 1907. Юрские растения Кавказа и Туркестана. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 38.
- Табагари В. И. 1941. Тешениты Баноджа и Мелаури (Кутаисский район Груз. ССР). Тр. Груз. геол. упр., вып. 5.
- Танатар И. И. 1912. Очерк по геологии части Боржомского имения. Зап. Одесск. отд. Русск. техн. об-ва, № 5.
- Тарасов С. М. 1902. Землетрясения в Ахалцихском уезде 19 декабря 1899 г. и 1 августа 1898 г. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, т. XV, № 1.
- Татишвили К. Г. 1960. О присутствии олигоцена в Мардчайской синклинали и в разрезе р. Абастумнисгеле. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXV, № 6.
- Татришвили Н. Ф. 1940. Диабазы Верхней Рачи. Тр. Тбил. гос. ун-та, вып. 13.
- Татришвили Н. Ф. 1941. К петрографии Южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Верхней Рачи. Тр. Груз. геол. упр., вып. 5.
- Татришвили Н. Ф. 1948. Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. Гостехиздат Груз. ССР.
- Татришвили Н. Ф., Везиришвили Е. К. 1959. К вопросу образования вакиджварских пегматовых жил. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Твалчрелидзе А. А. 1933. Глины. Минеральные ресурсы Груз. ССР. Тбилиси.
- Тихомиров В. В. 1950. Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Тр. ИГН АН СССР, вып. 123, геол. сер. (№ 44).
- Топурия П. А. 1938. Рквийский интрузив порфириовидного гранита в Дзирульском массиве. Бюлл. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. III, вып. 4.
- Узнадзе М. Д. 1946. Флора годердзской свиты. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VII, № 7.
- Узнадзе М. Д. 1949. Описание годердзской флоры. Тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР, сер. геол., т. V (X).
- Узнадзе М. Д. 1951. Киситибская ископаемая флора. Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Ульянов А. В. 1932. Геологические исследования в пределах планшета XXIX-40 Ширакского района. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 11.
- Ульянов А. В. 1932. О возрасте ширакской свиты в Юго-Восточной Кахетии. Аз. нефт. х-во, № 4.
- Ульянов А. В. 1954. Геологическая история Западной Грузии в третичное время. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. III.
- Успенская Н. Ю. 1933. Майкопская свита Кавказа. Информ. сб. НГРИ, № 2—3.
- Устиев Е. К. 1934. Тридимитовый дацит с Кельского плато в Центральном Кавказе. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6.
- Устиев Е. К. 1935. Интрузия палеозойских гранитов в Борчалинском районе Грузии. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 728.
- Фаворская М. А. 1947. Неинтрузии Верхней Сванетии. Тр. ИГН АН СССР, сер. петрограф., вып. 84, № 27.
- Федоров П. В. 1954. О некоторых вопросах четвертичной истории Каспийского и Черного морей. БМОИП, отд. геол., т. XXIX (5).
- Федоров П. В. 1956. О современной эпохе в геологической истории Черного моря. ДАН СССР, т. 110, № 5.
- Федоров П. В. 1959. О колебаниях уровня Черного моря в последлениковое время. ДАН СССР, т. 124, № 5.
- Федоров П. В. 1959. Некоторые новые данные об узунлярских отложениях Кавказского побережья Черного моря. ДАН СССР, т. 127, № 4.
- Федоров П. В. 1960. Стратиграфия четвертичных отложений Понто-Каспия. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 4. Хронология и климаты четвертичного периода.
- Федоров П. В. и Гептнер А. Р. 1959. К стратиграфии четвертичных отложений прибрежной полосы северо-восточного Причерноморья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 32.

- Флоренский А. А., Барсанов Г. П. 1936. Геология, петрография и полезные ископаемые бассейна р. Лопанис-цкали в Юго-Осетии. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., т. IV, вып. 13.
- Фохт К. К. 1914—1916. Краткий отчет о работах 1913—1915 гг. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, вып. 2; т. XXXIV, № 1; т. XXXV, № 1.
- Фохт К. К. 1917. Боржомские минеральные источники. Естеств. производ. силы России, т. IV, вып. 40.
- Хаин В. Е. 1936. К истории тектонических движений Восточного Закавказья. Нов. нефт. геол., № 4.
- Хаин В. Е. 1937. К истории Закавказья на границе олигоцена и миоцена. Аз. нефт. х-во, № 5—6.
- Хаин В. Е. 1937. Опыт сопоставления меловых отложений южного склона Большого Кавказа. Баку.
- Хаин В. Е. 1939. Новые данные о геологическом строении Юго-Восточного Кавказа. Тр. Геол. ин-та Аз. фил. АН СССР, т. 12 (63), Б.
- Хаин В. Е. 1947. Разрез и фауны мезозоя Юго-Восточного Кавказа по данным новейших исследований. Тр. Ин-та геол. им. Губкина АН Аз. ССР, т. XIII.
- Хаин В. Е. 1950. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Азнефтеиздат.
- Хаин В. Е. 1951. К истории геологического развития Куринской впадины. Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Хаин В. Е. 1953. Становление рельефа Кавказа как итог его тектонического развития. Баку. Тр. Конф. по геоморфологии Закавказья. АН Азерб. ССР.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. 1946. Кавказ в верхнемеловую эпоху. Изв. АН Аз. ССР, № 11.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. 1947. Палеогеография Кавказа в майкопскую эпоху и распределение нефтеносных фаций. Аз. нефт. х-во, № 8 (254).
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. 1950. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXV, вып. 3.
- Хаин В. Е., Шарданов А. И. 1952. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН Аз. ССР.
- Харатишвили Г. Д. 1935. Фауна средиземноморско-сарматских слоев левобережья р. Куры между городом Гори и ст. Каспи. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 15.
- Харатишвили Г. Д. 1936. Геология долины р. Куры между г. Гори и ст. Мцхета. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 20.
- Харатишвили Г. Д. 1940. Находка остатков хвойного растения в верхнемайкопских отложениях долины р. Куры близ Тбилиси. Тр. Тбил. гос. ун-та, т. XIII.
- Харатишвили Г. Д. 1952. Фауна сакараульского горизонта и ее возраст. Тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР, монограф. № 4.
- Харашвили Г. И. 1939. Геолого-петрографический очерк Каробского месторождения и условия его формирования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Харашвили Г. И. 1951. Изверженные породы Заалазанской Кахетии. На груз. яз. Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Химшиашвили Н. Г. 1954. Новые данные о фауне и стратиграфическом подразделении келловей Западной Грузии. Тезисы I научной сессии. Сект. палеобиол. АН Груз. ССР.
- Химшиашвили Н. Г. 1954. К вопросу о возрасте пестроцветной свиты Абхазии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XV, № 2.
- Химшиашвили Н. Г. 1955. О келловейских отложениях Рачи и Юго-Осетии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XVI, № 8.
- Химшиашвили Н. Г. 1956. О стратиграфии верхнеюрских отложений Рибиской синклинали. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XVII, № 8.
- Химшиашвили Н. Г. 1957. Верхнеюрская фауна Грузии. Сектор палеобиологии АН Груз. ССР.
- Хучуа М. Ф. 1949. Стратиграфические коррелятивы олигоценых и нижне-и среднемиоценовых отложений района Гори—Каспи. Бюлл. Грузнефти, № 1/4.
- Хучуа М. Ф. 1951. К литологии олигоценых отложений Норийского района. Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Хучуа М. Ф., Лобжанидзе Э. С. 1960. Литология угленосной и пестроцветной свит Шаорской площади. КИМС. Автоаннотации докладов на научной сессии, посвященной итогам работ 1959 г.
- Цагарели А. Л. 1940. Меловые иноцерамы Грузии. Сообщ. Груз. фил. АН СССР, т. I, № 3.
- Цагарели А. Л. 1941. Горизонт с *Inoceramus labiatus* в Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 8.
- Цагарели А. Л. 1942. Меловые иноцерамы Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. I (VI) 2.
- Цагарели А. Л. 1942. К вопросу о проявлении австрийской фазы в Западной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. III, № 8.

- Цагарели А. Л. 1946. К стратиграфии верхнемеловой вулканогенной фации («Мтавари»). Сообщ. АН Груз. ССР, т. VII, № 1—2.
- Цагарели А. Л. 1949. Верхнемеловая фауна Грузии. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. V (X).
- Цагарели А. Л. 1951. Значение верхнемеловых конгломератов Триалетского хребта. На груз. яз. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Цагарели А. Л. 1954. Верхний мел Грузии. Тр. Ин-та геол. и минерал. АН Груз. ССР, монограф. № 5.
- Цагарели А. Л. 1956. К вопросу о происхождении главной денудационной поверхности Северо-Западного Кавказа. Тр. Тбил. гос. ун-та, т. 58.
- Цагарели А. Л., Эристави М. С. 1960. Палеогеографические связи Кавказской геосинклинальной области с соседними областями в течение мезозоя. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол., проблема 12.
- Церетели Д. В. 1942. Раскопки местонахождения неогеновых млекопитающих в Гареджском Удобо. Вестн. Гос. музея Грузии, т. XI-A.
- Церетели Д. В. 1943. Современные ледники и признаки древнего оледенения бассейнов рр. Риони и Дзеджори. На груз. яз. Вестн. Гос. музея Грузии, т. XII-A.
- Церетели Д. В. 1951. Об условиях захоронения неогеновых позвоночных в Удобо: Там же, т. XV-A.
- Церетели Д. В. 1954. К палеогеографии и истории развития рельефа Алазанской долины в четвертичном периоде. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XV, № 7.
- Церетели Д. В. 1955. Современные ледники, признаки древнего оледенения и речные террасы Тушетии (Грузинская ССР). Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. VI.
- Церетели Д. В. 1957. Рельеф и четвертичные отложения Нижней Картли. На груз. яз. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. VIII, физ.-геогр. серия.
- Церетели Д. В. 1957. Палеогеография и развитие рельефа в четвертичном периоде тектонической депрессии Внутренней Карталини (между рр. Арагви и Проне). Тр. IV Геоморф. конф. по изуч. Кавказа и Закавказья.
- Церетели Д. В. 1958. Следы оледенения четвертичного периода на южном склоне Лечхумского хребта Западной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XX, № 4.
- Церетели Д. В. 1959. Рельеф и четвертичные отложения левобережья р. Риони. На груз. яз. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. X, физ.-геогр. серия.
- Церетели Д. В. 1959. Четвертичные отложения в бассейнах рр. Ингури и Риони. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, сер. физ.-геогр., т. XII, Рача—Лечхуми.
- Цулукидзе Г. Г. 1881. Геологическое описание окрестностей Навтлуга. Мат. для геол. Кавк., сер. I, кн. 11.
- Цулукидзе Г. Г. 1887. Геологические исследования в области речных долин Алгети и Храма. Мат. для геол. Кавк., сер. II, кн. 1.
- Цхакая А. Д. 1953. Гудамарское землетрясение 15 августа 1947 года (по инструментальным данным). Кварт. сейсмолог. бюлл., т. XXI, № 1—4.
- Цхакая А. Д., Майсурадзе О. М. 1959. Ачагарское землетрясение 5 июля 1958 г. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9.
- Чангашвили Г. З. 1960. Геоморфологический очерк южной части Нижней Рачи. На груз. яз. Тр. Ин-та географ. им. Вахушти АН Груз. ССР, т. XII.
- Чанишвили А. И. 1939. Перспективы разведки майкопской нефти в Гурии. Нефтяное хоз., № 10—11.
- Чанишвили А. Н., Дзвеляя М. Ф. 1940. О присутствии онкофоровых слоев в Гурии. ДАН СССР, т. XXVII, № 2.
- Челидзе Г. Ф. 1938. Геологическое описание окрестностей сел. Чала. Бюлл. Гос. музея Грузии, т. IX-A.
- Челидзе Г. Ф. 1941. Материалы для геологии Западной Грузии. На груз. яз. Тр. Кутаисского гос. пед. ин-та, т. III.
- Челидзе Г. Ф. 1947. Двустворчатые нижнего и среднего плиоцена Гурии. На груз. яз. Вестн. Гос. музея Грузии, т. XIII-A.
- Челидзе Г. Ф. 1947. Несколько замечаний о фауне «гурийских слоев». На груз. яз. Тр. Кутаисского гос. пед. ин-та, т. VII.
- Челидзе Г. Ф. 1951. Фацции и стратиграфия нижней части среднего миоцена Тбилисского района. Юбил. сб. Института геологии и минералогии АН Груз. ССР, Изд. АН Груз. ССР.
- Челидзе Г. Ф. 1952. Некоторые двустворчатые дуабских слоев. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. VI (XI).
- Челидзе Г. Ф. 1953. Новые данные о понтической фауне Черноморско-Каспийской области. ДАН СССР, нов. сер., т. XCI, № 1.
- Челидзе Г. Ф. 1953. Стратиграфия миоценовых отложений антиклинальной складки Урта. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XIV, № 1.

- Челидзе Г. Ф. 1954. К стратиграфии верхней части среднего миоцена окрестностей г. Рустави. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XV, № 2.
- Челидзе Г. Ф. 1955. Геологическое строение долины р. Мтквари (Куры) между г. Рустави и Красным мостом. На груз. яз. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. VIII (XIII).
- Челидзе Г. Ф. 1957. Плиоценовые отложения Аджарии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XVIII, № 5.
- Челидзе Г. Ф. 1959. Новые данные о куяльницких отложениях Абхазии. На груз. яз. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Чечелашвили И. Д. 1959. Об условиях отложения угленосной свиты Бзыбского каменноугольного месторождения. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXIII, № 4.
- Чечелашвили И. Д. 1959. О литологии и питающем субстрате угленосных отложений Бзыбского каменноугольного месторождения. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Чечелашвили И. Д. 1960. Литология угленосной свиты и смежных с ней отложений района Бзыбского каменноугольного месторождения. Автореф. канд. дисс., Тбилиси.
- Чиковани А. А. 1959. К познанию фации миоцена Западной Грузии (на груз. яз.). Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Чиковани А. А. 1960. Стратиграфия и фации третичных отложений северных предгорий Имеретинского хребта. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. XI (XVI).
- Чиковани А. А. 1961. О стратиграфии и фациях третичных отложений северной периферии Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. XII (XVII).
- Чихелидзе С. С. 1945. К гидрогеологии минеральной воды Мухури. Сб. «Хлоридно-кальциевые воды Мухури». НИИ Курортологии. Тбилиси.
- Чихелидзе С. С. 1948. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива. На груз. яз., Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. IV (IX).
- Чихелидзе С. С. 1948. Доюрские осадочные формации Грузии. На груз. яз. Тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР, сер. минералог. и петрограф., т. I.
- Чихелидзе С. С. 1961. Минеральные ресурсы Грузии, т. III, минеральные воды. СОПС АН Груз. ССР, изд. АН СССР.
- Чихрадзе Г. А. 1956. Литология пестроцветной свиты Ткибули-Дзмуисской полосы (Автореф. канд. дисс.). Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Чихрадзе Г. А., Беридзе М. А., 1958. Материалы к петрографии среднего эоцена юго-западной периферии Локского массива. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXI, № 6.
- Чичинадзе К. И. 1945. Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. СОПС АН СССР, Кавк. комплексн. эксл., М.
- Чубинишвили К. Г. 1959. Литология меловых и среднеюрских отложений опорной скважины Гори. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Чхотау Г. Р. 1938. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев р. Кодора в Абхазии. Бюлл. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. III, вып. 1.
- Шандер Е. В. 1940. Условия залегания и геологическая датировка абхазского палеолита. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 6—7.
- Шатиришвили Г. М. 1948. Петрография верхне- и среднемиоценовых отложений Гурии. Бюлл. Грузнефти, № 1.
- Шатский И. С., Меннер В. В. 1927. О стратиграфии палеогена Восточного Кавказа. БМОИП, нов. сер., т. XXXV.
- Швецов М. С. 1911. Предварительное сообщение о геологических исследованиях Кавказского побережья Черного моря. Ежегодн. по геол. и минералог. России, т. XI, вып. 8.
- Швецов М. С. 1913. Нижнемеловые белемниты Абхазии. Ежегодник по геол. и минералог. России, т. XV, вып. 2—3.
- Швецов М. С. 1929. Палеоценовые и смежные с ними слои Сухума, их фауна и строение прилегающего к Сухуму района. Тр. НИИ при физ.-мат. фак-е МГУ.
- Швецов М. С. 1932. Палеоценовые и смежные с ними слои Сухума. БМОИП, отд. геол., т. X (2).
- Шишкина-Богачева А. И. 1924. Корбуловые слои в окрестностях Боржома. Изв. Аз. гос. ун-та, т. IV.
- Шишкина-Богачева А. И. 1929. Новые находки приабонской фауны в Боржомском районе. Изв. Аз. гос. ун-та, отд. естествознан. и медиц., т. VIII.
- Шнейдер Г. Ф. 1949. Миоценовая фауна остракод Кавказа и Крыма. Сб. II. Микрофауна нефт. м-ний СССР.
- Эберзин А. Г. 1933. О присутствии отложений киммерийского яруса в Аджаристане. ДАН СССР, нов., сер., № 4.
- Эберзин А. Г. 1934. К вопросу о возрасте конгломератов мыса Пицунды (Абхазия). ДАН СССР, т. III, № 1.
- Эберзин А. Г. 1935. Геологические исследования в юго-западной части Гудаутского района АССР Абхазии. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. LXIV.

- Эберзин А. Г. 1935. О возрасте и происхождении конгломератов мыса Пицунды (Абхазия). Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 54.
- Эберзин А. Г. 1937. Абхазское побережье Черного моря. XVII сессия МГК, экскурсия по Кавказу, Черноморское побережье, ОНТИ.
- Эберзин А. Г. 1937. Понт Мингрелии. ДАН СССР, т. XV, № 1.
- Эберзин А. Г. 1940. О фауне из морских террас Абхазии. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 6—7.
- Эберзин А. Г. 1940. Средний и верхний плиоцен Черноморской области. Стратиграфия СССР, т. 12.
- Эберзин А. Г. 1947. О неогеновых конгломератах правобережья р. Бзыбь (Абхазия) и их фауна. ДАН СССР, т. LVI, № 4.
- Эберзин А. Г. и Ивченко П. И. 1947. Карангатская и новоевксинская террасы г. Сочи и его окрестностей. ДАН СССР, т. LVI, № 5.
- Эдилашвили В. Я. 1961. О рудовмещающих структурах сланцевой серии южного склона Главного Кавказского хребта. Автоаннотации докладов КИМС. Тбилиси.
- Эристави М. С. 1940. Новые данные по стратиграфии средней части меловых отложений окрестностей Кутаиси. Сообщ. Груз. фил. АН СССР, т. I, № 4.
- Эристави М. С. 1941. К вопросу о наличии клансейского горизонта в Западной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 5.
- Эристави М. С. 1945. О границе апта и альба в Западной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VI, № 1.
- Эристави М. С. 1945. О подразделении апта Западной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VI, № 5.
- Эристави М. С. 1946. Стратиграфия средней части мела окрестностей Кутаиси на груз. яз. Тр. Тбил. гос. ун-та, т. XXVIII.
- Эристави М. С. 1948. Среднемеловые ауцеллины Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. IV (IX) 1,2.
- Эристави М. С. 1951. Нижнемеловые зоны Грузии. Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Эристави М. С. 1951. О фауне враконского подъяруса Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XII, № 2.
- Эристави М. С. 1952. Грузинская глыба в нижнемеловое время. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. VI (XI).
- Эристави М. С. 1954. О нижнемеловых морских ежах Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XV, № 6.
- Эристави М. С. 1955. Нижнемеловая фауна Грузии. Сб. тр. Ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР, монограф. № 6.
- Эристави М. С. 1957. Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и соседних областей. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. X (XV).
- Эристави М. С. 1959. К тектонике окрестностей Ахали Атони. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXIII, № 6.
- Эристави М. С. 1959. Изменения нижнемеловой фауны Грузии в связи с геологической историей. Изв. Геол. об-ва Грузии, т. I, вып. 1.
- Эристави М. С. 1959. К геологической истории Кавказа и Крыма в нижнемеловое время. Сб. тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Эристави М. С. 1960. Нижний мел Кавказа и Крыма. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, монограф. № 10.
- Эристави М. С., Хечинашвили И. Д. 1951. О стратиграфическом распространении нижнемеловых белемнитов Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XII, № 8.
- Эристави М. С., Цагарели А. Л. 1952. Мел Грузии. Тр. Конф. по вопросам регион. геол. Закавказья. Баку.
- Эристави М. С., Цагарели А. Л. 1953. Состояние и задачи стратиграфии меловых отложений Грузии. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. VII (XII).
- Яншин А. Л. 1952. Геология Северного Приаралья. БМОИП, т. XXVII.
- Яншин А. Л. 1953. Геология Северного Приаралья. Мат. к позн. геол. строения СССР, нов. сер., вып. 15/19.
- Abich H. 1858. Vergleichende geologische Grundzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen gebirge. Prodrum einer Geologie der Kaukasischen Länder. Mém. l'Acad. Sc. de St. Pétersbourg. VI sér. Sci math. phys., t. VII.
- Abich H. 1865. Aperçu de mes voyages en Transcaucasieen, 1864. Bull. Soc. Imp. Nat. t. 38, N I, Moscou.
- Abich H. 1858. Das Meskische oder Karthl-Imeretische Grenzgebirge in geologischen und klimatologischen Beziehungen. Bull. sect. phys.-math. Ac. Sci de St.-Peterbourg, v. IX.
- Abich H. 1865. Beiträge zur geologischen Kenntniss der Thermalquellen in den Kaukasischen Landern. Tiflis.
- Abich H. 1867. Geologische Beobachtungen auf Reisen in den Gebirgsländern zwischen Kura und Arahes. Tiflis.

- Abich H. 1875. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus, nebst einer geologischen Karte, im Jahre 1873. Bull. Soc. Imp. Nat. Moscou, t. XLVIII, 1874. N 2, 3, 4 Moscou.
- Abich H. 1882. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern, T. II, Westhalbe. Wien.
- Abich H. 1887. Geologische Karte des östlichen Endes des Thrialetischen Gebirgs Systems. Atlas zu den Geologischen Forschungen in den Kaukasischen Ländern. T. II, Osthalbe. Wien.
- Аммон L. 1901. Petrographische und palaeontologische Bemerkungen über einige Kaukasische Gesteine. In G. Merzbacher, Aus den Hochregionen der Kaukasus. Bd. II, Leipzig.
- Andrussov N. 1897. Die südrussischen Neogen-ablagerungen. I. Aelteres Miocän. Записки Минерал. об-ва, т. XXXIV.
- Andrussov N. 1899. Die südrussische Neogenoblagerungen. II—III. Sarma-tische stufe. Записки Минерал. об-ва, т. XXXVI.
- Argand E. 1922. La tectonique de l'Asie C. R. sess. Congr. Géol. Int. Bruxelles.
- Cechovič V. 1959. Quelques remarques sur la valeur stratigraphique de l'Aquita-nien. Com. Ren. som. d. séanc. d. L. soc. géol. de France.
- Cechoviš V., Seneš, I. 1950. Torton okolia Modrého Kamča Ged. sbornik Slovenská Akad. vied. R. I. C. 2—3—4.
- Dannenberg A. 1905. Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländern, II. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt.
- De la Saucе W. 1926. Beiträge zur Kenntniss der Manganerzlagerstätte von Tschiaturi im Kaukasus. Abh. zur prakt. Geologie und Bergwirtschaftslehre, Bd. 8.
- Déchy M. 1907. Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge. Berlin.
- Djanélidzé A. I. 1929. Le canovien de Tsessi. Бюлл. Гос. музея Грузии, т. 5.
- Djanélidzé A. 1932. Matériaux pour la géologie du Radcha I. Les ammonites Jurassiques de Tsessi. 2. La Faune jurassique de Kortna et son age. Бюлл. Геол. ин-та Грузии.
- Dubois de Montpéreux Fr. 1839. Voyage autour du Caucase, chez les tcherkesses et les abkhases, en Colchidie, en Georgie, en Arménie et en Crimée. Paris, II vol.
- Favre E. 1875. Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaîne du Caucase. Genève.
- Fournier E. 1896. Description géologique du Caucase central. Thèses présentées a la Faculté des Sciences de Paris pour obtenir le grade de docteur es sciences natur. Marseille.
- Fournier E. 1897. Les éléments de la géographie physique de la chaîne du Caucase et leurs relations avec la structure géologique. Annales de Géographie, VI.
- Goeppert H. 1861. Das Vorkommen von Liaspflanzen im Kaukasus. Abh. Schls. Ges. f. vaterl. Kubt., Breslau.
- Heim Alb. 1898. Querprofil durch den Centalkaukasus, längs der grusinischen Heerstrasse, Verglichen mit den Alpen. Vierteljahresschrift der Natur. Ges in Zürich, Bd. XLIII.
- Kober L. 1921. Der Bau der Erde. Berlin.
- Kober L. 1933. Die Orogentheorie. Berlin.
- Lagorio A. 1876. Die Andesite der kaukasus. Dorpat.
- Loewinson-Lessing F. 1897. De Vladikavkas à Tiflis par la Route Militaire de Géorgie. Guide des excurs. du VII Congr. Géol. Int., part. 22.
- Neumayr M., Uhlig V. 1892. Über die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jurafossilien, Wien.
- Oswald F. F. 1906. A Treatise on the Geology of Armenia. p. I—II. Jena.
- Oswald F. F. 1910. Zur tektonischen Entwicklungsgeschichte des Armenischen Hochlandes. Peterm. Mitt., 56 Jahrg., H. 1—3.
- Oswald F. F. 1912. Armenien. Handb. d. regional. Geologie, V Bd, 3 Lief., 10 Heft, Heidelberg.
- Renngarten W. P. 1929. Die tektonische Charakteristik der Faltungsgebiete des Kaukasus. Geol. Rundschau, Bd XX, H. 6.
- Renngarten W. P. 1929. Les nouvelles données sur la tectonique du Caucase. Comptes rendus du XIV-e Congrès Geol. Internat. Madrid. 1926, fasc. IV.
- Rosenthal E. 1909. La seismicité du Caucase. C. R. séances Commiss. de l'Assoc. Intern. Séismol. Réunion à Zermatt. Budapest.
- Rouchadzé I. 1930. Notiol sur les Belemnites et les Nautilus de l'aptien de Koutals. Bull. du Musée d'État de Géorgie, t. VI.
- Rouchadzé I. 1933. Les ammonites aptiennes de la Géorgie Occidentale. Bull. de l'inst. Géol. de Géorgie. t. I, fasc. 3.
- Schafarzik F. 1907. Petrographische Ergebnisse der während der Forschungs-reise M. v. Déchy in Kaukasus gesammelten Zusammengesetzten Kristallinischen Gesteine. M. V. Déchy Kaukasus. Bd. III.

Seneš J. 1956. Nové názory na Stratigrafina paleogeografín spodného miocénu južného Slovenska na základe nových výskumov v strednej Európe. Geol. Sborník. Slovenska Akadémia Vied. R. VII. t. 3—4.

Seneš J. 1958. Kritické poznámky k stratotypom oligocénu a miocénu a k otázke neostratotypov. Geol. sborník. Slovenska Akadémia Vied. R. IX, t. I.

Simonovitsch S. G. 1857. Les environs de Koutaisi et vallée de la rivière Rion entre Koutais et l'arête Mamisson. Guide des excursions, du XVII Congr. Géol. Int.

Stahl A. F. 1923. Kaukasus. Handbuch der region. Geologie. Bd. V, Abt. 5, Hf. 25. Heidelberg.

Staub R. 1928. Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin.

Stille H. 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik.

Stille H. 1928. Ueber Europäisch-zentral-asiatische Gebirgszusammenhänge. Göttingen.

Suess E. 1866. Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärlagerungen Sitzungsber. Kais. Akad. Wiss., Bd. 54.

Suess E. 1883—1909. Das Antlitz der Erde. Berlin.

Trautshold H. 1886. Geologische Notizen aus dem Kaukasus. N. J. für Min. u. Petr. Bd. I, Stuttgart.

Tschermak G. 1872. Felsarten aus dem Kaukasus. Tscherm. Min.—Petr. Mitt. H. 2.

Wilser J. 1928. Geotectonische Stellung der Kaukasus und dessen Beziehung zu Europa. Zeitschr. D. G. G., Bd. 80.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

А

- Абано сел. 394
 Абаноети сел. 437
 Абанос-цкали река 298
 Абастумани кур. 224, 225, 260
 Абаша сел. 564
 Абедати сел. 224, 225, 496
 Абра река 315
 Абуделаури река 350
 Абули сел. 443, 446
 Абул-Самсарский хребет 20, 350, 351, 484, 485, 493, 498, 499, 568
 Абхазия 12, 13, 14, 15, 22, 34, 37, 38, 44, 45, 46, 48, 50, 54, 68, 71, 77, 88, 89, 92, 93, 95, 96, 103, 110, 118, 127, 135, 142, 183, 193, 223, 225, 233, 235, 236, 239, 247, 249, 250, 253, 257, 260, 263, 281, 285, 288, 305, 309, 312, 314, 318, 332, 333, 334, 343, 353, 355, 366, 370, 392, 394, 395, 397, 407, 426, 458, 489, 490, 507, 532, 536, 539, 541, 544, 545, 546, 554, 556, 560, 562, 574, 575, 577, 581, 582, 586, 587, 588
 Абхазия Восточная 120, 123, 127, 128, 130, 149, 150, 151, 153, 154, 192, 296, 528, 564
 Абхазия Северо-Западная 72, 510
 Абхазия Центральная 120, 122, 127, 130, 149, 150, 151, 152, 154, 264, 517, 520, 523, 525
 Абхазский хребет 18, 71, 72
 Абхазское побережье 346
 Авадхара река 24, 46, 50
 Аванисхеви река 340
 Авкети сел. 200
 Австрия 65
 Агепста река 89
 Агричайская долина 554
 Агубедиа сел. 312, 316
 Агута гора 483
 Аданге перевал 366
 Аджамети сел. 193, 212, 222, 234
 Аджамура река 267, 289
 Аджарис-цкали река 21, 337, 350, 441, 446, 481
 Аджария 198, 201, 202, 204, 317, 334, 382, 384, 386, 419, 422, 423, 440, 444, 481, 482, 548, 570, 583
 Аджаро-Имеретинский хребет 13, 20, 21, 23, 161, 168, 170, 196, 200, 204, 206, 226, 289, 350, 418, 477, 525, 526, 541, 564, 579, 580
 Аджаро-Триалетский хребет 304, 406, 407, 410, 415, 416, 418, 419, 580, 583
 Адзапш гора 354, 366
 Адлерский район 225, 236
 Азербайджан 21, 65, 66, 82, 86, 102, 105, 135, 143, 179, 181, 212, 236, 263, 282, 283, 290, 302, 304, 307, 331, 396, 407, 476, 493, 495, 513, 576, 583
 Азербайджанская ССР 237, 323
 Ангба сел. 147
 Аквара река 309
 Акети сел. 226, 386, 439
 Аладжиги гора 269, 290
 Алазани река 21, 22, 38, 46, 52, 70, 91, 115, 183, 328, 329, 330, 340, 342, 349, 351, 463, 476, 567
 Алазанская долина 20, 23, 340, 342, 461, 463, 464, 528, 554, 555, 561, 567
 Алазанская равнина 556
 Алазани Пирикитская река 46, 49
 Альгети река 21, 141, 178, 197, 201, 205, 209, 210, 340, 342, 349, 351, 374, 416, 417, 448, 477, 483, 487, 530, 532, 565, 567
 Аллетское ущелье 202, 210, 211, 532
 Александровка сел. 225, 249
 Алексеевское ущелье 312
 Али сел. 124, 125, 132, 155, 156, 162, 164, 166, 290, 520
 Алоты р. 184
 Алпана сел. 20, 130
 Алхашенда сел. 96, 101
 Альма река 139
 Альпы горы 65, 70, 111, 140
 Амартули гора 279
 Амбрети сел. 436
 Амбролаури сел. 151, 154, 216, 246, 287, 295, 437, 579
 Амбролаурский район 217
 Амтхели река 46, 366, 489
 Амтхельский хребет 76
 Ананури сел. 185
 Андийская Койсу река 49
 Андорула река 278, 282
 Ани сел. 208, 339
 Антикавказ 453, 454, 470
 Анухва сел. 225
 Анчхасский хребет 72
 Апста река 122, 123, 125
 Апушенские горы 63
 Апшерон 283, 445
 Апшеронский полуостров 307, 555
 Арабика хребет 18, 343
 Арагаз гора 490
 Арагви река 18, 21, 23, 52, 54, 66, 69, 70, 87, 92, 102, 143, 144, 145, 146, 148, 184, 185, 214, 240, 278, 285, 286, 290, 304, 324, 339, 341, 345, 349, 351, 395, 428, 429, 430, 431, 432, 433, 443, 449, 461, 462, 463, 476, 526, 551, 555, 556, 561, 565

Арагви Пшавская 21, 52, 70, 91, 339,
 350, 368
 Арагви белая 339, 350, 428
 Арагви Черная 339
 Аракс река 263, 282
 Арали 231
 Аральское море 282
 Аральское побережье 213
 Арам-дар урочище 290
 Араниси сел. 52, 102, 186, 428
 Араратская котловина 283, 306
 Арашенда сел. 340
 Аргуни сел. 142, 186
 Аргуни река 49, 148
 Ардаган гора 485
 Ардаганский район 484
 Аджевани гора 20, 484
 Арджеванский хребет 411, 480
 Ардон река 18
 Ареша река 49, 91
 Аркала река 184
 Арква река 147
 Армази сел. 278
 Армения 65, 82, 105, 138, 181, 212, 236,
 237, 283, 306, 307, 362, 372, 396, 400,
 403, 489, 493, 513, 576
 Армхи река 49, 341, 344
 Армянская ССР 569
 Арсианский хребет 21, 427, 441, 443,
 451, 452, 477, 484
 Артана сел. 340
 Арухло сел. 488
 Архашен-су река 269, 279, 280, 282
 Арша сел. 434
 Аскана сел. 422
 Асланура река 61, 359, 361
 Аспиндза сел. 21, 339, 348, 350
 Асрик-чай река 65
 Асса река 46, 49
 Асурети сел. 202, 205, 233, 340
 Асуретис-хеви сел. 233, 243
 Асхи гора 121, 149, 154, 158, 163, 165,
 167, 402, 458, 468, 472, 473, 496, 522,
 525, 526, 528, 554, 563
 Атени сел. 379
 Атоци сел. 290
 Ах-аг гора 18
 Ахалдаба сел. 419
 Ахалибедисеули сел. 412
 Ахалкалаки город 22, 23, 446, 500, 532
 Ахалкалакис-цкали река 501
 Ахалкалакский район 493, 498
 Ахалкалакское нагорье 351, 484, 493,
 498, 499
 Ахалкалакское плато 442, 443, 445, 446,
 447, 448, 451, 485, 490, 568
 Ахал-сопели сел. 188, 258, 310, 312, 314
 Ахалцихе город 13, 23, 182, 208, 213,
 236, 339, 348, 350, 380, 532
 Ахалцихская котловина 21
 Ахалцихский район 230, 381, 382, 444,
 578, 584
 Ахалцихско-Имеретинский хребет 199,
 201, 202
 Ахей река 50, 371, 372
 Ахибох гора 98, 104
 Ахкалафа сел. 61
 Ахкерпи река 400
 Ах-керпи сел. 488
 Ахмета сел. 144, 145, 463, 528

Ахметский район 117, 526
 Ахсирва гора 366
 Ахсу река 372
 Ахубати сел. 434
 Ацана сел. 226
 Ацгара река 37
 Ацкури сел. 208, 339
 Ацова гора 38
 Ачабети сел. 295
 Ачавчара перевал 92, 93, 106
 Ачи сел. 423
 Ачис-цкали река 317
 Ачхега река 267, 273
 Ашхабашха река 125, 130
 Ашхашура река 47

Б

Бабили сел. 368
 Бавари сел. 51
 Бавария 182, 212
 Баварские Альпы 180
 Бавью река 24, 46, 48, 50, 72, 92
 Баджи сел. 215, 258
 Баджихеви сел. 87, 95, 99, 104, 216
 Базалетское плато 339, 341
 Байда урочище 290, 302
 Байда-Чатма гора 243
 Байсубани река 46, 49, 91
 Баклановка река 51, 75
 Бакуриани кур. 438, 439, 440
 Бакурианское плато 568
 Бакылд хребет 37
 Балда сел. 190, 497
 Балканы горы 139, 210, 520
 Балта сел. 341, 344
 Балханы горы 180
 Балханский хребет 62
 Баноджа сел. 374
 Банованис-хеви 378, 380
 Бануш река 372
 Баралети гора 443
 Баргена сел. 366
 Барда сел. 260
 Бардадзор река 372
 Бардадзор сел. 371, 372, 423
 Барднала сел. 247, 258
 Бари сел. 94, 382
 Баритис-хеви река 59, 371
 Бармыш сел. 260
 Барцхана река 382
 Батуми город 334, 479, 500
 Батумский район 422
 Баул река 50
 Бахвис-цкали река 226, 250, 251, 261,
 275
 Бебнис сел. 206
 Бегерепста река 125, 126, 130
 Беденский хребет 20, 447, 448, 451, 477,
 487, 568
 Бедия сел. 27, 319
 Бежанар-су река 59
 Безансон 111
 Белая река 24, 98, 110
 Бельгия 213
 Бенара сел. 229, 232
 Беретиса сел. 55
 Берчиль хребет 120, 122, 125, 343
 Бесплетни река 297, 312
 Бетага река 72
 Бечо перевал 25

- Бжиневи сел. 27, 28
 Бжинеура река 28, 55, 56
 Бжуджа река 384
 Бжужа река 314, 317, 424
 Бзыби река 21, 46, 48, 50, 66, 71, 72, 75, 76, 82, 92, 93, 97, 98, 119, 120, 122, 149, 151, 154, 192, 193, 194, 195, 225, 260, 261, 309, 312, 315, 333, 335, 336, 343, 346, 391, 392, 399, 400, 401, 404, 510, 532, 548, 555, 560, 570
 Бзыбский хребет 18
 Бзыбское ущелье 211, 212
 Биа сел. 313, 315
 Биналунда вершина 110
 Бирча сел. 312
 Блабурхва сел. 223, 250
 Бло сел. 580
 Богила сел. 439
 Богилия река 321
 Боговешта сел. 313
 Богопочта сел. 315
 Бодрак р. 504
 Боква сел. 216
 Болгария 139, 213, 283
 Болгария северная 212
 Болгария южная 181
 Болниси сел. 373, 569
 Болнисский район 414, 584
 Большой Абул гора 20, 22
 Большой Балхан 86, 110
 Большой Кавказ 11, 12, 17, 18, 20, 21, 22, 24, 26, 27, 28, 33, 34, 38, 43, 44, 74, 86, 87, 110, 138, 141, 179, 237, 283, 332, 341, 343, 353, 354, 355, 376, 378, 395, 396, 399, 407, 436, 449, 450, 453, 454, 455, 463, 464, 470, 475, 490, 536, 539, 551, 555, 556, 557, 559, 560, 561, 564, 566, 567, 573, 574, 578
 Большой Кавказский хребет 39
 Бондра сел. 260
 Борбало река 208
 Борниси сел. 436
 Боржоми курорт 169, 200, 204, 416, 418, 419, 440, 500
 Боржомский район 202, 211, 416, 418, 419, 438, 439, 498, 567, 568
 Боржомское ущелье 338, 339, 477, 555
 Боржомула река 439, 440
 Боокоцала сел. 277
 Борцвана сел. 481
 Борчалинская равнина см. Марнеульская 340, 565
 Борчало сел. 13
 Бостана река 383
 Бошури сел. 201
 Брбона сел. 253
 Бредза сел. 290
 Брили сел. 290
 Бролис-кеди хр. 222
 Бубис-цкали река 344
 Буга река 308
 Буджа река 39, 118
 Булачаури сел. 339
 Бурдамта гора 328, 329
 Буретский хребет 169
 Буримела река 274, 289, 299
 Бурнеули река 57
 Бурсачири сел. 52, 70
 Бурсачирский перевал 52
 Бухребис-хеви река 115
- В**
- Вазини поселок 327
 Вака сел. 195, 220, 532
 Ваке сел. 439
 Вакиджвари сел. 383, 386
 Вакисгорисцвери гора 38
 Вакисгорис-цкали река 38
 Вале сел. 231, 339, 442
 Валхох гора 100, 101, 108, 398
 Ванати сел. 286, 436
 Ванели сел. 114
 Вани сел. 168, 199, 201, 311, 470, 480
 Ванис-цкали река 226
 Ванский район 289, 421
 Вардзия сел. местность 441, 498
 Варента сел. 380, 381
 Вархани село 231
 Ваханис-цкали река 56, 132
 Вахатани сел. 290, 299
 Вашлевура река 357
 Ведзатхеви сел. 52
 Велунтагора 100, 105, 108
 Венгрия 140
 Вере река 352
 Верхнеимеретинская возвышенность 563, 564
 Верхняя Рача 13, 14, 26, 43, 45, 47, 50, 70, 84, 87, 90, 149, 186, 214, 234, 236, 353, 354, 355, 366, 368, 376, 377, 510, 536
 Верхняя Сванетия 36, 37, 68, 90, 353, 354, 355, 356, 367, 370, 387, 457, 460, 461, 489, 490, 510, 511, 581, 582
 Внутренняя Карталиния 22, 554, 556
 Военно-Грузинская дорога 13, 18, 44, 51, 54, 69, 70, 89, 91, 114, 115, 116, 117, 142, 183, 488
 Военно-Осетинская дорога 436, 438
 Волгоградская область 263
 Восточная Абхазия 285, 505
 Восточные Альпы 65, 180, 182
- Г**
- Габieti сел. 449
 Гавора-гядук перевал 451
 Гагра курорт 119, 120, 122, 125, 127, 130, 315, 332, 333, 469, 517
 Гагрский район 225, 236
 Гагрский хребет 18
 Гадиши сел. 258
 Гаре-Кахетия 20, 239, 257, 284, 285, 290, 291, 303, 324, 326, 327, 429, 330, 470, 476, 525, 526, 545, 546, 549, 551, 554
 Гализга река 21, 76, 118, 120, 130, 149, 150, 288, 296, 308, 310, 313, 316, 318, 319, 320, 397, 471, 526, 528
 Гантиади сел. 194
 Гардабани сел. 327
 Гареджис-хеви местность 301, 444, 445
 Гасану река 65
 Гачедили сел. 190, 497
 Гвади сел. 309
 Гвандра река 25, 48, 354, 355
 Гведи сел. 79, 336
 Гвелеби сел. 135
 Гвердзинети сел. 379, 380
 Гвиара сел. 216
 Гвиргвина сел. 57, 58, 397, 398, 399

- Гвириши сел. 258, 259
 Гвиришис-геле р. 247
 Гвиторги река 39
 Гвиштиби сел. 413
 Геби сел. 114, 115, 499
 Гега река 46, 71, 93, 97, 98, 147, 335
 Гегечкори сел. 497
 Гектапинский хребет 441
 Гелати сел. 81, 82, 103, 400, 402, 403, 406, 510, 577
 Галидаг гора 486
 Гендуши сел. 467
 Генцвиши река 51
 Гердзеули хребет 297
 Германия 180
 Гинтура сел. 440
 Гиоргисцминда сел. 441
 Гиссарский хребет 63, 86
 Главный водораздел 18, 20, 22
 Главный водораздельный хребет 18, 428, 432, 433, 434
 Главный Кавказ 505
 Главный Кавказский хребет 11, 12, 13, 18, 20, 23, 24, 25, 37, 503, 570, 572, 573, 580
 Главный хребет 18, 20, 21, 38, 45, 46, 52, 54, 62, 457, 464, 555, 557, 559, 570
 Главный хребет Больш. Кавказа 14, 355, 388, 455, 456
 Глдани сел. 227, 277
 Глинавис-геле река 40
 Гобадзеули река 226
 Гогна сел. 118, 121, 124, 158
 Гогорети сел. 311, 314, 319
 Годердзи сел. 441, 444
 Годердзский перевал 441, 442, 444
 Годогани сел. 126, 128, 375, 411, 412, 413
 Годореби гора 449
 Гокишура река 274
 Голатубани сел. 368
 Голгети сел. 209, 417
 Голдаш гора 356
 Гома гора 440
 Гомарети сел. 361, 451
 Гомаретское плато 20, 444, 447, 568, 569
 Гомбори сел. 243, 245, 293
 Гомборский перевал 143, 144, 147
 Гоми сел. 384, 386
 Гонджат-хеви река 38
 Гора сел. 31, 209
 Горадзири сел. 437
 Горжоми сел. 207, 382, 420, 421, 481
 Горди сел. 159
 Гердыманчай река 476
 Гореловка сел. 445
 Гореша сел. 118, 124, 125, 126, 128, 131, 134, 162, 164, 166, 410
 Гори г. 228, 238, 239, 253, 254, 255, 262, 268, 275, 300, 339, 341, 479, 481, 500
 Горийский район 219, 220, 253
 Горис-джвари сел. 161, 206, 479, 532
 Гориси сел. 223
 Горис-цкали река 60
 Гормагала гора 468
 Горная Абхазия 38, 464, 571
 Горная Кахетия 20, 23, 38, 46, 52, 53, 54, 55, 62, 214, 236, 239, 459, 560
 Горная Мегрелия 51
 Горная Рача 68, 89, 92, 114, 142, 344, 461, 551
 Горная Тушетия 340
 Горный Крым 87, 407
 Гостибе сел. 378, 380, 484
 Гоубани сел. 205
 Гочоура местность 402
 Гракали станция 240, 277
 Грамула река 187
 Грибза река 50
 Грибзинский хребет 72
 Грма-геле река 298
 Громи сел. 294, 325
 Грузия Восточная 306, 307, 308, 323, 546, 548, 571, 578
 Грузия Юго-Восточная 510
 Грузия Южная 306, 400, 426, 427, 445, 546, 578
 Гудамарская Арагви река 70, 339, 350
 Гудамарский хребет 18
 Гудаури сел. 432, 433
 Гудаута река 309
 Гудаута г. 315, 333
 Гудаутский р-н 223
 Гуджаретис-цкали река 440
 Гудийский хребет 18
 Гудушаурская Арагви река 52
 Гулиани сел. 297, 314
 Гумати сел. 81, 103, 400, 402, 403, 404, 438
 Гумбати сел. 161, 201, 202, 205, 211, 411
 Гумбри сел. 158, 407, 526
 Гумиста река 21, 46, 48, 51, 54, 75, 98, 127, 149, 151, 223, 224, 225, 297, 333, 336, 346, 469
 Гумиста восточная река 76, 118, 130, 366
 Гумишха хребет 75
 Гумуриши сел. 288
 Гунда сел. 392
 Гурганис-мта гора 339
 Гурианта сел. 317, 319
 Гурийско-Аджарское побережье 347
 Гурья 13, 196, 198, 202, 204, 206, 235, 236, 250, 253, 261, 268, 275, 285, 292, 298, 312, 314, 315, 317, 319, 334, 386, 423, 436, 438, 439, 450, 532, 546, 548, 564, 583
 Гурья Восточная 261, 309
 Гуршеви сел. 436
 Гуфта сел. 286
 Гюльмагомет река 371, 400
 Гюль-Магомет-чай река 60, 488, 489
 Гюрджидарасу река 59

Д

- Даба сел. 204
 Даба-Болнис сел. 373
 Дабадзвельское плато 439
 Давидовская гора 338
 Дагверула гора 394
 Дагестан 62, 86, 139, 223, 283
 Дагестан Южный 62
 Дамблуди река 59, 359, 371, 373
 Дамчхеула геле река 252
 Дапнара река 410, 411
 Дапнара сел. 168, 407, 410, 480, 525
 Даралагез город 86
 Дарбазула река 201, 206

- Дарьяльское ущелье 26, 340, 344, 345, 353, 457, 494
 Датикас гора 203,
 Даут река 366
 Двалетско-мтиулетский хребет 18
 Дгвани сел. 420
 Дгваниси сел. 382
 Дгнориси сел. 103, 402, 403
 Дебедачай река 448, 449
 Девдоракский ледник 344
 Дедалаури сел. 412, 413
 Дерчи сел. 402, 403
 Джабаура река 226
 Джава курорт 74, 278, 287, 466, 491, 545
 Джавари сел. 490
 Джавахетия 13, 17, 441
 Джавахетский хребет 20, 427, 443, 484, 485, 568
 Джавахетское нагорье 20, 21, 551, 555, 568
 Джавский район 393, 394, 398, 541
 Джалабети сел. 217
 Джампали река 72, 366
 Джангир-су река 290, 302
 Джанги-тау гора 18
 Джандар озеро 342, 343
 Джандари река 31, 59, 362, 363, 364, 370
 Джандари сел. 362, 363, 364
 Джарквали сел. 73, 367, 369, 370
 Джвари сел. 57, 58, 336
 Джвари перевал 18
 Джварис-убани сел. 101, 108
 Джвартахеви река 429
 Джгали сел. 224, 225, 247, 259, 264, 271
 Джебери сел. 221
 Джеджори река 14, 20, 50, 71, 73, 74, 100, 142, 148, 186, 188, 344, 392, 393, 428, 436, 490, 522, 532, 554, 561
 Джигант-кау сел. 436
 Джиджаури река 315
 Джимарай-хох пик 18
 Джимастаро сел. 81, 403, 438
 Джирхва сел. 92, 98, 106, 270, 297
 Джихаджири сел. 318, 319
 Джиханджури сел. 318, 319
 Джихвела река 274
 Джлита сел. 114
 Джобоура река 273
 Джомаг-дон река 344
 Джоноула река 132, 246, 266, 458
 Джорджиашвили сел. 210, 487
 Джочо сел. 383
 Джумати сел. 439
 Джуми река 313, 336
 Дзама река 21, 135, 161, 379, 532
 Дзамское ущелье 206
 Дзвели сел. 224, 225
 Дзвели Анага сел. 326
 Дзеври сел. 222, 267, 289, 337
 Дзеврула река 337
 Дзегви сел. 161, 169, 201, 206, 256, 284, 479, 481
 Дзеглеви сел. 68
 Дзимити сел. 386, 439
 Дзиндза река 441
 Дзирагеули сел. 216
 Дзирула река 20, 27, 57, 79, 157, 289, 299, 357, 393, 394, 398, 541, 563
 Дзмуйси сел. 78, 81, 82, 103, 401, 510, 577
 Дзуса река 40, 121
 Дибзис-хеви река 269, 291, 302
 Дигомская равнина 338
 Диди-Вани сел. 386
 Диди-Гомарети сел. 61
 Диди Инчури сел. 223
 Диди Тонети сел. 440
 Диди Чкони сел. 497
 Дид-хеви река 38, 91
 Дизи сел. 36
 Диклос-мта гора 20
 Дманиси (Башкичети) сел. 447, 451
 Дманисский (Башкичетский) район 351
 Дманисское плато 20, 568, 569
 Днепр река 284
 Днестр река 87, 358
 Добаразени сел. 190, 260
 Додоти сел. 436
 Докварта река 297
 Дологани сел. 382
 Дола река 25
 Долрачала река 367
 Домба гора 368
 Домбай-ульген гора 18
 Доу перевал 92
 Дуаби река 46, 224, 225, 310, 316
 Думала река 57, 267, 273, 289
 Думашхо сел. 339, 350
 Дуревы сел. 272, 273, 289
 Дурипш сел. 270
 Дуруджи река 50, 91
 Душети г. 214, 246, 258, 292, 293, 294, 339
 Душетский район 184, 185, 186, 294, 580
- Е**
- Евлах г. 342
 Евпатория г. 323
 Европа 213
 Европа центр 240
 Египет 210
 Ели хребет 325
 Емликли гора 443
 Енгикев сел. 451
 Ерицкали река 287
- Ж**
- Жашква сел. 216
 Жинвали сел. 102
 Жонети сел. 337, 399
 Жриnavи река 344
 Журга гора (Абхазский хребет) 18
 Жургия гора 366
- З**
- Заалазанская Кахетия 20, 49, 62, 66, 71, 74, 92, 105, 115, 505, 561
 Загар хребет 344
 Закавказье 18, 138, 214, 253, 283, 284, 491, 493, 536, 576
 Закарпатье 87
 Закаспие 62, 86, 87, 283, 284
 Западная Абхазия 43, 44, 74, 113, 118, 119, 122, 124, 125, 130, 133, 135, 139, 149, 150, 151, 152, 292, 302, 312, 505, 511, 513, 517, 522, 530, 545

Западная Грузия 11, 12, 13, 16, 17, 21, 22, 23, 70, 75, 113, 141, 212, 213, 239, 245, 253, 257, 305, 311, 312, 321, 322, 323, 374, 496, 530, 546, 572, 584
 Западная Гумиста река 120, 366, 369, 402
 Западная Гурия 236, 261
 Западная Европа 43, 83, 110, 213, 570
 Западный Азербайджан 306, 307, 327, 545
 Западный Дагестан 62
 Звандрипши сел. 250
 Зварула река 161, 410
 Зегарди сел. 445
 Зеда-Ргани нагорье 223
 Зеда-Шавра сел. 272, 437
 Зедубани сел. 297
 Зекарский перевал 583
 Земо-Дзеври р. 222
 Земо-Симонети сел. 222
 Земо-Теделети сел. 216
 Земо-Хведурети сел. 407
 Зерешо-Халде ледник 25, 26
 Зестафони г. 267, 299, 335, 337, 470, 564
 Зеубани сел. 217
 Зими река 51, 343, 366
 Зонгулдак гора 63
 Зопхигура река 344
 Зогикиант-хеви река 53
 Зуби сел. 336, 459

И

Ивановка сел. 178, 359, 525
 Игоэтская возвышенность 565
 Игра река 125
 Икоти сел. 117, 294, 339
 Илто река 340
 Имеретинский хребет 267, 273
 Имеретия 13, 15, 113, 118, 217, 234, 281, 285, 491, 541
 Имеретия Верхняя 212, 284, 545
 Имер-хеви река 135
 Ингури река 20, 34, 35, 37, 45, 47, 51, 66, 68, 69, 71, 73, 77, 120, 150, 154, 264, 271, 287, 296, 313, 317, 334, 336, 343, 344, 347, 367, 392, 393, 466, 469, 489, 496, 507, 560
 Ингушетия 139
 Индия 87
 Инцоба река 49, 91, 340
 Инпра река 287, 296
 Инчхури сел. 248
 Инякдаг гора 443
 Иори река 21, 22, 23, 46, 78, 87, 91, 96, 115, 141, 143, 144, 185, 212, 221, 242, 280, 303, 306, 324, 327, 329, 330, 338, 340, 342, 343, 349, 351, 375, 376, 461, 462, 463, 476, 477, 478, 483, 484, 530, 551, 566
 Иорское плоскогорье 20, 556, 566
 Иран 63, 87
 Ири село 50
 Исмаилли сел. 495
 Итхвиси нагорье 223, 272

К

Кабала река 49, 91
 Кабарда 139
 Кабарджина гора 432, 433, 561

Кабахеви река 344
 Кавказ 11, 12, 13, 17, 23, 26, 33, 34, 44, 63, 86, 89, 110, 180, 213, 231, 263, 264, 282, 283, 284, 307, 308, 335, 341, 370, 388, 395, 407, 453, 454, 455, 457, 462, 492, 493, 503, 511, 536, 539, 554, 556, 599
 Кавказский хребет 12, 24, 26, 105, 341, 342, 456, 490, 505, 554
 Кавтис-хеви сел. 169, 219, 220, 290, 292, 481
 Кавтура река 169, 200, 378
 Кадори перевал 49
 Казаниани гора 340
 Казахстан 86
 Казахстан Западный 307
 Казбџи сел. 51, 340, 344, 345, 428
 Казбек гора 18, 22, 434, 435, 495, 561
 Казбекский район 368, 580
 Каишаури сел. 432
 Кай-дон гора 431, 432
 Кабаети сел. 285, 286, 293, 444
 Кала сел. 69
 Каладараси хребет 329
 Калдахвара сел. 75, 119
 Калоубани хребет 338
 Камрой гора 328, 329
 Камышло река 31, 363
 Канчавети сел. 286, 294
 Канчеура река 286, 294
 Капандибс сел. 422, 423
 Кара гора 78
 Карабулахи верхн. сел. 447
 Каракуза гора 449
 Кара-су река 60, 420
 Карас-дзвери гора 78
 Каратубани сел. 207, 208, 213, 482
 Караугом гора 18
 Караязская степь 338, 342, 565
 Караязско-Марнеульская низменность 555, 556
 Кардивач перевал 366
 Карели сел. 206, 479
 Карельский район 253, 407
 Кароби гора 376, 377, 501, 582
 Карпаты горы 64, 87, 140, 175, 180, 210, 238, 520
 Карпаты Южные 64, 111, 182
 Карс город 485
 Карталия 20, 21, 154, 221, 228, 229, 236, 281, 284, 338, 348, 350, 444, 445, 536
 Карталия Нижняя 427
 Карталинская равнина 528, 579
 Карталинская низина 564, 565
 Карталинский хребет 18
 Картли 247, 262
 Картнаула река 399
 Каспи станция 228, 238, 239, 240, 252, 253, 255, 256, 257, 268, 275, 276, 277, 300, 338, 541
 Каспийский бассейн 20, 21, 323
 Каспийское море 308, 349, 351, 352, 453, 454
 Каспский район 214, 219, 220
 Каурма гора 443
 Кахетинский хребет 18, 68, 78, 114, 115, 116, 117, 143, 145, 234, 243, 257, 551, 572

- Кахетия 12, 13, 14, 22, 23, 34, 44, 54,
 117, 214, 221, 281, 326, 353, 391, 395,
 445, 541, 583
 Кахетия Северная 115
 Кахетия Юго-Восточная 343, 555
 Кахетия Южная 245, 269, 270
 Кахис-тба озеро 439
 Кацирха хр. 106, 113, 511
 Кацхура река 57, 121, 155
 Качи река 139
 Качрети сел. 566
 Кваблиани река 21, 441, 482
 Квабулиани река 21, 339, 350
 Кваншюра река 368
 Квайса сел. 100, 188, 398, 406, 576, 582
 Квалити сел. 201, 226, 299
 Квалони 124, 128, 250
 Квасатали сел. 436
 Квахчири сел. 124, 158, 473
 Квацixe гора 100, 157
 Квацхуги сел. 216, 246
 Кведа нагорье 222
 Кведа-Шавра сел. 215, 376
 Кведи сел. 100
 Кведреши сел. 50
 Кведрула река 73, 100, 108, 392
 Квезани сел. 195, 225, 239, 248, 249,
 250, 252, 310
 Квемо-Бари сел. 215, 216, 246
 Квемо-Гвардиа сел. 215
 Квемо-Урнули сел. 200
 Квернаки хр. 239
 Квеша-кде гора 157
 Квешети сел. 339, 345, 432, 433
 Квирила река 20, 39, 40, 50, 55, 74, 78,
 101, 141, 155, 163, 165, 167, 222, 267,
 289, 299, 335, 337, 347, 352, 389, 390,
 392, 437, 459, 473, 491, 523, 541, 568,
 570
 Квирана гора 379, 380
 Кеда сел. 326, 481
 Кедисубани сел. 437
 Кедский район 445
 Келасури река 21, 46, 48, 51, 54, 127,
 297, 312, 333, 336, 346, 366, 489
 Келети сел. 219
 Кели плато 428, 430, 431, 433
 Кели озеро 91, 460, 562
 Кельское нагорье 428, 431, 433, 434, 495
 Кельское озеро 114
 Кельское плато 344, 345, 551, 561, 562
 Кемульты сел. 188, 277
 Кер-оглы гора 443
 Керченский полуостров 237, 308, 323
 Керчь город 323
 Кесамани сел. 444
 Кехви сел. 286, 290, 436
 Кечутский (Джавахетский) хребет 20,
 42, 350, 441, 442, 443, 445, 446, 447,
 449, 451, 452, 484, 485, 499, 568
 Кешело сел. 340
 Киасаман сел. 303
 Кидурма хр. 302
 Кизиладжио сел. 448
 Кизилкай-чай река 59
 Кизил-Таше сел. 64
 Килет гора 356
 Кимаси сел. 436
 Кинтриши река 21
 Кинчха сел. 131
 Кипручеби урочище 38
 Кирар гора 35, 36, 356
 Киртышо ледник 377
 Кисатиби сел. 441, 442, 444
 Кисис-хеви река 78, 143
 Кисти сел. 436
 Кистинка река 48
 Кичут-цвери гора 434
 Клдебодзали гора 187
 Клдеиси река 361, 477
 Клдеиси мал. сел. 443, 444, 448
 Клдеисис-цкали река 43
 Клдис-убани село 216
 Клыч река 353, 354
 Кного гора 435
 Коби сел. 340
 Кобнети сел. 436
 Кобулетский район 318, 319, 422, 548
 Кобыстан 237, 307, 323
 Кода сел. 299, 397
 Коджор-Даг возвышенность 338
 Коджориси гора 328, 329
 Коданский хребет 439
 Кодори река 21, 25, 46, 48, 51, 54, 71,
 72, 73, 74, 75, 118, 127, 149, 151, 193,
 270, 271, 309, 312, 313, 315, 316, 333,
 336, 343, 346, 366, 392, 469, 489, 560,
 574
 Кодорский хребет 18, 37
 Кодорское ущелье 192
 Коймат-Даг 284
 Кокати сел. 319
 Колхида 305, 454, 507, 548
 Колхидская низина 555, 564
 Колхидская низменность 20, 21, 22, 23,
 154, 311, 312, 314, 315, 317, 319, 320,
 332, 333, 337, 347, 471, 496, 497, 502,
 548, 554, 556, 564
 Кончкати сел. 439
 Копадзе сел. 380, 381
 Копала хребет 325
 Копет-Даг хребет 141, 180, 283, 307
 Корбоули сел. 267
 Корисбуде сел. 384
 Корниси сел. 290, 299
 Корта сел. 94, 95, 99, 100, 108, 216, 337,
 490
 Котанто сел. 217
 Котроула река 40, 41
 Кох гора 102, 108
 Кохта гора 38
 Коцахурис-кеди хребет 328, 329
 Коюндаг гора 443, 446
 Крези сел. 436
 Крестовый перевал 69, 345, 561
 Крихис-хеви река 206, 532
 Крихи сел. 287
 Крихула река 266
 Крым 11, 63, 87, 111, 125, 139, 180,
 210, 212, 213, 237, 283, 307, 323, 333,
 454
 Крымские горы 111
 Ксани река 18, 21, 51, 53, 66, 70, 87,
 91, 96, 101, 114, 115, 116, 117, 143,
 144, 145, 146, 148, 184, 185, 214, 286,
 294, 324, 339, 341, 344, 348, 350, 395,
 428, 430, 435, 461, 520, 522, 526, 532,
 561, 565
 Куба-Даг 110
 Кубань 323

- Кубань река 333, 551
 Кударо сел. 397
 Кудевский перевал 216
 Куланурхва сел. 270
 Кулеви сел. 250, 314
 Куликам-Котелия сел. 445
 Кулискири река 311, 314, 317
 Кумиси сел. 205, 233, 340, 483
 Кумури река 424
 Купри гора 378
 Кура река 21, 23, 161, 171, 195, 196, 204, 205, 206, 219, 220, 221, 252, 253, 254, 255, 256, 275, 304, 306, 327, 338, 339, 340, 341, 342, 348, 350, 352, 439, 440, 442, 448, 449, 454, 477, 481, 482, 483, 484, 485, 487, 541, 554, 555, 556, 564, 565, 566, 567
 Куржипс река 283
 Куринская низменность 20, 21, 555
 Куринская равнина 565, 566, 567
 Курзу сел. 190, 224, 225, 238, 248, 260
 Курсеби сел. 374
 Кутаиси город 20, 37, 81, 112, 118, 126, 128, 131, 134, 157, 158, 335, 337, 338, 375, 400, 407, 411, 473, 500, 501, 520, 522, 526, 577
 Кутаисский район 118, 374, 376, 401, 402, 411, 412, 413, 424, 577
 Кухеши сел. 287, 296
 Кция река 568

Л

- Лабода река 18
 Лагодехи город 66, 70
 Лагданаури река 127, 154, 193, 467, 468
 Ладлин река 90
 Лайла хр. 18, 490, 491
 Лайлаши сел. 468
 Лакбе река 215, 234, 243, 245, 340
 Лакумурашдуди гора 18
 Ламбало местность 327
 Ланчхути город 201
 Ланчхутский район 421
 Лараквава река 120, 123, 466
 Лареби река 439
 Ларчвали сел. 218
 Ларчвалис-геле река 218
 Ласильский перевал 34, 37
 Ласкадура река 356
 Лассен-пик вулк. 450
 Лахепа сел. 126, 127, 130
 Лаше сел. 118, 132, 409
 Лашипсе река 24, 46, 48, 50, 71, 343
 Лашура река 266, 267
 Лаштраху река 24
 Лаштхахи река 51
 Легли гора 20
 Лекзирский ледник 343
 Лекури сел. 321
 Лек-Чхильда хребет 25, 26
 Ленинаканский район 493
 Лентехи сел. 336, 344
 Лесис-цкали река 439
 Лехура река 21, 185, 278, 286, 324, 339, 348, 350, 565
 Лечхуми 13, 14, 15, 120, 141, 149, 153, 159, 188, 189, 190, 192, 193, 194, 212, 214, 216, 217, 234, 236, 246, 247, 252, 253, 257, 258, 262, 263, 266, 268, 272, 281, 284, 285, 287, 295, 426, 467, 530, 536, 570, 578
 Лечхумский хребет 18
 Лиавхи река 18, 74, 115, 116, 125, 141, 144, 145, 183, 186, 215, 217, 253, 254, 286, 294, 295, 324, 341, 344, 348, 350, 361, 522, 561, 565
 Лиавхи больш. 21, 23, 114, 115, 116, 277, 339, 344, 428, 430, 433, 434, 459, 461, 466
 Лиавхи малая р. 21, 114, 115, 116, 339, 435, 436
 Лиси озеро 352
 Лихский (Имеретинский) хребет 18, 20, 23
 Лихта гора 366
 Личи сел. 27
 Локи река 362, 364, 370, 371, 373
 Локис-цкали река 59, 60, 351
 Локский (Сомхитский) хребет 20
 Ломбардия 65
 Ломисский хребет 18
 Ломисмта гора 168, 202
 Лопанис-цкали река 27, 28, 57, 397, 398
 Лопота река 38, 91
 Лухра река 35
 Лухуми река 73, 378, 395
 Лухута река 274
 Ляльвар гора 372

М

- Магана река 66, 77, 82, 87, 103, 120, 400, 510
 Магриулта сел. 114
 Маджарка река 261, 264, 297, 313
 Мазым-чай река 18
 Макванети сел. 422
 Малая Лаба река 33, 110
 Малка река 33, 551
 Малое Непискало горы 429, 430, 431, 433
 Малокавказское нагорье 237, 332
 Малхазовка сел. 242, 257, 279, 290, 291, 300, 301
 Малый Зеленчук река 573
 Малый Кавказ 18, 86, 105, 138, 181, 263, 269, 282, 283, 306, 343, 350, 484, 493, 513, 536, 539, 551, 556
 Мамати сел. 306, 439
 Мамисонский перевал 18, 22, 24, 26, 66, 68, 344, 355, 436, 505
 Мамкоди сел. 300
 Мамула сел. 61, 361
 Манави сел. 293
 Манглиси поселок 205, 209
 Мангышлак 86, 141, 180
 Маншура река 69, 90
 Марда река 208
 Марелиси сел. 132, 155, 156, 161, 162, 164, 166
 Мариамджвари река 293
 Марнеульская низменность 555
 Марнеульская или Борчалинская равнина 20, 340, 484, 565, 566, 568, 569
 Марнеульский район 414, 423, 488
 Мартиника остров 450
 Марткоби сел. 214, 242, 268, 290
 Мартотубани станция 40, 55, 391
 Марух река 366
 Марухский перевал 25

- Матура сел. 368
 Матходжи сел. 223
 Махарадзе город 314, 421
 Махинджаури курорт 382
 Махме река 397
 Мацевани сел. 417
 Мацими река 92
 Мачарула река 40, 41
 Машавера река 21, 178, 350, 351, 420, 447, 448, 449, 569
 Маяковский сел. 226, 418, 422, 480
 Маяковский р-н 289, 299, 578, 583
 Мгвимеви нагорье 223
 Мглиани сел. 52, 186
 Мегрелия 118, 120, 123, 127, 130, 149, 150, 190, 191, 192, 193, 194, 211, 212, 223, 225, 233, 235, 236, 238, 239, 248, 253, 257, 259, 260, 264, 285, 296, 309, 314, 402, 407, 458, 490, 496, 511, 532, 546, 548, 566, 570, 578, 579
 Мегрелия Верхняя 497
 Мегрелия Восточная 213
 Мегрелия Западная 545
 Мегрелия Северная 522
 Мегрелия Южная 163, 165, 167, 528, 536, 554, 555, 556
 Мегрельская равнина 20
 Мегрельский хребет 18, 51, 496
 Мегрулка река 202
 Медвежий овраг 329
 Меджуда река 21, 294, 295, 339, 341, 348, 350, 532, 565
 Меквена сел. 458, 459
 Менджи сел. 248, 260
 Меоре-Атара сел. 309, 312, 313, 315, 316
 Меписцкаро река 20
 Мерави сел. 157
 Мериси сел. 382, 384, 423
 Меркули сел. 318
 Мерхеули сел. 225, 249, 261, 264, 297
 Местия сел. 343
 Метехи сел. 275, 277
 Мехети сел. 201
 Мзымта река 71, 235, 236
 Миллиона река 433
 Миллиона гора 432, 433
 Минеральные Воды станция 139
 Мирзаани сел. 327
 Михайловка сел. 192, 209
 Михельрипш сел. 147
 Млети сел. 432
 Модзви сел. 267
 Мокви река 46, 51, 76, 87, 149, 151, 192, 288, 296, 305, 308, 309, 310, 316, 318, 394, 399
 Мокви сел. 249, 270
 Мокрые горы 568
 Молдавская ССР 307
 Молити сел. 125, 128, 132, 134, 409, 410, 520
 Моргоули река 37
 Моргоулис-геле река 47
 Мошевани река 30, 60, 373, 488
 Мошети урочище 61
 Муаши сел. 336
 Муганло сел. 340
 Мугути-дон река 217, 277
 Мужа сел. 296
 Мужава сел. 224, 225
 Мулхури река 54, 343, 344, 352
 Мумлис-хеви река 295
 Муния река 311, 556
 Мури сел. 193, 287
 Мурское ущелье 151, 154
 Мухерагора 439, 440
 Мухли сел. 215, 216, 217, 258
 Мухрани сел. 341
 Мухрано-Тирифонская равнина 453
 Мухранская долина 20, 341
 Мухранская равнина 12, 557, 565
 Мухровани сел. 242
 Мухура сел. 78, 79, 82, 260, 510
 Мухурский перевал 158, 458, 459
 Муц гора 37
 Мицари сел. 225
 Мицета город 219, 240, 256, 257, 276, 299, 338, 476, 483
 Мицетский р-н 240
 Мюссера сел. 250, 309, 332, 333
- Н**
- Набада сел. 314, 317
 Набат-хеви сел. 195, 251, 299
 Набослеви сел. 374
 Навтиани сел. 61
 Навтлуги станция 205
 Нагобилеви сел. 319
 Нагомребистави гора 329
 Надарбазеви сел. 187, 256, 300
 Назарлеби гора 328, 329
 Назвреви сел. 242, 290
 Накалакеви сел. 477, 484, 496
 Накерала хр. 121
 Накеральский перевал. 123
 Накоргали гора 38
 Накра река 25, 66, 343, 344, 461
 Накубари сел. 206
 Накуралеша река 218
 Нальчикский район 110
 Наманеви сел. 376, 437
 Наниани сел. 277, 278
 Наомари гора 441
 Наомарская степь 343
 Нарвани (Нарван-хох) гора 430, 431
 Нареквави река 294, 339
 Наруджа сел. 334
 Нарула река 40, 55, 390, 391
 Наспери сел. 272
 Насти-цуб гора 435, 436
 Натанеби река 314, 334, 337, 384, 424, 548
 Натанеби сел. 319
 Натахтари сел. 470
 Нателура река 398
 Натлсмцемели сел. 291, 292, 301, 302
 Нафталанский р-н 237
 Нахичеванская АССР 86
 Нахичеванская область 306
 Нахичевань город 87, 284
 Нацвал-цкали река 242, 243, 257, 291, 292, 302, 545
 Нацхвatevi сел. 423
 Ненскра река 25, 34, 37, 343, 344
 Непискало больш. сел. 428, 430, 434
 Нигвзара сел. 273
 Нигойтский хребет 421
 Нижнее плато 421
 Нижняя Ганиса сел. 429
 Никорцминда сел. 126, 127, 133, 150, 151, 523

Никордминдское плато 563
 Ниниси река 358
 Ниношвили сел. 297, 315
 Нишис-хеви сел. 206, 220, 221
 Новый Афон курорт 122, 149, 271, 333, 469
 Ноджихеви сел. 317
 Ноемберянский район 283
 Норно сел. 214, 227, 242, 257, 268, 300, 476, 483

О

Обча сел. 168
 Огаскура река 402
 Оджанури река 68
 Оджи 581
 Оджола сел. 81
 Одишская впадина 564
 Оквана река 299
 Окриба 13, 14, 66, 77, 80, 82, 85, 87, 103, 118, 121, 124, 131, 135, 292, 400, 436, 438, 511, 520
 Окриба Южная 154, 157, 159, 163, 165, 167, 459, 473, 489, 520, 521, 522, 523, 525
 Окрибское низкогорье 20
 Окуми река 46, 51, 77, 118, 120, 150, 151, 288, 296, 522
 Окуреша сел. 399
 Олебис-хеви река 294
 Олестави гора 445
 Олори река 296
 Они город 20, 337, 499, 501
 Онский район 414
 Ончеви река 74
 Опитара сел. 79
 Опрети сел. 171, 372
 Опурчхети сел. 404
 Орафо река 317, 319
 Орбели сел. 193, 258, 287
 Орбелис-цвери гора 217, 218, 246, 247, 259
 Орбелис-цвери сел. 258
 Ормети сел. 306
 Орпири сел. 81, 401
 Орузмани сел. 449
 Орхеви река 57, 103
 Орчосани сел. 442
 Осетия 95, 102, 368
 Острая гора 229
 Отапи река 316
 Оходжи река 310, 316, 319
 Оходжури гора 305
 Охубр-Дзехи река 24
 Охуре сел. 316, 318
 Оцеси сел. 438
 Оцхе река 207, 231
 Очхамури река 190
 Очамчирский район 261

П

Падгу сел. 249, 270
 Памир горы 86, 180
 Панаевский хребет 18
 Пантишара гора 328
 Паравани река 443, 446
 Паравани озеро 499
 Паракхети сел. 490
 Пасанаури сел. 114, 115, 143

Пасиети нагорье 223
 Патара Они сел. 376
 Патардзеули сел. 242, 257
 Патардзеульский р-н 221
 Патрахуца сел. 225, 249, 264, 270
 Пахрало сел. 373
 Пахулани сел. 271, 296
 Паша река 21, 115, 188, 217, 277, 286, 295, 344, 394, 395, 491
 Пашатрис-хеви река 269
 Перевиса нагорье 223
 Перевиси сел. 437
 Передовой хребет 551
 Пересхихе сел. 382
 Персатское плато 568
 Пивипишквара река 305
 Пиленково сел. 194
 Пиназаури река 30, 31, 59, 362, 370, 420
 Питаретис-хеви река 61
 Пицунда мыс 309, 312
 Поволжье 210
 Пога гора 445, 449
 Поквеша сел. 313, 316
 Поладаури река 83, 370, 371
 Поладаури сел. 373
 Полпойтеби возвышенность 290
 Понтийские горы 481
 Понтические горы 63
 Поте река 213, 246, 258, 277, 278, 285, 286, 294
 Поти город 250, 314, 317, 333, 335, 500, 522
 Поцхови река 21, 208, 339, 482, 483
 Предкавказье 237, 283, 307
 Предкавказье Восточное 263
 Предкавказье Западное 263, 283, 307
 Предкавказье Центр. 245, 263
 Предкарпатская низменность 180
 Приаралье 263, 283
 Приказбекский район 493, 495
 Притбилисский район 257
 Прованс 140, 141
 Проне река 21, 252, 277, 324, 341, 565
 Проне восточная 252
 Прохоровская скала 35, 356
 Прохоровские скалы 35, 37
 Пслух река 39
 Псори сел. 95, 96, 99
 Псоу река 18, 21, 71, 97, 106, 113, 135, 136, 139, 142, 147, 149, 151, 154, 194, 195, 235, 236, 335, 343, 346, 465, 532, 541
 Псху сел. 72, 92, 98, 335.
 Псырцха река 125
 Псыши река 343
 Птыш река 354
 Пховели сел. 141, 142, 143, 215, 340, 462
 Пшапи река 316
 Пшеха река 110
 Пшехоба река 47

Р

Ракис река 350
 Рача 14, 44, 51, 54, 55, 88, 91, 93, 94, 95, 96, 98, 102, 104, 111, 112, 113, 115, 118, 120, 122, 125, 127, 128, 130, 141, 149, 153, 214, 266, 284, 285, 344, 353, 395, 426, 436, 467, 489, 490, 511, 555, 562, 563, 570, 577, 578, 581, 582
 Рача Южная 522

- Рачинский хребет 18, 20, 554
 Рбона сел. 252
 Ргани сел. 272
 Реха сел. 319, 482
 Рехеба гора 377
 Речхо сел. 212, 288
 Решава поселок 72, 92
 Решава река 98
 Рибиса гора 96, 100, 101, 104, 108
 Рикоти река 27
 Рикотула река 357
 Рим 423
 Риони река 18, 20, 48, 73, 77, 79, 93, 99, 115, 120, 123, 188, 287, 295, 335, 337, 344, 347, 392, 395, 399, 402, 428, 438, 458, 461, 462, 467, 511, 554, 555, 560, 563, 564
 Рица озеро 98
 Рицеула река 120, 124, 127, 344
 Рквиана река 267
 Родионовка сел. 445
 Рокский перевал 90, 114
 Рошка сел. 350
 Рубодзальский хребет 18, 560
 Румыния Южная 212
 Русанис-хеви река 243, 245
 Рустави город 381, 470, 483, 488
 Руставская равнина 565
 Руставская степь 338
 Рухи сел. 212
 Рябиш река 309
- С**
- Сабанела река 158
 Саберио сел. 248, 260, 271
 Сагамо озеро 501
 Сагамо сел. 445
 Сагареджо сел. 340, 342, 476, 566
 Сагареджийский район 221
 Сагурамо-Ялно хребет 557, 565
 Садахло сел. 141, 372, 414, 423, 578
 Садзалеги сел. 436
 Садзеле гора 432
 Садзеле-геле река 39, 389
 Садзеле-хеви река 432
 Садмели сел. 216
 Саирме курорт 584
 Сакао река 71
 Сакарауло гора 256
 Сакарауло сел. 78
 Сакастрия река 56
 Сакаура река 378, 392
 Сакбула 27
 Сакдари сел. 35
 Сакени река 46, 48, 72
 Сакорне гора 38
 Сакорния 20,
 Сакохе гора 432, 433
 Сакунети сел. 380, 381
 Сакупре сел. 334
 Салгир р. 504
 Салиети сел. 39, 57, 58, 156, 575
 Салхино сел. 224, 225, 497
 Саманис-хеви река 53, 184, 185
 Самгорская равнина 338, 340
 Самгорский район 219
 Самгуральский хребет 402, 403
 Самеба гора 206, 438
 Самерцхе гора 18, 71, 73, 344, 554
 Самсари гора 20, 22, 443, 446
 Самсари сел. 441
 Самсарский хребет 441, 442, 443, 445, 446, 448, 449, 451, 452
 Самтредия город 335
 Самтредский район 407, 410
 Самурзакано 264
 Самцвериси сел. 373
 Самшвилде сел. 209, 373, 415, 417
 Санчарский перевал 25, 354, 366
 Сарабуки сел. 436
 Сарахисгеле река 359
 Сарачло сел. 373
 Саргвави гора 440
 Сарецкела река 121, 190, 192
 Сарецкельское ущелье 154
 Саро сел. 449
 Сартачала сел. 280, 282
 Сары-яр гора 279
 Сасантлис-цкали река 38
 Сасхори сел. 276, 481
 Саганджио гора 20, 124, 497, 554, 556, 564
 Сагаплиа гора 81, 82, 402, 403
 Сатердзе река 379
 Сатигбе гора 96, 102, 243, 300, 301
 Сатихари сел. 436, 437
 Сатхе сел. 501
 Сахахубио сел. 319
 Сацалике хребет 457
 Сацдирис-цкали река 401
 Сацхениси сел. 242, 290
 Сацхенисский хребет 169, 200
 Сачите хр. 239, 256
 Сачхере сел. 124, 155, 157, 223, 459, 490
 Сачхерский район 437, 579
 Сзаэлис хребет 99
 Сванетия 12, 13, 14, 22, 25, 34, 36, 38, 39, 45, 46, 48, 50, 54, 55, 61, 70, 73, 89, 91, 92, 120, 123, 142, 343, 352, 353, 359, 366, 376, 464, 505, 507, 551, 582
 Сванетия нижняя 36, 37, 356, 367, 376, 581
 Сванетский хребет 18, 34, 35, 44, 47, 491, 560
 Свири сел. 482
 Сгима-Зука гора 25
 Сева сел. 94, 99, 108
 Севан оз. 181
 Северный Кавказ 18, 33, 43, 44, 63, 86, 110, 139, 141, 180, 214, 227, 233, 236, 245, 269, 332, 355, 428, 503, 526, 551
 Сев. Болгария 139, 180
 Сев. Италия 210
 Северная Карталинния 214
 Северная Мегрелия 123, 149, 151, 153, 154
 Северная Осетия 66, 139
 Северо-зап. Абхазия 74, 105
 Северо-западный Кавказ 139
 Сигнахи город 566
 Сиони сел. 340, 344
 Сиптгис-цкали река 38
 Скра сел. 252, 254, 255, 276
 Скурди сел. 190, 260
 Скурдуми река 319
 Скурчи река 310
 Сно река 344
 Сомих-дон река 344
 Сомицо сел. 216, 337, 499

Сомхитский хребет 569
 Сори сел. 50, 499
 Сормони сел. 438
 Сорта сел. 192
 Сохта сел. 394
 Сочи курорт 143, 194, 469, 500
 Сочинский район 154, 225
 Сочхети сел. 401
 Спероза хребет 38
 Спети сел. 289
 Спотиеги местность 317, 319
 Средиземное море 555, 556
 Средняя Азия 141
 Ставрополь город 323
 Стори река 38, 53, 54, 91, 340
 Сулори сел. 479, 480
 Супса река 21, 268, 298, 314, 319, 334,
 337, 347, 385, 386, 424, 564
 Супса ст. 496
 Сурами курорт 57, 118, 124, 128, 132,
 134, 135, 141, 154, 155, 156, 157, 161,
 162, 164, 166, 168, 196, 206, 290, 299,
 470, 480, 532
 Сурамский район 118, 251, 290
 Сурамский хребет 563
 Сурмуши сел. 216, 218, 259
 Сухуми курорт 214, 223, 249, 271, 288,
 312, 315, 333, 500
 Сухче сел. 190
 Схалта сел. 423
 Схалта хребет 341
 Схапач нижн. река 367
 Схвалиси сел. 208
 Сырх-Леберта хр. 18, 352, 394, 398, 399,
 406
 Сырх-Леберда-Хихата хребет 50
 Сырх-хох вершина 428, 432

Т

Табаккури озеро 568
 Тавкавис-геле река 438
 Тавкветила вулкан 351, 443, 449, 482
 Тавкудиани гора 382
 Тавшантапа гора 443
 Талери 271
 Талыш горы 263, 282, 283
 Талышский хребет 306
 Тамакони 496
 Таманский полуостров 237
 Тамань 283, 323
 Тана река 21, 135, 201, 206, 221, 378, 483
 Тапаравани озеро 568
 Тарибанская степь 343
 Татры горы 182
 Таур-тапа хребет 243, 290, 300, 301, 302
 Ташбаш сел. 443, 446
 Тбети сел. 436
 Тбилиси город 11, 13, 14, 21, 179, 202, 200,
 203, 205, 209, 219, 257, 332, 338, 342,
 348, 350, 351, 352, 412, 418, 453, 482,
 500, 532, 556, 565, 567
 Тбилисское море 352
 Твибери река 25
 Твиши сел. 399, 467
 Тебена река 296
 Теберда река 25
 Тебулос-мта гора 20

Теделети сел. 545
 Тедзами река 21, 135, 161, 169, 204, 206,
 221, 378, 407, 408, 411, 480, 528, 532
 Телави г. 500
 Телети сел. 203
 Телетский хребет 196, 203, 209, 211, 487
 Тергвани сел. 290
 Терек река 18, 46, 51, 340, 344, 349, 351,
 395, 428, 433, 434, 551, 555, 556, 557,
 560, 561
 Тетнульд гора 18, 26, 50, 62
 Тетра-геле речка 101
 Тетри-цкаро сел. 178, 197, 209, 373, 477
 Тетри-цкаройский район 414, 415, 417
 Тетроби река 410
 Тетрцкала река 309, 312
 Техури река 20, 51, 120, 123, 130, 150,
 190, 334, 469
 Тианети сел. 146, 147, 184, 342, 463
 Тианетский район 116, 117, 185, 186, 212,
 285, 526, 530
 Тигва сел. 290, 299
 Тинис-хиди сел. 253, 254, 268, 275, 276,
 277
 Тирифонская равнина 20, 557, 565
 Тифлис город 492
 Тихий океан 414, 423, 450
 Ткварчели город 66, 76, 82, 87, 103, 248,
 398, 400, 406, 510, 577
 Ткварчельский район 93, 261, 466
 Ткемловани сел. 379
 Ткибула река 337, 563
 Ткибули город 78, 79, 81, 82, 103, 401,
 406, 466, 467, 501, 510, 577
 Ткибульский район 399
 Тли-дон река 115
 Тликани сел. 436
 Тмогви крепость 498
 Тола сел. 188
 Тонетис-цкали река 440
 Тори сел. 232, 482
 Торманеули сел. 436
 Триаleti сел. 360, 555
 Триаletия 198, 207, 211, 230, 252
 Триаletия Восточная 170
 Триаletия Западная 170
 Триаletский хребет 11, 12, 14, 20, 21,
 138, 141, 161, 168, 169, 196, 197, 201,
 202, 205, 211, 253, 268, 378, 379, 380,
 418, 453, 454, 477, 483, 522, 525, 526,
 528, 532, 541, 551, 555, 556, 564, 565,
 567, 568
 Триаletские горы 135, 138, 330
 Триаletское плато 568
 Троицкое сел. 445
 Труссо река 344
 Туапсе город 143, 333, 407
 Туар-Кыр гора 180
 Турдо река 78, 149, 184, 530
 Туркмения 62, 263
 Туркмения Западная 307
 Туркмено-Хоросанские горы 110
 Турция 21, 64, 87, 442, 481, 483, 485
 Тутаджвари сел. 339
 Тушетия 20, 52, 350, 351
 Тушетская Алазани река 46
 Тушетский хребет 20, 22, 560
 Тхеиши река 73
 Тхинвали сел. 261, 314, 439
 Тхини сел. 310

У

Убиси сел. 56
 Удабно местность 257, 291, 292, 300, 302,
 303, 328, 545
 Уде сел. 231, 232
 Удзлуори сел. 526
 Удзо вершина 338
 Укангори сел. 373
 Украина 263, 283, 284
 Украина Западная 180, 307
 Украина Южная 307, 323
 Умрони 581
 Унагира гора 101
 Ундилаант-кари сел. 278
 Унца сел. 231
 Уплис-цихе ст. 255, 262, 263, 268, 275,
 277, 282
 Уравели река 350, 441, 442
 Урбниси сел. 195, 196, 220, 252, 254, 255,
 268, 277
 Уреки станция 334
 Урта гора 20, 124, 141, 193, 497, 564
 Уротгорис-хеви река 245
 Уруштена река 39
 Усахело сел. 216, 218
 Усахело-хеви река 301, 302
 Устюрт 263
 Уцера сел. 114, 499
 Уцлеви сел. 27, 57
 Учампа сел. 423
 Ушapati сел. 192
 Ушба гора 18, 457

Ф

Фасраго сел. 117, 148, 187
 Фергана город 86, 180
 Фиag-Дон река 49
 Фидар-хох вершина 428, 432
 Фишт гора 39
 Франция 210
 Франция Юго-Восточная 125, 140
 Французские Альпы горы 65

Х

Хаиши сел. 50, 71, 73
 Халаца гора 18
 Халацкали река 383
 Халде река 69, 582
 Ханис-цкали река 20, 161, 226, 289, 299,
 337, 380
 Ханишура река 47
 Ханчали озеро 446
 Хараба нижн. сел. 361
 Харагоули сел. 132, 156, 161, 162, 164,
 166, 168, 199
 Хардисар-Дон река 398
 Харихра гора 37
 Харульский хребет 18
 Хатис-сопели сел. 424
 Хатис-хеви река 432, 433
 Хачокая вершина 373
 Хашури г. 21, 219, 252, 253, 338
 Хашурский район 219, 238, 240, 253, 254
 Хвамли гора 103, 402, 403, 467
 Хварбети сел. 311, 319, 320, 321, 439
 Хваргула река 115, 368
 Хведрула река 169, 200, 407, 408, 411
 Хведурети река 135, 201

Хврелието гора 377
 Хвце река 277
 Хевашени сел. 231
 Хеви сел. 368
 Хевсуретия 20, 52
 Хевсурская Арагви река 350, 368
 Хекордзула река 169, 197, 200, 201, 204,
 256
 Хеледула река 35
 Хели-Квара река 398
 Хеора река 121, 344
 Хеоти сел. 436
 Хертвиси сел. 171, 339, 441, 442, 443,
 449, 477, 478, 483, 485
 Хецквара река 353, 354, 355
 Хибула сел. 310
 Хиди сел. 190
 Хидикари сел. 120, 125, 127, 517, 551
 Хизабавра сел. 449
 Хиши сел. 215, 216, 246
 Хипста гора 120
 Хипста река 119, 120, 122
 Хирхониси сел. 94, 108, 337
 Хмелимта гора 329
 Хоби сел. 260
 Хобис-цкали река 20, 51, 120, 123, 150,
 336, 347, 522, 556
 Ходжа сел. 434
 Ходжали гора 18
 Холо сел. 382
 Хора река 319, 320
 Хорисар гора 434
 Хорхи река 433
 Хорши сел. 260, 311
 Хоспия гора 449
 Хошупсе река 130
 Храми река 21, 32, 61, 161, 178, 340, 342,
 343, 349, 351, 359, 360, 361, 374, 417,
 448, 487, 488, 568, 569
 Хрейти сел. 78, 79, 82, 510
 Худеферин сел. 282
 Хуло сел. 583
 Хумпрери река 35, 37
 Хунци сел. 223, 224, 225
 Хуросел. 260
 Хциси сел. 219

Ц

Цабловани сел. 290
 Цагвери сел. 204, 440
 Цагери сел. 336
 Цагвли сел. 290
 Цаиши сел. 128, 131, 212, 224, 225
 Цалка сел. 22, 23, 448, 485
 Цалкский район 351, 410
 Цалкское плато 20, 568
 Цана сел. 582
 Цанери река 25
 Цанери ледник 25
 Царати сел. 436
 Цвинта гора 441
 Цебельда сел. 195, 343
 Цедиси сел. 50, 499
 Центр. Мегрелия 564
 Центральн.-Дагестан 110
 Центральный Кавказ 427, 428
 Центральный Памир 63
 Церахмуль сел. 225
 Церос-тба озеро 439
 Цеси сел. 87, 94, 98, 99, 108, 123, 467

- Циагис-геле река 56
 Циагубани сел. 311
 Цив-Гомборский хребет 18, 20, 141, 142, 143, 144, 145, 146, 147, 148, 184, 214, 215, 285, 286, 293, 302, 304, 324, 325, 326, 327, 330, 331, 340, 342, 461, 462, 463, 464, 475, 511, 520, 525, 526, 528, 545, 551, 554, 555, 557, 566, 567
 Циви река 193
 Циви хребет 325
 Цижиква сел. 315
 Цинавела плато 440
 Цинарехи сел. 200
 Цинцкаро сел. 205, 209, 210
 Ципа сел. 132, 155, 161, 162, 164, 166, 368
 Циперчи сел. 217, 247, 258
 Цирдалис-хеви река 184
 Цирколи сел. 148
 Цители-дабадзвели гора 439
 Цители-дзири гора 432, 433
 Цители-калаки сел. 169, 221
 Цителимта гора 435, 436
 Цителихати гора 435
 Цителицкаро р. 545
 Цителицкаро сел. 78, 87, 102, 108, 292, 293
 Цителкалаки сел. 161, 532
 Цихисдзири курорт 334, 383, 420
 Цицматанская равнина 342, 557, 566
 Цицугеле речка 224, 225
 Цнелиси сел. 57, 299
 Цниси сел. 381
 Цольда сел. 185
 Цона сел. 74, 108, 394, 397, 398, 406
 Цописгора гора 38
 Цулукидзе г. 473, 497
 Цулукидзевский район 411, 412
 Цурунгал гора 376, 377
 Цуцхвати сел. 81, 118, 401
 Цхавери сел. 200
 Цхакаевский район 411
 Цхакая город 159, 248, 260, 311, 313, 335, 522, 526, 548
 Цхалтубо курорт 124, 128, 129, 133, 154, 158, 163, 165, 167, 411, 413, 520, 522, 526, 578, 584
 Цхалтубский район 118, 121, 124, 130, 158, 407, 411, 413, 520, 522
 Цкалцителя река 128, 158, 337, 401, 403
 Цханари сел. 100, 117, 136, 187
 Цхвандира река 25
 Цхеликари сел. 211, 212
 Цхенис-цкали река 20, 34, 35, 37, 45, 47, 51, 68, 69, 77, 79, 118, 129, 130, 151, 154, 188, 190, 218, 223, 246, 247, 266, 271, 335, 336, 344, 347, 393, 458, 466, 467, 490, 511, 520, 563
 Цхинвали город 188, 286, 339, 341, 436, 475
 Цхири сел. 288
 Цхмори сел. 187
 Цхордза сел. 441
 Цхра-цкаро перевал 419, 485
 Цхункури сел. 128
 Цхурта сел. 231
- Ч**
- Чаилури сел. 78
 Чаилури река 245, 293
 Чаилурис-хеви река 245
 Чаилурис-цкали река 340
 Чаква станция 314
 Чаквинджи сел. 314
 Чаквистави сел. 383
 Чаквис-цкали река 383
 Чала сел. 78, 510
 Чаладиди сел. 154, 250
 Чалвани сел. 369
 Чанахчи сел. 488
 Чанис-цкали река 150, 247, 259, 264, 310, 336
 Чантуха гора 340
 Чанчахи река 20, 344, 428, 436
 Чанчхало село 382, 383
 Чарталис-геле река 56
 Чархула река 222, 267
 Часавали сел. 100, 187
 Чата река 48
 Чатма возв. 257, 291, 338
 Чаухи гора 396
 Чачский ледник 344
 Чвелиери сел. 35
 Чвешура река 26, 68, 344
 Чвинта сел. 217
 Чвриа сел. 436
 Чедбым гора 18
 Чевчин сел. 436
 Чегуала река 120
 Чегуала гора 123, 466
 Чедымский хребет 72
 Челта река 50, 91
 Челюнгкир 284
 Черат-хеви река 27, 28, 195, 220, 251, 254, 358
 Черемис сел. 143, 146, 147, 528
 Черемис-хеви река 78, 340
 Черная река 70, 288, 297, 305
 Черниговка сел. 313
 Черное море 20, 21, 308, 309, 314, 315, 332, 335, 352, 383, 453, 454, 472, 477, 478, 479, 541, 546, 548, 554, 556, 557, 584
 Черноморский бассейн 20, 313, 323
 Черноморское побережье 21, 283, 584
 Черные горы 214, 223, 237
 Чертова долина 429
 Чешура река 158
 Чечено-Ингушетия 46
 Чиатура город 39, 156, 157, 289, 389, 437, 501, 520, 579
 Чнатурский район 40, 118, 121, 124, 157, 222, 234, 236, 272, 437, 517, 536, 563
 Чибреви сел. 216
 Чивчинские горы 87
 Чилорис-цкали река 216
 Чиора сел. 344
 Чквиши сел. 151, 189, 190, 376
 Чкуми сел. 217, 247, 258, 259, 266
 Чобан-Даг хребет 269, 278, 327
 Чобарети гора 161, 410, 441, 442, 451
 Чобис-хеви река 439
 Чобихеви сел. 419
 Чогоиани сел. 435
 Чолеби сел. 438
 Чолемис-цкали река 438
 Чониши сел. 215, 216, 246
 Чонто сел. 394
 Чорджо сел. 216
 Чорди сел. 96, 187, 188, 499

Чорохи река 65, 334, 337, 347, 383, 484
 Чорчана сел. 27, 28, 57, 125
 Чохатаури сел. 206, 479, 480
 Чохатаурский район 261, 421
 Чочиани река 360
 Чочхати сел. 298, 312
 Чубурсихинджи сел. 310
 Чумкузба гора 366
 Чутхаро гора 18, 71, 73, 74, 344, 393,
 395, 396
 Чхалта река 46, 72, 354, 366, 466, 489
 Чхари сел. 118, 158, 193, 222, 234, 273,
 289, 520
 Чхарула река 289
 Чхеримела река 13, 20, 27, 55, 56, 118,
 124, 128, 135, 394, 407, 409, 410, 411,
 475, 490, 520, 563
 Чхутели сел. 287

Ш

Шабанебели гора 350
 Шабловани сел. 299
 Шава сел. 321
 Шавела река 273
 Шави-геле река 268
 Шави-кзде гора 20
 Шавнабада гора 202, 203, 446, 449
 Шавцкала река 309, 312
 Шавшетский хребет 20, 350, 482, 551,
 567, 568
 Шади-кау сел. 96, 100
 Шадил-хох гора 428, 432, 433
 Шакриани гора 53, 71, 74
 Шалаури сел. 266
 Шаликиант-хеви река 53
 Шамхор город 283
 Шан-дон река 46
 Шаори река 466, 510
 Шарула река 151
 Шар-хох гора 432
 Шахназар сел. 210
 Швейцария 324
 Шевардени гора 434
 Шемаха г. 495
 Шемахинский район 237, 495
 Шемокмеди сел. 422
 Шиндиси сел. 129, 154, 161, 262, 276
 Ширакская степь 343, 476
 Шкмери сел. 118, 121, 126, 127, 130, 133,
 150, 151, 414, 468, 523, 528
 Шкмерское плато 554, 563
 Шови кур. 114
 Шода гора 18
 Шода-Доломисцвери хребет 554
 Шода-Кедела хребет 18, 20, 560
 Шопатвари сел. 366
 Шоро-хеви река 49, 61
 Шорапани станция 55, 390, 391
 Шрома сел. 55, 56, 192, 314
 Шромисубани сел. 94, 99, 298, 337
 Шроша сел. 12, 58, 575
 Штавлер гора 456
 Шуабедиа сел. 310
 Шуагеле река 27
 Шуанамта гора 446
 Шуасуреби сел. 385

Шукруты нагорье 223
 Шуменское плоскогорье 180
 Шхара гора 18
 Шхара ледник 25, 26

Э

Эдена гора 48, 54
 Эки гора 564
 Экис-мта гора 20, 496
 Электрик-Пик вулк. 450
 Эльбрус гора 456
 Эльбурс гора 63, 110
 Эльдар 23
 Эльдарская степь 300, 302, 303, 343, 476
 Эмликли гора 20
 Эрве река 383
 Эрето сел. 433
 Эрзрум г. 64
 Эрмани плато 428, 431
 Эрман-дон река 434, 449
 Эршутский хребет 20, 21, 350, 441, 477,
 551, 567, 568
 Эршутское нагорье 427, 443, 451, 452,
 568
 Эрце оз. 108, 184, 277, 285, 292, 392, 393
 Эрцойская котловина 325
 Этна гора 421
 Эшери сел. 367, 370
 Эшери сел. 312
 Эшери нижн. 288, 372
 Эширхва сел. 309

Ю

Юго-Осетия 14, 87, 88, 90, 91, 92, 96,
 103, 104, 112, 114, 115, 117, 149, 234,
 236, 344, 391, 394, 398, 427, 435, 436,
 490, 491, 536, 555, 560, 576, 577, 583
 Югославия 182
 Южно-Грузинское нагорье 18, 20, 22,
 551, 556, 559, 567
 Южный склон Б. Кавказа 14, 26, 45, 62,
 65, 66, 77, 87, 113, 138, 141, 142, 149,
 211, 331, 355, 366, 375, 376, 388, 390,
 391, 396, 400, 404, 406, 407, 427, 428,
 450, 451, 452, 454, 455, 457, 459, 491,
 493, 494, 495, 496, 507, 530, 539, 546,
 561, 564, 570, 572, 583, 584
 Южный склон Гл. Кавказского хребта
 15, 580
 Южный склон Гл. хребта 64
 Южный склон Кавказского хребта 44,
 188, 211, 212, 213, 286, 532
 Южный склон 45, 52, 54, 61, 62, 63, 87,
 105, 112, 116, 455, 457, 458, 459, 460,
 461, 464, 472, 475, 476, 496, 505, 546,
 548, 561, 572, 578, 581, 583
 Юмру-тапа хребет 329
 Юшара долина 98

Я

Яглуджа гора 233, 243, 257, 302, 338,
 340, 342, 343, 478, 487, 551, 555, 565
 Яглуджский хребет 301

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

- Абастуманско-Бошурская подзона 481, 483
Абашинский «купол» 12
Абедатская брахиантиклиналь 154, 160, 471, 473
Абровые слои 273, 274
Абулсамсарская свита 446
Абул-Самсарский разлом 493, 499, 501, 502
Абхазская депрессия 546
Абхазская подзона 465, 466
Абхазская рудная область 580, 583
Абхазский бассейн 461
Авлабарские слои 205
Австрийская орогеническая фаза 140, 513, 523, 525
Агви горизонт 182, 188, 189, 193, 194, 213, 218, 234
Агой свита 179
Аджамент-Сачхерская депрессия 266, 272, 273
Аджаро-Гурийское землетрясение 494, 500
Аджаро-Имеретинская складчатая система 226, 236
Аджаро-Триалетская вулканогенная фация 522
Аджаро-Триалетская геосинклиналь 407, 409, 411, 415—417, 420, 421, 423, 424, 426, 520, 522, 523, 526, 528, 530, 532, 539, 546
Аджаро-Триалетская интрагеосинклиналь 454, 469, 480
Аджаро-Триалетская складчатая система 9, 15, 21, 43, 112, 135, 136, 141, 142, 157, 159, 161, 170, 171, 175, 177, 179, 181, 196—198, 201, 204, 206, 210—212, 219, 220, 226, 233, 235, 290, 308, 320, 331, 378, 414, 416, 417, 427, 438, 450—452, 454, 455, 469, 470, 473, 475—481, 484—487, 489—491, 497—500, 530, 532, 546, 549, 555, 559, 570, 572, 583, 584
Аджаро-Триалетская суша 536
Аджаро-Триалетская фация 160, 161, 477
Аджидалинская свита 237
Адаго-Апшеринское месторождение 575
Адигенская свита 207, 482
Азербайджанская глыба 264, 455, 463, 469, 470
Азовский горизонт (слои, подъярус 316—318, 322, 323
Акармарская синклиналь 76
Аквитанский бассейн 210
Аквитанский ярус 213
Акчагыльский ярус 323, 324, 326, 327, 330
Акчагыльское море 549
Алавердская свита 400
Аладжигская антиклиналь 291
Алазанская глыба 463
Алазанская депрессия 494, 495, 549
Алазанская дислокация 463
Алазанская подзона 46, 461, 464
Алазанская серия 325, 326, 330, 331, 463, 464, 549, 566, 590
Алазанско-Агрчайская депрессия 495, 501
Алибек-Домбайская синклиналь 456
Алисигорский покров 462
Алисеховская группа нефтегазопроявленных 587
Алматская свита 53
Алоти свита 186, 234
Алпанский «купол» 12
Альбский ярус 114, 118, 129—133, 135, 136, 138—140, 148, 520
Альпийская провинция 125
Альпийский орогенический цикл 453, 504, 530, 558
Альпийский тип фауны 129
Амбролаурский взброс 489
Амбролаурское землетрясение 499, 500, 501
Амзарско-Мухурская подзона 195, 465, 466, 469, 471, 572
Амтхельское полиметаллическое месторождение 581
Анальцимовый горизонт 81
Ананурская (силицитовая) свита 143, 144, 146—148, 174
Ананурский горизонт 375
Ананурско-Икотская кордильера 463
Андийская орогеническая фаза 92, 96, 111, 513
Антикавказ 67, 85, 453, 454, 470
Антикавказская геосинклиналь 65, 454, 455, 489
Антикавказские движения 490
Антиклинорий Главного хребта 24, 353, 355, 455, 456, 457, 464
Аптский ярус 125—129, 135, 136, 138—140, 517
Апшеронские отложения 323
Апшеронский ярус 324, 329, 330, 448
Апшеронское море 549
Аральская свита 263
Араратская котловина 306
Араратское землетрясение 492

- Аргунские слои 283
 Аргунский покров 462
 Аргунско-Жинвальская (Кахетинская) подзона 142, 143, 461
 Арджеванский надвиг 484
 Аркалинская подзона 142
 Армянско-Иранская геосинклиналь 505
 Арташинская свита
 Артинский массив 475, 484, 539
 Артинско-Болниская глыба (синонимы Сомхитская и Южно-Грузинская глыбы) 9, 34, 42—44, 58, 112, 142, 171, 172, 175, 177—179, 181, 209, 211, 212, 233, 243, 264, 308, 331, 359, 361, 365, 372, 406, 414—417, 420, 426, 427, 441, 450, 469, 470, 477, 479, 483, 484, 487—489, 498, 500, 505, 511, 513, 522, 523, 525, 526, 528, 530, 532, 559, 580, 584
 Артинско-Болниская суша 522
 Аспиндза-Манглинская подзона 232, 482, 483
 Ассинские диабазы 395
 Асуретские конгломераты 205
 Асфальтитовая свита 98
 Атенская антиклиналь 481
 «Атлантическая» серия 414
 Аттическая орогеническая фаза 312, 546, 549
 Ахалкалакское плато 442, 443, 445, 446, 448, 451, 485, 490, 508
 Ахалкалакская свита 446, 447
 Ахалкалакская складчатая система 491
 Ахалкалакское землетрясение 492, 498, 500
 Ахалсопельская котловина 337, 352
 Ахалсопельская свита 205, 227, 228
 Ахалцихе-Адигенская антиклиналь 482
 Ахалцихская депрессия (котловина) 11, 13, 15, 20, 21, 196, 204, 208, 213, 217, 331, 338, 339, 350, 380, 421, 441, 442, 482, 483, 536, 568, 580
 Ахалцихская подзона 226, 229, 230, 232, 233, 331, 482, 483
 Ахалцихский синклиниорий 481, 482
 Ахалцихский третичный бассейн 182, 235—237, 306, 308, 532
 Ахубатское плато 434
 Ахудагская свита 307
 Ахчу-Кацирхинская кордильера 465
 Ацгарская свита 54
 Ачигварское землетрясение 496, 497, 500
 Ашинский лавовый поток 434
 Ашурыанская антиклиналь 220
- Б**
- Бабаджанский горизонт 323
 Баджская антиклиналь 588
 Базалети-Ширакская подзона 591
 Базалетская котловина 565
 Базалетская терраса 350, 556
 Базалетское плато 341
 Базальная формация 37
 Базальтовые породы Джимастаро 438
 Базальтовые породы Сормони 438
 Базальтовые породы Чолеби 438
 Базальты Окриби 438
 Байдская структура 591
 Байда-Чатминская антиклиналь 221, 229, 303, 305, 591
 Байда-Чатма нефтяное месторождение 589
 Байлетский массив 422
 Байосская вулканогенно-осадочная свита 368—372, 573, 575
 Байосский век 507, 510
 Байосский вулканизм 391, 396
 Байосский ярус (байос) 14, 46, 65, 68, 69, 71, 73—75, 77—79, 83—87, 101, 102, 118, 142, 148
 Баканская группа нефтегазопроявлений 587
 Бакинские отложения 323
 Бакинский ярус 343, 448
 Бакуриани-Торский надвиг 438
 Бакурианско-Боржомский лавовый поток 439
 Бакурианское плато 440
 Балканская геосинклиналь 139
 Бардадорская (Банушчайская) интрузия 372, 424, 425
 Бармакисзская синклиналь 351
 Барнеевые слои 273, 275, 277, 281—283
 Барремская трансгрессия 138
 Барремский ярус (баррем) 14, 113, 118, 122—125, 129, 137—140, 474, 517
 Батская регрессия 511, 513
 Батская орогеническая фаза (складчатость) 142, 369, 397, 455, 459, 462, 464, 467, 474, 475, 511, 513
 Батский век 510, 511
 Батский ярус 13, 14, 65, 66, 68, 69, 71, 72, 74, 76, 77, 79, 82—87, 89, 118
 Баханская свита (бахани) 89—92
 Беденская антиклиналь 483
 Беденская лава 554
 Беденский долеритовый поток 483, 569
 Бездиабазовая свита 53
 Берриасский ярус (берриас) 113, 138
 Бешташенская синклиналь 351
 Бзнаурское поднятие 510
 Бзыбская антиклиналь 98
 Бзыбское угольное месторождение 510, 576
 Бжиневакая синклиналь 474
 Бийский горизонт 315, 322, 323
 Блордзо-Кодиданский взбросо-надвиг 440
 Бодорские (или базалетские) конгломераты 341
 Болиянская свита (болия) 91
 Болниская зона 30, 484, 485, 487, 488
 Большое Неписало вулканический конус 430, 434
 Большой Кавказ антиклиниорий 353, 355, 503
 Большой Кавказ геоантиклиналь 500
 Большой Кавказ геосинклиналь 407
 Большой Кавказ кристаллическое ядро 24, 26, 46, 395, 500, 573, 574
 Большой Кавказ складчатая система 455
 Борейальные виды 129, 139
 Боржомская антиклиналь 532
 Боржомская свита 415
 Боржомский флиш 197—200, 202, 204, 209, 211
 Боржомско-Абастуманская антиклиналь 481
 Босфорский горизонт 315, 323
 Бурдигальский ярус 229, 239, 240
 Бурсачирская свита 51, 52, 54, 70, 84

Бухарская депрессия 180
 Бюльская морена 343, 344
 Бюргутская свита 323

В

Ваке-авлабарская терраса 338
 Вакиджварская интрузия 384, 386
 Валанжинский ярус (валанжин) 43, 89,
 91, 113, 119—121, 137—139, 513
 Валахо-Понтийская масса 453
 Валахская орогеническая фаза 554, 555,
 557
 Ванатская лава 437
 Вандамская подзона 179
 Вандамская свита 143
 Варташенские землетрясения 495
 Ведиско-Хидиставская синклиналь 481
 Венгерская межгорная впадина 182
 Верхне-Алазанские землетрясения 494,
 500
 Верхнеальбская трансгрессия 139
 Верхнекерлеутский горизонт 237
 Верхнемайкопские отложения 541
 Верхнемиоценовый цикл осадконакопле-
 ния 546
 Верхнепалеозойский вулканизм 388
 Верхнесарматское море 546
 Верхнетаврическая свита 63
 Верхнеэоценовая регрессия 536
 Верхнеэоценовый вулканизм 421
 Верхнеюрский вулканизм 401
 Верхнеюрский флиш 52
 Верхнеюрско-меловой структурный ярус
 558
 Верхнеюрский структурный подъярус
 558
 Верхняя и нижняя Чауда 333, 346
 Веселянские слои (горизонт, фация)
 273—276, 280, 282, 284
 Внешне-Кахетинский залив 554
 Восточно-Абхазская зона погребенных
 прогибов 589
 Восточно-Чаладидская погребенная
 структура 588
 Восточный флишевый бассейн 526, 530
 Враконский подъярус (вракон) 113, 150,
 157
 Вулканический купол «3286 м» 431
 Вулкан Насти-дуб 436
 Вулкан Хорисар 434
 Вюрмские ледники 344
 Вюрмские морены 344
 Вюрмское оледенение 343, 344, 351

Г

Гагрско-Джавская зона 43, 44, 46, 51,
 68, 87, 92, 102, 106, 112, 113, 118, 119,
 121, 122, 124—126, 129, 130, 133, 135,
 136, 138, 139, 148, 149, 153, 154, 174,
 176, 179, 180, 186, 215, 459, 461, 463—
 465, 489, 511, 513, 517, 520, 522, 525,
 526, 528, 530, 572, 575, 580
 Гагрско-Джавская рудная область 580
 Галидзгинский горизонт 320, 322, 323
 Гардабонская депрессия 278, 281
 Гаре-Кахетинская подзона 219, 470, 476,
 478, 588
 Гвашхаринская свита 37
 Гвелетский лавовый поток 434

Гвиргвина-Баратхевская синклиналь 481
 Гегечкорские землетрясения 494, 496,
 497, 500
 Гелаверская синклиналь 472
 Гелатская депрессия 576
 Гелатское угольное месторождение 576,
 577
 Гельвегский ярус 229, 240
 Генцвишское месторождение 575
 Герцинское (время) эпоха 34, 365
 Герцинская орогения 33, 34, 474, 503,
 504
 Гескеская (пасанаурская) свита 114,
 115, 137, 140, 436
 Геттангский ярус (геттанг) 58—61
 Главная Кавказская интрагеосинклиналь
 454
 Главный Кавказский хребет геоантикли-
 наль 503—505, 557
 Главный надвиг 37, 46, 456, 457, 462,
 496, 501, 555, 582
 Главный хребет Большого Кавказа
 антиклинорий 9, 24, 387, 455—457, 459,
 464
 Годердзская свита 229, 230, 232, 306,
 307, 331, 441—445, 447, 448, 450, 482,
 546, 568, 584
 Годердзско-Кисатибская свита 445
 Гоцау фация 182
 Гомаретско-дманисские эффузивы 448
 Гомаретское плато 444, 447, 568, 569
 Гомборская подзона 475
 Гомская интрузия 386
 Гондвана 493
 Горабская интрузия 70
 Горадзирские базальты 437
 Гори-Атенская антиклиналь 221
 Горийская антиклиналь 220, 221
 Горийский горизонт 268
 Горийское землетрясение 492, 498, 500
 Горийско-Мухранская депрессия 121,
 129, 132
 Горешско-Харагаульская синклиналь
 474, 475
 Горисджварско-Хведуретская антикли-
 наль 168, 169, 526, 528
 Готеривский ярус (готерив) 113, 119—
 122, 137—139, 517
 Гочоурская терраса 337
 Гракали-Метехская терраса 338
 Грестенская фация 64
 Грма-Геле свита 298
 Грозненские слои 307
 Громская полоса 325
 Грузинская глыба 9, 15, 16, 34, 39, 43,
 44, 55, 65—68, 71, 79, 82, 83, 85, 87,
 102, 104, 110, 112, 113, 118, 119, 121,
 122, 124—126, 128, 129, 133, 135, 136,
 138, 139, 141, 148, 149, 151, 154, 156,
 161, 163, 175, 177, 180, 181, 186, 195,
 196, 201, 205, 206, 209—211, 219, 233,
 234, 236, 264, 265, 285, 308, 314, 324,
 331, 356, 368, 374, 387, 388, 390, 391,
 399, 400, 405, 406, 409, 411, 414—416,
 425—427, 436, 450, 452, 454, 455, 457—
 459, 461, 463, 465—467, 469—474, 475,
 479—481, 483, 490, 496—498, 500, 505,
 507, 510, 511, 513, 517, 520, 522, 525,
 526, 528, 530, 539, 541, 546, 559, 589—
 591

- Гудамарская подзона 142, 461
 Гудамарское землетрясение 494, 500
 Гудаутская депрессия 225, 250, 260, 261, 270, 288, 297, 305
 Гудаутская подзона 308, 309, 470, 471
 Гудаури-Млетский лавовый поток 432
 Гуджаретский лавовый поток 440
 Гудаушаурская свита 51, 52, 54
 Гулианская антиклиналь 317
 Гумбатская антиклиналь 169, 202
 Гумистинская свита 54
 Гурийская депрессия 261, 275, 289, 297, 299, 305, 321, 438, 479, 480, 497, 498, 541, 545, 546, 590
 Гурийская подзона 226, 308, 311, 317, 319, 320, 421, 479, 480
 Гурийская синклиналь 206
 Гурийские слои (отложения, горизонт) 309, 319—323, 334, 336, 439, 549, 554, 571
 Гурийский бассейн 323
 Гурийский ярус 321, 322
 Гурийский век 547
- Д**
- Дабадзельское лавовое плато 439
 Дабаханские слои 198, 199, 202—204, 208, 211, 212, 570
 Дагестанское землетрясение 495, 496, 500
 Дамблудское полиметаллическое месторождение 584
 Дарадавская синклиналь 145, 146
 Дарьяльский кристаллический массив 48, 49, 54, 62, 491, 560, 580
 Дарьяльского массива надвиг 557
 Датский век 530
 Датский ярус 141, 146—148, 151, 152, 156—160, 162, 170, 172, 174, 176, 178, 179, 183, 187, 195, 198—201, 211, 216, 528, 530
 Дашкесанское месторождение 583
 Дгналская (тетра-хеви) свита 114, 116, 117, 136
 Дебедачайский поток 449
 Девдоракское медное месторождение 580
 Дерадавская синклиналь 462
 Десская свита 36
 Дехвирская антиклиналь 258
 Джавско-Теделетский пролив 541, 545
 Джавско-Теделетская синклиналь 305
 Джавахетская зона 331, 484—486, 489
 Джавахетское вулканическое нагорье 20, 568, 569
 Джавская депрессия 286, 287, 295, 302
 Джавско-Ширакская предгорная впадина (прогиб) 276—278
 Джарквальская интрузия 367
 Джерахская свита 49, 52
 Джгальская свита 260
 Джирхвская антиклиналь 305
 Джирхвская синклиналь 297
 Джорчиская свита зернистых известняков 145, 146, 174, 179
 Дзамский диоритовый интрузив 424, 583
 Дзегви-Кавтисхевский надвиг 480, 481
 Дзирульская зона 155, 222, 266, 272—274, 276, 289, 290, 292, 299, 368, 470, 474
 Дзирульский залив 541
 Дзирульский кристаллический массив 12—14, 16, 17, 20, 24, 27, 28, 30, 32—34, 39—41, 44, 45, 55, 57, 58, 62, 64, 65, 79—81, 85, 95, 118, 119, 121, 122, 124, 128, 154, 188, 341, 353, 355, 356, 358, 359, 368—370, 387—389, 391, 399, 436, 437, 453, 454, 459, 470, 473—476, 478, 490, 491, 503—505, 507, 517, 520, 523, 525, 530, 532, 539, 541, 546, 554, 559, 563, 570, 573—576, 579, 580
 Дзирульский остров 526, 528
 Дзирульское поднятие 27, 44, 491
 Дзирульская суша 530
 Дзирульско-Тирифонская суша 536
 Дзышринская группа полиметаллических месторождений 581, 582
 Днабазовая формация 510
 Дибрарская впадина 105
 Дибрарская подзона 179
 Дивезские отложения 96, 99
 Дидубе-чугуретская терраса 338
 Дизская серия 35—38, 45—47, 50, 54, 355, 356, 387, 388, 457, 459, 464, 490, 504, 560, 572
 Дилижанская свита 237
 Дискоциклинновые известняки 194, 212, 218
 Дманисское лавовое плато 20, 568, 569
 Дманисско-Сакирская подзона 485, 489
 Доквартская антиклиналь 297
 Домерская фауна 49, 52, 56, 58, 60, 62
 Домерский ярус 54, 55
 Доминдельский рельеф 555
 Донаурская свита 289
 Донеогеновый вулканизм 387
 Донецкая орогеническая фаза 507
 Дочаудинские скульптурные ступени 549, 554
 Дочаудинские террасы 332
 Древнекимерийская орогеническая фаза 457, 504
 Древнечерноморский горизонт 334, 347
 Древнеэвксинская терраса 333, 346
 Древнеэвксинский горизонт 334, 347
 Древнеэвксинское время 556
 Древнеэвксинско-узунлярская терраса 333, 346
 Дрейсенсневый горизонт 322, 323
 Дуабские слои 309, 316
 Душетская свита 305, 324—327, 331
 Дюменские слои 237
- Е**
- Евпаторийский горизонт 315, 323
 Енисельская свита 91, 115
 Ереванско-Ордубадская зона 181
- Ж**
- Жинвальско-Гомборская подзона 52, 114, 461, 462, 465, 475, 570
- З**
- Заальская орогеническая фаза 504
 Закавказская геантиклиналь 503, 504
 Закавказская геантиклинальная зона 454, 469

Закавказская депрессия 453, 454, 539
 Закавказская межгорная впадина 559
 Закавказская плита 478
 Закавказско-Лагодехская группа землетрясений 494, 495
 Западная зона погружения 308
 Западно-Абхазская впадина 523
 Западно-Абхазский бассейн 513
 Западное погружение зона 470
 Западно-Грузинское землетрясение 497
 Западный флишевый бассейн 526, 528
 Зедубанская свита 298
 Зейвинская свита 237
 Зеленчукская свита 237
 Земо-Натанебская антиклиналь 261
 Зесхо свита 50, 54, 68
 Зона Восточного погружения 475
 Зубская антиклиналь 458
 Зурамакентская свита 263

И

Ивановский сброс 486
 Игоетское поднятие 339, 341
 Ильдоканская группа нефтегазопоявлений 587
 Ильдоканская свита 212, 587
 Ильдоканский надвиг 462
 Имерхевская свита 201
 Ингулетские слои 238
 Инчачайский горизонт 237
 Ипрский ярус 197, 211
 Иханарская синклинали 186
 Ихинвальская подгруппа лав 436

К

Кабарджинский вулкан 432, 433
 Кавтисхевская антиклиналь 220, 221, 590
 Кавтисхевская подзона 481
 Кавтисхевская полоса 590
 Кадорская свита 49
 Казбегская свита 51, 52, 54
 Казбегско-Лагодехская зона 43, 44, 46, 66, 459, 462, 491
 Казбекский вулканический массив 428, 433, 434
 Каишаурский лавовый поток 339
 Кайванская свита 86
 Кайдонская лавовая гряда 431, 432
 Какабетская структура 591
 Каледонский орогенический цикл 33, 34, 469, 474, 503
 Каледонско-раннегерцинский структурный ярус 557, 558
 Калининская (пасаденская) орогеническая фаза 555
 Калоубанская терраса 338
 Кампанский ярус (кампан) 145, 152, 159, 164, 170, 172, 174, 176, 178, 179
 Камышбурунский горизонт 322
 Кандарская антиклиналь и синклинали 474
 Капротиновые известняки II
 Караганский ярус (караган) 256, 269, 271—279, 281, 283, 291
 Карадагская спелитово-кератофировая серия 87
 Карангатская высокая и низкая террасы 333, 346
 Карангатский горизонт 334, 347

Карангатское время 556
 Каратубанский горизонт (слои) 11, 119, 213, 229—231, 235
 Карачинарский горизонт 237
 Карталинская депрессия 15, 17, 234, 238, 251, 253, 262, 276, 278, 290—292, 299, 304, 324—326, 532, 545, 546, 549, 589
 Каробский туф 402
 Каробская интрузия 377, 378
 Каробский рудный узел 582
 Картвельский горизонт 282
 Карталино-Кахетинская депрессия 541, 545
 Касарская свита 89, 91
 Каспийский бассейн 338, 349
 Каспи-Мцхетская антиклиналь 220, 256
 Кахетинская депрессия 17
 Кахетинская группа землетрясений 494
 Кахетинская подзона 143—148, 179, 461—463, 522, 526, 528, 530, 590
 Кахетинская суша 526, 528, 530
 Кахетинский горизонт 147
 Кахетинско-Дзиркульская суша 520, 522, 523, 525, 526
 Кацирхская антиклиналь 97
 Кацетская терраса 338, 339
 Квайса месторождение 398, 576
 Квакеври свита 183, 184, 186, 212
 Квалонская антиклиналь 471
 Квалонская погребенная структура 588
 Квалонская скважина 471
 Квасатали-Торманеульская подгруппа лав 436, 437
 Квиранская интрузия 379
 Квирильская антиклиналь 474
 Квирильская депрессия 579
 Квирильский разрез 39
 Квитерская (босельтская) свита 146, 174
 Келасурский взброс 490
 Келасурский интрузив (массив) 370, 469, 489, 490, 511, 581
 Кели купол 430, 433
 Келловейская трансгрессия 72, 87, 89, 93
 Келловейские отложения 75, 87, 99, 103, 105, 107, 109—111
 Кельское вулканическое нагорье (плато) 428, 431, 433, 549, 561, 562
 Кемчи свита 179
 Кепши свита 113, 137
 Кечутский разлом 492, 499, 502
 Килакупрская структура 591
 Киммериджский ярус (киммеридж) 15, 88, 89, 91, 96—101, 103—106, 108, 110—112
 Киммерийские отложения 315—317
 Киммерийский бассейн 547
 Киммерийский век 318, 321—323
 Киммерийский ярус 315, 323, 331
 Киммерийское время 547
 Кинта свита 78, 186, 214, 215, 234, 243, 245, 257, 587
 Кинтычинская свита 263
 Киранская свита 37
 Кировабадско-Карабахская зона 488, 489
 Кирышская синклинали 351
 Кисатинская свита 229, 441, 477, 484, 485
 Кистинская свита 48, 49

Клансейский горизонт (клансей) 130—132, 138
 Кного вулкан 435
 Кобистанская орогеническая фаза 315
 Кода-Швиндискельная полоса 327
 Кодманская антиклиналь 168, 525
 Колотанская формация (альбитовые диабазы) 395, 396
 Колхидитовый горизонт 570
 Колхидская (Рионская) аллювиальная равнина 335
 Колхидская депрессия, 121, 124, 250, 262, 545
 Колхидская подзона 160, 308, 309, 314, 470—473, 480, 588
 Колхидский залив 547, 554—557
 Комарникская свита 140
 «Комплекс горы Асхи» подзона 470, 472
 Конкский горизонт 269, 270, 272—286, 291
 Конкские слои 289
 Коньякский ярус (коньяк) 144, 150, 152, 155, 160, 166, 170, 173, 174, 176, 179, 526
 Копалоносный горизонт 138
 Корбикуловые глины 448
 Корбулевые слои 213, 223, 232
 Кортские слои (корта дивез) 93, 95, 96, 99, 102, 104
 Котхская серия 147
 Коцахурский горизонт 217, 227, 238—241, 243, 247, 249, 250, 252—264, 266, 276
 Красноколотская свита 331
 Краснополянское землетрясение 494, 496, 500
 Криптомактровые слои 293, 295—299, 302, 303, 306—308
 Крымско-Иранская зона дислокаций 493
 Крымско-Кавказская геосинклинал 504, 505
 Ксанские выходы 475
 Кубанское поднятие 526, 528
 Куланурхская синклинал 305
 Кулевская антиклиналь 471
 Кумисская котловина 351
 Куринская депрессия 237, 485, 488
 Куринский долеритовый поток 449
 Куринский залив 541, 545
 Кутаисская подзона (Южная Окриба) 157, 158, 222, 374, 470, 473
 Куяльницкие отложения 309, 318, 319, 321—323
 Куяльницкий век 547
 Куяльницкий ярус 316
 Кэпш свита 113
 Кыртыкская свита 33

Л

Лабечинская антиклиналь 190
 Лалаурисхевская подзона 142, 461
 Ламбало-Мирзаанская полоса 330, 331
 Ланчхутская антиклиналь 480
 Лараквакский взброс 489
 Лараквакская синклинал 76
 Ларамийская орогеническая фаза 211, 474, 530, 532
 Латгорфские песчаники 217
 Лашипсинская свита 47, 54

Лейасовый вулканизм 390
 Ленинанканское землетрясение 492
 Лечумская синклинал (депрессия) 193, 217, 239, 246, 247, 258, 259, 336, 458, 467, 469, 473
 Лечумские нуммулитовые известняки 182
 Лидахский надрог (Лидахви) 462
 Либанско-Ацкурская антиклиналь 481
 Лигнитовые слои 182
 Лигурийский ярус 213
 Лиролиповые слои (горизонт) 186—189, 191, 209, 210, 212—214, 570
 Лисская антиклиналь 484
 Литогамневые известняки 190—192
 Лок-дамбудская порфириновая дайка 373
 Локская антиклиналь 488
 Локский массив 14, 17, 24, 30—33, 58, 60—62, 65, 82, 83, 85, 171, 172, 209, 353, 361, 362, 364, 365, 370, 371, 391, 400, 414, 420, 426, 455, 484—491, 503, 505, 507, 569, 570, 573
 Локское поднятие 30, 44, 488, 489
 Локского поднятия подзона 485, 488
 Лотарингский ярус 48, 60, 62
 Лоткинская терраса 338
 Лузитанский век 96
 Лузитанский ярус (лузитан) 87, 88, 93, 96—101, 104—106, 108, 111
 Лухумское месторождение 582

М

Маастрихтский ярус (маастрихт) 78, 145, 151, 152, 162, 170, 172, 174, 176, 179, 183
 Маганское угольное месторождение 510, 576
 Маднеульско-Поладаурская подзона 485, 487—489
 Майкопская серия 183, 197, 205, 214—217, 219—223, 226—228, 233, 238, 241, 243, 247, 249—251, 253, 254, 256, 257, 259, 260, 262, 266, 267, 271, 276, 288, 589
 Майкопские глины 187, 188, 212, 216, 217, 220, 223, 234—237, 252, 261, 539
 Майкопское море 536
 Малое Непискало (семь братьев) вулканический массив 428—431
 Малхазовская антиклиналь 590
 Мамадавитская свита (Мамадавити) 205
 Маргалитскладская свита (или свита красных известняков) 144, 147, 148, 174, 179
 Мардская синклинал (Марда) 482
 Маркхотская серия 147
 Марнеульская подзона 485, 488
 Марткобская свита (слои) 227, 228, 242
 Марткобская структура 591
 Мацетинская (Мегахдырская) свита 226, 235
 Машаверский долеритовый поток 351, 447—449
 Махатская терраса 338, 340, 341, 555
 Мхелсундская синклинал 485
 Мегрело-Сванетское землетрясение 496

- Мегрельская депрессия (синклиналь; синоним Одишской синклинали) 190, 295, 313, 317, 336, 471, 541, 546, 554, 556, 579, 589
- Мегрельская сейсмогенетическая глубинная структура 497
- Мегрельский глубинный разлом 493, 497, 501, 502
- Медовеевская свита 113, 114, 136, 140
- Меквадурская свита 145
- Мелик-Касульские слои 282
- Мелик-Касульский горизонт 203, 263
- Меловой вулканизм 406
- Меловой структурный подъярус 558
- Менджский разрыв 471
- Менелитовые сланцы 238
- Меотический бассейн 307
- Меотический век 307
- Меотический ярус 309, 321—323
- Мерисское свинцово-цинковое месторождение 583
- Местийско-Тианетская зона 43, 44, 66, 87, 89, 105, 112, 114, 135, 136, 138, 142, 143, 147, 148, 174, 179, 183, 214, 459—467, 491, 511, 513, 517, 555, 556
- Местийско-Тианетский бассейн 513, 522
- Металлогенетическая провинция Южного склона Главного Кавказского хребта 580
- Метехская терраса 338
- Мехадири свита 194, 195
- Миатлийский горизонт 237
- Миллионский вулкан (Миллиона) 432, 433
- Миндельские морены 344, 345, 549, 560
- Миндельское оледенение 343, 556
- Миоценовая складчатость 380
- Миоценовое море 546
- Миоценовый бассейн 539
- Мирзаанское нефтяное месторождение 589
- Митридатловский горизонт 322
- Млашишев-Мирзаанская полоса 327
- Млашишевская структура 591
- Млетская свита 52, 89, 91
- Моквикардиумовые глины 316, 322
- Моквинская опорная скважина 225
- Моквинские слои 309
- Молассовая зона 476, 477
- Молитская антиклиналь 474, 475
- Молитская синклиналь 118, 523
- Молитско-Марелисская синклиналь 154, 155
- Монтский ярус 192
- Мтаварская свита (мтавари) 141, 158, 189—192
- Мтиулетская (Чиатурская) подзона 142, 143, 461, 463, 526
- Мухерский вулканический центр 439
- Мухранская депрессия 341
- Мухранско-Тирифонская (молассовая) зона 119, 161, 199, 219, 466, 470, 475, 476, 487, 513
- Муцидикальский горизонт 237
- Мцарехевская антиклиналь 590, 591
- Мцхетская антиклиналь 204, 205
- Мэотические отложения 323
- Мэотический бассейн 546
- Мэотическое время 547
- Мэотическо-плиоценовый структурный подъярус 558
- Н**
- Набатхевские песчаники 251, 252
- Навталанская свита 237
- Навтисхевская группа нефтегазопроявлений 587
- Навтисхевская (павлеурская) свита 114, 116, 117, 136, 143, 520
- Навтлугские слои (лиролеписовый горизонт, слои) 193—195, 197, 198, 205, 206
- Нагелский интрузив 424
- Нагельфлю (конгломерат плиоцена) 324
- Надглауконитовые известняки 158
- Надильдоканская свита 183
- Надорбитондная (шахветильская) свита, слои 183, 184
- Надсарматские конгломераты 331
- Надхадумский горизонт 250
- Назревская антиклиналь 257
- Накалакевская брахиантиклиналь 154, 160, 223, 471, 473
- Нарванхохский вулкан 431
- Нарванский поток 562
- Нарульская свита (туфы) 391
- Насакиральский массив 422
- Насперская синклиналь 295
- Натанебская антиклиналь 298, 590
- Натахтарская суша 536
- Нацвалцкальская антиклиналь 221, 590
- Нацхорская свита 284, 300, 304, 305, 325, 326, 546
- Нижнепалеозойский вулканизм 387
- Нижнесарматское время 541
- Нижне-среднеэоценовый вулканизм 417, 420
- Нижне- и среднеюрский структурный ярус 558
- Нижнетаврическая свита 63
- Нижнечаудинское время 555
- Нижний аален 50—54, 57
- Новоларамийские движения 528
- Новопиренейская (предолигоценовая) орогенетическая фаза 532
- Новороссийский подъярус 315
- Новочерноморская терраса 333, 346
- Новоэвксинский горизонт 334, 347
- Новоэвксинское время 557
- Норно-Марткобская антиклиналь 228, 242
- Норно-Мцхетская антиклиналь 483
- Норно нефтяное месторождение 589
- Норно-Патардзеульская антиклиналь 290
- Норно-Хашминская антиклиналь 257, 276, 590
- Норно-Хашминское поднятие 242
- Нугринская свита 238
- О**
- Оджи полиметаллическое месторождение 581
- Одишская депрессия, синклиналь (синоним Центральной Мегрельской депрессии) 271, 287, 472, 473, 555, 564
- Одишская подзона 159, 191, 223, 308—311, 313, 314, 470, 471
- Одийская свита (Одия) 140
- Окрбская угленосная свита 510

Окрибские базальты 427
 Окрибский батский бассейн 510
 Окрибское антиклинальное поднятие 154, 193, 541, 545, 563, 586
 Оксфорд 93, 94
 Оксфордская свита 77, 87, 88, 98, 99, 103, 105, 107, 109—111
 Окумская антиклиналь 51, 54
 Оливиново-анальцимовые долериты р. Тавкветилас-геле 438
 Олигоцен 183, 187, 189, 191
 Олигоценовая эпоха 536
 Олигоценово-нижнемиоценовый структурный подъярус 558
 Ольгинская свита 263
 Онкофоровые слои 240
 Орбитоидная свита 146, 148, 179, 183, 184
 Орбитолиновые известняки 182
 Орметская свита 306
 Ормоянская (Хевдзмарская) синклинал 227, 228, 242, 276
 Ореховский надвиг 117, 142, 148, 214, 293, 462, 530, 555
 Остракодовые слои 237, 238
 Оходжури свита 306

П

Павлеурская свита (навтис-хеви) 114, 116, 117, 136, 143, 520
 Палантюканская антиклиналь 329
 Палеогеново-нижнемиоценовый структурный ярус 558
 Палеогеновый вулканизм 415
 Палеоцен 183, 187, 189, 190—192
 Палеоценовый вулканизм 415, 416
 Пантикапейский горизонт 322
 Панонский срединный массив 140
 Пангианский покров 462
 Папришевская группа нефтегазопроявлений 587
 Пасанаурская (Геске) свита 114, 115, 137, 140, 436
 Патара-Шираки нефтяное месторождение 589
 Патардзеульская структура 591
 Паукская свита 143, 147
 Пектункуловский горизонт (слои) 239, 248, 250, 253
 Перевисские базальты 437
 Персатская лава 339
 Пестроцветная свита Ткибули 17, 93, 99, 402
 Пикнодонтовые песчаники 194, 213
 Пиренейская орогенетическая фаза 426
 Пицундские конгломераты 315
 Планорбелловые слои 195, 237
 Платская синклинал 213
 Плейстоценовая орогенетическая фаза 557
 Плинсбахский ярус 49, 62
 Плиоценовая орогенетическая фаза 557
 Плиоценовая эпоха 547
 Плиоценовый бассейн 547
 Плиоцен 308, 321, 557
 Позднеаттические движения 549
 Позднегерцинский структурный ярус 557, 558
 Поквешинский горизонт 320, 322

Поладаурская гранитоидная интрузия 371, 372, 511
 Палеоценово-среднеоценовый структурный подъярус 558
 Полтавская свита 238
 Понтическое время 547
 Понтический ярус (понт) 299, 306, 312, 314, 321—323
 Понтийская свита 314
 Понто-Таврическая зона дислокаций 493
 Порфиритовая свита 13, 52, 56, 57, 82, 83, 85, 86, 92—96, 143, 148, 278, 286, 289, 290, 294, 299, 409, 458, 459, 463, 466—469, 473—476, 488, 510, 511, 561, 563, 586
 Портланд 112
 Поцхрвевский взброс 489, 554
 Предбакинское время 590
 Предверхнеоценовые (триалетские или древнепиренейские) движения 532
 Предгурийская орогенетическая фаза 320
 Предкелловейская—батская орогенетическая фаза 371, 511
 Предмэотийская (аттическая) фаза складчатости 375
 Предсеноманский размыв 520
 Предсреднемиоценовая (штирийская) и орогенетическая фаза 539
 Предтриалетский прогиб
 Предтуронский перерыв 523
 Предпонтическая (кобыстанская) орогенетическая фаза 547
 Приабонский ярус 188, 213, 230
 Приабонские нуммулиты 212
 Приорская полоса 327—330, 590
 Приорское поднятие 588
 Приказбекская группа землетрясений 494, 496
 Прикуринская зона 181
 Присредвская лава 437
 Прохоровская свита 37
 Пуйская свита 49, 52
 Пховельская антиклиналь 591

Р

Раниновые известняки 193
 Раро медно-пиритовое месторождение 583
 Рача-Сванетская рудная область 580—583
 Рачинско-Лечхумская синклинал 94, 118, 120—123, 127, 130, 135, 150, 151, 189, 215, 216, 246, 266, 458, 465—469, 472, 491, 499, 501, 511, 517, 520, 523, 525, 526, 528
 Рачинская синклинал (депрессия) 258, 468, 491, 523, 554, 563, 588
 Рачинский краевой надвиг 555
 Рионский залив 541, 545, 546
 Рисс-вюрмская межледниковая эпоха 432
 Рисская морена 343, 344
 Рисское оледенение 334, 350
 Рицевские слои 263
 Робинасцверское поднятие 510
 Роданская (восточно-кавказская) орофаза 549, 554
 Роракский подъярус 96, 97, 104, 106, 108

Русская платформа 352, 493
 Рыбные мергели 202
 Рыбный ярус (слои, горизонт) 182, 211, 214

С

Сабазурская антиклиналь 483
 Сабунинская свита 145, 146, 174
 Сабурталлинская синклиналь 483, 484
 Сагорийская терраса 337
 Садзеле лавовая гряда 432
 Саимтерио синклиналь 462
 Сакараульский горизонт (слои) 217, 221, 227, 229, 238—257, 259—263, 276
 Сакаурская синклиналь 68
 Сакохе конус 432
 Самхво-Сакупре антиклиналь 275, 314
 Самеба-Накубарская антиклиналь 422, 480
 Самурзаканская подзона 223, 270, 271, 308, 309, 470, 471
 Санади́ро антиклиналь 483
 Санто́нская трансгрессия 181
 Сантонский ярус (сантон) 144, 151, 152, 156, 159, 164, 170, 172, 174, 176, 179, 526
 Саргвани вулкан 440
 Сардачарская свита 179
 Сарецкий разрез 190, 191
 Сарматский бассейн 307, 308
 Сарматский ярус (век) 284, 285, 287—292, 295—298, 300, 306, 324, 546
 Сартаганские слои (фация) 274, 280, 282 (горизонт) 284
 Сартичальская подзона 226, 227, 482, 484
 Сата́нджийская антиклиналь (брахиан-тиклиналь) 154, 159, 160, 223, 310, 317, 471, 564
 Сата́плийская антиклиналь 402
 Сати́бское поднятие 291, 591 (антиклиналь)
 Сатихарская лава 437
 Сацалике-Шкмерское поднятие 510
 Саурзаканская подзона 588
 Сасхорский надвиг 480
 Сацаликская антиклиналь 523
 Сацхенисская антиклиналь 168, 478, 481, 526, 528
 Сацхениское нефтяное месторождение 589
 Сачхерский прогиб 267
 Сванетский (Лараква́вский) взброс 490
 Сванетское поднятие 464, 491
 Свири-Пла́те синклиналь 482
 Севанская геосинклиналь 489
 Севанская складчатая система 484
 Севанско-Курди́станская зона 181
 Северная зона 161
 Северная провинция 211
 Секванский подъярус 97, 100, 106, 108
 Сеноманский ярус 15, 113, 114, 118, 147—150, 152, 155, 157—159, 166, 170, 173, 174, 176, 179, 520
 Сенонский ярус (сенон) 147, 148, 198
 Сепорская свита 50
 Серпулевые известняки 283
 Силезская фация 140
 Синайя свита 140

Синдесмиевые слои 292
 Синемюрский ярус 54, 60, 61
 Сионская котловина 342, 557
 Сирийский выступ 493
 Складчатая система Южного склона Большого Кавказа (геосинклиналь) 9, 15, 34, 43—45, 61, 62, 66, 67, 77, 83—87, 89, 105, 113, 116, 136, 138, 142, 183, 214, 234, 355, 366, 375, 387, 391, 396, 400, 404, 407, 427, 428, 450—452, 454—459, 461, 464, 465, 472, 475, 476, 490, 491, 495, 500, 503—505, 507, 510—511, 532, 539, 570, 572, 585—587
 Сланцевая свита (серия) 13, 44, 46
 Сланцы эсни 210
 Слои корты 99, 102
 Соганлугская осыпь 203, 241
 Сомхитская глыба 209, 415, 425, 455, 493 (синоним Артвинско-Болниской глыбы)
 Сомхитско-Карабахская зона 105
 Сорская свита 50—52, 54, 62, 560
 Сочинская подзона 465, 469
 Сочинская свита 225, 235
 Спаниодонтелловая фация 281
 Спиралисовая фация 281, 283
 Спонголитовые песчаники 193
 Средиземноморская провинция 211, 213
 Средиземноморская фауна 139, 140
 Среднеальбская трансгрессия 138
 Среднеевропейские виды 129
 Среднемиоценово-плиоценовый структурный ярус 558
 Средне- и верхнемиоценовый структурный подъярус 558
 Среднесарматский бассейн 545
 Среднеюрские орогенические движения (фаза) 15
 Субгерцинская фаза 526, 528
 Субперстесовый горизонт 322
 Субромбондный горизонт 312, 315, 323
 Судакский синклино́рий 111
 Сулакская свита 263
 Сулорская синклиналь 480
 Супса-Омпаретская антиклиналь 298, 337
 Супсинское нефтяное месторождение 589
 Сурамско-Гокишурский фронтальный надвиг 480
 Сырх-хох вулкан 432

Т

Табаккурское землетрясение 498—500
 Табкетила вулкан 483
 Таврическая серия (формация) 63, 64, 87
 Таджикская депрессия 180
 Таманские слои 323
 Танетский ярус 190, 192, 211
 Тапараванская котловина 568
 Тапасардагская свита 138
 Тарханензисовая фауна 274
 Тарханский горизонт 215, 217, 222, 227, 228, 240, 243, 246—249, 257, 259—264, 266—271, 280—284, 541
 Таура-Тапинская антиклиналь 221, 291, 301, 591
 Тбилисская (мамалавитская) свита 227

Твибери-Харесская синклиналь 456
 Тебердинско-Дигорская антиклиналь 456
 Тебердинско-Эльбрусская антиклиналь 491
 Теделетская синклиналь 287
 Тедзамский туф 204
 Телетская антиклиналь 169, 201—203, 211, 477, 482—484
 Телнарский взброс 489
 Терские слои 283
 Тетра-хеви свита 143
 Тетрицкаро-Асуретская подзона 485, 487
 Технанская группа нефтегазопроявлений 587
 Тианетская котловина 342, 557
 Тианетско-Садзегурская подзона 142—146, 174, 179, 461—463
 Тирифонская депрессия 341
 Титон (титонский ярус) 15, 88, 89, 91, 96—98, 100—106, 108, 110—113, 121, 140
 Тихоокеанская область 450
 Ткварчельское каменноугольное месторождение 76, 397, 398, 489, 510, 576, 577
 Ткварчельская депрессия 576
 Ткварчельский взброс 490
 Ткибульская депрессия 576
 Ткибульское угольное месторождение 576, 577
 Тоар (ярус) 50—53, 55, 56, 60
 Томаковские слои 263, 282
 Тонгрийский ярус 213
 Тонетско-Бакурианский надвиг 440
 Тори-Дигомская депрессия 196
 Тори-Гадзрисская синклиналь 482
 Тортонский ярус 229, 264
 Триалетская орофаза 15, 467, 474, 532
 Триалетская фация 178, 426, 525, 530
 Туапсе-Новороссийская зона 89, 113, 147, 148, 465
 Туркмено-Хоросанское море 110
 Туронский вулканизм 376, 411
 Туронский ярус 143, 144, 148, 150, 152, 155, 157, 159, 160, 166, 170, 173, 174, 176, 178, 179, 525, 526
 Тхинвальская свита 289

У

Угленосная свита (бата) 13, 71—83, 92, 466
 Удабнойский разрыв 290
 Удабно (антиклиналь) 301
 Узунлярский горизонт 334, 347
 Украинский кристаллический массив 282
 Укугмарты свита 143, 145, 148, 174
 Умрони (полиметаллическое месторождение) 581
 Ургон 11, 138—140
 Ургонская фация 138—140, 517
 Ургонские известняки 140, 517
 Уртинская антиклиналь 154, 159, 160, 192, 223, 311, 313, 317, 471, 547, 564
 Усахело (песчаники) 217, 258, 259
 Устричные слои 240, 256, 262—264, 268, 282

Ф

Фибровый горизонт (слои) 93
 Физар-хох вулкан 432
 Фоладовые слои (фация) 270, 272, 273, 275, 278, 284, 286, 289

Х

Хадумский горизонт, слои 198, 199, 207, 214, 216—218, 220—227, 230—238, 259, 536
 Хадумское море 536
 Хазарский век 556
 Хаишская синклиналь 73
 Харагоульская синклиналь 154—156, 168, 520, 523
 Харьковский ярус 238
 Хвалынский век 557
 Хведуретская антиклиналь 135
 Хевдзмарская синклиналь 483, 484
 Хевисджварская интрузия 511
 Хевкрийская подзона 142, 461
 Хевская интрузия 368—370
 Хеобская группа нефтегазопроявлений 587
 Хидистави-Атенская синклиналь 220
 Хиналугские песчаники 86
 Хихатский взброс 468, 489
 Ходжский поток 434
 Храмская зона поднятий 44
 Храмского поднятия подзона 485, 486
 Храмский массив 14, 16, 17, 24, 32—34, 40, 42, 43, 45, 58, 65, 171, 172, 181, 197, 201, 210, 451, 452, 455, 477, 478, 483—487, 490, 491, 503—505, 507, 522, 532
 Хвольская синклиналь 481
 Хреитская антиклиналь 82
 Хумпрерская свита 37

Ц

Цабланское месторождение серного колчедана 583
 Цалкинские минеральные воды 497
 Цалкинская депрессия 442
 Цалкская котловина 351, 443, 451
 Цалкская лава 443, 554
 Цалкская свита 447, 448
 Цалкские долеритовые лавы 448
 Цалкско-Ахалкалакская свита 477, 485
 Цалкское лавовое плато 20, 568
 Цанский рудный узел 582
 Цебельдинские морены 571
 Цедисская синклиналь 220, 221
 Цеми-Двирская синклиналь 481
 Центральная зона 168, 482, 491
 Центральная Мегрельская депрессия 225, 247, 259, 260, 311, 497
 Циви свита 331
 Циклаурская свита 48, 49, 51, 52, 54, 395
 Циклаурский лавовый поток 434, 435
 Цимлянская свита 237, 238
 Ципори свита 89, 90—92, 114, 115, 137, 140, 513
 Ципская гранитоидная интрузия 511
 Циреновые песчаники 11

Цители-Дабадзвели вулканический центр 439
 Цители-Дэири вулкан 432, 433
 Цители-хати вулкан 434
 Цительцкаройские известняки 391
 Цихиджварский вулканический центр 440
 Цихиджварское месторождение 440
 Цинская антиклиналь 482
 Цонская котловина 352
 Цхаверская терраса 338
 Цханарская синклиналь 100, 148, 186, 193, 212
 Цхинвальская лава 437
 Цхрута-цахана песчаники 213, 229—232, 235, 237

Ч

Чаквско-Саирмская подзона 479
 Чаладидская антиклиналь 471
 Чаладидская скважина 471
 Чальское угольное месторождение 576
 Чаудинские слои 299, 309, (горизонт, ярус) 321, 323, 334, 347, 554, 571
 Чаухский диабазовый массив 395
 Чачский лавовый поток 434
 Чегерчский разрез 323
 Чекураантгорские слои 186
 Череми антиклиналь 462
 Черноморский бассейн 335, 347
 Черноморский грабен 554, 556
 Четвертичный структурный ярус 558
 Чиатурская подзона (Мтиулетская) 142—145, 462, 463
 Чиатурское месторождение 222, 579
 Чимга-Чаухские альбитовые диабазы 395
 Чинчвельтский покров 462
 Чнотаанткарские слои 184
 Чкуми-Дехвирская антиклиналь 217
 Чобандагская антиклиналь 221
 Чобандагская свита 302—303
 Чобаретская антиклиналь 169
 Чокракская трансгрессия, горизонт, век 214, 217, 227, 240, 241, 252, 256, 259, 262, 266—279, 281, 283, 310, 539, 590
 Чолшуринская свита 37
 Чомская терраса 337
 Чордский взброс 489
 Чохатаурский синклиниорий 226
 Чхалтинско-Лайлинская зона 44, 459, 461, 464, 465, 504
 Чхари-Аджаметское месторождение марганца 579
 Чхер-Сакецети лавовый поток 434, 435

Ш

Шабанебельская лава 339
 Шавкабинская группа нефтегазопроявлений 587
 Шадил-хох вулкан 432
 Шар-хох вулкан 432
 Шахветильская (надорбитоидная) свита 146, 174
 Шемахинские землетрясения 495
 Ширакская свита 303, 324, 326, 327, 330, 331, 590
 Шклярская котловина 554
 Шоарская котловина 458, 467, 554
 Шоарское угольное месторождение 577
 Шовско-Пасанаурская подзона 46, 114, 461, 462
 Шроминское пегматитовое поле 571
 Шхара-Дарьяльская антиклиналь 456, 457, 491

Э

Эвксинский комплекс 271
 Эдис свита 91
 Экская антиклиналь (брахиантиклиналь) 154, 159, 160, 191—193, 223, 471, 472, 528, 564
 Экско-Абедатский разрыв 471
 Эксиординская свита 63
 Эльдарская свита 303, 304, 307, 545
 Эрвилиеви слои 273, 277, 279, 281, 283, 284
 Эрмани плато 431, 432
 Эртацмидская терраса 338
 Эрпойская котловина 325, 340, 342, 352, 557, 565
 Эперская гранитоидная интрузия 367, 370
 Эшмакис-хеви свита (литографские известняки) 144, 147, 174, 179

Ю

Юго-Осетинская рудная область 580, 582, 583
 Южная зона 169, 482
 Южная известняковая полоса Мегрелии 193
 Южно-Окрибский краевой надвиг 337, 489, 501, 555, 563

Я

Яглуджинская синклиналь 219
 Яглуджский залив 541
 Ялно-циви свита 331

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие. <i>П. Д. Гамкрелидзе</i>	9
<i>Глава I. История геологического изучения. М. С. Эристави</i>	11
<i>Глава II. Физико-географическое описание. А. Л. Цагарели</i>	18
<i>Глава III. Стратиграфия.</i>	24
† Докембрий и нижний палеозой. <i>Ш. И. Джавахишвили</i>	24
Антиклинорий Главного Кавказского хребта	24
— Дзирульская зона поднятия	27 ✓
— Болнисская зона	30
Верхний палеозой — триас	34
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа. <i>Ш. А. Адамия</i>	34
Грузинская глыба. <i>Н. И. Схиртладзе</i>	39 ✓
Артвинско-Болнисская глыба. <i>Н. И. Схиртладзе</i>	42
Юрская система	43
Нижняя юра. <i>К. Ш. Нуцубидзе</i>	44
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	45
Грузинская глыба	55 ✓
Артвинско-Болнисская глыба	58
Средняя юра. <i>В. И. Зесашвили</i>	65
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	66
Грузинская глыба	79 ✓
Артвинско-Болнисская глыба	82
Верхняя юра: <i>Н. С. Бендукидзе</i>	87
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	89
Туапсе-Новороссийская зона	89
Местийско-Тианетская зона	89
Гагрско-Джавская зона	92
Меловая система	112
Нижний мел. <i>М. С. Эристави</i>	112
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	113
Туапсе-Новороссийская зона	113
Местийско-Тианетская зона	114
Фронтальная полоса Орхевского надвига Местийско-Тианетской зоны	117
✓ Гагрско-Джавская зона и Грузинская глыба	118 ✓
Аджаро-Триалетская складчатая система	135
Верхний мел. <i>А. Л. Цагарели</i>	141

	Стр.
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	142
Местийско-Тианетская зона	143
Туапсе-Новороссийская зона	147
Фронтальная полоса Орхевского надвига Местийско-Тианетской зоны	148
Гагрско-Джавская зона	149
Грузинская глыба	154
Дзирульская зона поднятия	155 ✓
Западная зона погружения	157
Кутаисская подзона (Южная Окриба)	157
Кутаисская подзона и подзона комплекса горы Асхи	158
Одишская подзона (Южная известняковая полоса Мегрелии)	159
Колхидская подзона	160
Восточная зона погружения	161
Мухранско-Тирифонская подзона	161
Аджаро-Триалетская складчатая система	161
Северная зона	161
Центральная зона	168
Южная зона	169
Артвинско-Болнисская глыба	171
Палеоген	182
Палеоцен и эоцен. <i>И. В. Качарава</i>	182
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	183
Местийско-Тианетская зона	183
Гагрско-Джавская зона и Грузинская глыба	186 ✓
Аджаро-Триалетская складчатая система	196 ✓
Артвинско-Болнисская глыба	209
Олигоцен. <i>А. Г. Лалиев</i>	213
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	214
Местийско-Тианетская зона	214
Гагрско-Джавская зона	215
Грузинская глыба	219 ✓
Восточная зона погружения	219
Мухранско-Тирифонская и Гаре-Кахетинская подзоны	219
Дзирульская зона и Кутаисская подзона	222 ✓
Западная зона погружения	223
Одишская, Самурзаканская и Гудаутская подзоны	223
Аджаро-Триалетская складчатая система	226
Северная зона	226
Гурийская подзона	226
Южная зона	227
Сартичальская подзона	227
Ахалцихская подзона	229
Аспиндзско-Манглисская подзона	232
Артвинско-Болнисская глыба	233
Миоцен	238
Нижний миоцен. <i>Д. А. Булейшвили</i>	238
Средний миоцен <i>А. А. Чиковани</i>	264
Верхний миоцен — сармат. <i>Д. А. Булейшвили</i>	284
Плиоцен	308
Западная зона погружения Грузинской глыбы и Гурийская подзона	308
Аджаро-Триалетской складчатой системы. <i>Г. Ф. Челидзе</i>	308
Восточная зона погружения Грузинской глыбы. <i>Д. А. Булейшвили</i>	324
Ахалцихская подзона Аджаро-Триалетской складчатой системы и	331
Джавахетская зона Артвинско-Болнисской глыбы. <i>Д. А. Булей-</i>	331
<i>швили</i>	331

	Стр.
Четвертичная система. <i>А. Л. Цагарели</i>	332
Морские отложения	332
Аллювиальные отложения	335
Черноморский бассейн	335
Каспийский бассейн	338
Ледниковые отложения	343
Озерные отложения	351
Глава IV. Интрузивные образования. <i>Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили</i>	353
Палеозойские интрузии	353
Антиклинорий Главного Кавказского хребта	353
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	355
Грузинская глыба	356
Артвинско-Болнисская глыба	359
Мезозойские интрузии	366
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	366
Грузинская глыба	368
Артвинско-Болнисская глыба	370
Кайнозойские интрузии	374
Грузинская глыба	374
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	375
Аджаро-Триалетская складчатая система	378
Глава V. Эффузивные образования.	387
Донеогеновый вулканизм. <i>Г. С. Дзоценидзе</i>	387
Нижнепалеозойский вулканизм	387
Грузинская глыба	387
Геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа	387
Верхнепалеозойский вулканизм	388
Грузинская и Артвинско-Болнисская глыбы	388
Юрский вулканизм	390
Лейасовый вулканизм	390
Байосский вулканизм	391
Артвинско-Болнисская глыба	400
Батский вулканизм	400
Верхнеюрский вулканизм	401
О юрском вулканическом цикле	404
Меловой вулканизм	406
Геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа	407
Аджаро-Триалетская геосинклиналь	407
Грузинская глыба	411
Артвинско-Болнисская глыба	414
Палеогеновый вулканизм	415
Палеоценовый вулканизм	415
Нижне-среднеэоценовый вулканизм	417
Верхнеэоценовый вулканизм	421
Аджаро-Триалетская геосинклиналь	421
Интрузивная фаза мелового и палеогенового вулканизма	423
О мелово-палеогеновом вулканическом цикле	424
Послепалеогеновый вулканизм. <i>Н. И. Схиртладзе</i>	427
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	428
Верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовые эффузивы	428
Позднечетвертичные эффузивы	433
Грузинская глыба	436
Аджаро-Триалетская складчатая система	438
Верхнеплиоценово-голоценовые эффузивы	439

	Стр.
Артвинско-Болнисская глыба	441
Верхнемиоценово-нижнеплиоценовые вулканогенно-осадочные образования	441
Верхнеплиоценовые (акчагыл—апшерон) — нижнеплейстоценовые вулканические образования	445
Верхнеплейстоценово-голоценовые эффузивы	448
О некоторых закономерностях послепалеогенового вулканизма Грузии	449
<i>Глава VI. Тектоника. П. Д. Гамкрелидзе</i>	<i>453</i>
Антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа	455
Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	457
Грузинская глыба	469 ✓
Аджаро-Триалетская складчатая система	477
Артвинско-Болнисская глыба	484
Некоторые «аномалии» тектонических нарушений	489
<i>Глава VII. Сейсмотектоника. М. М. Рубинштейн</i>	<i>492</i>
<i>Глава VIII. История геологического развития. Ш. А. Адамия, Н. С. Бендукидзе, Д. А. Булейшвили, П. Д. Гамкрелидзе, В. И. Зесашвили, И. В. Качарава, А. Г. Лалиев, К. Ш. Нуцубидзе, А. Л. Цагарели, Г. Ф. Челидзе, А. А. Чиковани, М. С. Эристави</i>	<i>503</i>
<i>Глава IX. Геоморфология. А. Л. Цагарели</i>	<i>559</i>
<i>Глава X. Задачи дальнейшего изучения геологии Грузии. Г. С. Дзоценидзе, Д. А. Булейшвили</i>	<i>570</i>
<i>Глава XI. Некоторые вопросы геологии полезных ископаемых. П. Д. Гамкрелидзе, Г. С. Дзоценидзе, Г. М. Заридзе, И. В. Качарава, М. М. Рубинштейн, А. Л. Цагарели, Г. Ф. Челидзе</i>	<i>573</i>
Литература	592
Указатель географических названий	626
Предметный указатель	641

Коллектив авторов

ГЕОЛОГИЯ СССР. ГРУЗИНСКАЯ ССР
ТОМ X

Редактор *П. Д. Гамкрелидзе*

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*

Технический редактор *В. М. Волхонская*

Корректор *Л. М. Безменова*

Сдано в набор 23/IX 1963 г.

Подписано к печати 1/VI 1964 г.

Формат бумаги 70×108^{1/16}. Бум. л. 20,5. Печ. л. 41. Усл. печ. л. 57,4. Уч.-изд. л. 59,33

T 06571

Тираж 1000

Заказ 919

Цена 4 р. 35 к.

Объявлено в т. п. б. Госгеолтехиздата 1964 г. № 110

Издательство «Недра» Москва, Центр, ул. Кирова, 24

Типография фабрики № 9 ГУГК

