



# ГЕОЛОГИЯ СССР

**ТОМ  
XXIII**

**УЗБЕКСКАЯ ССР**

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ  
КНИГА-2**

4177-3



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

---

ГЕОЛОГИЯ  
СССР



*Главный редактор  
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1972

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР

---

# ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XXIII

УЗБЕКСКАЯ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ

Книга 2

Главный редактор тома *Х. Т. Туляганов*  
Редактор *В. Г. Гарьковец*  
Соредактор *Б. В. Яскович*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1972

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ  
«ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н.  
БЕЛОУСОВ В. В.  
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.

БОГДАНОВ А. А.

БОРУКАЕВ Р. А.

БОРОВИКОВ Л. И.  
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.

ГОРБУНОВ Г. И.  
(зам. главного редактора)

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.

ЕСЕНОВ Ш. Е.

ЗУБАРЕВ Б. М.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.

КУЗНЕЦОВ Ю. А.

МАГАКЪЯН И. Г.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.  
(зам. главного редактора)

МАЛЫШЕВ И. И.

МАРКОВСКИЙ А. П.

МАШРЫКОВ К. К.

МЕННЕР В. В.

МИРЛИН Г. А.

МИРЧИНК М. Ф.

МУРАТОВ М. В.

НАЛИВКИН Д. В.

ОРВИКУ К. К.

ПЕЙВЕ А. В.  
(зам. главного редактора)

ПОПОВ В. С.

РОГОВСКАЯ Н. В.

РОЖКОВ И. С.

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СЕМЕНОВИЧ В. В.

СИДОРЕНКО А. В.  
(главный редактор)

СМИРНОВ В. И.

ТРОФИМУК А. А.

ШАТАЛОВ Е. Т.

ЩЕГЛОВ А. Д.

ЯНШИН А. Л.

ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XXIII ТОМА

Г. А. АБДУРАХМАНОВ  
А. М. АКРАМХОДЖАЕВ

Р. Ю. АЛФЕРОВ

В. А. АРАПОВ

А. К. БУХАРИН

В. Г. ГАРЬКОВЕЦ

А. И. КИМ

Г. И. МАЛМАТИН

Н. М. МИХНО

К. А. НАБИЕВ

Г. И. НАДЫРШИН

И. А. ПЯНОВСКАЯ

К. К. ПЯТКОВ

Д. А. РУБАНОВ

О. И. СЕРГУНЬКОВА

Ю. В. СТАНКЕВИЧ

Х. Т. ТУЛЯГАНОВ

С. Х. ХОДЖАЕВ

Ю. В. ЧЕПИКОВ

Т. Ш. ШАЯКУБОВ

Б. В. ЯСКОВИЧ

---



# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ



КНИГА 2

Геология СССР. Том XXIII. Узбекская ССР. Геологическое описание. Книга 2. М., «Недра», 1972, 476 с. с 3 прил. (М-во геологии УзССР).

Во второй книге тома обобщены материалы по магматизму, тектонике, геоморфологии и истории геологического развития территории Узбекистана. При рассмотрении этапов геологического развития Узбекистана с раннего палеозоя до настоящего времени ярко выступает разнообразие тектонических режимов и связанных с ними палеогеографических условий. Здесь проявились три цикла тектогенеза: каледонский, герцинский, альпийский. Первые два отличались интенсивностью и сопровождались магматической деятельностью. Режим интенсивных и контрастных палеозойских движений в мезозое сменился тектоническим спокойствием, началась платформенная стадия развития района. В новейшее время тектонический режим в восточной части Узбекистана вновь стал чрезвычайно активным и эта территория преобразовалась в грандиозное горное сооружение.

Таблиц 59, иллюстраций 38, список литературы — 1122 названия.



## ВВЕДЕНИЕ

В пределах Узбекской ССР магматические породы, главным образом гранитоиды, занимают около 25% площади развития палеозоя. Специальное их изучение было начато в 30-х годах В. А. Николаевым (1933, 1935 г.), С. Ф. Машковцевым (1929, 1935), К. Н. Вендландом (1935 г.), Х. М. Абдуллаевым (1939 г.). Позднее появились работы А. В. Королева по магматизму и металлогении Алмалыкского района, Я. С. Висьневского по основным и ультраосновным породам хр. Султануиздаг, К. Н. Вендланда, Н. П. Васильковского, Ф. Ш. Раджабова, И. М. Исамухамедова по вулканогенным толщам и интрузивам хребтов Кураминского и Чаткальского, И. В. Белова по гранитоидам гор Каратюбе и др.

С 1947 г. в Западном Узбекистане под общим руководством Х. М. Абдуллаева начали проводиться региональные петрографо-металлогенические исследования. В 50-х годах работами Х. М. Абдуллаева, К. Л. Бабаева, Х. Н. Баймухамедова, И. М. Исамухамедова, И. Х. Хамрабаева и др. была намечена историко-геологическая схема магматизма и металлогении Нуратинских, Зирабулак-Зиаэтинских и Каратюбинских гор. При этом были выявлены и описаны основные типы магматических пород, их постмагматические изменения, типы рудной минерализации и сделаны первые определения абсолютного возраста пород и руд.

Начиная с 1958 г. и по настоящее время петрографические исследования проводятся путем углубленного изучения отдельных магматических формаций с широким применением методов геохимии, минералогии и абсолютной геохронологии. Так, изучен ряд гранитоидных интрузивов Западного и Южного Узбекистана (И. М. Исамухамедов, И. Х. Хамрабаев, П. Т. Азимов, П. Д. Купченко и др.), Чаткало-Кураминских гор (Л. А. Быков, В. В. Козырев, Б. Г. Хайруллин, К. У. Урунбаев и др.).

Группой исследователей (В. В. Баранов, Г. Г. Лихойдов, А. Ф. Свириденко и др.) под руководством В. Г. Гарьковца и И. Х. Хамрабаева изучались формации базитов и гипербазитов Узбекистана и их рудоносность. В. А. Араповым, А. А. Кустарниковой, В. С. Чекуновым, Т. Н. Далимовым и многими другими исследовались вулканогенные формации Западного Узбекистана, Чаткало-Кураминского региона и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Начато изучение магматических образований фундамента под мезо-кайнозойским чехлом (Х. У. Узаков).

Наиболее полные обобщения по магматическим и постмагматическим процессам Узбекистана даны Н. П. Васильковским (1952), Х. М. Абдуллаевым (1945 г., 1950 и др.), Ф. Ш. Раджабовым и др.

(1955, 1964 гг.) по Чаткало-Кураминскому региону, И. М. Исамухамедовым (1948, 1955), И. Х. Хамрабаевым (1958) по Западному Узбекистану, Е. М. Головиным (1948), Р. Б. Баратовым (1956 г.), И. М. Исамухамедовым, П. Д. Купченко, Б. Ф. Василевским (1962, 1965), Д. А. Рубановым (1967) по Южному Узбекистану. В некоторых работах (Абдуллаев, 1960; Карпова, 1959; Горецкая, 1961б и др.) наряду с общетеоретическими вопросами освещаются петрология и металлогения Средней Азии в целом. Последним обобщением явилась двухтомная коллективная монография «Петрография Узбекистана» (1964), в которой приведены петрографические описания магматических комплексов по регионам и освещены главнейшие особенности магматизма Узбекистана.

Несмотря на значительный объем проведенных исследований данных для разработки хорошо обоснованной единой схемы магматизма Узбекистана еще недостаточно. Это объясняется тем, что отдельные регионы, разобщенные закрытыми площадями, изучались обособленно, в разное время и с различной степенью детальности. Не всегда обоснован возраст выделяемых магматических формаций. Определения их абсолютного возраста иногда противоречивы и не всегда согласуются с геологическими данными.

Следует отметить также недостаточную минералого-геохимическую и петрохимическую изученность магматических комплексов (особенно вулканогенных). Неравномерность аналитического материала по отдельным регионам, сомнительность данных ряда химических анализов и слабая петрографическая изученность не позволяют в полной мере установить закономерности химизма вулканических процессов и увязать их с интрузивными. Отмечается отставание в изучении фаций магматизма и метаморфизма. Не разработаны вопросы петротектоники и морфологии интрузивов.

Однако общие успехи в изучении магматизма Узбекистана несомненны: закартированы и расчленены по возрасту и по типам пород главные магматические комплексы, определено их место в истории геологического развития регионов; выявлена рудоносность большинства магматических (особенно интрузивных) комплексов в целом, а иногда и продуктов отдельных фаз и фаций магматизма; разработаны петрографо-геохимические критерии оценки потенциальной рудоносности ряда магматических комплексов; выявлен общий характер проявлений магматизма в закрытых (равнинных) частях Западного и Южного Узбекистана.

Изложение материала по магматизму дается в соответствии со схемой тектонического районирования. В возрастной последовательности рассматриваются магматические формации Среднего, Южного и Юго-Западного Тянь-Шаня.

В Узбекистане проявились три цикла тектогенеза: каледонский, герцинский и альпийский. Первые два сопровождалась магматической деятельностью. Масштабы каледонского магматизма, наиболее значительные в Северном Тянь-Шане, на рассматриваемой территории невелики. Исследованиями последних лет доказано наличие магматических образований байкальского цикла, представленных интрузивными и вулканогенными породами.

В каледонском и герцинском циклах Среднего и Юго-Западного Тянь-Шаня выделяются ранний (геосинклинальный), средний (орогенный) и поздний (посторогенный) этапы. В развитии Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы определяется один тектоно-магматический мегацикл (R—P), по Ю. М. Шейнману (1959, 1960 гг.), охваты-

вающий пять этапов — начальный, ранний, средний, поздний и конечный.

Совокупности проявлений магматизма, относящиеся к тектоно-магматическим циклам и мегациклу, соответствуют сериям магматических комплексов, относящиеся к этапам — магматическим комплексам (или рядам петрографических формаций), к фазам — петрографическим формациям. В. В. Козырев, Ю. Б. Ежков, В. А. Арапов, Д. А. Рубанов в соответствии с представлениями П. Н. Хераскова, В. С. Коптева-Дворникова и др. конкретные петрографические формации, описываемые здесь, отождествляют с интрузивными и вулканогенными комплексами.

### СРЕДНИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

В домезозойскую историю Средний Тянь-Шань являлся довольно стабильным массивом, который в своем геологическом развитии испытывал попеременное влияние геологических процессов в сопредельных геосинклинальных системах Северного и Южного Тянь-Шаня.

В Среднетяньшаньской складчатой области выделяются две структурно-формационные зоны: Каратау-Нарынская и Бельтау-Кураминская.

#### КАРАТАУ-НАРЫНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Территория Узбекистана охватывает только незначительную часть Каратау-Нарынской зоны: юго-восточные склоны Угамского и Майдантальского хребтов, северо-западный склон Пскемского хребта и верховья р. Ойгаинг на южном склоне Таласского хребта. В литературе (Попов, 1938) эта часть зоны вместе с прилегающими территориями Казахстана и Киргизии известна под названием Чаткальской подзоны.

В рассматриваемых границах (рис. 1) около 30% всей территории зоны занято магматическими образованиями, из которых на долю интрузивных пород приходится 95—97%, на долю вулканогенных 3—5%. Остальная площадь сложена осадочными отложениями.

Первые представления о магматизме зоны изложены в работах А. С. Аделунга, Е. М. Головина, И. М. Евфименко, А. О. Кайзера, А. С. Макарова, В. А. Николаева, В. И. Попова, Н. М. Сеницына и других исследователей. Они долгое время служили основой геологических и металлогенических обобщений.

За последние годы в связи с проведением в районе крупномасштабной геологической съемки (В. Н. Аполлонов, Г. В. Балакин, А. Р. Блажевич, О. И. Ким, В. И. Колесник, Ю. И. Лошкин, И. В. Мушкин, З. А. Юдалевич) и специальных геохимических исследований (В. В. Козырев и др.) получены новые данные, которые явились основой для разработки прилагаемого варианта схемы магматизма зоны (табл. 1).

В Каратау-Нарынской зоне известны магматические образования трех тектоно-магматических циклов: байкальского, каледонского и герцинского.

Допалеозойская история развития зоны стала выясняться лишь в последнее время. По В. Г. Королеву, в позднем протерозое зона являлась периферией Южно-Тяньшаньского стабильного массива (часть Китайской платформы), обращенной к геосинклинальной области Северного Тянь-Шаня, от которой отделялась крупным разломом — «важнейшей структурной линией Тянь-Шаня» (Николаев, 1933).

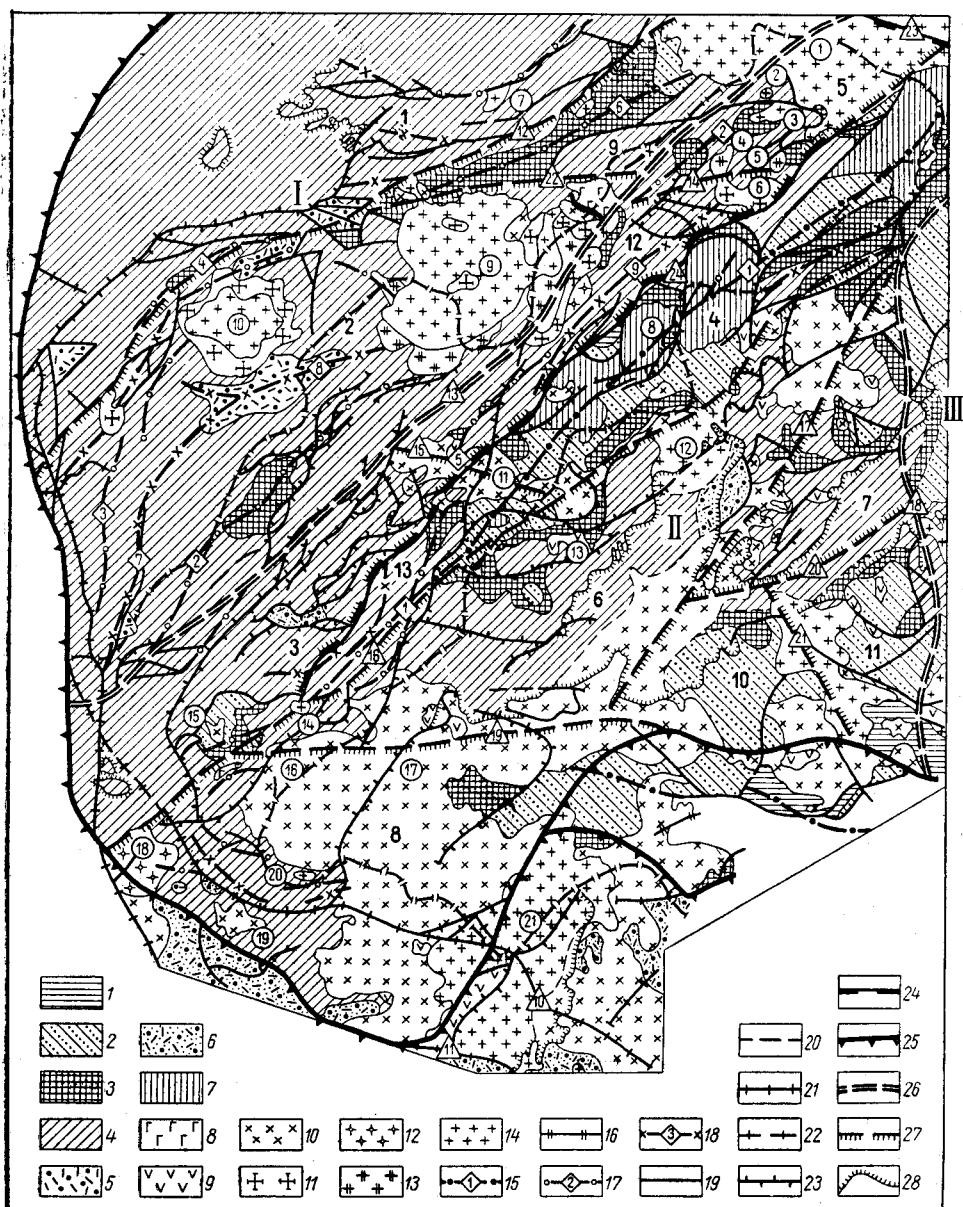


Рис. 1. Схема геолого-тектонического размещения герцинских интрузивов Чаткальской подзоны (по В. В. Козыреву и Ю. Б. Ежкову)

Допалеозойский фундамент: 1 — сланцы, мраморы, кристаллические сланцы. Каледонский структурный этаж: 2 — вулканогенно-осадочные породы нижнего — среднего палеозоя Герцинский структурный этаж. Нижний структурный ярус, первый подъярус: 3 — песчаники, конгломераты, известняки живетского — франского ярусов; второй подъярус: 4 — известняки и доломиты среднего — верхнего палеозоя. Средний структурный ярус: 5 — вулканы уя-минбулакской свиты (намюрский ярус — нижнебашкирский подъярус) в остаточных мульдах (известняки, туфопесчаники, туфоконгломераты), 6 — то же в наложенных грабен-синклиналях и мульдах (эффузивы основного и среднего состава). Байкальский тектоно-магматический цикл: 7 — лейкократовые плагнограниты (верхний рифей). Герцинский тектоно-магматический цикл. Ранний этап: 8 — верхневизейский интрузивный комплекс (габбро, монзониты, сyenиты); средний этап, башкирские интрузивные комплексы: 9 — первый (диориты), 10 — второй (гранодиориты, адамеллиты), 11 — третий (адамеллиты), 12 — четвертый (биотитовые граниты); поздний этап: 13 — пермский интрузивный комплекс (лейкократовые биотитовые граниты), 14 — пермо-триасовый интрузивный комплекс (биотитовые граниты, аляскинты, щелочные граниты). Тектонические элементы. Каледонский цикл: 15 — оси антиклиналей, 16 — разломы в пределах контуров палеозоя. Герцинский цикл, средняя стадия: 17 — оси антиклиналей, 18 — оси синклиналей, 19 — разломы в пределах контуров палеозоя, 20 — разломы под чехлом мезо-кайнозоя; поздняя стадия: 21 — разломы в пределах контуров палеозоя, 22 — разломы под чехлом мезо-кайнозоя. Альпийский цикл: 23 — разломы в пределах контуров палеозоя. Глу-

В вендское время здесь заложился пояс внешних эпибайкальских прогибов. Особенностью разреза Каратау-Нарынской зоны является широкое развитие сравнительно мощных вендских вулканогенно-моласовых отложений, резко несогласно перекрывающих дорифейский кристаллический цоколь, прорванный байкальскими гранитоидами.

Относительно стабильный тектонический режим, близкий к платформенному, зона сохранила и в раннем палеозое (Королев, 1957 г., 1967; Огнев, 1959). Нижний палеозой ее узбекской части представлен толщей субплатформенных карбонатно-кремнисто-терригенных осадков мощностью до 2000 м с локально развитыми продуктами подводных вулканических излияний (миндалекаменные диабазовые порфириты). Каледонские движения, проявившиеся в конце раннего палеозоя, вызвали лишь общее поднятие территории без существенных складкообразования и интрузивного магматизма.

Начиная с франского века платформенизированная территория вновь вовлекается в постепенно усиливающееся погружение, достигшее максимума в фаменском веке и раннем карбоне, когда здесь отложилась мощная (до 4—4,5 км) толща карбонатных осадков. К концу геосинклинальной стадии с началом дифференцированных движений имели место незначительные интрузии основных магм (габбро-сиениты).

В конце раннебайкальского века намечаются первые признаки восходящих движений и магматической активности. Главная фаза герцинского тектоно-магматического цикла, как и в пределах всего Среднего Тянь-Шаня, проявилась в среднем карбоне и привела к превращению района в геантиклинальное поднятие, устойчивое во время всего позднего палеозоя. Ко второй половине среднего карбона море окончательно покидает территорию и она становится ареной складкообразования и интенсивного интрузивного гранитоидного магматизма.

С постороженным этапом герцинского цикла связано внедрение в конце палеозоя — начале мезозоя значительных интрузий кислого, субщелочного и ультракислого состава.

Значительные проявления альпийского тектогенеза, характерные для всей эпигерцинской платформы Тянь-Шаня, не сопровождалась магматизмом.

## Магматические комплексы байкальского тектоно-магматического цикла

Магматические образования байкальского цикла установлены в центральной части и северо-восточном окончании Пскемского хребта. Представлены они верхнерифейскими плагиогранитами и вулканическими породами, содержащимися в вендской осадочно-вулканогенной толще.

бинные разломы: 24 — границы складчатых систем; 25 — границы складчатых зон; 26 — границы тектонических районов; 27 — границы тектонических подрайонов; 28 — контуры коренных выходов докембрийских пород

**Тектонические районы.** I — Таласо-Угамский прогиб, II — Пскем-Сандалашское поднятие, III — Верхнечаткальский прогиб. **Структурно-тектонические подрайоны** (цифры на схеме): 1 — Аксу-Сайрамский, 2 — Угамский, 3 — Центральнопскемский, 4 — Бештор-Тундукский, 5 — Верхнеойганский, 6 — Западносандалашский, 7 — Восточносандалашский, 8 — Нижнечаткальский, 9 — Верхнемайдантальский, 10 — Тушашу-Сарыбулакский, 11 — Тушашу-Акташский, 12 — Ойганский, 13 — Коксуайский. **Основные структуры.** Складки. **Антиклинали:** 1 — Пскемская, 2 — Угамская, 3 — Айгырджиргенская, 4 — Наутсайская, 5 — Бадакская, 6 — Майдантальская. **Синклинали:** 7 — Угамская, 8 — Верхнеугамская, 9 — Ойганская. **Разломы** (цифры на схеме в треугольниках): 10 — Арашанский, 11 — Кенкольский; **глубинные разломы:** 12 — Аксу-Майдантальский, 13 — Пскемский, 14 — Баркракский, 15 — Ихначский, 16 — Пскем-Сандалашский, 17 — Сандалашский, 18 — Акташ-Кумбельский, 19 — Нижнечаткальский, 20 — Среднечаткальский, 21 — Тушашуйский, 22 — Текешский, 23 — Главный Тяньшаньский, 24 — Бештор-Тундукский. **Основные интрузивные массивы** (цифры на схеме в кружках): 1 — Манасский, 2 — Тюзашуйский, 3 — Тастарсайский, 4 — Баркракский, 5 — Аккапчигайский, 6 — Баркрак-Аккапчигайский, 7 — Аксуайский, 8 — Бештор-Тундукский, 9 — Майдантальский, 10 — Сусунгенский, 11 — Ихначский, 12 — Алмасаыйский, 13 — Чукурсуыйский, 14 — Джуржурекский, 15 — Чаватинский, 16 — Чепташский, 17 — Чагкальский, 18 — Чимганский, 19 — Караарчинский, 20 — Саргардонский, 21 — Арашанский

Схема магматизма Каратау-Нарынской  
(по В. В. Козыреву,

| Серии магматических комплексов                                     | Магматические комплексы (комагматические серии интрузивных и вулканогенных комплексов) | Тектонический режим | Петрографические формации                    | Преобладающие раз   |   |   |
|--|--|---------------------|--|---|---|---|
|  |  |                     |  | Главная интрузивная фация   | Фация эндоконтактов   | Фация сателлитов  |
| Герцинского тектоно-магматического цикла ( $D_3 \rightarrow T_1$ ) | Позднего этапа ( $C_2 \rightarrow T_1$ )<br>Интрузивные ( $P \rightarrow T_1$ )        | Геоантиклинальный   | Гранит-аляскитовая ( $P_2 \rightarrow T_1$ ) | Граниты биотитовые и роговообманково-биотитовые крупнозернистые, порфиоровидные аляскитоидные крупнозернистые, щелочные граниты крупнозернистые | Граниты биотитовые и биотит-роговообманковые мелкозернистые порфиоровидные, граниты биотитовые и щелочные граниты средне-неравнозернистые | Граниты мелкозернистые порфиоровидные, гранит-порфиры     |
|  |  |                     | Гранитовая ( $P_1$ )?                        | Граниты лейкократовые крупнозернистые   | Граниты среднезернистые   |   |
| Среднего этапа ( $C_2b$ )<br>Интрузивные ( $C_2b$ )                | Инверсионный, преимущественно восходящие движения                                      |                     | Гранитовая                                   | Граниты биотитовые среднезернистые  | Граниты средне-мелкозернистые   |   |
|  |  |                     | Адамеллитовая                                | Адамеллиты роговообманково-биотитовые средне- и крупнозернистые порфиоровидные  |   |   |
|  |  |                     | Гранодиоритовая                              | Гранодиориты — адамеллиты роговообманково-биотитовые средне- и крупнозернистые равномерные, иногда порфиоровидные                               | Кварцевые диориты, сиенитодиориты, гранодиориты среднезернистые, равномерные и порфиоровидные   | Гранодиориты мелкозернистые, равномерные и порфиоровидные |
|  |  |                     | Диоритовая                                   | Диориты, кварцевые диориты, сиенитодиориты среднезернистые  | Габбро-диориты, кварцевые диориты и сиенитодиориты мелкозернистые   |   |

Таблица 1

## структурно-формационной зоны

Ю. Б. Ежкову)

| новидности пород                                 |   |   | Некоторые особенности проявления  | Примеры   |
|--|---|---|---|---|
| Дополнительные интрузии                          | Жильные породы  |   |   |   |
|  | I этапа   | II этапа  |   |   |
| Граниты биотитовые средне-крупнозернистые        | Аплитовидные, аплитовидные порфировидные и мелкозернистые граниты | Гранит-порфиры, диорит-порфиры, диабазовые порфириды                                    | Сквозные трещинные интрузии и крупные межформационные тела, для сателлитовой фации — секущие штокообразные тела и мелкие трещинные интрузии. Характерны дифференцированный состав и большая изменчивость структурных особенностей пород | Арашанский, Майдантальский, Манасский, Алмасайский массивы, Саргардонский, Чепташский и другие мелкие интрузивы |
|  | Аплитовидные, аплитовидные порфировидные и мелкозернистые граниты | Диабазовые порфириды  | Сквозные штокообразные тела, части сложных многофазных интрузивов   | Баркракский и Аккапчигайский интрузивы, юго-западное и юго-восточное обрамления Майдантальского массива         |
|  | Аплитовидные граниты, аплиты                                      | Лампрофиры  | Относительно небольшие сквозные интрузивные тела  | Чимганский интрузив   |
|  | Адамеллиты мелкозернистые, аплиты                                 |   | Относительно крупные сквозные трещинные интрузии и межформационные тела, части сложных многофазных интрузивов   | Сусингенский, Баркрак-Аккапчигайский интрузивы, части Майдантальского и Ихначского массивов                     |
| Гранодиориты, адамеллиты, граниты мелкозернистые | Адамеллиты и граниты мелкозернистые, аплитовидные граниты, аплиты | Гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, диорит-порфириды, диабазовые порфириды, лампрофиры | Крупные сквозные трещинные интрузии и межформационные тела, секущие штокообразные тела сателлитовой фации   | Чаткальский, Ихначский интрузивы  |
| Диориты мелкозернистые                           |   |   | Секущие штокообразные тела, обычно блоксенолиты в более молодых гранитоидах. Характерен гибридный состав  | Чукурсуйский интрузив, блоксенолиты в Ихначском, Чаткальском и других массивах                                  |

| Серия магматических комплексов                         |                                | Магматические комплексы (коматитические серии интрузивных и вулканогенных комплексов) |                 | Тектонический режим                 |                   | Преобладающие раз  |                  |  |                           |                     |                  |
|--|--------------------------------|---|-----------------|-------------------------------------|-------------------|--|------------------|--|---------------------------|---------------------|------------------|
| Герцинского тектоно-магматического цикла ( $D_3-T_1$ ) | Раннего этапа ( $D_3-C_2b_1$ ) | Вулканогенный ( $C_1p_3-C_2b_1$ )   | Геоинклинальный | Вулканогенно-терригенно-карбонатная | Габбро-сиенитовая | Габбро меланократовое, монцитоны и меланократовые сиениты, кварцевые сиениты среднезернистые | Габбро-порфириты | Туфы, туффи  | Главная интрузивная фация | Фация эндоконтактов | Фация сателлитов |
|  | Интрузивный ( $C_1v_3$ ?)      |   |                 |                                     |                   |  |                  |  |                           |                     |                  |
| Каледонского тектоно-магматического цикла ( $Cm-S_2$ ) | Раннего этапа ( $Cm-S_1$ )     | Вулканогенный ( $O_2-O_3$ ?)  | Геоинклинальный | Вулканогенно-кремнисто-терригенная  |                   |  |                  | Миндалекаменные диабазовые порфи                       |                           |                     |                  |
|  | Вулканогенный ( $O_2-O_3$ ?)   |   |                 |                                     |                   |  |                  |  |                           |                     |                  |
| Байкальского тектоно-магматического цикла ( $R-Vn$ )   | Раннего этапа                  | Вулканогенный ( $Vn$ )  | Геоинклинальный | Терригенно-вулканогенная            | Плагиигранитовая  | Плагииграниты лейкократовые среднезернистые, равнозернистые и порфиоровидные                 |                  | Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, сланцы, миндалека |                           |                     |                  |
|  | Интрузивный ( $R_3$ )          |   |                 |                                     |                   |  |                  |  |                           |                     |                  |

### Верхнерифейская плагиигранитовая формация

На долю пород этой формации приходится 9% площади развития всех интрузивных образований региона. Представлены они плагиигранитами Бештор-Тундукского и Манасского (музбельская часть) массивов, обнаженных в ядерной части Пскемской антиклинали (см. рис. 1).



Продолжение табл. 1

| новидности пород        |                                   |  | Некоторые особенности проявления   | Примеры  |
|-------------------------|-----------------------------------|--|--|--|
| Дополнительные интрузии | Жильные породы                    |  |  |  |
|                         | I этапа                           | II этапа   |  |  |
|                         |                                   |  | Единичные потоки, прослои туфов и туффигов   | Мазарская и Угамская синклинали, Испайсай          |
|                         | Сиениты, сиенит-аплиты, пегматиты |  | Небольшие лакколитообразные тела, силловые залежи (комплекс рассматривается как продукт дифференциации основной магмы) | Текешский интрузив, силлы Нижнечаткальского района |
|                         |                                   |  | Редкие потоки и линзы туфов  | Междуречье Каракорума и Чиралмы                    |
|                         |                                   |  | Потоки, туфовые прослои  | Пскемский хребет                                   |
|                         | Аплитовидные граниты, пегматиты   | Диабазовые порфириды, лампрофиры, габбро-порфириды | Принадлежат допалеозойскому фундаменту, обнажаются в ядре Пскемской антиклинали  | Бештор-Тундукский и Музбельский массивы            |

Плагииграниты трансгрессивно перекрываются осадочно-вулканогенной толщей вендского комплекса и вулканогенно-кремнисто-терригенной толщей нижнего и среднего палеозоя. Вмещающими их породами, видимо, являются гнейсы, выходы которых установлены И. Д. Доронкиным в одном из тектонических блоков в бассейне Бешторская. Эти гнейсы по внешним признакам можно параллелизовать с протерозойскими гнейсами Кассансая. Пока единственное определе-

ние абсолютного возраста плагиогранитов (по мусковиту) 830 млн. лет (Гесь, 1967) позволяет охарактеризовать их как позднерифейские. С ними по облику могут быть параллелизованы плагиограниты киргизской части Каратау-Нарынской зоны, для которых предполагается позднерифейский возраст (Королев, 1962).

Обычно плагиограниты — это среднезернистые (преобладают), иногда порфиroidные лейкократовые породы, для которых характерно существенное преобладание кислого плагиоклаза (№ 14—24) над микроклин-пертитом и наличие мусковита, развивающегося по биотиту и плагиоклазу. Типовые минеральные составы их приведены в табл. 2.

Таблица 2

Минеральный состав верхнерифейских плагиогранитов Бештор-Тундукского массива (в объемн. %)

| Номер пробы | Порода, место опробования                           | Кварц | Калиевый полевой шпат | Плагиоклаз № 14—24 | Биотит | Мусковит | Акцессорные минералы |
|-------------|---|-------|-----------------------|--------------------|--------|----------|----------------------|
| 1588        | Плагиогранит среднезернистый, Джамалтор             | 29,7  | 17,7                  | 49,1               | 2,7    | 0,3      | 0,5                  |
| 2056        | Плагиогранит крупнозернистый, Караянгрык            | 28,4  | 22,5                  | 46,5               | 1,0    | 1,6      | —                    |
| 1565        | Плагиогранит среднезернистый порфиroidный, Кызылтор | 21,9  | 24,6                  | 50,6               | 2,2    | 0,4      | 0,3                  |

Среди жильных пород комплекса довольно характерны аплиты, аплитовидные граниты и пегматиты (дайки первого этапа), а также габбро-порфиры, лампрофиры, диабазовые порфиры, гранит-порфиры (дайки второго этапа).

Своеобразие минерального состава плагиогранитов находит отражение в их петрохимических параметрах (рис. 2), рассчитанных для среднего (из восьми проб) химического состава пород комплекса. Приведем один из химических составов в качестве типового:  $\text{SiO}_2$  71,26%;  $\text{TiO}_2$  0,16%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  15,20%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,60%;  $\text{FeO}$  1,08%;  $\text{MgO}$  0,50%;  $\text{MnO}$  0,05%;  $\text{CaO}$  1,55%;  $\text{Na}_2\text{O}$  4,76%;  $\text{K}_2\text{O}$  3,76; п. п. п. 0,79%;  $\text{CO}_2$  0,11%;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,04%;  $\text{SO}_3$  0,01%; сумма 99,87% (химическая лаборатория Министерства геологии УзССР).

По степени лейкократовости плагиограниты занимают промежуточное положение между гранитом и аляскитом. По сравнению с щелочноземельными гранитами они обеднены фемическими компонентами, но обогащены полевошпатовой известью и пересыщены глиноземом.

Плагиограниты имеют довольно простой акцессорно-минеральный состав (среднее содержание из 10 проб, г/т): магнетит — 3092,9; ильменит — 351,1; рутил — 1,6; анатаз — 0,7; сфен — 180,8; лейкоксен — 0,3; гранат — 0,9; апатит — 295,3; циркон — 59,4; ортит — 52,1; монацит — 0,8; ксенотим — 0,03; колумбит — 0,002; торит — 0,02; флюорит — 21,8; турмалин — 0,3; касситерит — 0,05; шеелит — 0,000008; молибденит — 0,0001; пирит — 15,9; халькопирит — 0,03; галенит — 1,2; малахит — 0,02; церуссит — 0,001. Постоянно встречающимися являются магнетит, ильменит, сфен, циркон, апатит, пирит и реже ортит.

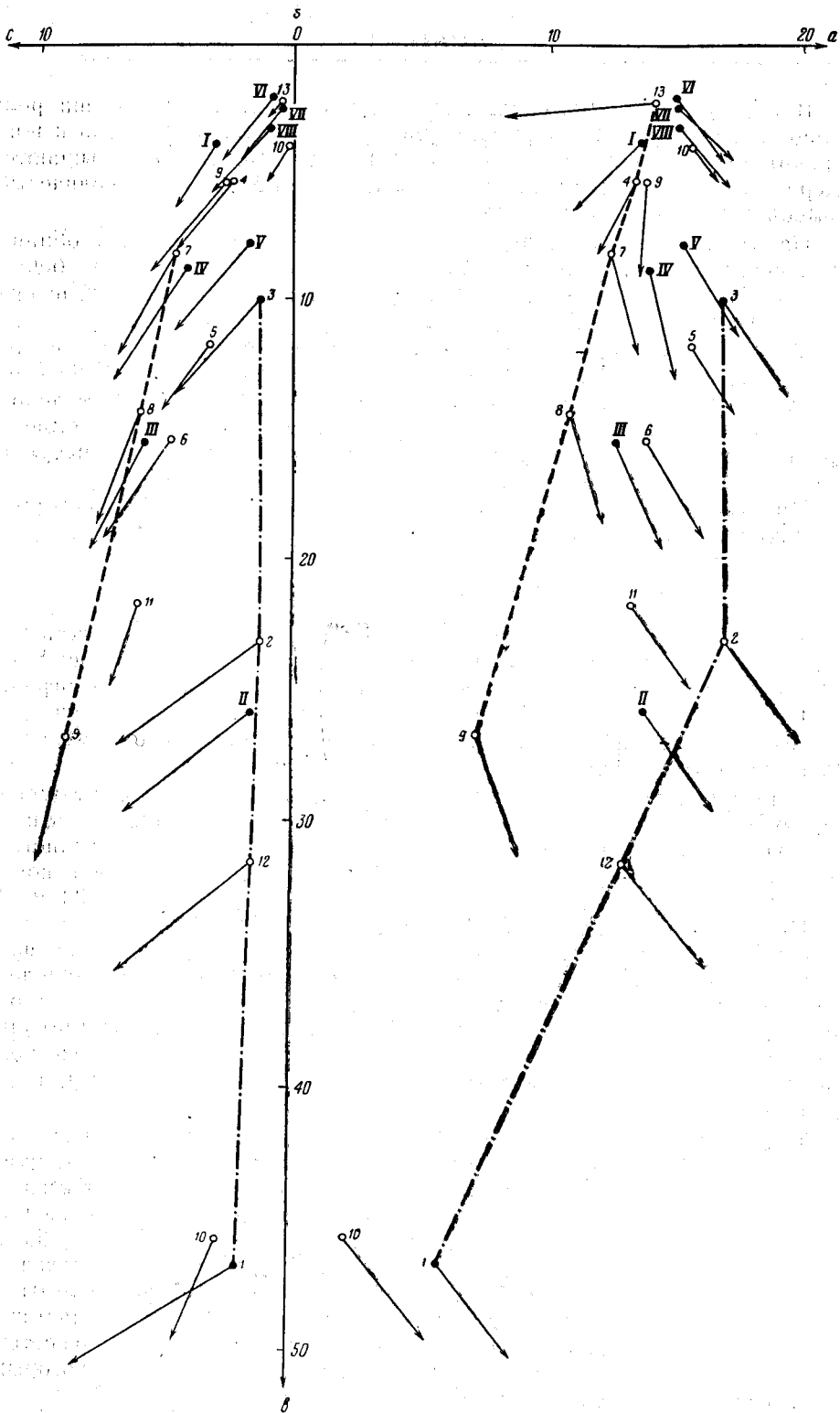


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма составов интрузивных формаций Каратау-Нарынской зоны. Средние составы пород формаций: I — плагногранитовой (R<sub>3</sub>); II — габбро-сиенитовой (C<sub>1v3</sub>); III — диоритовой (C<sub>2b</sub>); IV — гранодиоритовой (C<sub>2b</sub>); V — адамеллитовой (C<sub>2b</sub>); VI — гранитовой (C<sub>2b</sub>); VII — гранитовой (P); VIII — гранит-алекситовой (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>). Габбро-сиенитовая формация: 1 — породы первой субфазы; 2 — породы второй субфазы; 3 — породы третьей субфазы. Составы средних типов изверженных пород по Р. Дзели: 4 — гранит всех периодов; 5 — сиенит; 6 — монцитит; 7 — гранодиорит; 8 — диорит (включая кварцевые диориты); 9 — габбро; 10 — диаллагит; 11 — эссексит; 12 — шонкинит; 13 — аляксит

В образовании аксессуарных минералов отчетливо проявлена роль кальция. При переходе от равномернозернистых плагиогранитов к порфиридным, по мере роста содержания извести, резко повышаются содержания сфена, апатита и флюорита, но понижаются количества ильменита и особенно монацита.

Из второстепенных и редких элементов в плагиогранитах обнаружены свинец, цинк, медь, молибден, вольфрам, тантал, ниобий, бериллий, литий, рубидий, цезий, таллий, галлий и др. в количествах, превышающих кларки по А. П. Виноградову.

Металлогенические особенности плагиогранитов изучены слабо. Возможность практического использования грейзенов и альбититов, развитых в Музбельском массиве (верховья Шавура), требует дополнительных исследований. Интересно, что проявления высокотемпературного метасоматоза здесь предшествовали дайкам диабазовых порфиритов и лампрофиров.

Пространственно с плагиогранитами связан лишь ряд золоторудных проявлений.

### *Вендская терригенно-вулканогенная формация*

Терригенно-вулканогенные образования вендского возраста известны в средней части Пскемского хребта и в его северо-восточном окончании, где они трансгрессивно лежат на рифейских плагиогранитах Бештор-Тундукского и Музбельского массивов, перекрываясь (часто без видимого несогласия) углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами нижнего кембрия.

Вендская формация начинается горизонтом базальных конгломератов, содержащих материал подстилающих плагиогранитов. Выше идут фациально изменчивые отложения со значительной ролью вулканогенных образований — нижняя (вулканогенная) толща вендского комплекса. Суммарная мощность ее колеблется от 30—35 до 80—100 м.

Псаммит-псефитовые туфы, входящие в состав этой толщи, обладают массивной текстурой и содержат измененные обломки полевых шпатов, порфиритов, а в верхней части — нередко обломки субщелочных и щелочных эффузивов (трахиандезитов, трахитов). Части обломки разложившихся стекловатых лав, нередко с округлыми миндалинами, заполненными карбонатом, хлоритом, серицитом, лейкоксеном. Туфы в различной степени хлоритизированы, серицитизированы, реже окварцованы.

Тонкопирокластические образования обычно слоистые, почти полностью превращены в хлоритовые, серицит-хлоритовые, серицит-карбонат-хлоритовые породы. Они отличаются обильными выделениями рудного минерала, особенно лейкоксена, образующего сгустки, линзовидные и послойные скопления в ассоциации с мелкозернистым карбонатом. Встречаются остроугольные обломки эффузивов и плагиоклаза.

Широко развитые туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфогенные сланцы содержат в различном количестве пирокластическую примесь, аналогичную по составу пирокластике туфов, полностью превращенную в серицит-хлоритовый и хлоритовый агрегат, с которым связаны скопления лейкоксена и рудного минерала.

Эффузивные породы в составе охарактеризованной толщи развиты локально, встречаются преимущественно в ее низу. Они представлены, по Л. М. Глейзеру, маломощными (2—7 м) выклинивающимися пластами измененных порфиритов миндалекаменного сложения и безминдалин.

Миндалекаменные порфириды состоят из разложенной серицитизированной, хлоритизированной и карбонатизированной основной массы, содержащей редкие лейсты плаггиоклаза и обильно насыщенной выделениями рудного минерала и лейкоксена. Многочисленные карбонатные миндалины имеют размер от нескольких миллиметров до 1 см; внешняя их часть иногда сложена кварцем и хлоритом. Довольно часто в них присутствуют также лейкоксен (по краям) и гидроокислы железа. Химический состав миндалекаменного порфирита хр. Караянгрк следующий:  $\text{SiO}_2$  37,92%;  $\text{TiO}_2$  2,62%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  15,02%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,81%;  $\text{FeO}$  4,32%;  $\text{MnO}$  0,28%;  $\text{MgO}$  1,37%;  $\text{CaO}$  18,80%;  $\text{Na}_2\text{O}$  1,05%;  $\text{K}_2\text{O}$  3,21%;  $\text{H}_2\text{O}$  0,72%; п. п. п. 0,22%;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,36%;  $\text{CO}_2$  12,00%;  $\text{SO}_3$  не обнаружен; сумма 99,70% (данные Л. М. Глейзера). При пересчете на бескарбонатное вещество этот состав приближается к трахибазальтовому.

Местами миндалекаменные порфириды залегают непосредственно на аркозовых песчаниках. Иногда ниже и выше порфиритов присутствуют лавобрекчии, в которых среди стекловатой хлоритизированной, карбонатизированной основной массы имеются обломки измененных миндалекаменных порфиритов, пузыристых шлаков, реже плаггиогранитов, кристаллических сланцев. Отчетливы следы течения.

Порфириды, не содержащие миндалины, по отношению к миндалекаменным обычно занимают более высокое положение в разрезе (верховья Коксу). Они имеют диабазовую или интерсертальную структуру основной массы, состоящей из плаггиоклаза, хлорита, карбоната, рудного минерала, лейкоксена. Порфириды представлены почти нацело карбонатизированным и серицитизированным плаггиоклазом, хлоритизированными и карбонатизированными пироксеном и оливином (?).

В бассейнах рек Караянгрк и Сулатор И. Д. Доронкиным и В. Ф. Бородаенко в разрезах, аналогичных рассмотренному, отмечаются порфириды андезитового состава.

Геохимической особенностью пород описанной терригенно-вулканогенной толщи является повышенное содержание титана (до 3,21%  $\text{TiO}_2$ ) и фосфора (до 1,55%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ); при этом среди туфов найдены желваковые фосфориты.

Видимая мощность вышележащей осадочно-терригенной толщи вендского комплекса 36—38 м. Допускается, что и при формировании этой толщи известную роль мог играть туфовый материал.

Как считает Л. М. Глейзер, нижняя, вулканогенная, толща разреза вендского комплекса в средней части Пскемского хребта, а также сходная с ней мурсашская свита, выделенная К. Сагындыковым (1967 г.) в северо-восточном окончании этого хребта (верховья р. Мурсаш), могут быть сопоставлены по составу и стратиграфическому положению с чонталдысуйской осадочно-вулканогенной свитой низов джетымской серии нарынского сектора Каратау-Нарынской зоны (по Е. И. Зубцову и Е. И. Зубцовой). Верхняя же, осадочно-терригенная, толща вендского комплекса описываемого района, вероятно, соответствует нижнешорасуйской и частично верхнешорасуйской подсвитам в Сандалашском хребте, которые в свою очередь являются стратиграфическими аналогами джетымтауской и джакболотской свит джетымской серии (Зубцов, Зубцова, 1966).

#### Магматические комплексы каледонского тектоно-магматического цикла

Проявления интрузивного магматизма этого цикла в пределах Каратау-Нарынской зоны пока не известны. Утверждение Г. И. Макарычева (1964) о значительном развитии в ней каледонских интрузий,

вероятно, преувеличено, хотя принципиально не исключено, что в единичных случаях такие интрузии могут иметь место как отголоски каледонского магматизма смежных территорий.

Ограниченно распространены вулканогенные образования, входящие в состав вулканогенно-кремнисто-сланцевой формации, выделяемой Л. М. Глейзером для верхов сандалашской свиты. По стратиграфическому положению эта формация отвечает верхам среднего ордовика, и возможно, включает также часть верхнего ордовика.

В пределах узбекской части Каратау-Нарынской зоны описываемая формация имеет в основном осадочный характер. В Пскемском хребте в основании ее залегают гравелиты и мелкогалечные конгломераты, сменяющиеся глинистыми сланцами с прослоями и линзами песчаников, алевролитов, доломитов, известняков.

Средняя часть разреза представлена существенно кремнистыми породами: углеродисто-глинисто-кремнистыми, углеродисто-кремнистыми, глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами. Вверху среди кремнистых сланцев отмечаются красные, розовато-зеленовато-серые яшмовидные породы, нередко чередующиеся с железисто-глинисто-кремнистыми, железисто-карбонатно-кремнистыми и железисто-глинистыми сланцами.

Внутри и в основании кремнистой толщи появляются маломощные (до 10—11 м) невыдержанные пласты зеленовато-серых миндалекаменных диабазовых порфиритов с сильно разложившейся хлоритизированной основной массой, содержащей серицитизированные и карбонатизированные вкрапленники плагиоклаза и многочисленные миндалины, выполненные хлоритом, реже кварцем и кальцитом. Иногда присутствуют также линзы псаммитовых литокластических туфов основного и среднего составов.

Максимальная мощность описанной среднеордовикской вулканогенно-кремнисто-сланцевой формации в Пскемском хребте до 200—250 м. Более мощные ее разрезы (до 320—380 м), находящиеся на территории Киргизии (верховья р. Чаткал), характеризуются преобладанием вулканитов — миндалекаменных диабазовых, реже андезитовых порфиритов, а также вулканических брекчий (Степаненко, 1958).

Химический состав типичной разности миндалекаменного диабазового порфирита (Бадаксай) следующий:  $\text{SiO}_2$  50,78%;  $\text{TiO}_2$  0,99%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  15,81%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,89%;  $\text{FeO}$  5,17%;  $\text{MnO}$  0,05%;  $\text{MgO}$  9,32%;  $\text{CaO}$  3,50%;  $\text{Na}_2\text{O}$  1,44%;  $\text{K}_2\text{O}$  1,35%;  $\text{H}_2\text{O}$  0,80%; п. п. п. 7,00%;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,28%;  $\text{CO}_2$  1,80%;  $\text{SO}_3$  0,05%; сумма 100,23% (данные Л. М. Глейзера).

Вулканогенно-кремнисто-сланцевая формация отличается повышенной концентрацией ряда металлов. В углеродисто-кремнисто-глинистых отложениях устанавливаются повышенные содержания молибдена, ванадия, свинца, серебра, меди, мышьяка, висмута, сурьмы, золота. В яшмовидных кремнистых сланцах проявлена железо-марганцевая минерализация (гематит, пиролюзит, браунит, родохрозит, а в более метаморфизованных породах родонит и др.). Яшмовидные кремнистые сланцы иногда (Бадаксай) чередуются с туфогенными (?) зелеными серицит-хлоритовыми и хлоритовыми сланцами, содержащими обильные мелкие (0,5—2 мм) конкреции родохрозита.

В породах, обогащенных железом и марганцем, отмечаются также примеси никеля, кобальта, иногда цинка, молибдена, висмута и мышьяка. В качестве источника железа, марганца и ряда других элементов в данном случае предполагаются подводные вулканические эксгальции.

**Магматические комплексы герцинского тектоно-магматического цикла**

В чаткальской части Каратау-Нарынской зоны среди магматических образований герцинского цикла выделяются габбро-сиенитовый ( $C_{1v3}$ ?) и вулканогенно-терригенно-карбонатный ( $C_{1п3}$ — $C_{1b1}$ ) комплексы раннего этапа, четыре башкирских интрузивных комплекса, соответствующих четырем конкретным петрографическим формациям среднего этапа: диоритовой, гранодиоритовой, адамеллитовой и гранитовой. Башкирский возраст их принят условно, по аналогии с Бельтау-Кураминской зоной. Не исключен более широкий возрастной диапазон, вплоть до позднего карбона. Поздний этап представлен раннепермским (гранитовая формация) и позднепермско-раннетриасовым (гранит-алякитовая формация) интрузивными комплексами.

Материалы последних лет позволяют уточнить представления о геолого-тектонических условиях размещения герцинских магматических пород на территории зоны. Ранние представления основывались на приуроченности интрузивных тел к складчатым структурам, при этом считалось, что герцинская тектоника чаткальской части зоны характеризуется простотой складчатых форм и отсутствием во внутренней части крупных сквозных разломов. Подобная трактовка приводила к серьезным затруднениям, особенно ощутимым при анализе истории геологического развития. В качестве примера укажем на существовавшее представление о позднегерцинских гранитоидах не иначе как о крупных батолитообразных антиклинал-плутонах.

Проведенное авторами фациально-петрографическое изучение наиболее крупных интрузивных массивов позволило выявить одностороннюю горизонтально направленную смену более крупнозернистых фаций относительно менее крупнозернистыми, менее резкопорфировых — более резкопорфировыми, что свидетельствует об однонаправленном движении магматических расплавов при завоевании ими магматической камеры.

Результаты анализа геологического картирования и геофизических данных хорошо увязываются с представлениями о большинстве крупных интрузивов Каратау-Нарынской зоны как относительно плоских, межформационных тел, приуроченных в целом к региональной поверхности несогласия между осадочными породами каледонского и герцинского структурных этажей.<sup>1</sup>

Те же части межформационных интрузивов, под которыми должен находиться вертикальный проводник («корень» интрузива), оказываются более насыщенными производными разновозрастных магматических фаз, часто от самых древних до самых молодых, как, например, в восточной части Майдантальского массива. Их несомненно можно рассматривать как участки многократно повторяющихся инъекций, приуроченные к долгоживущим структурам глубинных разломов. С другой стороны, некоторые интрузивы (Ихначский, Арашанский) носят явно сквозной трещинный характер и также связаны со структурами глубинных разломов.

На рис. 1 сделана первая попытка отобразить в схеме геолого-тектоническую позицию герцинских интрузий региона в свете представлений о его первичноглыбовой (допалеозойской) структуре.

К концу раннего — началу среднего карбона в пределах наиболее опущенных блоков (особенно в Таласо-Угамском прогибе) сохранились остаточные мульды, в которых под влиянием начавшегося мощ-

<sup>1</sup> Мысль о межформационном характере Чаткальского «батолита» была в свое время высказана В. И. Поповым (1938), а позднее Л. А. Быковым (1951 г.).

ного вулканизма на территории кураминской части Бельтау-Кураминской зоны накапливались морские наюр-нижнебашкирские вулканогенно-осадочные образования. Внутри сопредельного Пскем-Сандалашского поднятия в это же время местами (Пскемский и Западносандалашский блоки) возникли структуры типа наложенных грабен-синклиналей, в которых проявился наземный вулканизм.

Намеченные глубинные разломы почти целиком определяют закономерности пространственного размещения герцинских интрузивов характеризующей области, среди которых по морфологическим признакам могут быть выделены три группы:

1) крупные межформационные тела площадью до 400—700 км<sup>2</sup> (Майдантальский, Сусингенский, Манасский, Алмасайский интрузивы);

2) сквозные трещинные интрузии обычно среднего масштаба площадью до 100—300 км<sup>2</sup> (Ихначский, Арашанский, Тушашуйский интрузивы);

3) мелкие штокообразные, иногда трещинные тела (Чаватинский, Чепташский, Баркракский, Саргардонский и другие интрузивы).

В некоторых интрузивах черты первых двух морфологических типов, естественно, могут сочетаться (Чаткальский массив).

Интересной чертой межформационных интрузий является их приуроченность к относительно опущенным блокам. Так, Майдантальский и Сусингенский интрузивы расположены в Угам-Майдантальском блоке, опущенном по отношению к соседним Пскем-Ойгаингскому и Аксу-Сайрамскому блокам; к Западносандалашскому и Нижнечаткальскому опущенным блокам приурочены соответственно Алмасайский и Чаткальский интрузивы. Такая особенность представляется вполне закономерной. Естественно ожидать, что при восходящем движении соседних блоков в заключенном между ними относительно стабильном и испытывающем погружение блоке создаются межформационные и межпластовые отслоения, благоприятные для внедрения магматических расплавов. Дальнейшее завоевание магматической камеры определяется механической активностью магмы, вследствие чего в вышележащих толщах проявляется надинтрузивная тектоника в виде пологих куполообразных вздутий, осложненных местами радиальными складками и разрывами. Интересно отметить, что межформационные интрузии имеют в плане округлые очертания и представляют морфологически, скорее всего, караваяобразные тела с относительно плоской по дошвой и пологоизогнутой куполообразной волнистой кровлей.

Примечательно, что в случае многофазных межформационных интрузий тела более молодых инъекций повторяют морфологию более древних, развиваясь путем дальнейшей разработки уже наметившейся «интрузивной камеры». Аналогичные закономерности при формировании межформационных интрузивов описаны для ряда районов Казахстана (Г. Н. Щерба).

Трещинные сквозные интрузии (вторая морфогенетическая группа) характерны, как правило, для зон поперечных и секущих внутриблоковых глубинных разломов и представляют собой вытянутые тела. Иногда трещинные интрузии могут быть частями межформационных тел, когда они встречаются в осадочных породах каледонского структурного этажа.

Не менее четкую закономерность можно видеть в пространственном распределении мелких штокообразных тел третьей морфологической группы. Они проявляются в верхних структурных ярусах над зонами скрытых глубинных разломов. Во многих случаях на относительно небольшой глубине в пределах нижнего (каледонского) структурного этажа можно ожидать их сопряжения с более крупными скрыты-



ми трещинными интрузиями, сателлитами которых они являются. Для сквозных штокообразных тел также характерно активное механическое воздействие на породы рамы с возникновением над ними мелких куполов (Чаватинский, Чепташский, Тастарсайский и др.).

#### Магматические комплексы раннего этапа

##### Верхневизейская (?) габбро-сиенитовая формация

Наиболее значительным по размерам (11 км<sup>2</sup>) представителем формации в пределах региона является Текешский интрузив, расположенный в северо-восточном окончании Майдантальского массива (см. рис. 5), где он прорывает карбонатные породы нижнего карбона. Южная оконечность интрузива уничтожена последующими внедрениями гранитоидов, а обнажающаяся на современном эрозионном срезе часть имеет лакколитообразную форму. Структурное положение интрузива определяется приуроченностью его к месту сочленения Пскемского и поперечного к нему Баркракского глубинных разломов.

Кристаллизация расплава в пределах магматической камеры проходила многостадийно, что обусловило сложное строение интрузива.

Породы первой субфазы представлены зеленовато-серыми мелкозернистыми габбро, занимающими в восточной части интрузива площадь около 0,2 км<sup>2</sup>. Обращает на себя внимание (табл. 3) меланократовый характер габбро с уклоном к щелочным разностям, главным образом за счет присутствия биотита.

Таблица 3

Типовые минеральные составы пород верхневизейского интрузивного комплекса Текешского интрузива (в вес. %)

| Субфаза | Номер пробы | Породы                         | Кварц | Калиевый полевой шпат | Плагиоклаз | Пироксен | Биотит | Амфибол | Аксесории |
|---------|-------------|--------------------------------|-------|-----------------------|------------|----------|--------|---------|-----------|
| Первая  | 1177        | Меланократовые габбро          | —     | —                     | 16,2       | 43,3     | 33,3   | —       | 7,2       |
| Вторая  | 1148        | Монцонит лейкократовый         | —     | 39,1                  | 28,5       | 12,1     | 17,8   | 0,7     | 1,8       |
|         | 1180        | Сиенит меланократовый          | —     | 50,2                  | 16,3       | 15,0     | 7,0    | 7,2     | 4,3       |
| Третья  | 1179        | Сиенит кварцевый лейкократовый | 11,7  | 43,4                  | 33,8       | —        | 0,5    | 7,6     | 3,0       |

Наиболее широко развиты в пределах интрузива (9,4 км<sup>2</sup>) породы второй интрузивной субфазы, представленные темно-серыми и зеленовато-серыми средне-крупнозернистыми пироксен-биотитовыми монцонитами и пироксен-биотит-роговообманковыми меланократовыми сиенитами. Отмечаются постепенные переходы между породами, главным образом в краевых частях интрузива. В переходных разностях наблюдается плоскопараллельное расположение выделений калиевого полевого шпата.

Меланократовые сиениты и монцониты прорваны пологопадающими пластообразными телами (1,6 км<sup>2</sup> в целом) мелкозернистых серых и розовато-серых лейкократовых кварцевых сиенитов третьей субфазы.

Имеющиеся к настоящему времени определения абсолютного возраста 322 млн. лет (среднее из трех определений) характеризуют породы Текешского интрузива как ниже-среднекаменноугольные образования. С ними могут быть параллелизованы описанные многими исследователями в нижней части бассейна р. Чаткал маломощные интрузии преимущественно монцонитового состава, прорывающие карбонатные породы девона—карбона вплоть до верхневизейского подъяруса. Морфологическая особенность этих интрузий — преимущественно силловая форма — подчеркивает их участие в процессах складкообразования вместе с вмещающими породами в раннюю стадию проявления в регионе главной фазы герцинской складчатости.

По петрографическому составу среди пород силловых залежей (табл. 4) выделяется несколько характерных разновидностей: габбро-порфиры, монцониты и сиениты.

Таблица 4

Типовые минеральные составы пород верхневизейского комплекса (в вес. %)

| Номер пробы | Фация               | Породы    | Калиевый полевой шпат | Плагиоклаз | Цветные минералы | Акцессории |
|-------------|---------------------|-----------|-----------------------|------------|------------------|------------|
| 4102        | Главная интрузивная | Монцониты | 27,3                  | 25,3       | 46,3             | 1,1        |
| 4352        |                     | Монцониты | 25,2                  | 20,0       | 51,8             | 3,0        |
| 4100        | Жильная             | Сиениты   | 58,5                  | 26,0       | 11,5             | 4,0        |

Монцониты и сиениты по морфологическим признакам и составу сходны с описанными ранее; отличаются от них большей меланократовостью, кроме того в монцонитах спорадически присутствует оливин (до 2%). Габбро-порфиры — это порфировые породы с габбровой микроструктурой основной массы и вкрапленниками пироксена, биотита и плагиоклаза.

Монцониты слагают центральные, а габбро-порфиры зальбандовые и фланговые участки силловых залежей. Сиениты образуют в монцонитах маломощные прожилки, составляя наряду с сиенит-аплитами и сиенит-пегматитами Текешского интрузива жильную группу пород формации.

#### *Намюр-башкирская вулканогенно-терригенно-карбонатная формация*

Вулканические породы в составе образований раннего этапа распространены в регионе весьма незначительно и практически почти не изучены. По данным Г. В. Балакина, они присутствуют в разрезах намюрских и башкирских карбонатно-терригенных толщ. Главная часть терригенного материала в последних представлена обломками вулканических пород, снесенными с соседней кураминской части Бельтау-Кураминской зоны. В ее пределах в разрезах намюра и башкирского яруса присутствуют редкие прослойки туффов и туфов смешанного среднего и основного составов. На водоразделе Сууксу и Джергетала в башкирских отложениях зафиксирован один прослой (до 3 м) диабазовых порфиритов. В отложениях намюра на водоразделе Мазарсяя и Караарчи (Мазарсайская синклираль) Э. Ф. Гафуровым отмечаются

маломощные линзы туфолов дацитовых порфиров, а по Испайсаю Г. В. Балакиным — пачка (мощностью до 60 м) лав темно-зеленых до черных миндалекаменных диабазовых порфиритов с прослоями туфов.

### Интрузивные комплексы среднего этапа (средний карбон)

#### Диоритовая формация

К диоритовой формации относятся небольшие штокообразные тела диоритов, размещающиеся в связи с зонами скрытых, глубинных разломов (Чукурсуьский, Келимчекский и другие интрузивы). Однако в большинстве случаев диоритоиды встречаются в виде блок-ксенолитов среди более молодых гранитоидных пород. Породы имеют четко выраженный гибридный характер, выраженный в непостоянстве состава и структур, а также в появлении неравновесных парагенезисов (пироксен и основной плагиоклаз сочетаются с кварцем и биотитом). Эндоконтактовые фации представлены габбро и габбро-диоритами.

Диориты обычно характеризуются следующими вариациями минерального состава: плагиоклаз (№ 41—66) 54—79%, кварц 1—10%, роговая обманка 2—21%, биотит 3—12%, акцессорные минералы 0,5—5,5%; спорадически присутствует пироксен — до 5%.

Детализация структурно-минералогических черт позволяет наметить три ведущие типа диоритов:

1) среднезернистые существенно роговообманковые диориты, иногда с пироксеном и кварцем (Чукурсуьский интрузив, Бештор-Тундукский массив);

2) среднезернистые биотит-роговообманковые, часто кварцсодержащие диориты с характерным расположением биотита, образующего плоскоориентированные агрегаты зерен, имеющие вид «примазок» (Чаткальский и Бештор-Тундукский массивы);

3) кварцевые диориты и сиенито-диориты средне- и мелкозернистые (блок-ксенолиты в Майдантальском, Ихначском и Чаткальском массивах). Их минеральные составы приведены в табл. 5.

Таблица 5

Типовые минеральные составы пород среднекарбонной диоритовой формации (в вес. %)

| Номер пробы | Порода, интрузив   | Кварц | Калиевый полевой шпат | Плагиоклаз | Биотит | Роговая обманка | Акцессории |
|-------------|--|-------|-----------------------|------------|--------|-----------------|------------|
| 2033        | Диорит биотит-роговообманковый среднезернистый, Чукурсуьский                     | 3,3   | —                     | 68,3       | 1,6    | 25,8            | 1,0        |
| 2007        | Та же, Чаткальский   | 4,8   | —                     | 61,9       | 13,4   | 19,3            | 0,6        |
| 2011        | Кварцевый сиенито-диорит роговообманково-биотитовый среднезернистый, Чаткальский | 10,4  | 24,4                  | 43,7       | 11,0   | 9,7             | 0,8        |

К настоящему времени имеется несколько определений абсолютного возраста описываемых диоритоидов. Среднезначительная величина

299 млн. лет (по трем определениям) указывает на нижнюю границу верхнего карбона.

Жильная серия пород формации представлена мелкозернистыми диоритами.

### *Гранодиоритовая формация*

Ведущим типом пород формации являются крупнозернистые и среднезернистые гранодиориты, слагающие крупные интрузивы (Чаткальский, Ихначский) и ряд их сателлитов, а также блок-ксенолиты среди гранитов пермо-триасового комплекса (Майдантальский массив).

Гранодиориты характеризуются следующими изменениями минерального состава: кварц 15—32%; калиевый полевой шпат (ортоклаз, ортоклаз-микрпертит) 14—23%; плагиоклаз (№ 36—45) 31—50%; биотит 3—11%; амфибол 2—12%; акцессории от 0,5 до 2,9%.

Имеется шесть определений абсолютного возраста пород комплекса. Среднее значение 303 млн. лет указывает на верхнюю границу среднего карбона.

Для гранодиоритов в целом характерно значительное проявление процессов контаминации, в связи с чем во многих интрузивных массивах появляются мощные краевые фации гибридных пород, состав которых варьирует в широких пределах — от граносиенитов до диоритов и габбро. У контактов с известняками широко развиты фации диоритового, сиенито-диоритового и монцонитового составов, иногда осложненные наложением постмагматического щелочного метасоматоза.

Наиболее полно гранодиориты изучены в пределах Чаткальского и Ихначского массивов, неодинаковых по геолого-структурной позиции, в связи с чем интересно остановиться на генетических особенностях слагающих их пород.

Чаткальский массив (рис. 3) представляет собой наиболее крупное интрузивное тело района площадью около 640 км<sup>2</sup>. Вытянутость массива в субширотном направлении совпадает с положением Чаткальского глубинного разлома. Особенности морфологии и фациально-петрографического строения подтверждают предположение В. И. Попова (1938) о межформационном залегании интрузива между осадочными породами каледонского и герцинского структурных этажей.

Массив имеет дифференцированное строение. Северная (прикорневая) часть массива сложена серыми равномернoзернистыми гранодиоритами. Для них характерно отчетливое преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и роговой обманки над биотитом (табл. 6). В направлении на юг гранодиориты постепенно переходят в породы адамеллитового состава, при этом последовательно растет содержание кварца и калиевого полевого шпата, падает основность плагиоклаза (№ 40—36—33), среди темноцветных минералов начинает существенно преобладать биотит. Подобная изменчивость сопровождается все большим появлением порфировидных структур, тем более отчетливых, чем далее породы отдалены от магмовыводящего канала.

Породы фации эндоконтактов отличаются от пород главной интрузивной фации большей основностью, более мелкозернистыми и более резкопорфировыми структурами.

В южной части массива З. А. Юдалевичем установлены дополнительные интрузии, сложенные мелко-среднезернистыми порфировидными гранодиоритами.

Ихначский массив (рис. 4) представляет собой типичную трещинную интрузию, приуроченную к одноименному глубинному разлому, секущему Пскемскую антиклиналь. Гранодиориты, занимающие 80—

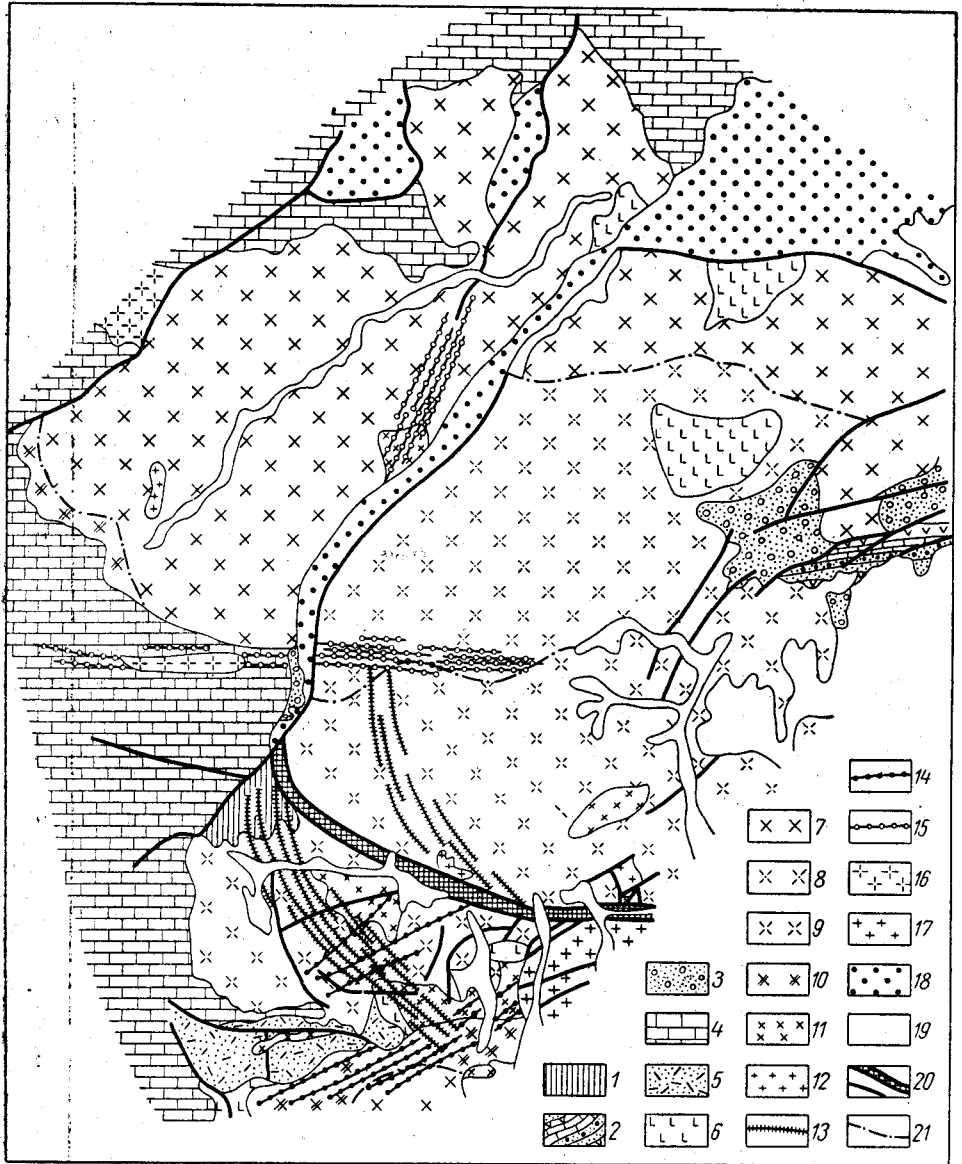


Рис. 3. Геолого-петрографическая карта Чаткальского массива. По В. В. Козыреву, Н. Н. Козыревой, В. Ф. Проценко, С. Ш. Губаевой, И. В. Левченко

1 — песчаники, алевролиты, известняки, доломиты (верхний ордовик); 2 — вулканогенно-осадочные породы (эйфельский ярус); 3 — кварцевые песчаники, кварциты, конгломераты (живетский — франский ярусы); 4 — известняки и доломиты среднего — верхнего палеозоя; 5 — вулканиты уя-минбулакской свиты (намюрский ярус — нижнебашкирский подъярус); 6 — первый башкирский интрузивный комплекс — кварцевые диориты и сиебито-диориты; 7—15 — второй башкирский интрузивный комплекс: 7 — главная интрузивная фация — гранодиориты роговообманково-биотитовые и биотит-роговообманковые, 8 — то же — гранодиориты лейкообманково-биотитовые, 9 — то же — адамеллиты роговообманково-биотитовые, 10 — фация эндоконтактов — гранодиориты меланохратовые, кварцевые диориты и сиебито-диориты, 11 — дополнительная интрузия — адамеллиты, гранодиориты, плагииграниты, трансцениты, 12 — жильные породы первого этапа — граниты аплитовидные, адамеллиты мелкозернистые, 13 — жильные породы второго этапа — преимущественно гранитоидного состава с подчиненным развитием пород основного и среднего составов, 14 — то же — преимущественно ультракислого и основного составов, 15 — то же — преимущественно ультракислого состава; 16—17 — пермо-триасовый интрузивный комплекс: 16 — главная интрузивная фация — граниты биотитовые, алькситоидные граниты, 17 — фация спателлитов — граниты биотитовые и биотит-роговообманковые, гранит-порфиры; 18 — палеоген-неогеновые отложения; 19 — четвертичные отложения; 20 — разломы, зоны нарушений; 21 — фациально-петрографические переходы интрузивных пород

Таблица 6

Типовые минеральные составы пород гранодиоритовой формации среднего карбона  
(в вес. %)

| Номер пробы | Фация, фаза                 | Породы   | Кварц | Калиевый полевой шпат | Плагиоклаз | Биотит | Роговая обманка | Аксессуары |
|-------------|-----------------------------|--|-------|-----------------------|------------|--------|-----------------|------------|
| 2001        | Главная интрузивная         | <b>Чаткальский массив</b><br>Гранодиорит биотит-роговообманковый крупнозернистый         | 15,5  | 21,2                  | 41,5       | 7,1    | 11,8            | 2,9        |
| 559         |                             | Гранодиорит роговообманково-биотитовый лейкократовый порфировидный                       | 23,7  | 16,9                  | 48,3       | 7,7    | 2,9             | 0,5        |
| 1359        |                             | Адамеллит роговообманково-биотитовый крупнозернистый порфировидный                       | 27,9  | 39,0                  | 28,5       | 3,2    | 0,9             | 0,5        |
| 1376        | Эндоконтакта                | Кварцосодержащий снетидиорит биотит-роговообманковый среднезернистый                     | 6,9   | 15,5                  | 56,5       | 5,4    | 12,7            | 3,0        |
| 1901        |                             | Гранодиорит биотит-роговообманковый среднезернистый                                      | 17,4  | 20,2                  | 47,0       | 5,0    | 8,4             | 2,0        |
| 4863а       | Дополнительных интрузий     | Гранодиориты биотитовые и роговообманково-биотитовые мелко-среднезернистые порфировидные | 20,0  | 23,3                  | 50,0       | 3,0    | 2,4             | 1,3        |
| 1463        |                             | Гранодиориты биотитовые и роговообманково-биотитовые мелко-среднезернистые порфировидные | 23,3  | 23,1                  | 44,8       | 7,5    | —               | 1,3        |
| 6569        | Жильных пород первого этапа | Гранит мелкозернистый  | 35,1  | 36,2                  | 27,5       | 0,8    | —               | 0,4        |
| 566         | Главная интрузивная         | <b>Ихначский массив</b><br>Гранодиорит биотит-роговообманковый среднезернистый           | 20,6  | 14,4                  | 53,4       | 5,0    | 5,9             | 0,7        |
| 2030        |                             | То же  | 21,8  | 23,4                  | 45,2       | 4,2    | 4,4             | 1,0        |
| 2037        | Дополнительных интрузий     | Гранит биотит-роговообманковый среднезернистый   | 34,5  | 45,0                  | 15,1       | 1,5    | 2,5             | 1,4        |

Продолжение табл. 6

| Номер пробы | Фация, фаза                 | Породы   | Кварц | Кальевый полевой шпат | Плагиоклаз | Биотит | Роговая обманка | Аксессуары |
|-------------|-----------------------------|--|-------|-----------------------|------------|--------|-----------------|------------|
| 473         | Жильных пород первого этапа | Гранит аплитовидный  | 34,6  | 49,9                  | 12,3       | 2,7    | —               | 0,5        |
| 1189        | Сателлитов                  | Гранодиорит рогово-обманково-биотитовый среднезернистый порфирированный (р. Чиралма) | 25,6  | 22,7                  | 40,9       | 5,6    | 4,1             | 1,1        |

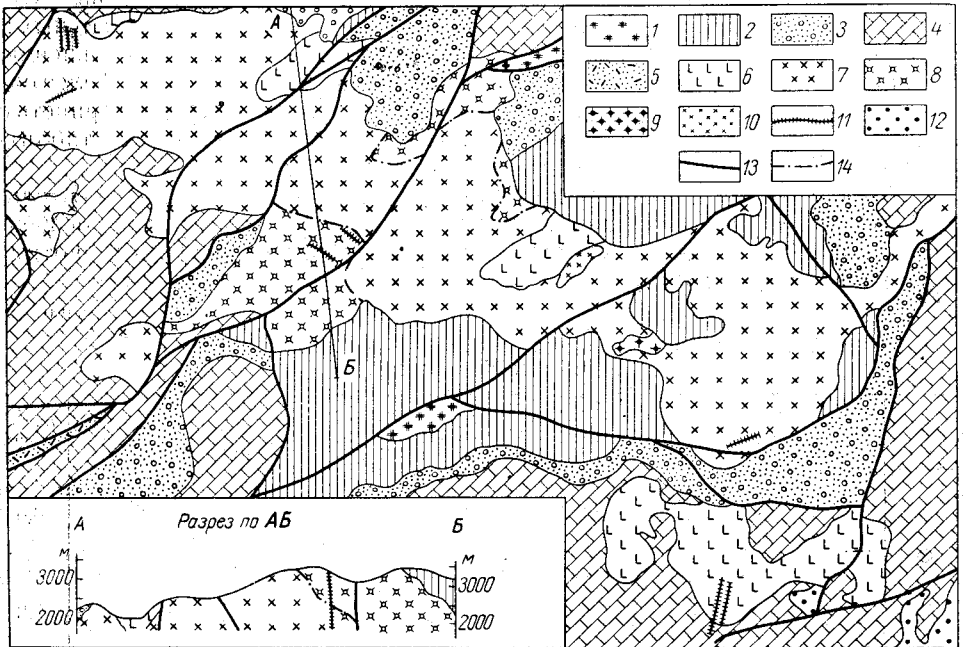


Рис. 4. Геолого-петрографическая карта Ихначского и Чукурсуейского массивов. По В. Ф. Проценко и С. Ш. Губаевой

1 — плагиограниты верхнего рифея; 2 — сланцы, песчаники, конгломераты кембро-ордовика; 3 — песчаники и конгломераты живетского-франского ярусов; 4 — известняки и доломиты среднего-верхнего палеозоя; 5 — вулканиты уя-минбулакской свиты (намюрский ярус — нижнебашкирский подъярус); 6 — первый башкирский интрузивный комплекс — диориты и кварцевые диориты; 7—11 — второй башкирский интрузивный комплекс: 7 — главная интрузивная фация — гранодиориты биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые, 8 — то же — метасоматически измененные гранодиориты, 9 — дополнительная интрузия — граниты биотит-роговообманковые, 10 — жильные породы первого этапа — адамеллиты и аплиты, 11 — жильные породы второго этапа — диоритовые и диабазовые порфиры, гранодиорит-порфиры; 12 — палеоген-неогеновые отложения; 13 — разломы; 14 — фациально-петрографические переходы интрузивных пород

85% площади интрузива, представлены серыми среднезернистыми разностями (см. табл. 6), сходными по минералого-структурным признакам с гранодиоритами северо-западной (прикорневой) части Чаткальского массива. В качестве более тонкого отличия от последних следует указать на большую устойчивость содержаний главных породообра-

зующих минералов. Фация сателлитов представлена более лейкократовыми и порфирированными разностями.

Характерной чертой гранодиоритовой формации является широкое проявление жильных пород, среди которых по классификации В. С. Коптева-Дворникова (1952) могут быть выделены жильные породы первого (мелкозернистые амаеллиты и граниты, аплитовидные порфириды, аплиты) и второго этапов (диорит-порфириды, диабазовые порфириды, лампрофиры, гранодиорит-порфиры, амаеллит-порфиры, гранит-порфиры). Последние очень широко распространены и представлены многочисленными различно ориентированными дайками мощностью до 65—70 м, которые особенно часты в зонах, тяготеющих к глубинным разломам (северная и южная части Чаткальского массива).

### Амаеллитовая формация

Породы формации представлены порфирированными амаеллитами. В северной части района они прорывают гранодиориты предыдущей формации. Амаеллиты слагают как самостоятельные интрузивы (Сусингенский и Баркрак-Аккапчигаийский), так и участки в апикальных и эндоконтактных частях Майдантальского массива. По сравнению с гранодиоритами петрографический состав пород комплекса более однороден. Как правило, амаеллиты — это крупно- и среднезернистые порфирированные розовато-серые породы с крупными (до 4 см) таблитчатыми выделениями калиевого полевого шпата.

Минеральный состав этих пород (табл. 7) отличается относительной устойчивостью содержаниями породообразующих минералов, особенно полевых шпатов, и довольно постоянным преобладанием биотита над роговой обманкой.

Таблица 7

Типовые минеральные составы пород амаеллитовой формации среднего карбона (в вес. %)

| Номер пробы | Массив                               | Кварц | Калиевый полевой шпат | Плагиоклаз | Биотит | Роговая обманка | Аксесории |
|-------------|--------------------------------------|-------|-----------------------|------------|--------|-----------------|-----------|
| 1280        | Майдантальский (левый борт Ойгаинга) | 23,5  | 28,8                  | 37,6       | 6,6    | 2,9             | 0,6       |
| 589         | Баркрак-Аккапчигаийский              | 28,0  | 28,3                  | 35,0       | 3,8    | 2,1             | 2,8       |
| 1396        | Сусингенский                         | 22,2  | 31,7                  | 29,0       | 4,2    | 9,5             | 3,4       |

Выводы об абсолютном возрасте пород формации базируются на трех определениях. Усредненная величина 273 млн. лет характеризует амаеллиты как образования раннепермского возраста, что находится в противоречии с геологическими данными.

Из жильных пород комплекса в амаеллитах представлены только разности первого этапа — аплиты, мелкозернистые амаеллиты.

### Гранитовая формация

К этой формации относятся биотитовые граниты, слагающие большую часть Чимганского массива. Они прорывают породы гранодиоритовой формации среднего карбона.



Главная интрузивная фация представлена среднезернистыми розовато-серыми биотитовыми гранитами, характеризующимися незначительными вариациями минерального состава: калиевый полевой шпат (решетчатый микроклин) 30,4—42,2%; кварц — 30,0—35,6%; плагиоклаз (№ 22—27) 24,8—30,0%; биотит 1,2—4,0%; акцессории 0,3—0,8% (табл. 8). Отличительная черта гранитов — примерно равное содержание кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата, что никогда не наблюдается в позднегерцинских аляскиитоидных гранитах.

Таблица 8

Типовые минеральные составы пород гранитовой формации среднего карбона (в вес. %)

| Номер пробы | Порода, массив                                      | Кварц | Калиевый полевой шпат | Плагиоклаз | Биотит | Акцессории |
|-------------|---|-------|-----------------------|------------|--------|------------|
| 40          | Биотитовый гранит, Чимганский                       | 32,0  | 37,2                  | 28,5       | 2,1    | 0,2        |
| 4084        | То же   | 35,6  | 32,0                  | 30,3       | 1,9    | 0,2        |
| 1554        | Аляскит, Майдантальский (нижнее течение Бештор-сая) | 41,1  | 45,1                  | 11,4       | 2,1    | 0,3        |

Кроме биотитовых гранитов Чимгана к породам формации могут быть условно отнесены среднезернистые розовато-серые аляскиитоидные граниты приустьевой части Бештора, образующие не широкую (около 1 км) полосу вдоль восточного контакта Майдантальского массива.

Жильные породы первого этапа (по В. С. Колтеву-Дворникову), представлены аплитовидными гранитами, аплитами и пегматитами, причем в Чимганском массиве для первых двух разновидностей характерно залегание в приапикальной части.

К жильным породам второго этапа (по В. С. Колтеву-Дворникову) относятся редко встречаемые маломощные (Чимганский массив) крутопадающие дайки лампрофиров (керсантиты, спессартиты).

Интрузивные комплексы позднего этапа (пермь — нижний триас)

Нижнепермская (?) формация лейкократовых гранитов

Формация представлена лейкократовыми биотитовыми гранитами, развитыми преимущественно в северной части региона. Наиболее распространены они у южного, юго-восточного и восточного обрамления Майдантальского массива, где наблюдается неоднократное прорывание их позднепермско-триасовыми роговообманково-биотитовыми гранитами.

По некоторым признакам биотитовые граниты близки к пермским гранитам Кураминского региона. Макроскопически — это богатые кварцем розовато-серые и красные крупнозернистые породы с характерным агрегатным (пятнистым) распределением зерен кварца, образующего местами скопления размером до 1 см. Минеральный состав гранитов: калиевый полевой шпат (микроклин-микрпертит, реже ортоклаз-мик-

ропертит) 43,6—55,0%; плагиоклаз (№ 12—30) 5,6—13,5%; кварц 37,5—42,6%; биотит 1,5—2,0%; акцессорные минералы — около 0,1%. Из анализа их типовых минеральных составов (табл. 9) следует, что серые разности характеризуются устойчивостью петрографических признаков, нарушаемой в случаях покраснения пород.

Таблица 9

Типовые минеральные составы пород формации лейкократовых биотитовых гранитов (в вес. %)

| Номер пробы | Порода, место опробования                          | Кварц | Калевый полевой шпат | Плагиоклаз | Биотит | Акцессории |
|-------------|--|-------|----------------------|------------|--------|------------|
| 1308        | Крупнозернистый, розовато-серый гранит, р. Ойгаинг | 31,3  | 52,3                 | 13,5       | 2,5    | 0,4        |
| 2090        | То же, р. Талдык                                   | 33,1  | 51,0                 | 13,2       | 2,2    | 0,5        |
| 1314        | Крупнозернистый красный гранит, р. Анаульган       | 42,6  | 43,6                 | 12,1       | 1,6    | 0,1        |

Массивы всех этих гранитов сопровождаются жилами аплитов, мелкозернистых гранитов, частью пегматитов и изредка более поздних диабазовых порфиритов.

#### *Верхнепермско-нижнетриасовая гранит-аляскитовая формация*

К этой формации, завершающей развитие магматизма региона, относятся кислые и ультракислые граниты, слагающие основную часть каждого из трех крупных массивов — Майдантальского, Манасского, Арашанского и целый ряд более мелких интрузивных тел.

Принципиальной является постановка вопроса о возрасте этих пород. При решении его необходимо учесть ряд обстоятельств. Во-первых, показательно структурно-тектоническое положение интрузий этой формации. Арашанский, Саргардонский, Чепташский и другие интрузивы расположены в зоне стыка с Бельтау-Кураминской зоной и тяготеют к Кумбель-Арашанской зоне региональных разломов, чем определяется единство их позиций с раннетриасовыми интрузиями (И. Е. Сморгков, 1955 г.) аляскитов Чадак-Чаркасарского района и Ангреноского плато. Во-вторых, аляскитоидные граниты Чаткальского хребта по геохимическим и петрохимическим признакам близки кызылнуринским (раннетриасовым) эффузивным и субэффузивным кварцевым порфирам Кураминского хребта.

Абсолютный возраст пород рассматриваемого комплекса 255 млн. лет (осредненная величина из 12 определений) указывает на позднюю пермь.

Особенностью позднегерцинского магматизма является его проявление в период послескладчатых подвижек на фоне общего расслабления тектонической напряженности вдоль уже подготовленных предыдущими движениями ослабленных зон (глубинных разломов). При этом, как правило, в соответствующих массивах отсутствуют признаки краевой ассимиляции (гибридизма); ведущим петрогенетическим фактором становятся процессы дифференциации.

Среди пермо-триасовых гранитов отчетливо выделяется четыре петрографических группы: порфиридные роговообманково-биотито-

вые и биотитовые граниты, аляскитоидные и щелочные граниты. Первые известны в Майдантальском массиве, а последние три, связанные взаимопереходами,— в сложно построенных массивах (Арашанский).

Майдантальский массив (рис. 5) представляет собой крупное многофазное гарполитообразное тело с площадью выходов около 400 км<sup>2</sup>. Корневая часть массива приурочена к зоне Пскемского глубинного разлома, фиксируемой многократными магматическими инъекциями.

В сложении массива участвуют породы всех герцинских интрузивных комплексов, но ведущая роль принадлежит роговообманково-биотитовым гранитам пермо-триаса. Внешне это розовато-серые порфириовидные породы. Минеральный состав их: кварц 22,1—44,8%; калиевый полевой шпат (ортоклаз и микроклин-пертит) 32,1—60,9%; плагиоклаз (№ 25—38) 13—26%, биотит 2,4—8,9%; роговая обманка 0,5—1,8%; акцессории 0,6—2,8%. Эндоконтактная фация представлена средне-мелкозернистыми порфириовидными гранитами, лишь несколько более лейкократовыми.

Арашанский массив (рис. 6) — крупная (220 км<sup>2</sup>) трещинная интрузия, вытянутая в северо-восточном направлении; внедрилась в основном в гранодиориты и адамеллиты предыдущих формаций. Биотитовые порфириовидные граниты слагают юго-западную часть массива. Они характеризуются следующим минеральным составом: кварц 36,6—42,9%; нерешетчатый микроклин 37,6% — 54,4%; плагиоклаз (№ 20—28) 10,3—25,7%; биотит 1,7—5,6%; акцессории 0,6—0,9%. Эндоконтактная фация представлена среднезернистыми порфириовидными гранитами без признаков гибрицизма.

Отмечается более известковистый характер майдантальских порфириовидных гранитов по сравнению с арашанскими (табл. 10). Первые также отличает присутствие роговой обманки и более высокое содержание плагиоклаза, обусловленные проявлением карбонатной ассимиляции.

В северо-восточной части Арашанского массива порфириовидные граниты главной интрузивной фации постепенно переходят в равномерно крупнозернистые аляскиты, которые изобилуют ксенолитами вмещающих пород. В главной интрузивной фации аляскитоидные граниты имеют следующий минеральный состав: кварц 33,3—37,4%; нерешетчатый микроклин 39,9—53,0%; плагиоклаз (№ 28—35) 8,7—15,4%; биотит 1,2—6,4% акцессории 0,6—0,8%. Фации эндоконтакта представлены неравномерно среднезернистыми породами.

У северо-восточной оконечности Арашанского массива аляскитоидные граниты в свою очередь постепенно сменяются щелочными гранитами за счет исчезновения плагиоклаза и появления в ряде случаев субщелочной роговой обманки — гастингсита.

Породы дополнительных интрузий по структурно-петрографическим признакам близки порфириовидным и аляскитоидным гранитам главной интрузивной фации.

Подобно пермскому интрузивному комплексу, в аляскитоидных гранитах пермо-триаса широко распространены жильные породы первого этапа; жильные породы второго этапа (диабазовые порфириты, гранит-порфиры) отмечаются в единичных случаях.

#### Некоторые петрохимические особенности интрузивных формаций

Габбро-сиенитовая формация. Особенности петрохимии и геохимии пород формации указывают на их происхождение из основной магмы. Средний химический состав пород относится к области щелочных габброидов (табл. 11, см. также рис. 2). Причем по степени

Таблица 10

Типовые минеральные составы пород пермо-триасовой гранит-аляскитовой формации  
(в вес. %)

Майдантальский массив

| Номер пробы | Фация, фаза                  | Породы  | Кварц | Орто-кляз и микро-клин-пертит | Пла-гиоклаз | Биотит | Рого-вая обман-ка | Акцес-ории |
|-------------|------------------------------|---|-------|-------------------------------|-------------|--------|-------------------|------------|
| 1431        | Главная ин-трузивная         | Гранит роговообман-ково-биотитовый крупнозернистый порфиоровидный | 29,3  | 42,5                          | 21,7        | 4,3    | 1,1               | 1,1        |
| 1415        |                              | То же   | 29,6  | 38,1                          | 25,1        | 3,8    | 0,8               | 2,6        |
| 1262        |                              | Гранит роговообман-ково-биотитовый среднезернистый порфиоровидный | 26,4  | 42,6                          | 22,3        | 5,5    | 1,5               | 1,7        |
| 1229        |                              | То же   | 33,7  | 36,7                          | 21,1        | 6,6    | 0,5               | 1,4        |
| 1254        | Эндоконтакто-вая             | Гранит биотитовый средне-мелкозерни-стый порфиоровидный           | 27,2  | 48,4                          | 20,6        | 2,6    | —                 | 1,2        |
| 1434        | Жильных по-род первого этапа | Гранит биотитовый мелкозернистый порфиоровидный                   | 37,4  | 39,2                          | 19,3        | 3,3    | —                 | 0,8        |
| 1771/1      |                              | Гранит аплитовидный   | 36,1  | 56,2                          | 4,9         | 2,4    | —                 | 0,4        |

Арашанский массив

| Номер пробы | Фация, фаза          | Породы  | Кварц | Микро-клин | Пла-гиоклаз | Биотит | Амфи-бол | Акцес-ории |
|-------------|----------------------|---|-------|------------|-------------|--------|----------|------------|
| 95          | Главная ин-трузивная | Аляскитоидный гра-нит крупнозернистый             | 33,3  | 52,0       | 11,6        | 2,3    | —        | 0,8        |
| 277a        |                      | То же   | 37,4  | 46,8       | 13,4        | 1,7    | —        | 0,7        |
| 432         |                      | Гранит биотитовый крупнозернистый порфиоровидный  | 37,5  | 48,2       | 10,2        | 3,5    | —        | 0,6        |
| 292         |                      | Гранит биотитовый гигантозернистый порфиоровидный | 38,8  | 46,2       | 10,8        | 3,4    | —        | 0,8        |

Продолжение табл. 10

| Номер пробы | Фация, фаза                       | Породы  | Кварц | Микро-клин | Плагиоклаз | Биотит | Амфибол          | Аксесории |
|-------------|-----------------------------------|---|-------|------------|------------|--------|------------------|-----------|
| 107         | Главная интрузивная               | Щелочной гранит гастингситовый                | 25,1  | 68,1       | —          | —      | 6,2 (гастингсит) | 0,6       |
| 259         |                                   | Щелочной гранит биотит-роговообманковый       | 30,1  | 66,4       | —          | 1,1    | 1,9              | 0,5       |
| 85          | Эндоконтакта аляскитовых гранитов | Гранит биотитовый неравномерносреднезернистый | 40,2  | 43,5       | 13,4       | 2,5    | —                | 0,4       |
| 305         | Эндоконтакта биотитовых гранитов  | Гранит биотитовый среднезернистый             | 42,9  | 37,8       | 12,5       | 6,2    | —                | 0,6       |
| 889         | Дополнительных интрузий           | Гранит биотитовый средне-крупнозернистый      | 38,4  | 42,3       | 15,8       | 2,6    | —                | 0,9       |
| 300         | Жильных пород первого этапа       | Гранит мелкозернистый микропегматитовый       | 33,5  | 53,2       | 10,5       | 2,0    | —                | 0,8       |

меланократовости и суммарному содержанию щелочей породы тяготеют к эссекситу, но по содержанию полевошпатовой извести и соотношению калия и натрия уклоняются в сторону шонкинитов. Характерная черта пород — преобладание магния над железом. Известковистость меланократовой составляющей является промежуточной между составом шонкинита и эссексита. Щелочность возрастает при переходе к поздним производным, причем в серии дифференциатов последовательно падает отношение калия к натрию и увеличивается кислотность (см. рис. 2, вариационная линия 1—2—3).

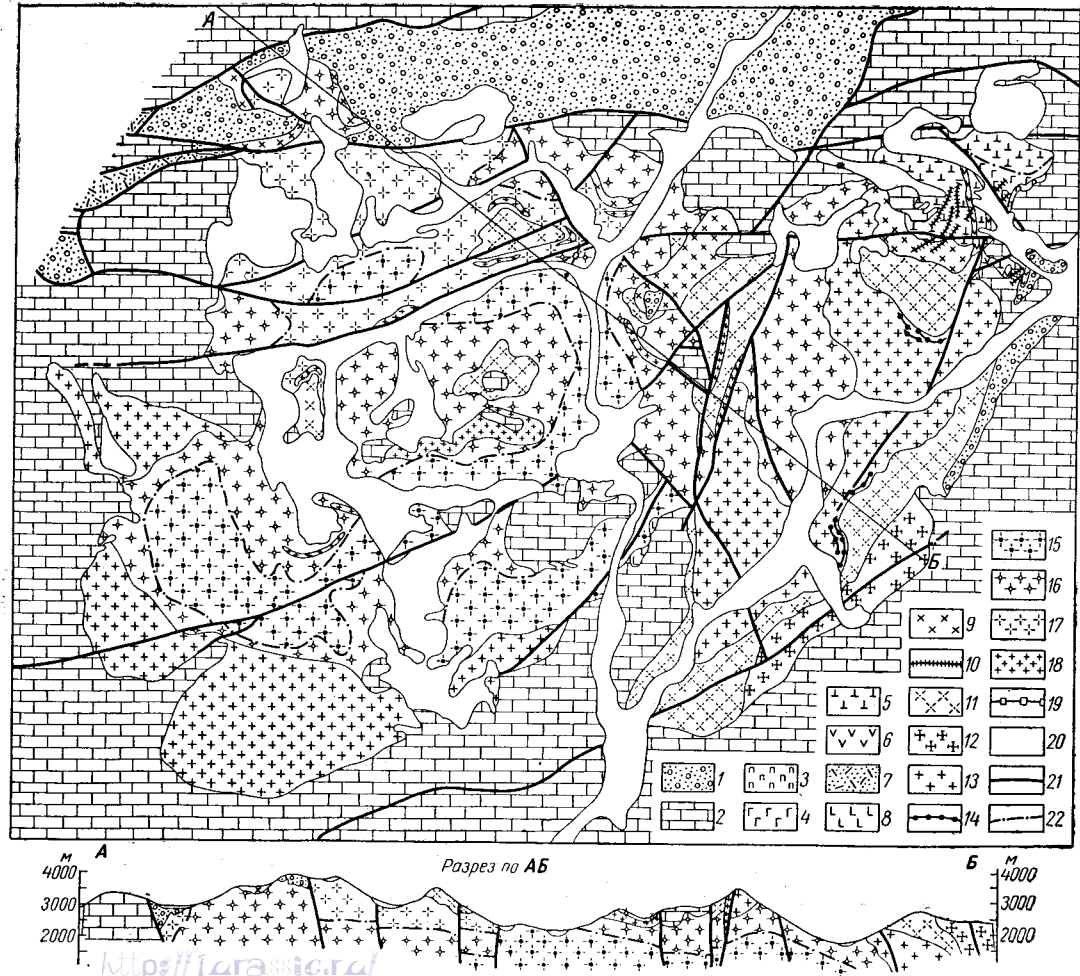
В сиенитах третьей субфазы появляется свободный кремнезем. По петрохимическим параметрам они отвечают соответствующему типовому составу. В противоположность этому меланократовое габбро первой субфазы близко к диаллагиту, от которого отличается несколько повышенной щелочностью, главным образом за счет калия (присутствие биотита).

Диоритовая формация. Гибридный характер пород формации уже отмечался. Очевидно, проявление гибридизма обусловлено особыми тектоническими условиями, когда внедрение первых порций гранитоидной магмы в верхние структурные ярусы происходило на фоне интенсивных складчатых деформаций и протекало в затрудненных условиях, развиваясь вдоль только начавших оживать относительно проницаемых зон при активном взаимодействии с вмещающими породами.

Ведущая роль в петрогенезисе рассматриваемых пород отводится процессам глубинного гибридизма и в меньшей мере ассимиляции на месте становления. Определенное затруднение для суждения о степени

Рис. 5. Геолого-петрографическая карта Майдантальского массива. По Я. В. Кайдалову, Ю. Б. Ежкову, В. Ф. Проценко, В. В. Козыреву, И. В. Левченко

1 — песчаники и конгломераты живетского—франского ярусов; 2 — известняки и доломиты среднего—верхнего палеозоя; 3—6 — верхневизейский интрузивный комплекс: 3 — первая субфаза — габбро меланократовое, 4 — вторая субфаза — монзониты, 5 — то же — меланократовые сенинты, 6 — третья субфаза — кварцевые сенинты; 7 — вулканиты уяминбулакской свиты (намюрский ярус — нижнебашкирский подъярус); 8 — первый башкирский интрузивный комплекс — кварцсодержащие диориты; 9—10 — второй башкирский интрузивный комплекс: 9 — главная интрузивная фация — гранодиориты биогит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые, 10 — жильные породы второго этапа — гранодиорит-порфиры, лампрофиры, кварцевые порфиры; 11 — третий башкирский интрузивный комплекс — адамеллиты роговообманково-биотитовые; 12 — четвертый башкирский интрузивный комплекс — аляскиты; 13—14 — пермский интрузивный комплекс: 13 — главная интрузивная фация — лейкократовые биотитовые граниты, 14 — жильные породы первого этапа — граниты аплитовидные; 15—19 — пермтриасовый интрузивный комплекс: 15 — главная интрузивная фация — граниты роговообманково-биотитовые крупнозернистые (нижняя субфация), 16 — то же — граниты роговообманково-биотитовые среднезернистые (верхняя субфация), 17 — фация эндоконтактов — граниты роговообманково-биотитовые, 18 — жильные породы первого этапа — граниты мелкозернистые и аплитовидные, 19 — жильные породы второго этапа — диорит-порфиры; 20 — четвертичные отложения; 21 — разломы; 22 — фациально-петрографические переходы интрузивных пород



гибридизма представляет нахождение диоритоидов в большинстве случаев в виде блок-ксенолитов среди более молодых (и более кислых) гранитоидов. Процессы гранитизации в блок-ксенолитах еще более усложняют состав их пород.

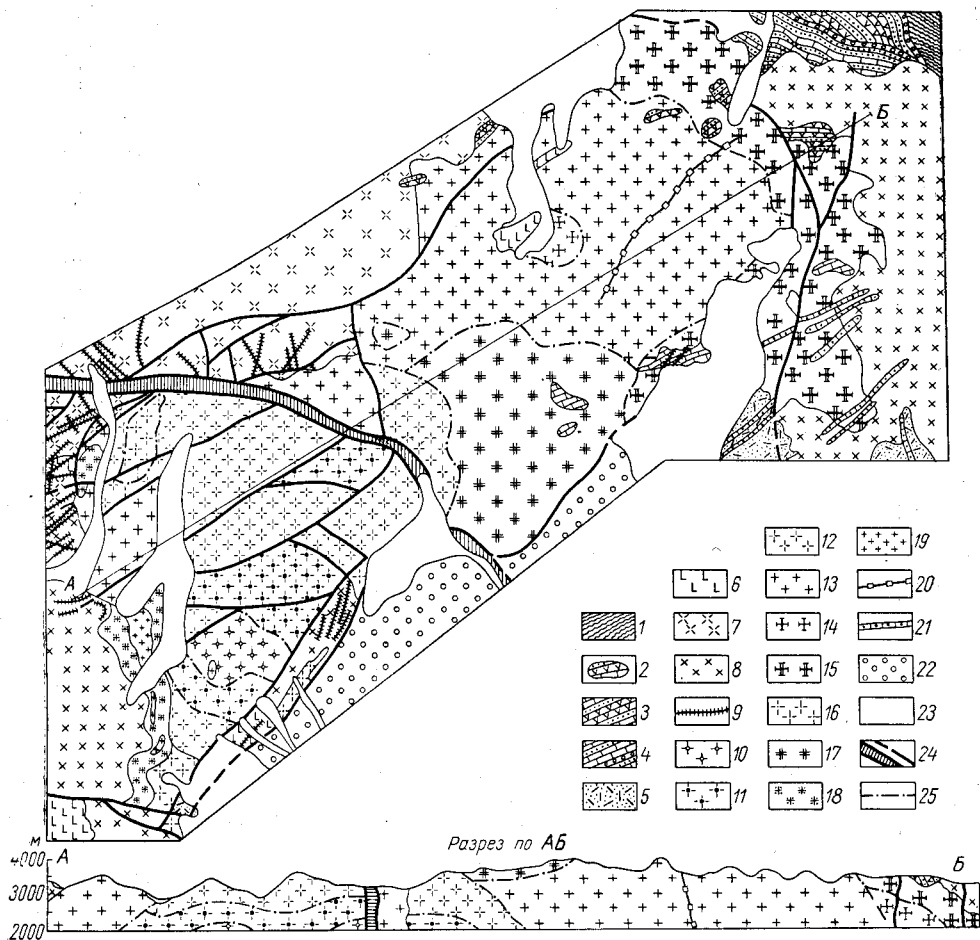


Рис. 6. Геолого-петрографическая карта Арашанского массива. По В. В. Козыреву, Я. В. Кайдалову, С. Ш. Губаевой, В. Б. Шувалову

1 — филлитовидные сланцы и песчаники ордовика — силура; 2 — ксенолиты осадочно-вулканогенных пород нижнего — среднего девона; 3 — вулканогенно-осадочные породы эйфельского яруса; 4 — песчаники, известняки и конгломераты живетского яруса; 5 — вулканы уя-минбулакской свиты (намюрский ярус — нижнебашкирский подъярус); 6 — первый башкирский интрузивный комплекс — диориты и кварцевые диориты; 7—9 — второй башкирский интрузивный комплекс: 7 — главная интрузивная фация — гранодиориты биотит-роговообманковые, 8 — то же — адамеллиты роговообманково-биотитовые, 9 — жильные породы второго этапа — гранит-порфиры, кварцевые порфиры, диабазовые порфиры, лампрофиры, габбро-порфиры; 10—20 — пермо-триасовый интрузивный комплекс: 10 — главная интрузивная фация — граниты биотитовые гигантозернистые (нижняя субфация), 11 — то же — граниты биотитовые крупнозернистые (средняя субфация), 12 — то же — граниты биотитовые средне-крупнозернистые (верхняя субфация), 13 — то же — аляскиотовидные граниты, 14 — то же — щелочные граниты биотитовые, 15 — фация эндоконтактов щелочных гранитов (щелочные граниты биотитовые, роговообманково-биотитовые и гастингситовые), 16 — то же гранитов биотитовых (граниты биотитовые), 17 — то же аляскиотовидные (граниты биотитовые), 18 — дополнительная интрузия — граниты биотитовые, 19 — жильные породы первого этапа — граниты мелкозернистые, аплитовидные, микропегматитовые, 20 — жильные породы второго этапа — гранит-порфиры, диабазовые порфиры; 21 — нижнетриасовый дайковый комплекс — гранит-порфиры, фельзит-порфиры; 22 — палеоген-неогеновые отложения; 23 — четвертичные отложения; 24 — разломы, зоны нарушений; 25 — фациально-петрографические переходы интрузивных пород

Формирование ряда диоритоидных интрузивов могло происходить в несколько субфаз, что вполне соответствует имевшему место тектоническому режиму. Признаки этого имеются в Чукурсуйском и Келимчекском интрузивах.

## Типовые химические составы пород герцинских интрузивных формаций

| Номер пробы | Формация  | Интрузив       | Породы                                  | SiO <sub>2</sub>                      | TiO <sub>2</sub> |
|-------------|---|----------------|---|---------------------------------------|------------------|
| 107         | Гранит-аляски-<br>товая (P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub> ) | Арашанский     | Щелочной гранит га-<br>стингситовый     | 75,09                                 | 0,20             |
| 432         |   |                | Гранит биотитовый                       | 75,64                                 | 0,19             |
| 277a        |   |                | Аляскитоидный гра-<br>нит               | 75,85                                 | 0,15             |
| 1229        |   | Майдантальский | Граниты роговооб-<br>манково-биотитовые | 71,40                                 | 0,43             |
| 1415        |   |                |   | 72,51                                 | 0,39             |
| 1314        |   |                | Гранитовая (P <sub>1</sub> )            | Лейкократовые био-<br>титовые граниты | 75,90            |
| 1308        | 74,35   | 0,30           |   |                                       |                  |
| 1554        | Гранитовая (C <sub>2</sub> b)                             | Майдантальский | Аляскит                                 | 74,99                                 | 0,15             |
| 4084        |   | Чимганский     | Гранит биотитовый                       | 75,16                                 | 0,08             |
| 1396        | Адамеллитовая<br>(C <sub>2</sub> b)                       | Сусингенский   | Адамеллиты                              | 63,88                                 | 0,90             |
| 1280        |   | Майдантальский |   | 67,67                                 | 0,58             |
| 1359        | Гранодиоритовая<br>(C <sub>2</sub> b)                     | Чаткальский    | Адамеллиты                              | 71,46                                 | 0,34             |
| 559         |   |                | Гранодиорит лейко-<br>кратовый          | 68,03                                 | 0,43             |
| 2001        |   |                | Гранодиорит                             | 64,16                                 | 0,52             |
| 566         |   | Ихначский      | Гранодиорит                             | 65,52                                 | 0,35             |
| 2033        | Диоритовая (C <sub>2</sub> b)                             | Чукурсуьский   | Диорит                                  | 51,74                                 | 0,55             |
| 1179        | Габбро-сиенито-<br>вая (C <sub>1</sub> V <sub>3</sub> )   | Текешский      | Сиенит                                  | 64,80                                 | 0,38             |
| 1180        |   |                | Меланократовый сиенит                   | 52,58                                 | 0,90             |
| 1148        |   |                | Монзонит                                | 52,35                                 | 0,87             |
| 1177        |   |                | Габбро меланократо-<br>вое              | 41,29                                 | 1,78             |



Таблица 11

## Каратау-Нарынской структурно-формационной зоны (в вес. %)

| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | П.п.п.                        |                               |                 |       | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | SO <sub>3</sub> | Сумма  |
|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|-------|-------------------------------|-----------------|--------|
|                                |                                |      |      |       |       |                   |                  | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | CO <sub>2</sub> | Всего |                               |                 |        |
| 12,76                          | 0,46                           | 1,58 | —    | 0,15  | 0,85  | 3,68              | 5,10             | —                             | 0,06                          | 0,01            | 0,26  | 0,02                          | —               | 100,15 |
| 12,60                          | 0,34                           | 1,51 | —    | 0,10  | 0,78  | 3,40              | 4,92             | —                             | 0,06                          | 0,05            | 0,42  | 0,02                          | 0,04            | 99,96  |
| 12,42                          | 0,09                           | 1,51 | —    | 0,10  | 0,63  | 3,62              | 5,00             | —                             | 0,08                          | 0,05            | 0,36  | 0,02                          | 0,01            | 99,76  |
| 13,79                          | 0,75                           | 2,19 | 0,03 | 0,80  | 1,55  | 4,15              | 4,50             | —                             | 0,05                          | 0,04            | 0,12  | 0,13                          | 0,03            | 99,87  |
| 13,64                          | 0,80                           | 1,44 | 0,01 | 0,68  | 1,62  | 3,84              | 4,86             | —                             | 0,11                          | —               | 0,54  | 0,10                          | 0,03            | 100,46 |
| 12,42                          | 0,45                           | 1,15 | 0,01 | 0,15  | 0,56  | 4,00              | 5,12             | —                             | 0,08                          | 0,03            | 0,40  | 0,02                          | 0,01            | 100,35 |
| 12,78                          | 0,70                           | 1,36 | 0,05 | 0,65  | 0,80  | 3,40              | 5,25             | —                             | 0,07                          | 0,03            | 0,36  | 0,06                          | 0,03            | 100,09 |
| 12,84                          | 0,34                           | 1,51 | 0,03 | 0,23  | 0,78  | 3,54              | 5,25             | —                             | 0,10                          | —               | 0,25  | 0,01                          | 0,05            | 99,97  |
| 13,21                          | 0,19                           | 0,72 | 0,07 | 0,15  | 0,98  | 3,89              | 4,87             | —                             | 0,11                          | 0,10            | 0,79  | 0,05                          | 0,01            | 100,17 |
| 14,14                          | 2,61                           | 2,76 | 0,07 | 1,81  | 3,64  | 3,71              | 4,50             | —                             | 0,24                          | 0,06            | 1,32  | 0,34                          | —               | 99,68  |
| 14,89                          | 1,36                           | 2,29 | 0,06 | 1,35  | 2,39  | 3,88              | 4,83             | —                             | 0,03                          | 0,01            | 0,42  | 0,20                          | 0,02            | 99,94  |
| 13,68                          | 0,43                           | 2,22 | 0,11 | 0,95  | 1,77  | 3,66              | 5,09             | 0,26                          | 0,16                          | —               | 0,36  | 0,08                          | 0,02            | 100,17 |
| 15,27                          | 0,75                           | 2,44 | 0,10 | 1,35  | 2,90  | 4,05              | 4,22             | 0,60                          | 0,10                          | —               | 0,70  | 0,15                          | 0,06            | 100,45 |
| 16,56                          | 1,35                           | 3,01 | 0,10 | 2,00  | 4,13  | 3,55              | 3,52             | —                             | 0,15                          | 0,02            | 1,00  | 0,27                          | 0,12            | 100,29 |
| 16,02                          | 0,94                           | 2,76 | 0,10 | 1,75  | 4,25  | 3,55              | 3,50             | 0,50                          | 0,15                          | 0,05            | 0,70  | 0,17                          | —               | 99,61  |
| 18,70                          | 2,07                           | 6,79 | 0,19 | 4,25  | 8,99  | 3,22              | 1,50             | 1,00                          | 0,13                          | —               | 1,15  | 0,24                          | 0,13            | 99,52  |
| 14,53                          | 2,10                           | 1,93 | 0,07 | 2,31  | 3,19  | 4,00              | 5,71             | 0,20                          | 0,22                          | 0,11            | 0,60  | 0,19                          | 0,05            | 99,86  |
| 13,18                          | 4,30                           | 4,45 | 0,14 | 5,44  | 6,85  | 3,25              | 6,60             | 0,80                          | 0,12                          | 0,11            | 1,20  | 0,80                          | 0,07            | 99,76  |
| 15,44                          | 2,66                           | 4,81 | 0,12 | 5,34  | 6,46  | 3,20              | 7,00             | 0,90                          | 0,10                          | 0,44            | 1,45  | 0,62                          | 0,08            | 100,40 |
| 7,67                           | 7,29                           | 9,19 | 0,22 | 11,34 | 14,05 | 1,00              | 2,55             | 1,40                          | 0,15                          | 0,33            | 1,94  | 1,71                          | 0,28            | 100,31 |

Средний химический состав диоритов хорошо укладывается в параметры типового состава по Р. Дэли, но имеет заметный щелочный уклон ввиду повышенного содержания калия.

Гранодиоритовая формация. Петрохимический состав пород формации, относящихся к нормальному ряду, обнаруживает значительную близость к составу гранодиорита по Р. Дэли. Отличается от него меньшим количеством полевошпатовой извести, несколько большей щелочностью и более высокими отношениями калия к натрию и магния к железу. Общая направленность процесса дифференциации на примере пород главной интрузивной фации Чаткальского интрузива (в серии гранодиорит—адамеллит) характеризуется ростом кислотности, щелочности и величины железо-магниевого отношения.

Местами при формировании гранитоидов в карбонатной толще отмечается проявление эндоконтактовой контаминации, выраженной в повышении известковистости полевых шпатов и общей меланократовости при возрастании отношений магния к железу.

Адамеллитовая формация. Особенности химического состава адамеллитов представляют интерес в связи с тем, что ряд исследователей, в частности А. Н. Заварицкий (1961 г.), считают нежелательным выделение этого типа пород в самостоятельную генетическую единицу или понимают под адамеллитами разные по составу породы.

Гранитоиды, описываемые в качестве адамеллитов, относятся, по А. Н. Заварицкому, к нормальному ряду, второму классу, третьей группе. По меланократовости они близки составу гранодиорита (см. рис. 2), но их полевошпатовая часть отличается повышенной щелочностью (даже относительно известково-щелочных гранитов). В составе щелочей повышена роль калия, с чем связана указанная ранее особенность их минерального состава. В целом же типовые разности адамеллитов стоят ближе к гранодиоритам, чем к гранитам; с первыми их сближает также известная геохимическая общность и металлонность.

Таким образом, генетическая обособленность, широкое распространение и выдержанность петрографических признаков адамеллитов позволяют считать их самостоятельным типом гранитоидов,— очевидно, образованиями, свойственными калиевым провинциям.

Гранитовая формация. Как уже отмечалось, типичным представителем этой формации могут считаться биотитовые граниты Чимганского интрузива. По химическому составу они приближаются к аляскитам; отличаются от них повышенной известковистостью в полевошпатовой части, пониженным железо-магниевым отношением и принадлежностью к составам нормального ряда (по А. Н. Заварицкому, 1940 г.).

Одновременно биотитовые граниты являются хотя в целом и более щелочными, но более кальциевыми, что определяет повышенное по сравнению с типичными аляскистыми разностями содержание в описываемых гранитах плагиоклаза. В отличие от аляскита по Р. Дэли, пересыщенного алюминием, относятся к нормальному ряду. Имеют меньшее железо-магниево отношение.

Нижнепермская (?) формация гранитов. Химический состав пермских гранитов практически соответствует типовому. Отличается от него немного повышенной общей щелочностью.

Гранит-аляскитовая формация. Средний химический состав пород формации относится, по А. Н. Заварицкому, к нормальному ряду. По лейкократовости и щелочности занимает промежуточное положение между составами аляскита и щелочного гранита, но отличается от того и другого более высокими содержаниями полевошпато-

вой извести и магнезиально-фемических компонентов. Отношение натрия к калию в норме для известково-щелочных гранитов:

Отмечается известная общность петрохимической направленности процессов остаточной кристаллизации и кристаллизации пород эндо-контактной фации с появлением в том и другом случаях более лейкократовых и менее основных разностей. Возможно, что в подобных случаях имеет место появление «апозтектических подкисленных магм» (по Д. С. Коржинскому, 1961 г.), свойственных остаточным магматическим системам и апикальным зонам интрузивов (при ограниченной роли ассимиляции), вследствие их обогащения летучими, кислотными составляющими и выносом основных компонентов. Если учесть насыщенность аляскитовой магмы летучими компонентами, такой вариант представляется весьма реальным.

Петрохимическая эволюция при процессах дифференциации (биотитовые граниты — аляскиты — щелочные граниты Арашанского массива) происходит с возрастанием кислотности, падением известковистости при одновременном падении кали-натриевого и железо-магниевого отношений.

В заключение укажем, что в целом все фигуративные точки средних химических составов герцинских интрузивных комплексов региона на щелочной плоскости векторной диаграммы (см. рис. 2) располагаются правее вариационной линии интрузивных пород известково-щелочного ряда, отличаясь, таким образом, большей щелочностью, преимущественно за счет калия. На полевошпатово-известковистой плоскости они в подавляющем большинстве также располагаются правее вариационной линии нормального ряда, отличаясь уже пониженной известковистостью. Это характеризует Чаткальский район как провинцию калиевых гранитоидов.

#### Акцессорно-минералогические и геохимические особенности герцинских интрузивных формаций

Герцинский магматизм Каратау-Нарынской зоны характеризуется закономерной сменой во времени формаций более основного состава более кислыми. Весьма характерны на этом фоне их акцессорно-минералогические особенности (табл. 12).

Породы верхневизейской (?) интрузивной формации (габбро, монциты, меланократовые сиениты, сиениты) включают первичные акцессорные минералы. Специфической особенностью этих пород является повышенная щелочность, с чем связано более значительное по сравнению с основными породами известково-щелочного ряда содержание апатита и циркона. Кроме того, интересно, что в описанных породах отсутствует ильменит, но развит сфен. Это, по-видимому, также обусловлено щелочным характером пород.

Породы диоритовой формации по ассоциации ведущих акцессорных минералов близки верхневизейским породам, но содержание сфена и апатита в них значительно более низкое. Отличием их служит также появление в качестве характерного минерала ильменита.

В гранодиоритах количество установленных минеральных видов и разновидностей акцессориев составляет уже 25. В этих породах кроме магнетита, ильменита, сфена, циркона и апатита типоморфными становятся ортит и торит (оранжит). Появляются рутил и анатаз.

В адамеллитах почти полностью сохраняется ассоциация акцессориев гранодиоритов, но их выделяет среди последних очень высокая концентрация сфена и ильменита. В отдельных пробах адамеллитов появляется фергусонит.

Таблица 12

Среднее содержание акцессорных минералов в герцинских интрузивных формациях Каратау-Нарынской зоны (в г/т)

| Минерал            | Формация          |            |                 |               |            |                     |                    |
|--------------------|-------------------|------------|-----------------|---------------|------------|---------------------|--------------------|
|                    | Габбро-сиенитовая | Диоритовая | Гранодиоритовая | Адамеллитовая | Гранитовая | Пермская гранитовая | Гранит-аляскитовая |
| Магнетит           | 14673,7           | 10635,8    | 8175,2          | 12735,3       | 5786,9     | 1867,2              | 3266,0             |
| Ильменит           | —                 | 51,3       | 127,6           | 506,7         | 199,9      | 398,0               | 157,2              |
| Рутил              | —                 | —          | 0,003           | 2,5           | —          | 0,07                | 0,3                |
| Анастаз            | —                 | —          | 0,07            | 0,02          | 0,002      | 0,8                 | 4,2                |
| Брукит             | —                 | —          | —               | —             | —          | 0,03                | 0,5                |
| Сфен               | 2655,9            | 192,0      | 224,5           | 2544,5        | 15,0       | 79,3                | 567,6              |
| Гранат             | +                 | 0,01       | 0,5             | 0,5           | 0,8        | 0,2                 | 7,3                |
| Апатит             | 2265,7            | 830,9      | 219,8           | 677,1         | 2,8        | 22,6                | 73,6               |
| Циркон             | 159,9             | 149,6      | 160,3           | 306,2         | 19,4       | 141,4               | 192,1              |
| Циртолит           | —                 | —          | 2,2             | 0,1           | 38,8       | 44,2                | 8,6                |
| Ортит              | —                 | 0,3        | 67,9            | 94,4          | 99,3       | 38,2                | 93,5               |
| Монацит            | —                 | —          | 0,2             | 0,005         | 0,2        | 38,3                | 28,0               |
| Ксенотим           | —                 | —          | —               | —             | —          | 0,05                | 0,1                |
| Гадолинит          | —                 | —          | —               | —             | —          | 0,03                | 0,2                |
| Фергюсонит         | —                 | 0,00004    | —               | 1,9           | 6,8        | 11,1                | 20,5               |
| Колумбит           | —                 | —          | —               | —             | —          | 48,7                | 0,03               |
| Флюоцерит          | —                 | —          | —               | —             | —          | 34,3                | —                  |
| Пирохлор           | —                 | —          | —               | —             | —          | —                   | 0,03               |
| Касситерит         | —                 | —          | —               | 0,02          | —          | 3,4                 | 9,5                |
| Торит              | 1,0               | —          | 0,09            | 0,05          | —          | 2,5                 | 0,6                |
| Оранжит            | 0,8               | 0,0002     | 4,8             | 8,8           | 3,1        | 31,6                | 14,3               |
| Флюорит            | 3,4               | 0,06       | 4,6             | 15,5          | 0,07       | 693,8               | 407,1              |
| Турмалин           | —                 | —          | 5,4             | 0,8           | —          | 0,02                | 0,3                |
| Топаз              | —                 | —          | 0,06            | —             | —          | 534,4               | 1,3                |
| Шпинель            | —                 | —          | —               | —             | —          | —                   | 0,00008            |
| Корунд             | —                 | —          | —               | —             | —          | 1,0                 | —                  |
| Шеелит             | 3,5               | 0,002      | 0,7             | 0,3           | 0,04       | 0,002               | 0,5                |
| Молибденит         | 0,6               | 0,06       | 0,09            | 0,002         | 0,05       | 31,2                | 0,003              |
| Сфалерит           | —                 | —          | 0,01            | —             | +          | 0,07                | 0,05               |
| Свинец самородный  | —                 | —          | +               | —             | —          | —                   | —                  |
| Галенит            | 1,4               | —          | 0,09            | 0,03          | +          | 0,5                 | 1,8                |
| Пирит              | 52,0              | 174,5      | 52,8            | 109,7         | 2,0        | 8,1                 | 26,9               |
| Халькопирит        | 16,9              | 0,07       | 0,04            | 0,1           | 0,02       | +                   | 0,06               |
| Арсенопирит        | —                 | —          | —               | 0,01          | —          | 0,05                | 0,05               |
| Висмутин           | —                 | —          | —               | —             | —          | —                   | 0,0003             |
| Золото             | —                 | —          | —               | —             | +          | —                   | —                  |
| Барит              | 3,7               | —          | 17,8            | 0,7           | 0,08       | +                   | 0,03               |
| Гематит            | 11,5              | +          | 3,5             | 0,03          | 0,1        | 0,9                 | 32,5               |
| Мартит             | 34,0              | —          | —               | 16,8          | 4,4        | —                   | 20,5               |
| Гидроокислы железа | 49,2              | 41,7       | 28,8            | 290,5         | 14,8       | 46,3                | 131,9              |
| Ярозит             | —                 | —          | —               | —             | —          | —                   | 0,1                |
| Лейкоксен          | —                 | —          | 0,2             | —             | —          | 1,0                 | 1,3                |
| Вульфенит          | —                 | —          | —               | —             | —          | —                   | 0,005              |
| Малахит            | —                 | +          | 0,02            | —             | 0,01       | +                   | 0,03               |
| Куприт             | —                 | —          | —               | —             | —          | —                   | 0,002              |
| Церуссит           | —                 | —          | —               | —             | —          | —                   | 0,002              |
| Висмутит           | —                 | —          | —               | —             | —          | 0,0005              | +                  |
| Повеллит           | —                 | —          | 0,0006          | 0,0002        | —          | —                   | —                  |

Своеобразные акцессорно-минералогические особенности имеют среднекарбонатные граниты. Набор акцессорных минералов еще позволяет сблизить их с гранодиоритами или адамеллитами, но намечаются резкие количественные различия между теми и другими. В адамеллитах по сравнению с породами предыдущих формаций резко падают концентрации магнетита, сфена, апатита. В то же время становятся характерными фергусонит и циртолит.

Наиболее сложный состав акцессорных минералов у аляскитоидных гранитов позднего этапа герцинского тектоно-магматического цикла (пермский и пермо-триасовый интрузивные комплексы). Расширение акцессорной ассоциации в этих породах происходит за счет редкометальных минералов. Редкометальная специализация — отличительная черта кислых и ультракислых, иногда с щелочным уклоном, позднегерцинских гранитоидов. Породы пермского и пермо-триасового интрузивных комплексов при сходстве общих акцессорно-минералогических признаков имеют и ряд более тонких отличий. Так, в породах пермского комплекса часто встречается флюоцерит, не установленный в пермо-триасовых гранитоидах; среди ниобиевых минералов в первых шире распространен колумбит, а во вторых — фергусонит, так же как и среди минералов титана в пермских гранитах ильменит, а в пермо-триасовых — сфен.

Учитывая сходство акцессорно-минерального состава интрузивных пород герцинского тектоно-магматического цикла и согласно сказанному ранее, можно подразделить их на три группы: 1) верхневизейские габбро-монцитонитовые породы и сходные с ними по основности диориты среднекарбонатной диоритовой формации; 2) умереннокислые среднекарбонатные гранитоиды (гранодиориты, адамеллиты); 3) кислые и ультракислые породы пермского и пермо-триасового интрузивных комплексов. Акцессорно-минералогические отличия между этими группами пород выражены четко. При переходе от более ранних (соответственно более основным) к более поздним (соответственно более кислым) комплексам герцинского магматизма проявляются последовательное усложнение состава, рост содержания акцессорных редких элементов и уменьшение роли акцессорных минералов петрогенных элементов.

Вместе с тем характерно, что догерцинские граниты отличаются от герцинских несравненно более слабыми проявлениями ассоциации редких земель, ниобия, циркония, олова, радиоактивных элементов, фтора, вольфрама, молибдена.

Особенности распределения редких элементов в интрузивных комплексах Чаткальского района в свете возможной их геохимической и металлогенической специализаций были подробно освещены В. В. Козыревым и Ю. Б. Ежковым (1968 г.).

Сопоставительный анализ полученных данных о геохимической специализации интрузивных комплексов и их реальной рудоносности позволяет отметить, что в случае проявления специализации в отношении того или иного элемента между его месторождениями и данным комплексом имеет место четкая генетическая связь. Так, с аляскитоидными гранитами пермского и пермо-триасового интрузивных комплексов, специализированных на вольфрам и ниобий, в Чаткальском районе связаны известные рудопроявления этих металлов. Также отчетливо увязывается с фактической рудоносностью геохимическая специализация среднекарбонатных диоритов в отношении меди и молибдена; с диоритами связаны месторождения скарновой золоторудно-молибденит-халькопиритовой формации.

Однако имеются примеры отсутствия корреляции между фактической рудоносностью комплекса и уровнем содержания в нем соответ-

ствующего редкого элемента. Так, несмотря на однозначное решение связи скарново-полиметаллического оруденения с породами гранодиоритового комплекса, последний свинцово-цинковую специализацию не обнаруживает. Не устанавливается специализация пород этого комплекса и на молибден, хотя они сопровождаются месторождениями кварц-серицит-молибденитовой, кварц-молибденитовой и некоторых других молибденсодержащих ассоциаций. Не проявлена молибденитовая специализация и среди пермо-триасовых аляскитоидных гранитов, хотя молибден является характерным элементом связанных с ними грейзенов.

Таким образом, геохимическая специализация магматических пород несомненно должна рассматриваться как положительный фактор возможности образования месторождения, но ее отсутствие еще нельзя считать отрицательным критерием для прогноза рудоносности интрузивных комплексов. Проанализированный фактический материал по Чаткальскому региону показывает, что четкая связь геохимической специализации с фактической рудоносностью достаточно надежно фиксируется лишь для высокотемпературных формаций, тесная связь которых с породами конкретных интрузивных комплексов не вызывает сомнения. Это главным образом грейзеновые и некоторые скарновые месторождения молибдена, вольфрама, меди и других металлов.

#### БЕЛЬТАУ-КУРАМИНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Бельтау-Кураминская зона — это область преимущественного развития герцинского магматизма, в пределах которой каледонские магматические породы имеют резко подчиненное распространение. Зона занимает южную половину Среднего Тянь-Шаня. С севера она граничит с Каратау-Нарынской зоной, с юга — с Южно-Тяньшаньской складчатой системой. Поверхностные выходы палеозойских формаций располагаются лишь в восточной (кураминской) части зоны, а в равнинной части Западного Узбекистана прослеживаются под мощным чехлом осадков мезо-кайнозоя при регионально-геофизических исследованиях и по отдельным скважинам. В Западном Узбекистане вдоль южной половины зоны, примыкающей к Южному Тянь-Шаню, установлена широкая (40—80 км) полоса положительных магнитных аномалий, обусловленная тем, что значительную часть палеозойского фундамента (около 32—33 тыс. км<sup>2</sup>) здесь составляют герцинские магматические породы. Среди последних предположительно преобладают ниже-среднекаменноугольные вулканиты андезитового ряда и среднекарбоновые гранитоиды орогенного этапа. Кроме того, судя по небольшим интенсивным положительным магнитным аномалиям, выделяются тела габбро, габбро-диоритов, пироксенитов и других пород.

Открытая, кураминская, часть зоны расположена в пределах Кураминского, Каржантауского хребтов и юго-западной половины Чаткальского хребта на территории четырех республик — Узбекской, Казахской, Таджикской и Киргизской. Выходы допалеозойских пород здесь отсутствуют. Палеозойские магматические образования занимают около 96% этой площади, в том числе герцинские 90—92%. В данном разделе затрагиваются вопросы магматизма только узбекской части зоны.

Первые сведения о магматизме региона приводятся в работах С. Ф. Машковцева (1929), И. В. Дюгаева (1935), Б. Н. Наследова (1935 г., 1937), К. Н. Вендланда (1938), А. В. Королева (1940 г.), заложивших основу для последующих более детальных исследований. Особое значение в понимании геологического развития региона и особен-

ностей его магматизма играет крупная сводка, выполненная Н. П. Васильковским (1952). Она предопределила направление всех более поздних работ по расшифровке истории вулканических и интрузивных процессов в пределах зоны. Ряд уточнений в первоначальную схему магматизма был внесен самим Н. П. Васильковским несколько позднее (1959, 1960 гг.). Большой вклад в познание магматических процессов, петрографии и петрохимии магматических пород сделан Ф. Ш. Раджабовым (1941 г., 1958, 1962), Х. М. Абдуллаевым (Абдуллаев и др., 1955, 1958), Е. М. Головиным (1949, 1958 гг., 1960). Отдельные вопросы магматизма рассматриваются в работах И. М. Исамухамедова (1947; Исамухамедов, Кустарникова, 1957), А. В. Покровского (1957 г.), А. А. Кустарниковой (1958), П. И. Салова (1958, 1964), Б. О. Андерсона (1968), О. М. Борисова. Широкий комплекс исследований выполняли работники ИГЕМ АН СССР: И. П. Кушнарев и А. Б. Каждан (1958 г.), И. М. Воловикова (1958, 1960 г.), О. П. Елисеева (1957, 1958 и др.), И. С. Козлова (1960 г.), И. Е. Сморгчов (1953, 1955, 1958 гг.) и др. Существенное значение в познании вулканических и интрузивных комплексов района имеют результаты детальных геологосъемочных работ, проведенных коллективом геологов треста «Ташкентгеология» (З. П. Артемова, А. С. Макаров, Д. П. Ляшкевич, Л. Г. Лунина, Г. А. Абдурахманов, Б. Г. Хайруллин, В. А. Арапов, Ж. Н. Кузнецов, В. Н. Ткачев, Ю. А. Иванов, А. В. Перетрутов, Х. Б. Фаттахов, В. П. Коржаев, Ю. Х. Ахмедуллин, А. П. Агафонов, М. М. Лебедь, Е. В. Панченко и многие другие).

Основные представления на историю магматизма региона отражены в табл. 13.

Бельтау-Кураминская зона как самостоятельная структурная единица сформировалась в течение двух циклов тектогенеза: каледонского ( $S_1-D_2$ ) и герцинского ( $D_2-T_1$ ). В каждом цикле выделяются ранний, средний и поздний этапы. В связи с тем что образования каледонского цикла сохранились лишь локально, ход геологических процессов этого периода во многом неясен. В ранний, собственно геосинклинальный этап каледонского цикла ( $S_1$ ) магматизм проявлен лишь в эффузивной форме. В песчано-сланцевых толщах силура встречаются пласты эффузивов основного состава.

Средний этап ( $S_2-D_1$ ) каледонского цикла выражен редкими небольшими гранитоидными интрузиями. Несколько шире представлены вулканические породы липарит-андезитового ряда позднего этапа ( $D_1$ ). Общие тектонические условия проявления магматических процессов в средний и поздний этапы не совсем ясны. Предполагается, что главная масса магматических пород размещалась вдоль окраин Кураминской глыбы, отколовшейся в силуре от основной протерозойской плиты, являющейся стабильным фундаментом Среднего Тянь-Шаня.

Геосинклинальный этап герцинского цикла — это погружение района и непрерывное накопление морских карбонатных толщ среднего девона — нижнего карбона. В отличие от других территорий Узбекистана, где для раннего этапа отмечаются проявления магматической деятельности, здесь они достоверно не установлены. Имеются указания на присутствие вулканогенных пород в нижнетурнейских отложениях Алмалыкского района (ургазская свита, по З. П. Артемовой, А. С. Макарову и И. М. Богомольному). Но некоторые исследователи относят эти породы к наюр-нижебашкирским горизонтам уя-минбулакской свиты.

Главная магматическая деятельность в характеризуемом районе связана со средним и поздним этапами герцинского цикла. Породы

## Схемы герцинского магматизма Бельтау-Кураминской структурно-

| Возраст       | По Н. П. Васильковскому (1952, 1955, 1959)  | Возраст       | По И. П. Кушнаруеву (1961)   | Этапы      |   |
|---------------|---|---------------|--|------------|---|
| Нижний триас  | <p>14. Послекызылнуринские интрузивы:</p> <p>д) дайки диабазовых и долеритовых порфири-тов, кварцевых сиенит-порфи-ров, кварцевых порфи-ров, гранофи-ров и фельзитовых порфи-ров</p> <p>г) граниты музбельского типа</p> <p>в) граносиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры бабайтаудорского типа</p> <p>б) кварцевые сиенит-порфиры чилтенского типа</p> <p>а) диориты, сиенито-диориты, монцонито-диориты</p> <p>13. Кызылнуринская вулканогенная свита</p> | Верхняя пермь | <p>11. Пятый варисский интрузивный комплекс:</p> <p>г) диабазовые порфири-ты, фельзиты, альбитофиры, сферолит-порфиры, микро-гранофиры, кварцевые порфиры, гранодиориты, диориты, сиенито-диориты и сиениты Чорух-Дайрона</p> <p>в) габбро-сиениты и габбро-диориты бассейна р. Гава</p> <p>б) гранит-порфиры и граносиенит-порфиры музбельского типа; сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры чилтенского и бабайтаудорского типов</p> <p>а) кварцевые порфиры и гранит-порфиры кызылнуринского типа</p> <p>10. Кызылнуринская вулканогенная свита</p> | Несогласие | Малых порфиров интрузий (поздний + конечный по Ю. А. Билибину).<br>Геосинклинальный режим |
| Верхняя пермь | <p>12. Равашская вулканогенная свита</p>  | Несогласие    | <p>9. Четвертый варисский интрузивный комплекс:</p> <p>д) микрограниты и розовые гранит-порфиры; адамеллиты и гранодиориты ур. Майдантал</p> <p>г) сиенито-диориты р. Аксаката; кызылтюрские гранодиориты и граниты</p> <p>в) аляскитовые граниты рек Чаркасара и Гава, куюндинские гранодиориты и граниты, арашанские граниты</p> <p>б) шайданские граниты</p> <p>а) гранодиориты бассейнов рек Карабау и Дукент</p> <p>8. Шурабсайская вулканогенная свита</p>   | Несогласие |   |
| Нижняя пермь  | <p>11. Предверхнепермский (предравашский) интрузивный комплекс:</p> <p>д) гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры гушсайского типа</p> <p>г) красные граниты шайданского типа</p> <p>в) гранитоиды куюндинского типа и гранодиориты Чорух-Дайрона</p> <p>б) кварцевые диориты бабайобского типа, сиениты и сиенито-диориты Алмалыка и Чорух-Дайрона</p> <p>а) диориты Чорух-Дайрона</p> <p>10. Шурабсайская осадочно-вулканогенная свита</p>                       | Нижняя пермь  | Несогласие   |            |   |



Таблица 13

## формационной зоны по данным различных авторов

| Возраст       | По Х. М. Абдуллаеву и Ф. Ш. Раджабову (1964 г.) |   | Этап             | Фаза                         | Возраст | По Б. О. Андерсону (1968)   |
|---------------|---|---|------------------|------------------------------|---------|---|
| Верхняя пермь | Нижний триас                                    |   | Послеботолитовый | Дакс                         | Пермь   | 2. Диабазовые и лабрадоровые порфириты, лампрофиры<br>1. Кварцевые порфиры, фельзиты, граносиенит-порфиры   |
|               | Кызылнуринская вулканогенная свита              | Аляскитоидные граниты и аляскит-порфиры (Чаркассарский массив); гранит-порфиры музбельского типа; кварцевые порфиры и гранит-порфиры (интрузивные аналоги кызылнуринской свиты) |                  |                              |         | 3. Гранит-порфиры музбельского типа<br>2. Граносиенит-порфиры бабайтаудорского и чилтенского типов<br>1. Кварцевые порфиры и гранит-порфиры кызылнуринского типа                                    |
|               | Равашская вулканогенная свита                   | Аляскиты и аляскитоидные биотитовые граниты Пирмирабсая (P <sub>2</sub> ?)  |                  |                              |         | 5. Граниты и аляскиты шайданского типа<br>4. Граносиениты куюндинского типа<br>3. Гранодиориты чорухского типа<br>2. Порфировидные граниты табшарского типа<br>1. Сиенито-диориты бабайобского типа |
| Нижняя пермь  | Нижняя пермь                                    |   | Послеботолитовый | Малых интрузий (бабайобская) | Пермь   | Шурабсайская вулканогенная свита  |
|               | Шурабсайская вулканогенная свита                | P <sub>1-2</sub> — гранодиорит-порфиры, адамеллит-порфиры, гранит-порфиры гущайского типа, лампрофиры; P <sub>1</sub> (?) — гранодиорит-порфиры куюндинского типа               |                  |                              |         | Несоогласие   |
|               | Несоогласие                                     |   |                  |                              |         | Несоогласие   |

| Возраст                                | По Н. П. Васильковскому (1952, 1955, 1959)  | Возраст   | По И. П. Кушнареву (1961)   | Этапы  |
|--|---|---|---|--|
| Верхний карбон                         | 9. Преднижнепермский (предшурасайский) интрузивный комплекс:<br>б) граниты арашанского типа<br>б) граниты кызылсайского типа<br>8. Оясайская (и сарысиюнская) вулканогенная свита                           | Верхний карбон  | 7. Третий варисский интрузивный комплекс:<br>д) серые плагиогранит-порфиры и диоритовые порфириты, розовые гранодиорит-порфиры, редко аплиты и пегматиты (дайки)<br>г) кызылсайские граниты и гранодиориты<br>в) ашабинские граниты<br>б) сиенито-диориты Хайданлыка<br>а) кварцевые диориты и сиенито-диориты горы Бабайоб<br>6. Оясайская вулканогенная свита   | Батолитовый (средний по Ю. А. Билибину) Складкообразование |
| Верхи среднего и низы верхнего карбона | Несогласие  |   | Несогласие  |  |
| Средний карбон                         | 7. Кушайнакская (надакская) вулканогенная свита   |   | Несогласие  |  |
| Средний карбон                         | 6. Акчинская вулканогенная свита  | 5. Второй варисский интрузивный комплекс:<br>б) кварцевые сиенит-порфиры, кварцевые порфиры и розовые гранит-порфиры горы Мазарджон (правобережье р. Алатаньга)<br>а) гушсайские гранодиорит-порфиры<br>4. Сарысиюнская вулканогенная свита | Несогласие  |  |
|  | Несогласие  | 3. Акчинская вулканогенная свита  | Несогласие  |  |
| Нижний карбон (визе — намюр)           | 5. Предакчинский интрузивный комплекс:<br>б) гранодиориты карамазарского типа<br>а) кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты<br>4. Минбулакская вулканогенная свита<br>3. Осадочно-вулканогенная свита Уя | Нижний карбон (намюр) и средний карбон  | 2. Первый варисский интрузивный комплекс:<br>г) гранодиорит-порфиры, сиенито-диоритовые, диоритовые, кварцевые диоритовые порфириты, лампрофиры, аплиты и пегматиты (дайки)<br>в) табошарские гранит-порфиры; биотит-роговообманковые и порфировидные гранодиориты и гранодиорит-порфиры карамазарского типа<br>б) сиенито-диориты, диориты и монциты Алмалыка<br>а) диориты и габбро-диориты<br>1. Минбулакская (или уя) вулканогенная свита |  |
|  | Несогласие  |   |   |  |
|  | 2. Предполагаемые преднамюрские интрузии: диорит-порфириты, кварцевые сиенито-диориты, монциты<br>1. Аркусайские порфириты  |   |   |  |

Продолжение табл. 13

| Возраст                 | По Х. М. Абдуллаеву и Ф. Ш. Раджабову (1964 г.) |                                  | Этап        | Фаза                    | Возраст                 | По Б. О. Андерсону (1968)   |
|-------------------------|---|----------------------------------|-------------|-------------------------|-------------------------|---|
| Верхний карбон          | Верхний карбон                                  | Верхний карбон                   |             |                         |                         | Оясайская вулканогенная свита (P <sub>1</sub> )   |
| Средний карбон          | Средний карбон                                  | Средний карбон                   |             |                         |                         |   |
| Средний карбон          | Средний карбон                                  | Средний карбон                   |             |                         |                         |   |
| Нижний — средний карбон | Нижний — средний карбон                         | Нижний — средний карбон          |             |                         |                         |   |
|                         | Минбулакская вулканогенная свита                | Минбулакская вулканогенная свита | Баголитовый | Дополнительных интрузий | Средний карбон          | 4. Гранит-порфиры и кварцевые порфиры<br>3. Гранодиорит-порфиры<br>2. Диоритовые порфиры<br>1. Лейкократовые граниты и аплиты |
|                         |   |                                  |             | Главная                 |                         | 3. Граниты<br>2. Гранодиориты карамазарского типа<br>1. Диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты                           |
|                         |   |                                  |             |                         | Нижний — средний карбон | Минбулакская вулканогенная свита  |
|                         |   |                                  |             |                         |                         |   |

магматических комплексов этих этапов составляют около 92% всей площади палеозоя региона.

Тектоно-магматические процессы среднего этапа совершались в течение позднего визе, намюрского и первой половины башкирского веков. За это время на территории региона возникло сложно построенное геоантиклинальное поднятие, формирование которого сопровождалось интенсивными проявлениями вулканической и интрузивной деятельности. В истории образования поднятия намечаются две тектоно-магматические фазы — поздневизейская и намюр-раннебашкирская.

За последние годы выявлен ряд фактов, подтверждающих точку зрения Н. П. Васильковского (1952) о проявлении вулканизма в регионе в конце визейского века.

В хр. Каржантау (бассейн Угама) в 1961 г. работами М. А. Авакова и Г. Г. Веретенникова установлена пачка вулканических пород, выделенная под названием лачинханинской свиты. Она сложена туфоллавами и туфами фельзитовых порфиров и альбитофиров. В основании встречаются базальные конгломераты (5—8 м) с галькой известняка. Видимая мощность свиты 250—300 м. Породы свиты залегают с угловым несогласием (5—10°) на известняках верхнего визе (угамская свита) и с небольшим несогласием перекрываются базальными слоями уя-минбулакской свиты.

В ряде пунктов западной половины Кураминского хребта туфогенные породы установлены также в карбонатно-терригенных пачках верхней части нижнего карбона, несогласно перекрывающихся породами уя-минбулакской свиты, в базальных слоях которой присутствуют обломки эффузивных пород андезитового, андезит-дацитового и липаритового состава.

Увеличение терригенных осадков с появлением туфогенного материала в верхах разреза нижнего карбона описывается Н. П. Васильковским (1952) для ряда пунктов Чаткальского, Пскемского и Угамского хребтов в пределах соседней Каратау-Нарынской зоны. Это дает основание считать, что Бельтау-Кураминская зона в конце визе представляла собой арену борьбы моря и суши. Постепенной регрессией раннекарбонového моря, обусловленной началом инверсии, объясняется увеличение роли кластического терригенного материала, исчезновение карбонатных пород и появление продуктов вулканической деятельности в разрезах верхневизейских отложений. Кремнистые прослои, линзы и стяжения в верхах карбонатных толщ нижнего карбона также, по-видимому, образованы за счет вулканических процессов.

Поздневизейская тектоническая фаза в геологической истории региона, видимо, сопровождалась не только вулканической, но и интрузивной деятельностью, на что указывают гальки сиенитов, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, кварцевых сиенито-диоритов, монцонито-диоритов, монцонитов и порфировидных кварцевых диоритов, присутствующие в различных пунктах Каржантауского и Кураминского хребтов в основании уя-минбулакской свиты. Однако коренных выходов интрузий перечисленных пород в регионе достоверно пока не установлено. В соседней Каратау-Нарынской зоне В. В. Козыревым выделяются интрузивные тела габбро, монцонитов и сиенитов, для которых доказывается поздневизейский возраст (Текешский массив в Майдантальском хребте, силлообразные дифференцированные тела в районе Аурахмата).

С намюр-раннебашкирской фазой (главной фазой складчатости) в отличие от поздневизейской связано образование основной массы магматических пород района. Среди них широко развиты вулканы и особенно интрузивные породы, слагающие наиболее крупные гранито-

идные тела в ядрах крупных антиклинальных складок субширотного и северо-западного простираний. Вулканическая деятельность предшествовала внедрению интрузий.

Поздний этап герцинского тектоно-магматического цикла характеризуется тем, что огромные объемы застывших интрузивных масс среднего этапа создали достаточно консолидированную оболочку, в пределах которой тектогенез проявлялся в форме глыбовых дислокаций. Продолжительность этапа — от второй половины башкирского века по ранний триас включительно. В позднем этапе различаются три тектоно-магматические фазы: средне-позднекаменноугольная, раннепермская и позднепермско-раннетриасовая. Каждая из них началась континентальной вулканической деятельностью и завершалась внедрением малых интрузий. При этом накопление главной массы вулканитов происходило в обширных линейных и кольцевых вулканотектонических депрессиях, а размещение интрузивных тел контролировалось разрывными нарушениями.

Высказанные представления положены в основу схемы магматизма региона (табл. 14). Основой возрастного расчленения магматических комплексов являются представления Н. П. Васильковского (1952, 1959) с уточнениями и изменениями, внесенными за последние годы и касающимися масштабов распространения некоторых вулканогенных свит, возраста некоторых интрузивных комплексов и формационного подхода. Приведенный вариант схемы не является окончательным из-за трудностей в определении возраста некоторых интрузивных и вулканогенных комплексов. До сих пор остается открытым вопрос о возрасте саянской и равашской вулканогенных свит, а также малых интрузий и даек гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров так называемого гущайского типа, широко развитых на территории зоны. Одни исследователи связывают эти образования с завершающими стадиями становления батолитовых тел гранитоидов орогенного этапа, относя к дайкам второго этапа (по В. С. Коптеву-Дворникову), другие — относят к нижнепермским образованиям посторогенного этапа, выделяя в самостоятельный интрузивный комплекс, третьи — большую часть из них включают в интрузивные породы орогенного этапа, меньшую — в посторогенный этап. Не определено положение нижнетриасовых субщелочных и щелочных интрузивных пород, которые в одних случаях трактуются как субвулканические образования верхнепермско-нижнетриасового вулканогенного комплекса, в других — выделяются в самостоятельный интрузивный комплекс.

Все это является следствием еще слабой петро-геохимической изученности магматических комплексов и недостаточной надежности в определении абсолютного возраста магматических пород, проводимого по валовым пробам и нередко противоречащего геологическим представлениям. Если по крупным интрузиям в этом отношении материал имеется, то детальное петрографическое, петрохимическое и геохимическое изучение вулканогенных пород начато лишь в последние годы. Химические анализы прежних лет не всегда качественны, особенно в определении щелочей, окисного и закисного железа. Следует подчеркнуть также отставание в изучении морфологии плутонических тел и в проведении комплекса работ по изучению процессов метаморфизма.

Несмотря на указанное, большие успехи в изучении магматизма региона и его роли в эндогенном рудообразовании несомненны. Из основных достижений в этом направлении следует отметить следующие: выделены серии магматических комплексов каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов и уточнены масштабы их распространения во времени и пространстве; показано, что основной объем ин-

Схема магматизма Бельгау-Кураминской структурно-формационной зоны  
(Средний Тянь-Шань)

| Серия магматических комплексов                         | Магматические комплексы (коммагматические серии) | Тектонический режим | Формация          | Петрографические разновидности пород          | Форма тел   |   |
|--|--|---------------------|-------------------|---|---|---|
| Герцинского тектоно-магматического цикла ( $D_2-T_1$ ) | Позднего этапа ( $C_2-T_1$ )                     |                     | Геоантиклинальный | Диабаз-гранофировая                           | Диабазы, диабазовые порфиры, лампрофиры, гранофиры, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры  | Дайки, реже мелкие штоки  |
|  | Интрузивный ( $T_1$ )                            |                     |                   | Аляскит-лейкогранитовая                       | Аляскиты, аляскит-лейкограниты, лейкограниты, аплит-порфиры, аплиты   | Штоки разных размеров, дайкообразные тела, жилы   |
|  | Вулканогенный ( $P_2-T_1$ )                      |                     |                   | Диабаз-гранит-сиенит-порфировая               | Кварцевые сиенито-диоритовые порфиры, лампрофиры, альбитофиры, гранит-порфиры, диабазовые порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры  | Дайки, реже мелкие штоки  |
|  | Интрузивный ( $P_2$ )                            |                     |                   | Липаритовая                                   | Туфы, лавы и игнимбриты липаритовых, фельзитовых, сферолитовых порфиров. Субвулканическая и экструзивная фации: кварцевые порфиры, гранит-порфиры | Потоки, пласты, покровы, крупные экструзивные купола, субвулканические тела (штоки, дайки, лакколиты) |
|  | Вулканогенный ( $P_2?$ )                         |                     |                   | Габбро-сиенитовая                             | Лейкогаббро, габбро-сиениты, сиениты, кварцевые сиениты   | Небольшие штоки и реже дайки и дайкообразные тела   |
|  | Интрузивный ( $P_1$ )                            |                     |                   | Базальт-андезитовая                           | Туфы и лавы андезитовых, трахиандезитовых, андезит-базальтовых порфиритов   | Потоки, пласты, субвулканические тела (штоки, дайки)  |
|  |  |                     |                   | Диорит-кварцево-монцонит-адамеллит-порфировая | Диоритовые, кварцевые диоритовые порфиры, спессартиты, кварцевые монцонит-порфиры, адамеллит-порфиры, гранит-порфиры                              | Дайки и мелкие штоки  |

Продолжение табл. 14

| Серии магматических комплексов                         | Магматические комплексы (коматитические серии) | Тектонический режим                               | Формация                        | Петрографические разновидности пород   | Форма тел  |  |
|--|--|---|---------------------------------|--|--|--|
| Герцинского тектоно-магматического цикла ( $D_2-T_1$ ) | Позднего этапа ( $C_2-T_1$ )                   | Вулканогенный ( $P_1$ )                           | Липарит-андезитовая             | Туфы и лавы диабазовых, андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов, дацитовых, липаритовых, фельзитовых порфиров | Потоки, пласты, мелкие штоки, силлы, дайкообразные тела, дайки   |  |
|  |  |   | Адамеллитовая                   | Адамеллиты, адамеллит-порфиры  | Мелкие штоки   |  |
|  |  | Интрузивный ( $C_3$ )                             | Монцонитовая                    | Кварцевые диориты, сиенито-диориты, монцониты  | Мелкие штоки   |  |
|  |  |   | Вулканогенный ( $C_2-a$ )       | Липаритовая ( $C_3?$ )   | Лавы, туфы, игнибриды липаритовых, трахилипаритовых, фельзитовых, сферолитовых, трахидацитовых, трахитовых порфиров; субвулканические трахибазальты      | Потоки, пласты, покровы, субвулканические тела, экструзивные купола        |
|  |  |   |                                 | Дацит-андезитовая ( $C_2b-m$ )   | Лавы, туфы, игнибриды андезит-базальтовых, андезитовых, трахиандезитовых, андезит-дацитовых порфиритов, дацитовых, трахилипаритовых, трахитовых порфиров | Потоки, пласты, покровы, субвулканические тела, экструзивные купола, некки |
| Среднего этапа ( $C_1-2$ )                             | Интрузивный ( $C_2b_1$ )                       | Инверсионный. Преимущественно восходящие движения | Лейкокра-товых граносиенитов    | Кварцевые сиениты, граносиениты  | Мелкие штокообразные и дайкообразные тела  |  |
|  |  |   | Кварцево-монцонитовая           | Кварцевые монцониты  | Крупные тела батолитового типа, штоки, неправильные тела различных размеров  |  |
|  |  |   | Адамеллитовая                   | Адамеллиты   |  |  |
|  |  |   | Кварцево-монцит-гранодиоритовая | Кварцевые монциты, гранодиориты  | Штокообразные тела различных размеров  |  |
|  |  |   | Сиенито-диоритовая              | Сиенито-диориты  | Небольшие штоки и тела неправильной формы  |  |

Продолжение табл. 14

| Серия магматических комплексов                          | Магматические комплексы (коматитические серии) | Тектонический режим       | Формация  | Петрографические разновидности пород  | Форма тел   |   |   |
|---|--|---------------------------|---|---|---|---|---|
| Герцинского тектоно-магматического цикла ( $D_2-T_1$ )  | Среднего этапа ( $C_{1-2}$ )                   | Интрузивный ( $C_{2b1}$ ) | Вулканогенный                                     | Инверсионный. Преимущественно восходящие движения   | Габбро-диорит-монцонит-сиенитовая   | Габбро-диориты, монцониты, сиениты  | Лакколиты, мелкие штоки и тела неправильной формы |
|   |  |                           |   |   | Габбровая   | Габбро  | Мелкие штоки и тела неправильной формы            |
|   | Раннего этапа                                  | Геоинкли-нальный          | Магматизм не проявлялся                           |   |   |   |   |
|   |  |                           | Липарит-андезитовая                               | Лавы и туфы андезитовых, трахиандезитовых, дацит-андезитовых порфиритов, дацитовых и фельзитовых порфиров | Потоки, пласты, штоки, дайкообразные тела, некки  |   |   |
| Каледонского тектоно-магматического цикла ( $S_1-D_2$ ) | Позднего этапа ( $D_{1-2}$ )                   | Интрузивный               | Вулканогенный                                     | Геоантиклинальный   | Габбро-сиенитовая   | Кварцевые монцониты   | Небольшие штоки и лакколиты                       |
|   |  |                           |   |   | Липарит-андезитовая   | Туфы, игнимбриты и лавы андезитовых, дацит-андезитовых порфиритов, липаритовых и липарит-дацитовых порфиров. Субвулканическая фация: гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры, гранит-порфиры | Потоки, пласты, штоки, силлы                      |
|   | Среднего этапа ( $S_2-D_1$ )                   | Интрузивный               | Инверсионный. Преимущественно восходящие движения | Гранитовая  | Лейкократовые граниты, аляскиты   | Небольшие штоки и дайкообразные тела  |   |
|   |  |                           |   | Гранодиорит-плаггиогранитовая   | Гранодиориты, адамеллиты, плаггиограниты, граниты, гранит-порфиры. Жильные: аплиты, пегматиты | Штоки разной величины, дайкообразные тела, дайки, жилы  |   |
| Раннего этапа   | Вулканогенный                                  | Геоинкли-нальный          | Габбро-диоритовая                                 | Монцонито-диориты, микродиориты, габбро-горблендиты. Жильные: габбро-пегматиты                            | Мелкие штоки, дайкообразные тела, силлы   |   |   |
|   |  |                           | Диабазово-терригенная                             | Единичные прослои спилитов в песчано-сланцевой толще  | Потоки, возможно силлы  |   |   |



трузивных пород связан со средним, а вулканогенных — с посторогенным этапом герцинского цикла; уточнены тектонические условия формирования магматических комплексов, при этом установлена тесная связь вулканических процессов с глыбовыми дислокациями, выразившаяся в образовании ряда компенсационных линейных и кольцевых вулкано-тектонических депрессий; выявлена повышенная щелочность магматических комплексов региона в целом, на фоне которой установлены локальные участки развития щелочных пород; намечена связь ряда эндогенных полезных ископаемых с теми или иными магматическими комплексами; проведен предварительный фациальный анализ вулканитов, выделены соответствующие типы вулканической деятельности.

### Магматические комплексы каледонского тектоно-магматического цикла

Магматические проявления каледонского цикла в Бельтау-Кураминской зоне развиты лишь в ее западной части. Преобладающая масса их сосредоточена на территории Узбекской ССР, где они образуют два разделенных долиной р. Ангрена поля — на северном склоне Кураминского хребта (Алмалыкский район) и в юго-западной оконечности Чаткальского хребта (низовья рек Сокак, Беляуты, Шавас, Акча). В смежных районах Таджикистана выходы их известны в горах Моголтау, Калканата и западнее перевала Шамырсайбель. Возможно каледонские магматические образования в действительности более широко развиты, но перекрыты чехлом герцинских осадочных и вулканогенных пород.

Впервые среднепалеозойские магматические проявления (поддевонская толща) в западной части Чаткальского и Кураминского хребтов были описаны С. Ф. Машковцевым (1935) и Б. Н. Наследовым (1937). Впоследствии изучение их на левобережье и правобережье р. Ангрена производилось раздельно при участии широкого круга геологов, исследования которых позволяют выделить магматические комплексы раннего, среднего и позднего этапов каледонского цикла.

#### Нижнесилурийский вулканогенный комплекс

Магматизм раннего силура проявлен очень слабо. В основном это редкие прослои лав в песчано-сланцевой толще нижнего силура.

В правобережной части Ангрена А. А. Кустарниковой (1958) в сланцах описана межпластовая залежь массивных зеленовато-темносерых спилитов мощностью от 1 до 10 м. Порода сложена альбитом и хлоритом, заместившим вулканическое стекло в интерстициях между лейстами альбита; структура апоинтерсертальная.

В левобережной части Ангрена, в бассейне Алмалыка по правому его притоку Карагумаксаю, Л. Г. Луниной и Х. Б. Фаттаховым в метаморфизованных сланцах выделено четыре лавовых потока спилитов суммарной мощностью до 50 м, прослеженных по простиранию на несколько сотен метров. Внешне это плотные массивные афировые миндалекаменные породы почти черного цвета с зеленоватым оттенком. Редко наблюдаются порфиновые выделения полевого шпата. Под микроскопом структура породы спилитовая, микролиты альбита ориентированы субпараллельно, чаще они расположены беспорядочно с хлоритом и рудным минералом в интерстициях. Миндалины выполнены кальцитом. Редкие фенокристаллы плагиоклаза интенсивно серицитизированы.

### Верхнесилурийско-нижнедевонский интрузивный комплекс

Этот магматический комплекс сформирован в течение среднего этапа каледонского цикла и гораздо более широко распространен на площади по сравнению с предыдущим. Представлен он только интрузивными породами, развитыми в левобережной части Ангрена, в Алмалыкском районе, в хр. Калканата и бассейне Сардобся (рис. 7). Зудь интрузивные тела комплекса прорывают песчано-сланцевую толщу условно нижнего силура и трансгрессивно перекрываются вулканогенными породами предположительно раннедевонского возраста.

Работами Б. Н. Наследова, Н. П. Васильковского, Е. А. Кочнева, Ю. А. Скворцова и М. М. Посоховой интрузивные породы характеризуемого возраста были выделены также по правобережью Ангрена в юго-западной оконечности Чаткальского хребта. Более поздними исследованиями И. М. Исамухамедова (Исамухамедов, Кустарникова, 1957), А. А. Кустарниковой (1958), Е. М. Головина (1960), П. И. Садова (1961 г., 1964), В. В. Баранова и др. установлена их принадлежность к герцинскому тектоно-магматическому циклу.

На левобережье Ангрена каледонские интрузивы впервые были описаны И. В. Дюгаевым (1935), К. Н. Вендландом (1938) и др. в составе единого сложно дифференцированного межформационного плутона, образованного биотитовыми гранитами, аляскитами и кварцевыми порфирами с постепенными переходами между ними. Кроме того, ими выделены более древние гранодиорит-порфиры. Позже З. П. Артемова, Х. М. Абдуллаев, Ф. Ш. Раджабов и О. М. Борисов (1955 г.) указанный единый плутон разделили на самостоятельные интрузии.

В настоящее время в пределах магматического комплекса выделяются три формации: габбро-диоритовая, гранодиорит-плагиогранитовая и гранитовая, являющиеся продуктами трех фаз интрузивной деятельности.

#### *Габбро-диоритовая формация*

Породы этой формации представлены габбро, горнблендитами, монцонито-диоритами и диоритами. Возрастное положение определяется размещением интрузивных тел в терригенной нижнесилурийской толще и прорывом их интрузивными второй фазы комплекса.

Роговообманковые габбро и горнблендиты слагают массив размером  $0,15 \times 1,65$  км и несколько небольших даек и силлов в верховьях Алмалыкская в его правобережной части. Контакты этих тел со сланцами резкие или инъекционные. Габбро и горнблендиты имеют между собой постепенные переходы, иногда перемежаются, образуя полосчатую текстуру. Окраска их черная и темно-зеленая, структура среднезернистая, иногда порфировидная за счет крупных (до 10 см в длину) кристаллов роговой обманки. Кроме зеленой роговой обманки они содержат основной плагиоклаз и акцессорные — сфен, апатит и рудный минерал. Встречаются жилы габбро-пегматита с кристаллами роговой обманки до 25 см длиной. Маломощные силлы габбро в сланцах разгнейсованы и метаморфизованы. В левом борту руч. Карагумак жила габбро в сланцах сечется дайкой адамеллита гранодиорит-плагиогранитовой формации.

Монцонито-диориты и микродиориты слагают 10 небольших ( $0,3 \times 2$  км) дайкообразных тел и мелких (до  $0,7 \times 1,3$  км) штоков в сланцах по правобережью р. Умбетты (гряда Каратау) и в низовьях руч. Тузкумган. Окраска пород бурая, зеленовато-серая до черной, текстура массивная. Структура мелкозернистая, порфировидная с ми-

кродиоритовой, монцонитовой или пойкилитовой основной массой. Порфиroidные выделения (1—2 мм) образованы плагиоклазом, гиперстеном, редко биотитом. Основная масса состоит из тех же минералов,

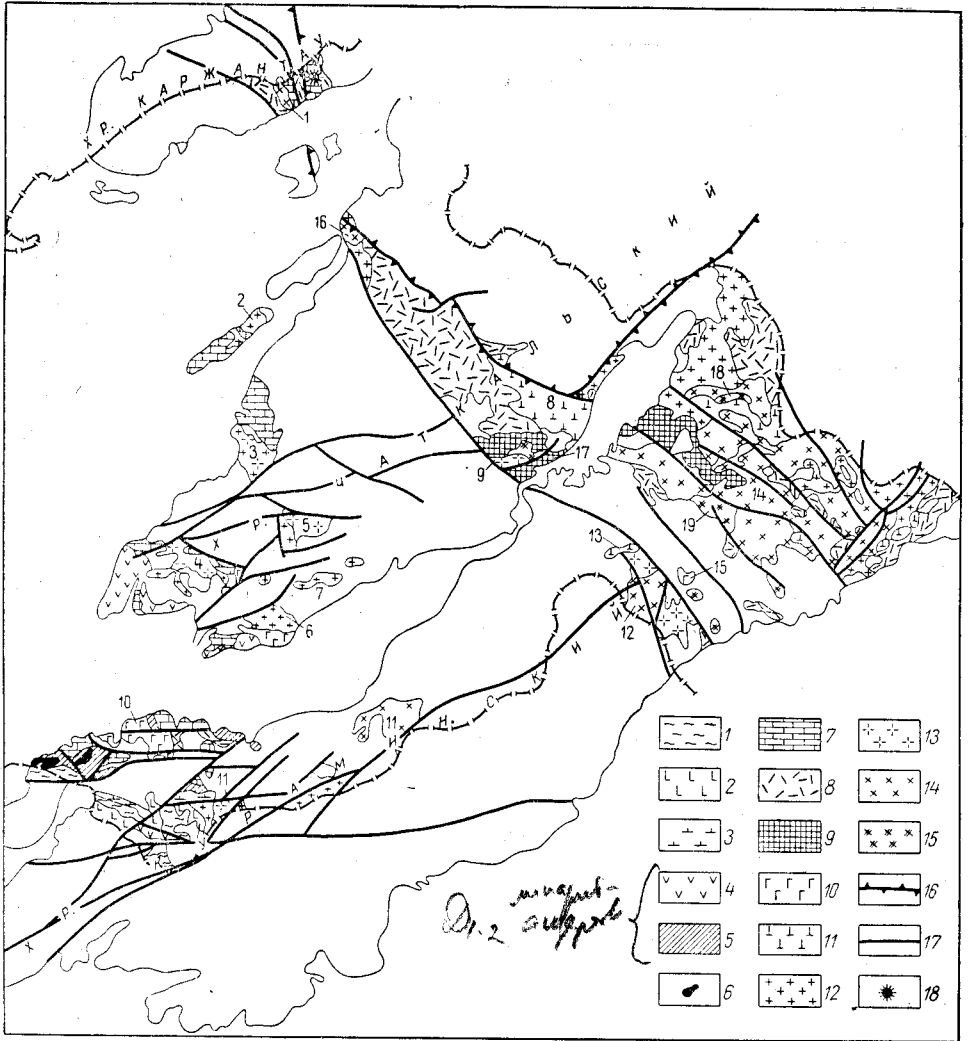


Рис. 7. Схема размещения магматических формаций каледонского и среднего этапа герцинского циклов в кураминской части Бельтау-Кураминской структурно-формационной зоны

1 — отложения силура. Каледонские формации: 2 — гранодиорит-плагногранитовая; 3 — гранитовая; 4—5 — липарит-андезитовая (4 — лавы и туфы, 5 — субвулканические тела); 6 — габбро-сienитовая; 7 — карбонатные отложения девона-карбона. Герцинские формации: 8—9 — липарит-андезитовая (8 — лавы и туфы, 9 — субвулканические тела); 10 — габбровая, габбро-диорит-монцонит-сienитовая; 11 — сиенит-диоритовая; 12 — кварц-монцонит-гранодиоритовая; 13 — адамеллитовая; 14 — кварцевых монцонитов; 15 — лейкократовых граносиенитов. 16 — граница между Бельтау-Кураминской и Каратау-Нарынской зонами; 17 — разломы; 18 — предполагаемый центр извержения

Массивы (цифры на схеме): 1 — Курганташский, 2 — Сюренъятинский, 3 — Башкызылсайский, 4 — Карабашский, 5 — Акча-Шавасский, 6 — Акчинский, 7 — Наусалы-Кызылалмасайский, 8 — Келимчекский, 9 — Иерташский, 10 — Алмалыкский, 11 — Кураминский, 12 — Акташский, 13 — Верхнеджиландинский, 14 — Гава-Ангренский, 15 — Актепинский, 15 — Чимганский, 17 — Кызылчянский, 18 — Культушканский, 19 — Кандагансайский

имеющих размер 0,05—0,5 мм, а также ксеноморфных калиевого полевого шпата и кварца. Изредка отмечаются авгит и оливин (?). Плагиоклаз зональный, представлен № 60—65 в центре и № 15 по краям (50—55% по объему). Цветные минералы составляют 25—35%. Кварц выделяется позже калиевого полевого шпата; сумма их около 10—

20%. В гряде Каратау эти породы пересечены дайкой аплитовидных плагиогранитов, относящихся к следующей по возрасту формации. Взаимоотношения габбро и горнблендитов с монцонито-диоритами и микродиоритами не известны.

### Гранодиорит-плагиогранитовая формация

Породы формации слагают наиболее крупные по размеру тела. Внедрение их связано с главной фазой среднего этапа каледонского цикла. Представлены они гранитами, плагиогранитами, адамеллитами и гранодиоритами (Каракиясай, верховья Алмалыкская), а также аплитовидными плагиогранитами (гряда Каратау).

Интрузивные образования верховьев рек Алмалык и Каульды впервые выделены в 1957 г. Ф. Ш. Раджабовым и Л. Г. Луниной под названием «инъекционных гранитов». Они образуют несколько крупных неправильной формы тел среди сланцев на площади около 20 км<sup>2</sup>, а также многочисленные мелкие штоки, дайкообразные тела и жилы по напластованию сланцев. Контакты этих тел со сланцами четкие интрузивные. В породах широко развиты процессы гнейсификации и катаклаза. Первоначальная структура их крупнозернистая (1—10 мм)

Химический состав некоторых типов каледонских

| Номер пробы | Порода                | Место отбора                              | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|-------------|-----------------------|---|------------------|------------------|--------------------------------|
| 428         | Кварцевый микродиорит | Хр. Каратау                               | 62,18            | 0,50             | 14,57                          |
| 809-д       | Гранит                | Правый склон Алмалыкская                  | 71,86            | 0,37             | 13,97                          |
| 518—27      | Лейкократовый гранит  | Правый борт Алмалыкская (среднее течение) | 76,94            | 0,05             | 12,60                          |
| 739         | Аляскит               | Хр. Каратау                               | 75,85            | 0,14             | 12,55                          |
| 518—7       | "                     | Правый борт Алмалыкская (среднее течение) | 75,36            | 0,15             | 12,85                          |
| 68          | Гранодиорит-порфир    | Хр. Калканата                             | 63,54            | 0,40             | 16,19                          |
| 604—2       | Гранит-порфир         | Среднее течение Алмалыкская               | 75,20            | 0,17             | 12,58                          |
| 606         | "                     | То же                                     | 72,43            | 0,25             | 13,50                          |
| 1           | "                     | Балыкты (Алмалык)                         | 73,11            | 0,07             | 14,27                          |
| 605—13      | Кварцевый порфир      | Правый борт Алмалыкская (среднее течение) | 69,52            | 0,32             | 14,60                          |
| 605—15      | "                     | То же                                     | 68,82            | 0,39             | 15,04                          |

гранитовая, в краевых фациях монцонитовая, а в апофизах — криптовая и гранит-порфировая.

Соотношения породообразующих минералов в этих гранитоидах изменчивы: микроскопически они определяются как гранодиорит, плагиогранит, гранит. Породы состоят из зонального плагиоклаза № 28—38 до альбита на периферии (60—70%), нерешетчатого микроклина (10—20%), кварца (20—30%), биотита (10—15%), изредка амфибола. Аксессуарные минералы — апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит, гранат. Характерны многочисленные (10—15%) порфировидные выделения розового ортоклаза (0,5—2 см), пересекаемые жилками аплита.

Жильная фация представлена аплитами, микрогранитами и пегматитами.

Химический состав лейкократовых разновидностей отвечает гранитам по Р. Дэли (табл. 15, проба 809-д). В верховьях левой составляющей руч. Паргайда описываемые породы прорваны штоком двуслюдяных лейкократовых гранитов гранитовой формации.

Плагиограниты, адамеллиты и гранодиориты Каракиясайского массива образуют удлиненный овалный шток, протягивающийся от верховьев р. Алмалык до сел. Умбетты на расстоянии 15 км при ширине 3,5—5 км. Размещается он в ядре брахиантиклинали северо-за-

Таблица 15

## магматических пород Бельтау-Кураминской зоны

| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> O | П.п.п. | Сумма  |
|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|--------|--------|
| 0,59                           | 5,24 | 0,08 | 3,38 | 2,23 | 3,90              | 2,45             | 0,18                          | 1,56            | 0,20             | 4,16   | 99,46  |
| 0,83                           | 1,60 | 0,05 | 0,80 | 1,55 | 3,32              | 4,12             | 0,11                          | —               | 0,08             | —      | 98,58  |
| 0,00                           | 0,70 | 0,05 | 0,20 | 0,59 | 3,00              | 5,30             | 0,03                          | 0,27            | 0,18             | 0,68   | 100,14 |
| 1,12                           | 0,61 | 0,03 | 0,18 | 0,14 | 2,78              | 5,54             | 0,04                          | 0,06            | 0,18             | 1,08   | 100,06 |
| 0,77                           | 0,93 | 0,05 | 0,50 | 0,63 | 3,00              | 4,40             | 0,07                          | 0,17            | 0,17             | 1,22   | 99,93  |
| 3,46                           | 2,65 | —    | 1,94 | 3,00 | 5,80              | 2,03             | —                             | —               | 0,79             | —      | 99,80  |
| 0,77                           | 1,35 | 0,02 | 0,50 | 0,85 | 2,30              | 5,20             | 0,06                          | 0,50            | 0,27             | 1,00   | 100,00 |
| 0,42                           | 1,79 | 0,07 | 0,85 | 1,48 | 0,42              | 7,43             | 0,06                          | 0,72            | 0,20             | 1,62   | 100,32 |
| 0,92                           | 0,63 | 0,07 | 0,53 | 1,09 | 3,52              | 5,10             | 0,07                          | —               | 0,24             | —      | 99,62  |
| 0,66                           | 2,65 | 0,08 | 0,85 | 1,70 | 3,44              | 5,30             | 0,10                          | 0,75            | 0,15             | 1,10   | 100,32 |
| 1,57                           | 1,65 | 0,07 | 1,20 | 1,97 | 3,18              | 5,00             | 0,12                          | 0,42            | 0,16             | 0,80   | 99,81  |

падного простирания в сланцах силура. Северо-восточный контакт штока падает в сторону сланцев под углами 45—65°, юго-западный — срезан по Баштавакскому разлому. Контакты со сланцами четкие или инъекционные. Сланцы вдоль контакта превращены в различные слюдистые и узловатые гнейсы. Переходы между разновидностями гранитоидов штока постепенные. Количественно преобладают адамеллиты и плагиограниты. Окраска пород розовая и серая, текстура массивная, структура средне- и крупнозернистая (1—8 мм) гранитовая в сочетании с монцитонитовой, в контактах — до мелкозернистой. Состоят они из зонального плагиоклаза № 10—48 (35—70%) двух генераций, микроклина и ортоклаза (5—30%), кварца (15—45%) и биотита (2—8%). Акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит, ортит, сфен и рутил. Кварц кроме мелких (0,1—0,3 мм) ксеноморфных зерен образует крупные (5—8 мм) округлые выделения. Многочисленная галька и обломки биотитовых гранитов и плагиогранитов обнаружены в линзах конгломерато-брекчий нижнего девона на правобережье Каракияса.

Фация дополнительных интрузий в Каракиясайском массиве представлена дайкообразными и изометричными телами биотитовых гранит-порфиров с микрогранитовой основной массой. Они являются более молодыми, чем жилы аплита.

Аплитовидные плагиограниты в гряде Каратау образуют два удлиненных штока в сланцах на правобережье р. Умбеттысай общей длиной 1,2 км при мощности 350 м. Окраска их серая, буроватая и зеленоватая, текстура массивная, структура мелкозернистая (0,5 мм) гранитовая и аллотриоморфная. Породы состоят из кварца, плагиоклаза и биотита в отношении 8:4:1. Акцессорные минералы — апатит и циркон.

### *Гранитовая формация*

Породы гранитовой формации представлены лейкократовыми гранитами и аляскитами. Двуслюдяные лейкократовые граниты образуют цепочки выходов северо-западного простирания в междуречье Каракия и Кызата. Это крупные (0,2—2,5 км<sup>2</sup>) блок-ксенолиты в герцинских монцитонито-диоритах. Два выхода являются секущими штоками в сланцах и адамеллитах предыдущей формации.

Окраска пород желтоватая, розовая и серая, текстура массивная, структура среднезернистая (0,2—3 мм), реже грубозернистая (до 10 мм) гранитовая. Состоят они из кварца (38—42%), микроклин-микропертита и ортоклаза (31—34%), зонального плагиоклаза № 35—40 (26—27%), мусковита и биотита (1,5—1,8%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, гранатом, ксенотимом, реже рутилом, шеелитом, анатазом, сфеном. Присутствуют также пирит, галенит, флюорит и молибденит. В породах часты зоны грейзенизации. По химическому составу (см. табл. 15, проба 518—27) они сходны со средним типом аляскита и гранитового аплита по Р. Дэли.

В верховьях руч. Паргайда шток лейкократовых гранитов прорывает порфировидные адамеллиты гранодиорит-плагиогранитовой формации и в свою очередь сечется биотитовыми аляскитами, имеющими на контакте зону закала. Лейкократовые граниты непосредственно перекрываются вулканогенной толщей нижнего девона и содержатся в гальке конгломератов из этой толщи. В левом борту Алмалыксяа они прорваны штоком нижнедевонских кварцевых порфиров.

Биотитовые аляскиты слагают протяженное дайкообразное тело длиной до 12 км между Каракиясаем и р. Каульды. Мощность его с северо-запада на юго-восток увеличивается от 300 м до 1,5 км. Оба

контакта имеют северо-восточное падение, согласное с вмещающими сланцами (30—70°). Юго-западный контакт со сланцами интрузивный, прямолинейный. Вдоль северо-восточного контакта аляскиты прорваны верхнепалеозойскими монцитито-диоритами и перекрыты толщей нижнего девона. Отдельные их выходы расположены в сланцах правобережья Умбетты, по р. Саукбулак (Сарычеку) и в верховьях рек Ур-газ и Шаугаз.

Окраска пород мясо-красная и розовая, текстура массивная, структура грубозернистая пегматоидная, гранитовая и пойкилитовая. Наиболее крупные выделения (до 2—3 см) образуют ортоклаз и кварц. Последний нигде не соприкасается с плагиоклазом и всегда отделен от него каймой калиевого полевого шпата. Размер зерен плагиоклаза и чешуй биотита 1—6 мм. Содержание ортоклаза 45—60%, кварца 30—45%, плагиоклаза (олигоклаза) 5—10%, биотита 1—3%. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ксенотимом, монацитом, флюоритом и ортитом. По химическому составу (см. табл. 15, пробы 518—7, 739) породы соответствуют аляскиту по Р. Дэли.

Аляскиты непосредственно перекрываются отложениями катрангинской свиты нижнего девона. Ксенолиты аляскитов обнаружены почти во всех предживетских и верхнепалеозойских интрузивах Алмалыкского района.

Абсолютный возраст аляскитов (по слюде из жилы шлирового пегматита) на основании трех определений в лаборатории САИГИМС 360 млн. лет.

#### Нижне-среднедевонский магматический комплекс

Нижне-среднедевонский (предживетский) магматический комплекс в Бельтау-Кураминской зоне завершает магматизм каледонского цикла в его позднюю стадию. Представлен он двумя формациями: липарит-андезитовой и габбро-сиенитовой.

#### *Липарит-андезитовая формация*

Вулканогенные образования формации сохранились в виде разрозненных выходов в юго-западном окончании Чаткальского хребта (бассейны рек Сокак, Сангинек, Башкызылсай, Акча), в юго-западной части Кураминского хребта (бассейны рек Каракия, Алмалык, Кызата, Саукбулак) и в хр. Калканата (см. рис. 7). Представлены они пестрыми лаво-пирокластическими толщами, содержащими прослойки нормальных осадочных пород. Общая площадь их распространения около 110—120 км<sup>2</sup>. По условиям накопления относятся к континентальным и прибрежно-морским образованиям. Недостаточная фациальная изученность вулканических толщ пока не позволяет наметить центры извержений, в результате деятельности которых они сформированы. Не ясна также их тектоническая позиция.

Наряду с покровными фациями вулканитов к данной формации отнесены довольно крупные субвулканические тела гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров и гранит-порфиров.

Возраст пород формации определяется, с одной стороны, трансгрессивным залеганием покровных фаций на песчано-сланцевой толще силура и на рвущих его гранитоидах, а с другой — резко несогласным перекрыванием их отложениями живетского яруса.

В Кураминском хребте в лаво-пирокластической толще выделяются две свиты. Нижняя из них, катрангинская, изучена Ж. Н. Кузнецовым в Алмалыкском районе, в междуречье Каракия — Саукбулак.

Внизу она сложена (90—350 м) лавами и туфами андезитового и андезито-дацитового состава с прослоями и линзами алевролитов, песчаников, гравелитов, доломитов, конгломератов, а сверху — песчано-алевролитовой пачкой (около 400 м). Аналогами этой свиты, видимо, следует считать вулканогенную толщу в долине р. Сокак (юго-западная оконечность Чаткальского хребта), которая, по данным М. М. Лебеде и А. П. Агафонова, представлена преимущественно переслаиванием лав и туфов андезитовых порфиритов с прослоями песчаников и гравелитов; в нижней части ее разреза выделен горизонт дацитовых порфиритов. Мощность сохранившейся части толщи 541 м, в том числе суммарная мощность туфов 147 м, лав 259 м; мощность отдельных потоков лав колеблется от 30 до 114 м.

Верхняя свита, выделяемая под названием калканатинской, преимущественно развита в хр. Калканата, где детально охарактеризована О. М. Борисовым (1957). Состоит она из слоистых туфов, туфолав, игнимбринов липаритового и липарит-дацитового состава с прослоями осадочных пород. Общая мощность ее до 600 м. Северо-восточнее, в бассейне Каракияся, эта свита имеет ограниченное развитие и значительно меньшие мощности (80—155 м). С калканатинской свитой, возможно, следует сопоставлять толщу кислых нижнедевонских вулканитов, описанную в 1967 г. Ю. К. Ляшенко в юго-западной оконечности Чаткальского хребта в низовьях Акчасая. Она представляет собой переслаивание лав и туфов липаритовых, фельзитовых и дацитовых порфиритов с прослоями песчаников и алевролитов в нижней части. Мощность толщи 1078—1131 м, из них 420 м приходится на туфы и 585 м на лавы. При этом отмечается смена по простиранию отдельных пластов туфов лавовыми потоками.

Стратифицированные толщи нижнего девона повсеместно имеют довольно крутое залегание (40—50°) с падением на северо-запад, юго-запад и северо-восток.

Андезитовые и дацито-андезитовые порфириты — это темно-серые, зеленовато-серые, серовато-коричневые до черных массивные породы, содержащие вкрапленники обычно зонального плагиоклаза (№ 40—50) и в меньшем количестве биотита, пироксена и роговой обманки. Встречаются единичные зерна кварца и калиевого полевого шпата. Акцессорными минералами являются апатит, циркон, магнетит, реже сфен. Структура основной массы пилотакситовая, микролитовая, а в интенсивно измененных разностях — вторичная микрофельзитовая. Метаморфизованные разности превращены в порфиритоиды, отличающиеся от исходных пород бластопорфиритовой структурой и пойкилобластовой, микролепидобластовой, микролепидогранобластовой основной массой.

Дацитовые порфиры — коричневато-малиновые, сиреневые массивные порфиритовые породы, содержащие от 30 до 50% вкрапленников, среди которых более половины составляет плагиоклаз, нередко альбитизированный. Количество темноцветных минералов (биотита, реже роговой обманки) 4—5% от общего количества вкрапленников, а кварца от 1 до 10%. Акцессорные минералы — циркон и магнетит. Основная масса по составу кварц-полевошпатовая, структура ее микрофельзитовая.

Фельзитовые порфиры представляют собой светло-серые, розовато-серые, розовато-коричневые массивные порфиритовые породы. Порфиритовые вкрапленники в количестве 5—10% от объема породы представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, редкими листочками биотита, изредка единичными зернами кварца. Основная масса кварц-



полевошпатовая, имеет микрофельзитовую, местами микросферолитовую или алловитрофиловую структуру.

Игнимбриты липаритовых порфиров — это массивные светло-серые, светло-розовые, лиловые, серовато-зеленые породы. Структура литокристаллокластическая. Сложены угловатыми обломками кристаллов кварца (20—35%), калиевого полевого шпата (10—15%), плагиоклаза (0,5—2%), единичными зернами разложенных темноцветных минералов. Размер обломков 0,3—5 мм. Наряду с ними отмечаются обломки чужеродных пород — сланцев, фельзитов, гранит-порфиров. Общее количество обломков до 40—60%. Обломки связаны стекловатой псевдофлюидальной основной массой, местами раскристаллизованной до микрофельзита.

Туфы андезитовых и дацито-андезитовых порфиритов, дацитовых и фельзитовых порфиров имеют обычно литокристаллокластическую структуру, представлены пепловыми и пеплово-лапиллиевыми разностями.

В целом лаво-пирокластические породы довольно интенсивно изменены. Наиболее часто вторичными минералами являются серицит, хлорит, карбонат, кварц, иногда альбит и эпидот, гидроокислы железа.

Субвулканические образования комплекса известны лишь в Курминском хребте. В возрастном отношении среди них выделяются гранодиорит-порфиры калканатинского типа, кварцевые порфиры и гранит-порфиры.

Гранодиорит-порфиры калканатинского типа кроме гор Калканата обнажаются в низовьях руч. Мискан — левого составляющего р. Каракия, где залегают в виде штока среди сланцев силура и липарит-дацитовых порфиров нижнего девона. Это бурые и розовые порфировые породы с гигантопорфировыми выделениями ортоклаза (5—7%). Основная масса (50—70%) имеет микрогранитовую, микропегматитовую и микропойкилитовую структуру и состоит из кварца, калиевого полевого шпата и редко плагиоклаза с примесью биотита. Вкрапленники размером 1—10 мм представлены зональным олигоклаз-андезином (15—25%), оплавленным кварцем (5—10%), ортоклазом (5%) и биотитом (5—15%). Акцессорные минералы — апатит, циркон, турмалин, гранат, магнетит; встречены также флюорит, касситерит, галенит и пирит. По химическому составу породы отвечают гранодиоритам и кварцевым монцонитам по Р. Дэли. Гранодиорит-порфиры прорывают нижнедевонские эффузивы в горах Калканата и в низовьях руч. Тангильды, сами прорываются гранит-порфирами (Вендланд, 1938) и перекрываются конгломератами живетского яруса.

Кварцевые порфиры слагают два небольших штока (140×40 м и 80×70 м) на левобережье р. Каракия и на правобережье р. Алмалык. Они прорывают толщу нижнего девона и в свою очередь прорываются гранит-порфирами. Структура их порфировая с витрокристаллической до микрофельзитовой основной массой. Текстура у контактов флюидальная. Окраска пород зеленовато-серая до коричневатого-розовой. Вкрапленники представлены зональным андезином № 42—20 и альбитом № 5—15 (40—75%), ортоклазом и микроклин-микропертитом (3—14%), кварцем (10—35%), биотитом (до 8%), пироксеном (до 2%), редко амфиболом. Акцессорные минералы — апатит, циркон, турмалин. Вкрапленники кварца и полевых шпатов вблизи контактов имеют оскольчатую форму, что придает породам эффузивный облик. Размер их не превышает 2,5 мм. По химическому составу породы близки к риолитам по Р. Дэли (табл. 15, пробы 605—13, 605—15).

Гранит-порфиры образуют несколько крупных выходов в бассейне среднего и нижнего течения рек Каракия, Алмалык, в верховьях рек

Каульды, Кызата, Саукбулак и в низовьях рек Шаугаз и Ургаз. Все они представляют собой разобщенные части единого силлообразного тела, площадь которого более 200 км<sup>2</sup>. На северном склоне гряды Каратау до р. Каракия они имеют крутой интрузивный контакт со сланцами силура и эффузивами нижнего девона, местами с падением в сторону вмещающих пород и апофизами в них. В районе Катрангисая и Сарычеку они залегают в виде пласта мощностью 100—150 м на эффузивах нижнего девона, причем имеют пологие (30—45°) падения к северу и перекрываются карбонатной толщей верхнего девона. Местами сохранились останцы кровли вмещающих их эффузивов нижнего девона (реки Кызата, Ургаз).

Приконтактные зоны шириной от 50 до 300 м сложены кварцевыми порфирами с микрофельзитовой и фельзитовой основной массой и полосчатыми фельзитами в зоне закала. Средняя зона, занимающая до 90% площади выходов, сложена выдержанными по составу гранит-порфирами с микрогранулитовой и микрогранитовой основной массой. Наиболее удаленные от контакта выходы (Кургашикан, Накпай) отличаются от предыдущих развитием гранит-порфиров с более крупными вкрапленниками и аплитовой основной массой. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом (30—65%), кварцем (15—35%), ортоклазом и анортоклазом (5—30%), биотитом (до 15%). В основной массе отмечены калиевый полевой шпат, кварц, немного плагиоклаза и биотита. Акцессорные минералы — апатит, циркон, монацит, магнетит (до 1—2%), крайне редко сфен. По химическому составу (табл. 15, пробы 1, 604—2, 606) породы выдержаны и отвечают кварцевым порфирам и докембрийским гранитам по Р. Дэли, средним гранитам и риолитам по Г. Тиррелю.

Ряд геологов (Борисов, 1957; Абдуллаев и др., 1955) считают описанные породы эффузивными образованиями типа игнимбритов, исходя из оскольчатой формы вкрапленников, наличия в них слабометаморфизованных обломков сланца, сходства состава с кислыми эффузивами нижнего девона и местами пологого залегания.

### *Габбро-сиенитовая формация*

Породы формации хорошо представлены в районе Алмалыка, где слагают 11 обособленных тел в форме удлиненных и изометричных штоков и лакколитов. Размер их выходов от 0,3×0,4 до 1,5×4 км. С вмещающими субвулканическими гранит-порфирами и отложениями нижнего девона они имеют резкие интрузивные контакты, а сами перекрываются базальными слоями среднего — верхнего девона. Внешний облик пород во всех телах выдержанный, окраска их черная и темно-серая с розовым или зеленым оттенком. Структура порфировидная, средне- и крупнозернистая. Порфировидные выделения (15—60%) размером 2—25 мм представлены зональным плагиоклазом № 34—63 (до 75%), розовым анортоклазом (до 80 индивидов на 1 м<sup>2</sup>), округлым корродированным кварцем, реликтами гиперстена, биотита и оливина. Основная масса имеет монцонитовую и пойкилитовую структуры с участками псевдомикропертитовой и псевдомикрографической и состоит из зерен плагиоклаза, анортоклаза, гиперстена, авгита и биотита (до 30%) размером 0,1—1,5 мм. Акцессорные минералы — ильменит, апатит, монацит, циркон, сфен и розовый гранат. Содержание окиси титана в породе высокое — 0,6—1%.

По минеральному составу породы определяются как гранодиорит-порфиры, кварцевые монцониты, кварцевые диориты, сиенито-диориты и кварцевые габбро. По химическому составу они сопоставляются

с диоритами по Р. Дэли, но отличаются от них повышенным содержанием глинозема. Изменчивость минерального состава рассматривается как показатель их гибридного происхождения. Главная разновидность выделяется под названием биотит-гиперстеновых кварцевых монцонитов, поскольку, с одной стороны, они содержат средний и основной плагиоклаз и гиперстен, а с другой — калиевый полевой шпат и биотит. Это сочетание составов норита и сиенита наряду с монцонитовой структурой обусловило определение породы.

Заканчивая характеристику магматических комплексов каледонского цикла, следует отметить, что металлогенический их облик совершенно неопределенный: в связи с ними какие-либо проявления рудной минерализации пока не установлены. В каледонских алясках Алмалыкского района распространен акцессорный шеелит. Очевидно, с ними же связана молибденовая минерализация Умбетты. Гиперстеновые монцониты сопровождаются полями рассеяния киновари в шлихах.

### Магматические комплексы герцинского тектоно-магматического цикла<sup>1</sup>

Как уже отмечалось, проявления магматизма герцинского цикла объединяются в ряд комплексов, которые укладываются в интервал времени от намюра до раннего триаса.

#### Намюр-нижнебашкирские магматические комплексы

В этой группе выделяются намюр-нижнебашкирский вулканогенный комплекс (липарит-андезитовая формация) и семь нижнебашкирских интрузивных комплексов, с соответствующими им конкретными петрографическими формациями: габбровой, габбро-диорит-монцонит-сиенитовой, сиенит-диоритовой, кварцево-монцонит-гранодиоритовой, адамеллитовой, кварцево-монцонитовой, лейкократовых граносиенитов.

#### *Липарит-андезитовая формация*

Породы формации развиты (см. рис. 7) на территории хребтов Каржантау, Чаткальского (бассейны рек Акбулак, Тереклы, Ташкескен, Иерташ), Кураминского (Алмалык, Алтынтопкан, Ангренское плато, Чадак, Гавасай). Общая площадь их распространения 460 км<sup>2</sup>.

В формацию объединяются стратифицированные толщи уя-минбулакской свиты, сложенные преимущественно лаво-пирокластическими породами с подчиненной ролью осадочных, и субвулканические образования. Возрастное положение формации определяется налеганием уя-минбулакской свиты на размытую поверхность известняков визе (Каржантау, Акбулак, Алтынтопкан, Коксарек) и несогласным перекрыванием ее акчинской свитой, относимой к верхам башкирского — московскому ярусу (Алмалык, Алтынтопкан). Возраст нижних частей свиты определяется фаунистически (горизонты «а», «б», «в», «г», хр. Каржантау) как намюр-башкирский (см. раздел «Стратиграфия»).

По данным Н. П. Васильковского (1952), подтвержденным более поздними работами А. П. Агафонова и З. А. Юдалевича, отложения уя-минбулакской свиты в бассейне р. Ташкескен прорываются нижнебашкирскими сиенито-диоритами. Аналогичные взаимоотношения субвулканических пород со среднекарбовыми кварцевыми монцонитами отмечаются Х. Б. Фаттаховым и Б. Г. Хайруллиним на Ангренском плато.

<sup>1</sup> Интрузивные формации в разделе описаны Б. Г. Хайруллиним, вулканогенные — В. А. Араповым.

Территориально разобщенные площади развития пород рассматриваемой формации размещаются вблизи границ Бельтау-Кураминской зоны с Каратау-Нарынской, вдоль разделяющей эти зоны системы северо-западных глубинных разломов. В междуречье Чадак—Гава они приурочены к приразломному Гавасайскому прогибу, вытянутому в северо-восточном направлении, а в юго-западной части Кураминского хребта располагаются в субширотных грабен-синклинальных структурах. Повсеместно лаво-пирокластические толщи смяты в брахискладки с углами падения крыльев от 30 до 50—60°. Простириание складок подчиняется общему направлению основных перечисленных структур.

В составе формации преобладают кислые и средние породы лавовых, взрывных и субвулканических фаций. Строение разрезов уя-минбулакской свиты в различных участках, сложенных породами первых двух фаций, довольно пестрое вследствие изменчивости фаций по простирианию. Четкой закономерности в смене пород во времени и пространстве не намечается. Общим для большинства изученных разрезов свиты является чередование кислых и средних вулканитов; разности основного состава имеют подчиненное значение.

В основании разрезов отмечаются кластические и карбонатно-кластические породы с прослоями туфов, иногда лав. Наиболее характерны песчаники, конгломераты, гравелиты с прослоями алевролитов, реже известняков. Прибрежно-морские фации таких пород встречены в Алтынтопкане и хр. Каржантау; на остальной территории это преимущественно континентальные образования. Прослой терригенных

Количественные соотношения типов пород и лаво-пирокластического материала (в м)  
(в пределах

| Место разреза, автор  | Общая мощность, м | Диабазовые порфириты | Андезитовые порфириты |       | Андезито-лаптовые порфириты |      |
|---|-------------------|----------------------|-----------------------|-------|-----------------------------|------|
|   |                   |                      | Лавы                  | Туфы  | Лавы                        | Туфы |
| Хр. Каржантау, бассейны рек Курганташ, Каракузы и Угам, В. П. Коржаев (1964) . . . . .                | 2220              | 8,7                  | 410,1                 | 553,2 | —                           | —    |
| Хр. Чаткальский, бассейны рек Карабузук и Терекли, А. П. Агафонов (1965) . . . . .                    | 1770              | —                    | 120,2                 | 779   | —                           | —    |
| Хр. Чаткальский, бассейн р. Ташкескен, З. А. Юдалевич . . . . .                                       | 1450              | —                    | 415                   | 130   | —                           | 90,5 |
| Хр. Кураминский, бассейн Саукбулакская (Алмалык), В. А. Арапов (1960)                                 | 350               | —                    | 300                   | —     | —                           | —    |
| Хр. Кураминский, бассейны рек Чашлы, Мышиккол, Тузкамкан (Алтынтопкан), В. А. Арапов (1960) . . . . . | 968               | —                    | 400                   | 250   | 70                          | —    |
| Хр. Кураминский, левобережье Гавасая (низовья), Н. И. Соловьев (1966)                                 | 1586              | —                    | 529,3                 | 401,2 | 376,5                       | —    |

вулканомиктовых кластических пород среди вулканогенных встречаются во всех частях разрезов.

Мощность лавовых пород среднего состава колеблется от нескольких метров до 100—200 м, а кислого — от первых десятков метров до 300 м. Среди лавовых пород по составу выделяются андезитовые и андезито-дацитовые порфириты, реже трахиандезитовые и андезито-базальтовые порфириты, дацитовые и фельзитовые порфиры. Широко развиты туфы перечисленных составов. Среди вулканитов чаще преобладают породы среднего состава (табл. 16), хотя в некоторых разрезах (бассейн р. Ташкескен) кислых пород больше, чем основных. Отмечается также преобладание лавовых пород над туфами, что, однако, не может служить показателем первоначальных объемов взрывного материала, значительная часть которого при извержениях выносилась за пределы площади.

Суммарные сохранившиеся мощности разрезов уя-минбулакской свиты колеблются от 1000 до 2200 м. На долю осадочных пород приходится от 3 до 27% общей мощности.

В районе хр. Каржантау намечается один из центров извержений. По данным В. П. Коржаева, он представлен серией небольших округлых некков и дайкообразных тел фельзит-порфиров, располагающихся на левобережье Угама и в бассейне Карагилсая. Некки и дайкообразные тела прослеживаются в северо-восточном направлении на протяжении 2 км в известняках нижнего карбона и терригенных породах нижней части уя-минбулакской свиты. Наиболее крупные из некков имеют площадь около 0,3 км<sup>2</sup>. Предполагается, что указанные тела

Таблица 16

в разрезах уя-минбулакской свиты кураминской части Бельтау-Кураминской зоны Узбекской ССР)

| Дацитовые порфиры |      | Липаритовые порфиры | Дацитовые порфиры |      | Песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, известняки | Суммарные мощности |       |                |               |              |
|-------------------|------|---------------------|-------------------|------|--|--------------------|-------|----------------|---------------|--------------|
| Лавы              | Туфы |                     | Лавы              | Туфы |  | лав                | туфов | основных пород | средних пород | кислых пород |
| 107,3             | 16,2 | —                   | 503,1             | 10,3 | 611,2  | 1029,2             | 579,7 | 8,7            | 963,3         | 636,9        |
| 223               | —    | —                   | 563               | —    | 85   | 906,2              | 779   | —              | 899,2         | 786          |
| 19                | 477  | —                   | 140               | 138  | 40,5   | 574                | 835,5 | —              | 635,5         | 774          |
| —                 | —    | —                   | —                 | —    | 50   | 300                | —     | —              | 300           | —            |
| —                 | —    | 193                 | —                 | —    | 75   | 470                | 443   | —              | 720           | 193          |
| 136,8             | —    | —                   | 97,2              | 40,1 | 5  | 1139,8             | 441,3 | —              | 1307,0        | 274,1        |

являются остатками каналов, по которым изливались лавы и лавобрекчии фельзит-порфиоров, выделяемые в разрезе уя-минбулакской свиты района.

На южном склоне Каржантау, в междуречье Каракузы — Дудусай, М. А. Аваковым и Г. Г. Веретенниковым в 1961 г. выделено штокообразное тело. В плане оно имеет сложную конфигурацию с апофизами во вмещающие породы уя-минбулакской свиты. Размеры тела  $2,5 \times 1,5$  км. Сложено оно андезитовыми порфиритами, содержащими крупные ксенолиты вмещающих пород. Аналогичное по составу тело округлой формы диаметром до 500 м располагается в 3 км к северо-востоку от первого. Оно также прорывает породы уя-минбулакской свиты. Возможно, эти тела также являются остатками каналов размытой вулканической постройки.

В северо-восточной части Кураминского хребта на Ангреномском плато (см. рис. 7) Г. А. Абдурахмановым, Х. Б. Фаттаховым, Б. Г. Хайруллиным, М. П. Аделунг описано крупное полигенное субвулканическое тело, вытянутое в северо-западном направлении на 19 км при ширине от 2 до 6 км с извилистыми контактами в плане. Породы тела прорваны среднекарбонатными кварцевыми монцонитами. Сложено оно (в возрастной последовательности) кварцевыми порфирами, фельзитами и фельзит-порфирами, дацитовыми порфирами, андезито-дацитовыми и андезитовыми порфиритами. Эти же породы слагают более мелкие штоко- или дайкообразные тела.

Аналогичное по составу и строению сложное тело несколько меньших размеров выделено в 1963 г. Х. Б. Фаттаховым, М. Ахмедовым и А. В. Перетрутовым на южных склонах Чаткальского хребта, в верховьях Иерташася. Породы тел являются типичными аналогами лавовых потоков в разрезе уя-минбулакской свиты.

Диабазовые порфириты выделяются в разрезе уя-минбулакской свиты в хр. Каржантау. Н. П. Васильковским (1952) отмечаются также в бассейне р. Акбулак в Чаткальском хребте. В Каржантау, по данным В. П. Коржаева, они представляют собой массивные темные порфириновые породы, содержащие 35—40% вкрапленников плагиоклаза и пироксена; первый преобладает. Размеры вкрапленников 0,5—1,5 мм. По плагиоклазу развит хлорит, альбит, а по идиоморфным зернам пироксена иногда с полисинтетическими двойниками — хлорит. Имеются округлые и шестиугольные мелкие зерна предположительно оливина, полностью замещенные хлоритом. Основная масса имеет офиловую структуру, состоит из пелитизированных лейст плагиоклаза, в промежутках между которыми располагаются ксеноморфные зерна пироксена и рудного минерала. Аксессуарным является апатит.

В отличие от описанных, в диабазовых порфиритах в разрезе уя-минбулакской свиты Чаткальского хребта порфириновые выделения представлены крупными (0,8—1 см) табличками плагиоклаза, обычно слабо зонального, относящегося к № 60—80.

Из андезитовых, трахиандезитовых и андезито-базальтовых порфиринов преобладают андезитовые порфириты, среди которых по составу темноцветных выделяются пироксеновые, биотит-амфиболовые, амфибол-пироксеновые разновидности. Обычно это массивные порфириновые породы темных окрасок: темно-серые, зеленовато-серые, темно-зеленоватые до черных. Изредка отмечается миндалекаменная и флюидальная текстура. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, кварцем. Внешний облик и состав андезитовых порфиринов во всех участках развития пород комплекса достаточно выдержан. Трахиандезитовые и андезито-базальтовые порфириты также внешне мало чем отличаются от андезитовых. Первые выделяются среди лавовых пород в хр. Кар-

жантау, в бассейне р. Ташкескен, и в Алтынтопкане, вторые — установлены только в Алтынтопкане.

Детальная петрографическая характеристика порфиров Курамынского хребта приведена в табл. 17.

Андезито-дацитовые и дацито-андезитовые порфиры — это серые, зеленовато-серые, темно-серые, фиолетовые массивные породы порфировой структуры. Характерной особенностью их являются выделения светлых таблитчатых вкрапленников плагиоклаза (0,5—5 мм) на темном фоне основной массы. Количество порфировых вкрапленников колеблется от 20 до 45%, в том числе плагиоклаза 15—26%, роговой обманки и биотита 10—13%, кварца 4—7%, ортоклаза 1—3%. Биотит и роговая обманка находятся в примерно равных соотношениях; обычно почти полностью замещены эпидотом, хлоритом, карбонатом или опацизированы. По плагиоклазу развиты серицит, карбонат, а местами альбит, эпидот и хлорит. Редкие зерна калиевого полевого шпата интенсивно пелитизированы. Основная масса имеет микролитовую, витрофировую, микропйкилитовую, микрофельзитовую, гиалопилитовую или пилотакситовую структуру. Чаще всего она состоит из микролитов тонкоигльчатого, призматически зернистого или таблитчатого плагиоклаза размером от тысячных до сотых долей миллиметра, небольшого количества амфибола и биотита и связующего вулканического стекла. Последнее иногда раскристаллизовано в тонкий кварц-полевошпатовый агрегат, переполненный серицитом, хлоритом, карбонатом и эпидотом. Аксессуары минералы — циркон, апатит; отмечается тонкая вкрапленность магнетита (иногда 1—2% от объема породы).

Дацитовые порфиры отличаются от дацито-андезитовых порфиров несколько меньшим количеством вкрапленников, большей ролью среди них порфировых выделений ортоклаза и кварца, а также местами преимущественно микрофельзитовой основной массой кварц-калишпатового состава.

Фельзит-порфиры слагают потоки лав и лавовых брекчий, имеющих довольно разнообразную окраску: серую, темно-серую, бурую, темно-бурую, буровато-сиреневую, розовую. Чаще всего характеризуются флюидальной текстурой, обусловленной чередованием полос разной окраски. Содержат очень мало вкрапленников (от 5—10 до 20%) размером 0,2—1,5 мм. Обычно это кислый серицитизированный плагиоклаз и редкие выделения хлоритизированного биотита. Основная масса кварц-калишпатовая, имеет микрофельзитовую, фельзитовую, витрофировую, иногда микросферолитовую структуру и флюидальную текстуру. Аксессуарный минерал — апатит. Лавовые брекчии отличаются присутствием угловатых обломков фельзитов и фельзит-порфиров различных размеров. Количество таких обломков местами составляет до 50% объема породы.

Широко представлены в разрезах свиты породы взрывной фации: разнообломочные туфы, по составу отвечающие соответствующим лавовым породам. Среди них выделяются разности без существенных примесей чуждого материала и с примесью (ксенотуфы). По величине пирокластического материала различаются агломератовые, лапиллиевые (крупнообломочные), пепловые туфы. Последние представлены псаммитовыми (среднеобломочными) и алевритовыми (мелкообломочными) разностями<sup>1</sup>. Структура туфов литокристаллокластическая, реже литовитрокристаллокластическая. Бомбы и ляпилли угловатые; округ-

<sup>1</sup> Здесь и в дальнейшем используется классификация вулканогенных обломочных пород Е. Ф. Малеева (1963 г.).

## Петрографическая характеристика порфиров уя-минбулакской свиты Кураминского хребта

| Порода                                    | Район развития | Отношение основной массы к вкрапленникам, % | Основная масса  |   |   |
|---|----------------|---|---|---|---|
|   |                |   | Структура   | Состав  | Вторичные изменения                                 |
| Пироксеновые андезитовые порфиры          | Алмалык        | $\frac{60-80}{40-20}$                       | Гиалопилитовая, пилотакситовая, полнокристаллическая микролитовая, реже витрофирная | Микролиты плагиоклаза, столбчатый пироксен, разложенный базис                           | Хлорит, карбонат, гидроокислы железа                |
| Пироксеновые андезитовые порфиры          | Алтынтопкан    | $\frac{50-65}{50-35}$                       | Гиалопилитовая, витрофирная   | Микролиты плагиоклаза, мелкие зерна рудного минерала, реликты цветных минералов, стекло | Хлорит, эпидот, карбонат, кварц, гидроокислы железа |
| Трахиандезитовый порфирит                 | "              | $\frac{50-60}{50-40}$                       | Гиалопилитовая  | Микролиты плагиоклаза и калиевого полевого шпата, стекло                                | Хлорит, карбонат, кварц, эпидот                     |
| Андезито-базальтовый порфирит             | "              | $\frac{60-80}{20-40}$                       | Интерсертальная, невадитовая  | Микролиты двух поколений плагиоклаза среди разложенного базиса                          | Хлорит, карбонат, кварц, эпидот                     |
| Биотит-амфиболовый андезитовый порфирит   | "              | $\frac{65-70}{30-35}$                       | Гиалопилитовая, пилотакситовая  | Микролиты плагиоклаза, разложенный базис, рудная пыль                                   | Хлорит, карбонат                                    |
| Амфибол-пироксеновый андезитовый порфирит | "              | $\frac{60-70}{30-40}$                       | Витрофирная   | Стекло, единичные микролиты плагиоклаза   | Хлорит, карбонат, эпидот                            |



| Порода                                    | Вкрапленники  |                        |                                     | Акцессорные минералы   |                          |
|---|---|------------------------|-------------------------------------|--|--------------------------|
|   | Состав  | Количество в породе, % | Размер, мм                          |  | Вторичные изменения      |
| Пироксеновые андезитовые порфириды        | Плагиоклаз (средний и основной)   | 10—30                  | 0,5—2,5                             | Серицит, карбонат, альбит, хлорит<br>По авгиту—карбонат, по гиперстену—серпентинит-хлорит, иногда бастит | Апатит, магнетит (> 2 %) |
|   | Пироксен (моноклинный и ромбический), по форме кристаллов авгит и гиперстен | 10—15                  | 0,5—4                               |  |                          |
| Пироксеновые андезитовые порфириды        | Плагиоклаз  | 25—30                  | 0,1—3,5,                            | Карбонат, соссюрит<br>Эпидот, хлорит, карбонат   | Апатит, магнетит         |
|   | Пироксен (ромбический)  | 10—15                  | средний 1—2<br>0,2—3, средний 0,5—1 |  |                          |
| Трахиандезитовый порфирит                 | Плагиоклаз (андезин № 40)<br>Пироксен<br>Биотит<br>Калиевый полевой шпат    | 25—30<br>} 20<br>5     | 0,1—2,5                             | Соссюрит<br>Карбонат, серпентин<br>Опацит, хлорит<br>Карбонат, пелит                                     | Апатит, магнетит         |
| Андезито-базальтовый порфирит             | Плагиоклаз (лабрадор № 57)<br>Пироксен (гиперстен)<br>Амфибол, оливин (?)   | 50—55<br>25—30<br>2—3  | 2—6<br>1,5—2<br>Менее 1             | Соссюрит, серицит, карбонат<br>Бастит, хлорит, карбонат<br>Опацит  | Апатит, магнетит         |
| Биотит-амфиболовый андезитовый порфирит   | Плагиоклаз<br>Амфибол, биотит   | Преобладает            | 0,5—4                               | Серицит, карбонат<br>Хлорит, эпидот, опацит  |                          |
| Амфибол-пироксеновый андезитовый порфирит | Плагиоклаз<br>Пироксен<br>Амфибол   | Преобладает            | 0,5—2,5<br>0,2—0,5<br>2,5           | Серицит<br>Хлорит, карбонат, кварц<br>Опацит   |                          |

лые формы редки. Как и лавовые породы, туфы интенсивно замещены вторичными минералами.

В последнее время появились материалы, свидетельствующие о присутствии в составе формации щелочных пород. К. А. Рахмановым (1968) в хр. Каржантау описаны силлы щелочных базальтов (абсарокито-шошонитовых порфиритов) и лавы лейкократовых трахитовых порфиров, содержащих лейцит. В порфиритах 15—20% вкрапленников, из которых 10—13% составляет эгирин-авгит и 5—7% лабрадор. Основная масса состоит из микролит-плаггиоклаза, калинатрового полевого шпата, пироксена (60—70%), эпидейцита (5—8%), апатита (1—1,5%) и рудного минерала (9—10%).

Трахитовые, псевдолейцитовые, порфиры — это афанитовые породы с малым количеством (5—10%) мелких вкрапленников (1—2 мм) лабрадора, имеющих оторочку калинатрового состава. Основная масса микролитовая, фельзитовая или оцеляровая. В ней наблюдаются

Химический состав некоторых лавовых пород

| Номер пробы             | Порода                             | Место отбора                       | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|-------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| РП/5—3                  | Андезито-базальтовый порфирит      | Левый борт Касканася (Алтынтопкан) | 53,85            | 0,63             | 15,55                          | 3,07                           |
| РП/6—8                  | Трахиандезито-базальтовый порфирит | То же                              | 54,94            | 0,63             | 14,62                          | 5,26                           |
| 21846                   | Андезито-базальтовый порфирит      | Верховья Мышикколсая (Алтынтопкан) | 55,95            | 1,09             | 14,44                          | 5,34                           |
| Р2/21—10                | То же                              | Левый борт Касканася (Алтынтопкан) | 52,74            | 0,55             | 14,06                          | 4,17                           |
| 4560                    | Пироксеновый андезитовый порфирит  | Ташкутансай (Алмалык)              | 60,49            | 0,74             | 18,58                          | 2,71                           |
|                         | Андезитовый порфирит               | Бассейн Чадаксай                   | 61,96            | 0,54             | 15,89                          | 2,92                           |
|                         | То же                              | Бассейн р. Чаткал, Караарча        | 58,62            | 0,77             | 17,39                          | 5,08                           |
| Р1/5—1                  | Трахиандезитовый порфирит          | Левый борт Касканася (Алтынтопкан) | 55,44            | 0,65             | 15,0                           | 4,29                           |
| Р4/4—2                  | То же                              | Алтынтопкансай                     | 55,80            | 0,57             | 14,84                          | 5,45                           |
| Р4/9—3                  | " "                                | То же                              | 55,24            | 0,60             | 15,50                          | 5,74                           |
| Р3/7—1                  | " "                                | Правый борт Сардобсая              | 58,96            | 0,58             | 16,18                          | 5,10                           |
| 3137                    | Андезито-дацитовый порфирит        | Правый борт Гавасая                | 61,60            | 0,53             | 16,58                          | 1,80                           |
| Среднее из четырех проб | Трахидацитовый порфир              | То же                              | 65,20            | 0,43             | 16,04                          | 0,91                           |

изометричные или полиэдрические кристаллы (0,5—0,8 мм) лейцита, замещенные микрозернистым агрегатом ортоклаза и карбоната или только карбоната.

Химизм пород формации изучен слабо. Химический состав некоторых типов пород уя-минбулакской свиты приведен (в табл. 18). Среди них различаются андезито-базальтовые, андезитовые, трахиандезитовые, андезито-дацитовые порфириты и трахидацитовые порфиры. В целом эти породы близки соответствующим типам пород по Р. Дэли (рис. 8), но отличаются повышенным содержанием щелочей. Наиболее насыщенные щелочами трахиандезитовые порфириты близки латитам, в них отмечается также преобладание натрия над калием, что характерно и для андезитовых порфиритов, относящихся к породам, пересыщенным глиноземом.

В андезито-базальтовых порфиритах и трахидацитовых порфирах соотношения щелочей обратные. В расположении фигуративных точек

Таблица 18

## уя-минбулакской свиты Бельгау-Кураминской зоны

| FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П.п.п. | Сумма  | Автор                         |
|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|-------------------------------|
| 4,09 | 0,13 | 3,25 | 5,39 | 2,52              | 3,78             | 0,48                          | 6,98   | 99,72  | Ю. М. Кузичкина (1960 г.)     |
| 2,01 | 0,10 | 2,50 | 5,46 | 2,38              | 4,88             | 0,41                          | 6,28   | 99,47  | Тот же                        |
| 3,03 | 0,07 | 3,93 | 6,02 | 0,80              | 3,78             | 1,00                          | 3,92   | 99,37  | В. Ф. Базиль (1962 г.)        |
| 2,73 | 0,14 | 4,55 | 6,72 | 1,42              | 3,60             | 0,39                          | 8,48   | 99,55  | Ю. М. Кузичкина (1960 г.)     |
| 1,88 | 0,08 | 1,67 | 3,30 | 1,16              | 6,22             | —                             | 1,06   | 97,89  | А. Р. Ярмухамедов (1963 г.)   |
| 3,41 | 0,14 | 3,01 | 2,89 | 3,15              | 2,93             | 0,17                          | 2,36   | 99,37  | П. Н. Подкопаев (1948 г.)     |
| 1,73 | 0,13 | 2,14 | 3,60 | 4,63              | 2,82             | 0,26                          | 2,90   | 100,07 | Н. П. Васильковский (1952 г.) |
| 2,22 | 0,13 | 2,80 | 5,74 | 2,38              | 4,82             | 0,44                          | 5,60   | 99,51  | Ю. М. Кузичкина (1960 г.)     |
| 1,40 | 0,13 | 1,70 | 6,25 | 4,12              | 3,22             | 0,39                          | 5,90   | 99,77  | Тот же                        |
| 1,14 | 0,11 | 2,35 | 5,26 | 4,06              | 4,24             | 0,48                          | 4,80   | 99,52  | " "                           |
| 1,13 | 0,12 | 2,35 | 3,85 | 3,54              | 4,16             | 0,44                          | 3,54   | 99,95  | " "                           |
| 4,45 | 0,17 | 1,17 | 4,20 | 3,33              | 3,85             | 0,23                          | 1,62   | 99,53  | Н. И. Соловьев (1966 г.)      |
| 3,58 | 0,11 | 0,72 | 2,10 | 3,89              | 5,10             | 0,14                          | 0,81   | 99,03  | Тот же                        |



### Габбровая формация

Интрузивные образования этой формации обнажаются в виде мелких (0,2—4 км<sup>2</sup>) массивов и блок-ксенолитов. Среди них известны габбровые породы Актепинского интрузива, бассейна р. Гава и района Алмалыка в Кураминском хребте, а также габброиды в пределах Нижне- и Верхнебелеутинского, Карабашского, Акча-Шавасского и Акчинского массивов в юго-западной части Чаткальского хребта.

Несмотря на длительную историю изучения габброидных пород, исследователи до сих пор не пришли к единому мнению в отношении их объема, петрогенезиса и возрастного положения в общей схеме магматизма района. Одни исследователи (Б. Н. Наследов, Е. А. Кочнев, Ю. А. Скворцов, М. М. Посохова, Н. П. Васильковский и др.) габброиды Чаткальского хребта относят к каледонскому циклу, а другие (И. М. Исамухамедов, А. А. Кустарникова, Е. М. Головин, И. П. Кушнарев, И. М. Воловикова, Ю. Х. Ахмедуллин, В. И. Доморяд, Ю. Г. Корчевская) высказываются за последевонский, т. е. ранневарисский, их возраст. При этом Е. М. Головин, Ю. Х. Ахмедуллин и др. габброидные массивы относят к нижнекарбонному возрасту. Абсолютный возраст габброидов 340 млн. лет (Э. Б. Алиев, 1965, 1966 гг.).

Габброидные интрузии прорывают и метаморфизуют сланцы ордовика — силура (?), карбонатные отложения среднего девона — нижнего карбона и вулканогенные образования уя-минбулакской свиты. Контактный метаморфизм выражается в ороговиковании, мраморизации и скарнировании вмещающих отложений. По данным А. А. Кустарниковой, Ю. Г. Корчевской, Ю. Х. Ахмедуллина, в Шавасском и Акчинском интрузивных массивах габбро в свою очередь отчетливо интрузируются габбро-диоритами и содержатся в них в виде ксенолитов размером от 1 см до 1—2 м.

В Актепинском, Акча-Шавасском и Акчинском массивах в возрастной последовательности выделяются крупнозернистые (3—5 мм), среднезернистые (1—3,5 мм) и мелкозернистые (0,2—1 мм) габбро. Между всеми типами установлены четкие интрузивные взаимоотношения, что свидетельствует о многостадийном характере их формирования. По минеральному составу Ю. Г. Корчевская выделила и описала следующие разновидности: перидотиты, троктолиты, габбро-нориты, феррогаббро, роговообманковое, пироксен-роговообманковое, оливниновое и биотит-роговообманковое габбро, лейкогаббро, амфиболизированное габбро и др. Из них наиболее широко развиты крупно- и среднезернистые роговообманковые и пироксен-роговообманковые габбро, а также мелкозернистые роговообманковые и биотит-роговообманковые габбро. Остальные разновидности имеют небольшое распространение и связаны между собой постепенными (местами неясными) взаимопереходами.

Все перечисленные разности габброидов характеризуются массивной текстурой; значительно реже встречаются участки атакситового сложения, представленные незакономерным чередованием разнообразных по форме участков с различным количественным минеральным составом.

Завершается формация габброидов жильными образованиями габбро-порфиров, габбро-пегматитов, плагиоклазовых пироксенитов, горнблендитов, оливниновых микромонцитов, амфиболовых беербахитов и др. Чаще всего они встречаются в Шавасском массиве в виде широтных и субширотных дайкообразных и линзообразных тел мощностью до 15 м и протяженностью от 1 до 200 м.



|                             |                    |   |       |       |       |       |      |   |     |      |                   |                    |
|-----------------------------|--------------------|---|-------|-------|-------|-------|------|---|-----|------|-------------------|--------------------|
|                             | Акчинский          | 1 | 70,3  | —     | 4,7   | 17    | —    | — | —   | 2,7  | 1,05              | ская               |
| Оливинсодержащее габбро     | Шавасский          | 2 | 49,4  | 2,55  | 11,6  | 23,1  | —    | — | —   | 6,75 | 5,65              |                    |
| Оливиновое габбро           | "                  | 2 | 39,7  | 12,25 | 25,3  | —     | 2,2  | — | —   | 20,3 | —                 |                    |
|                             | Верхнебелеутинский | 1 | 56,3  | 3,89  | 29,1  | —     | —    | — | —   | 5,15 | —                 |                    |
| Порфиroidное рудное габбро  | Шавасский          | 3 | 31,33 | —     | 33,13 | 22,4  | —    | — | —   | 12,6 | 2,06              |                    |
| Оливиновые габбро-нориты    | "                  | 3 | 51,27 | 3,3   | 22,87 | 11,63 | 3,3  | — | —   | 6,4  | 1,0               |                    |
| Трактолиты                  | Акчинский          | 2 | 83,5  | 4,3   | 0,35  | 2,9   | —    | — | —   | —    | 5,9               |                    |
| Перидотиты                  | "                  | 3 | 2,66  | 28,66 | 10,66 | 1,03  | —    | — | —   | 16,8 | 39,63             |                    |
| Амфиболизированное габбро   | "                  | 3 | 39,86 | —     | 15,5  | 37,6  | 0,64 | — | —   | 6,4  | Не подсчитывались | А. А. Кустарникова |
| Крупнозернистые габбро      | "                  | 3 | 16,8  | —     | 56,0  | 20,0  | 0,8  | — | —   | 6,4  | То же             |                    |
| Амфиболовое габбро          | На р. Гава         | 5 | 54,4  | —     | 1,8   | 36,4  | —    | — | 1,2 | 6,2  | " "               | Г. А. Лисицина     |
| Пироксен-амфиболовое габбро |                    | 5 | 60,4  | —     | 16,5  | 17,8  | —    | — | —   | 5,3  | " "               |                    |
| Лейкократовое габбро        | На р. Гава         | 5 | 80,7  | —     | 17,0  | —     | —    | — | —   | 2,3  | " "               | Г. А. Лисицина     |

Петрографическое описание габброидов дается по материалам Е. М. Головина, А. А. Кустарниковой, Э. Б. Алиева, Ю. Х. Ахмедуллина, В. И. Доморяда, Ю. Г. Корчевской и Б. Г. Хайруллина.

В сложении габброидов принимают участие одни и те же минералы. Это плагиоклаз, оливин, ромбический и моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, клинохлор, шпинель и флогопит. Акцессорными минералами являются апатит, магнетит, циркон, сфен, титаномagnetит. Вторичные минералы — хлорит, эпидот, клиноцоизит, цоизит, карбонат, иддингсит, серпентин, пренит, серицит, тальк. Встречены также флюорит, барит, халькопирит. Количественное содержание минералов приведено в табл. 19.

Плагиоклаз образует алломорфные, реже субидиоморфные призматические зерна размером от 0,1—2,0 до 2—4 мм, сдвойникованные по альбитовому, карлсбадскому, периклиновому, реже альбит-эстерельскому законам. Состав изменяется от битовнита № 75—90 до лабрадора № 50—70; преобладает лабрадор № 70—56. Наиболее высокая основность плагиоклаза (№ 75—93) характерна для перидотитов, троктолитов, оливиновых габбро-норитов Шавасского и Акчинского массивов. Вторичные изменения плагиоклаза выражаются в сосюритизации и серицитизации.

Оливин присутствует в перидотитах (верлитах), троктолитах, оливиновых габбро-норитах, оливиновых габбро. Минерал образует неправильные зерна размером от 0,1 до 2 мм. Наряду с этим в оливиновых габбро и оливинсодержащих роговообманковых габбро оливин наблюдается в виде реликтов в ромбических и моноклинных пироксенах, а также в обыкновенных роговых обманках. Оливины часто замещены серпентином, иддингситом, реже тальком.

Моноклинный пироксен наблюдается в виде аллотриоморфных, реже субидиоморфных зерен (0,01—0,8 мм) в перидотитах, оливиновых габбро-норитах, оливиновых габбро, габбро-пегматитах и пироксенитах. В наиболее широко распространенных роговообманковых и пироксен-роговообманковых крупно- и среднезернистых габбро минерал встречается исключительно в виде неправильных изометричных зерен (0,02—0,6 мм), окруженных реакционной каймой из роговой обманки. По оптическим свойствам это диопсид и авгит. Пироксен содержит включения оливина, плагиоклаза, призмочки апатита, в тесной ассоциации с ним находятся рудные минералы. С периферии кристаллов и вдоль трещин спайности он замещается зеленой роговой обманкой, реже актинолитом и хлоритом. Моноклинный пироксен часто встречается совместно с ромбическим пироксеном, преобладая над последним.

Ромбический пироксен встречается в троктолитах, оливиновых габбро-норитах, габбро-норитах, оливинсодержащих габбро в виде неправильных и изометричных зерен (0,03—0,5 мм), находящихся обычно в сростании с зернами оливина и роговой обманки. По оптическим константам пироксен относится к бронзит-гиперстеновому ряду. Вторичные изменения минерала выражаются в амфиболизации и хлоритизации с выделением тонкой сыпи рудных минералов. Иногда ромбический пироксен образует вокруг оливина реакционную кайму, при этом на ромбический пироксен накладывается реакционная кайма из роговой обманки.

Роговая обманка в основном является вторичной и развивается за счет автометаморфического изменения пироксена, образуя реакционные каемки вокруг его зерен. Реже минерал образует самостоятельные выделения — зерна неправильной формы размером 0,01—0,4 мм.



Кроме того, в порфиридных габбро роговая обманка присутствует в виде порфириковых выделений размером 1—8 см. Роговая обманка тесно ассоциирует с рудными минералами и иногда замещается актинолитом, биотитом и хлоритом.

Биотит встречается спорадически в оливиновых габбро-норитах, оливиновых габбро, роговообманковых и пироксен-роговообманковых крупно- и среднезернистых габбро. Наибольшее количество (до 12%) биотита присутствует в мелкозернистых биотитовых габбро. Минерал образует реакционные каемки вокруг зерен пироксена, роговой обманки и рудных минералов.

Структура описанных пород габбровая, офитовая, пойкилоофитовая, гипидиоморфнозернистая, паналлотриоморфнозернистая и др.

### *Габбро-диорит-монцонит-сиенитовая формация*

Магматические образования формации несколько более широко развиты, чем предыдущие. Среди них различаются разнообразные по форме, размерам, внутреннему строению и условиям залегания массивы и блок-ксенолиты существенно габбро-диоритового, сиенито-диоритового и монцонитового состава. В наиболее типичном выражении эти массивы представлены контрастно или последовательно дифференцированными сложно построенными телами, в которых выделяется от двух до четырех типов пород, связанных между собой интрузивными взаимоотношениями.

При определении объема габбро-диорит-монцонит-сиенитовой формации возникают известные трудности, так как еще неясно возрастное положение тех или иных интрузивных массивов, породы которых могут быть включены в состав формации и, кроме того интрузивные массивы размещаются далеко друг от друга. Петрографический состав от массива к массиву подвержен значительным колебаниям из-за неодинакового масштаба проявления щелочной тенденции. Породы формации известны в пределах трех интрузивных массивов: Алмалыкского, Акчинского и Акча-Шавасского.

Алмалыкский массив, имеющий площадь около 40 км<sup>2</sup>, обнажается на северном склоне Кураминского хребта в бассейнах Алмалыка, Накпай и Саукбулак, выполняя зону Алмалыкского глубинного разлома. По морфологическому строению интрузив рассматривается как асимметричный сложно построенный лакколлит с секущими и согласными апофизами (Ж. Н. Кузнецов, В. А. Арапов и др.).

По данным А. В. Королева (1939 г.), А. В. Покровского (1957 г.), Ж. Н. Кузнецова, В. А. Арапова, И. Б. Федоровой, С. Х. Ходжаева и др., породы массива прорывают карбонатные отложения среднего девона—нижнего карбона, вулканогенные образования уя-минбулакской свиты, уралитовые и биотит-гиперстеновые габбро-диориты и пироксеновые монцонитовые порфириты. Габбро-диориты встречаются в виде больших и малых ксенолитов и, по-видимому, являются аналогами габброидов, развитых на правобережье Ангрена. В свою очередь породы массива перекрываются вулканогенными образованиями среднекаменноугольной акчинской свиты, в базальных конгломератах которой в бассейне Ташкутанская они содержатся в виде гальки и валунов размером от 1—3 см до 1 м.

В пределах Алмалыкского массива А. В. Королев, А. В. Покровский, Ж. Н. Кузнецов, И. Б. Федорова выделили в возрастной последовательности следующие разновидности пород: крупнозернистые (3—5 мм) габбро-диориты и габбро, среднезернистые (2,5—3,5 мм) монцониты, мелкозернистые (1—2 мм) сиениты и кварцевые сиениты, ап-

литы гранитового, сиенитового и монцонитового состава (жильная фация).

Между всеми типами пород установлены четкие интрузивные контакты. Минералогический их состав приведен в табл. 20.

Габбро, по данным А. В. Покровского — это массивные темно-серые, почти черные, слегка зеленоватые сильно измененные породы. Они сложены интенсивно соскюритизированным и слегка хлоритизированным плагиоклазом (лабрадор № 56—64) и нацело уралитизированным клинопироксеном. Иногда в небольших количествах присутствуют каликатровые полевые шпаты и чешуйки биотита. Акцессорные представлены в основном магнетитом и реже апатитом, сфеном и цирконом. Структура пород габбровая, участками габбро-офитовая, о чем свидетельствует отчетливый идиоморфизм плагиоклаза по отношению ко всем остальным минералам.

А. В. Королевым (1939 г.) в Алмалыкском массиве отмечаются также горнблендиты, а Ж. Н. Кузнецовым — биотит-пироксеновые габбро-диориты.

Монцониты слагают до 80% площади Алмалыкского интрузива. В краевых частях, вокруг карбонатных останцов кровли и в сателлитах среди эффузивов они постепенно переходят в сиенито-диориты. Объем последних не превышает 10—15% площади массива.

Макроскопически монцониты представляют собой среднезернистые (2,5—3,5 мм) розовато-серые, серые, а в более основных разностях темно-серые породы с массивной текстурой. Распределение породообразующих минералов неравномерно пятнистое (такситовое). Ближе к контакту наблюдается переход в порфиroidные разности с вкрапленниками плагиоклаза, реже каликатрового полевого шпата и темноцветных минералов, часто ориентированных параллельно контакту интрузива.

Под микроскопом устанавливается следующий минеральный состав монцонитов: плагиоклаз, каликатровые полевые шпаты, пироксен, биотит и в меньшей степени амфибол и рудные минералы. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, ильменит, гранат, турмалин и рутил. Вторичные минералы — хлорит, эпидот, карбонат, серицит, серпентин.

Плагиоклаз выделяется идиоморфными таблитчатыми кристаллами (от  $0,1 \times 0,5$  до  $2 \times 5,5$  мм) с зональным строением. Состав его колеблется от андезин-лабрадора № 46—60 в центре до андезина № 37 по краям. Часто замещается соскюритом, серицитом и вторичным калиевым шпатом, который в свою очередь подвержен пелитизации.

Каликатровые полевые шпаты представлены главным образом анортотоклазом, ортоклазом и микроклином. Анортотоклаз, как правило, встречается в порфиroidных выделениях, ориентированных в одном направлении, что обуславливает трахитоидную текстуру породы. Ортоклаз и микроклин присутствуют в виде ксеноморфных зерен.

Пироксен выражен обычно моноклинной, реже ромбической разностью. Кристаллы идиоморфные, короткопризматические, иногда ксеноморфные. По замеренным константам пироксен соответствует авгиту, реже эгирин-авгиту. Вблизи контакта с известняками и доломитами кровли пироксен приближается к диопсиду, а вблизи контакта с эффузивами — к диопсид-геденбергиту. Моноклинный пироксен часто уралитизирован, реже замещается актинолитом, карбонатом, эпидотом и рудными минералами. По ромбическому пироксену развит серпентин, карбонат и магнетит.

Амфибол присутствует в виде обыкновенной и уралитовой роговой обманки. Последняя метасоматически замещает моноклинный пирок-

сен. Отмечается также актинолитовая разность, развивающаяся совместно со вторичным биотитом по плагиоклазу и пироксену.

Биотит, как и амфибол, проявляется в двух генерациях. Первая генерация представлена первичным биотитом, а вторая — развита по калинатровым полевым шпатам. Внутри крупных чешуек биотита заметны пойкилитические включения плагиоклаза и моноклинного пироксена, что указывает на более позднее образование биотита. При вторичных превращениях он переходит в хлорит, реже в эпидот и карбонат с выделением магнетита и лейкоксена.

Из аксессуарных минералов наиболее хорошо развиты рудные (до 5%) и апатит, концентрирующиеся в основном вокруг темноцветных минералов, особенно биотита. Присутствие ильменита устанавливается по красновато-коричневой окраске по краям зерен.

Структура описанных монцитов гипидиоморфнозернистая, монцитовая или призматически-зернистая.

Среднезернистые сиениты занимают примерно 5—10% площади интрузива, образуя среди монцитов небольшие тела размером до  $300 \times 150$  м и более в пределах узкого водораздела между реками Алмалык и Накпай, где предполагается размещение корневой части Алмалыкского лакколита. К этому же участку приурочены ксенолиты описанных выше габбровых пород.

По данным А. В. Королева (1933), сиениты обладают красновато-розовой окраской, массивным равномернозернистым и реже порфириновидным строением. Структура сиенитов гипидиоморфнозернистая, иногда панидиоморфнозернистая. В минеральном составе пород преобладают калинатровые полевые шпаты и биотит, в меньшем количестве присутствуют олигоклаз (№ 22—32), роговая обманка и пироксен.

Среди калинатровых полевых шпатов, как в монцонитах, отмечаются анортоклаз, микроклин и реже ортоклаз. Кварц с микроклином образуют микропегматитовые срастания.

В минеральном составе более меланократовых сиенитов кроме перечисленных минералов имеется также гиперстен. Цветных минералов в гиперстеновых сиенитах до 30—35% объема породы. Характерна альбитизация.

Ж. Н. Кузнецовым в монцонитах Алмалыкского интрузива выделено несколько мелких тел, сложенных кварцевыми сиенитами и граносиенитами, в которых содержание пороодообразующего кварца достигает 22,9%.

Жильномагматическая фация в Алмалыкском массиве представлена главным образом аллитами. Пространственно они приурочены к контактовым частям монцитов с вмещающими корбонатными отложениями среднего палеозоя. Морфологически это непротяженные дайки, пологие залежи и небольшие штокообразные тела.

В пределах Акчинского и Акча-Шавасского массивов широко развиты габбро-диориты и сиениты. Габбро-диориты имеют активный контакт с мелкозернистыми биотит-роговообманковыми габбро и в свою очередь интродуцированы монцитовидными гранитоидами. Площадь развития габбро-диоритов и сиенитов в Акча-Шавасском массиве около  $10 \text{ км}^2$ , а в Акчинском —  $16 \text{ км}^2$ .

В указанных интрузивах А. А. Кустарниковой, Ю. Г. Корчевской, Ю. К. Ляшенко и Н. П. Катышевым выделены кварцсодержащие габбро-диориты и известково-щелочные и щелочные сиениты.

По внешнему виду габбро-диориты представляют собой крупно- и среднезернистые равномернозернистые серые породы с массивной текстурой. Иногда за счет неравномерного распределения темноцветных минералов они имеют пятнистый облик. Структура гипидиоморф-

нозернистая и паналлотриоморфнозернистая. Минеральный состав габбро-диоритов (табл. 20) следующий: плагиоклаз (лабрадор, средний андезин), обыкновенная роговая обманка, биотит, кварц, калинатровый полевой шпат, Акцессорные минералы — апатит, сфен, магнетит, титаномагнетит. Вторичные минералы — серицит, хлорит, эпидот, карбонат. По составу темноцветных минералов среди габбро-диоритов различаются амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотитовые разновидности.

Плагиоклаз представлен идиоморфными таблитчатыми кристаллами размером от 1 до 4 мм. Иногда он имеет зональное строение: ядро отвечает лабрадору, а внешняя зона — среднему андезину. Незональные плагиоклазы выражены лабрадором. Серицитизации подвергнуты преимущественно центральные части минерала.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, которая образует неправильные таблички, иногда замещенные биотитом и карбонатом.

Кварц совместно с калинатровым полевым шпатом встречается в интерстициях между породообразующими минералами в виде мелких ксеноморфных зерен. Изредка он образует мирмекитовые вроски в плагиоклазе.

Сиениты, по данным А. А. Кустарниковой, представляют собой розовые и красноватые мелкозернистые (от 0,5 до 1—2 мм) породы, состоящие из калинатрового полевого шпата, плагиоклаза, пироксена, амфибола, биотита и кварца. Структура гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз представлен сосюритизированным основным андезитом (№ 48), а моноклинный пироксен — авгитом. Последний иногда образует полисинтетические двойники по обыкновенному закону; часто хлоритизирован и серпентинизирован. Биотит встречается в виде сильно корродированных чешуек.

Ю. Г. Корчевской в Акча-Шавасском массиве отмечается несколько дайкообразных тел щелочных сиенитов. Это мелкозернистые, реже среднезернистые буровато-красные и серовато-красные равномернозернистые массивные породы, сложенные калинатровым полевым шпатом, моноклинным пироксеном, плагиоклазом, шахматным альбитом и биотитом. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон и магнетит. Вторичные минералы — серицит и пренит. Последний образует многочисленные прожилки. Структура породы сиенитовая.

Калинатровый полевой шпат представлен неправильными зернами с отчетливым пертитовым строением и преобладанием вростков альбита по краям кристаллов. Альбит часто не обладает двойниковым строением. Полисинтетические двойники заметны лишь в наиболее крупных вростках. Плагиоклаз образует интенсивно серицитизированные призматические кристаллы между зернами калиевого полевого шпата. Эгириин-авгит встречается довольно часто в виде относительно идиоморфных зерен, изредка срастающихся со светлоокрашенным биотитом.

### *Сиенито-диоритовая формация*

На территории характеризуемого региона сиенито-диориты слагают небольшие (от 1—10 до 47 км<sup>2</sup>) интрузивные массивы и мелкие блок-ксенолиты. К их числу относятся: а) полоса мелких тел (0,5—1,5×9 км), вытянутых цепочкой в северо-восточном направлении вдоль Северо-Ферганского глубинного разлома (междуречье Кенколсая, Ирыкульсая и р. Гава); б) Ташкескенский и Верхнечалмансайский массивы и Акшамский и Акшам-Турасайский крупные блок-ксенолиты, развитые вдоль Актау-Кызылторской зоны разлома в осевой части

Чаткальского хребта; в) Сасыварский и Сансалакский блок-ксенолиты, вскрывающиеся вдоль шва Кенкольского регионального разлома в Курминском хребте; г) Келимчекский и Верхнеджиладинский массивы вдоль Кумбель-Угамской зоны разломов.

Наиболее крупный (47 км<sup>2</sup>) из них Келимчекский интрузив расположен в осевой части Чаткальского хребта в месте сочленения Кумбель-Угамской и Актау-Кызылторской разломных зон (см. рис. 7). Массив вытягивается в северо-западном направлении; значительная часть его размещается в вулканитах уя-минбулакской свиты между швами Кумбельского и Кенкольского разломов северо-западного простирания. С северо-востока Келимчекский интрузив прорывается породами кварц-монзонит-гранодиоритовой формации. Как указывает Н. П. Васильковский (1952), А. П. Агафонов и др., интрузив имеет сложное строение. В составе его отмечены габбро, габбро-диориты, диориты, сиенито-диориты и кварцевые диориты, связанные между собой постепенными переходами.

Относительное возрастное положение сиенито-диоритовой формации определяется довольно четко. Ее породы имеют активные контакты с блок-ксенолитами нижнепалеозойских сланцев (Верхнеджиладинский массив), визейскими известняками (Верхнечалмансайский массив), вулканогенными образованиями уя-минбулакской свиты (Келимчекский, Ташкентский и Сансалакский массивы и группа мелких штоков, расположенных в пределах Северо-Ферганского разлома) и с породами ранней габбровой формации (среднее течение р. Гава).

Контактовый метаморфизм выражается в ороговиковании и мраморизации вмещающих пород. Как отмечает З. А. Юдалевич, в известняках образуются волластонитовые и гранат-пироксеновые роговики; вулканогенные образования превращены в кварц-полевошпатовые роговики со вторичным биотитом. Мощность контактово-метаморфического ореола изменяется от 4—8 до 30 м.

В приконтактных частях сиенито-диоритовых массивов с более молодыми гранитоидами наблюдается хорошо выраженная фельдшпатизация, о чем свидетельствует наличие многочисленных порфиробластов размером от 0,5—1 до 2—2,5 см калинатрового полевого шпата.

Петрографическое описание пород сиенито-диоритовой формации дается по материалам З. А. Юдалевича, Б. Г. Хайруллина, Л. Г. Луиной, Е. В. Панченко, Н. И. Соловьева и др.

Макроскопически сиенито-диориты представляют собой темно-серые среднезернистые (2—3,5 мм) породы с массивной текстурой. Как отмечает З. А. Юдалевич, в них наблюдается множество меланократовых ксенолитов, имеющих микро- и мелкозернистую структуру. Размер их от 0,5 до 20—30 см.

Под микроскопом установлен следующий минеральный состав сиенито-диоритов: плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, биотит, калинатровый полевой шпат, кварц. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, сфен, циркон. Вторичные минералы — серицит, хлорит, эпидот, актинолит. Минеральный состав пород приведен в табл. 21.

Плагиоклаз зональный: периферические зоны соответствуют олигоклазу № 26 и выше, промежуточные и центральные сложены андезитом (№ 47) и лабрадором (№ 57). Калинатровый полевой шпат по оптическим константам соответствует ортоклазу и нерешетчатому микроклину.

Пироксен присутствует не всегда; по оптическим константам он соответствует диопсиду. Замещается эпидотом, хлоритом и уралитом, которые иногда образуют полные псевдоморфозы по пироксену.

## Усредненный минеральный состав пород габбро-диорит-монцит-сиенитовой формации Бельтау-Кураминской зоны (в объемн. %)

| Породы               | Массив      | Количество подсчетов | Плагиоклаз | Калиягровый полевой шпат | Кварц | Пироксен | Роговая обманка | Биотит | Сумма темно-цветных минералов | Апситовые и рудные минералы | Автор                |
|----------------------|-------------|----------------------|------------|--------------------------|-------|----------|-----------------|--------|-------------------------------|-----------------------------|----------------------|
| Граносиениты         | Алмалыкский | 2                    | 18,4       | 57,4                     | 22,9  | —        | —               | 1,3    | 1,3                           | Не опр.                     | Ж. Н. Кузнецов и др. |
|                      |             | 3                    | 33,4       | 41,2                     | 16,1  | —        | 2,6             | 5,6    | 8,2                           | 1,9                         | А. В. Покровский     |
| Кварцевые сиениты    | .           | 3                    | 26,6       | 48,2                     | 10,2  | —        | 4,5             | 10,0   | 14,5                          | Не опр.                     |                      |
| Сиениты              | .           | 8                    | 30,8       | 48,7                     | 2,1   | 3,7      | 5,6             | 5,6    | 14,9                          | 3,5                         |                      |
|                      |             | 50                   | 19,5       | 70,3                     | 1,4   | Не опр.  | —               | 8,3    | 8,8                           | Не опр.                     | А. В. Королев        |
|                      | Акчинский   | 2                    | 16,45      | 61,65                    | 8,55  | 5,25     | 1,55            | 4,90   | 11,7                          | 1,65                        | А. А. Кустарникова   |
| Пироксеновые сиениты | Алмалыкский | 7                    | 31,3       | 35,4                     | 1,5   | 19,7     | 1,8             | 6,8    | 28,3                          | 3,5                         | А. В. Покровский     |

|                                   |                    |    |       |      |      |         |         |         |       |      |                    |
|-----------------------------------|--------------------|----|-------|------|------|---------|---------|---------|-------|------|--------------------|
| Щелочные сиениты                  | .                  | 1  | 9,0   | 82,7 | 5,3  | —       | 1,6     | —       | 1,6   | 1,4  |                    |
|                                   | Шавасский          | 1  | 3,9   | 75,6 | —    | 16,6    | —       | 0,9     | 17,5  | 3,0  | Ю. Г. Корчевская   |
| Монциты                           | Алмалыкский        | 10 | 35,5  | 34,6 | 3,1  | 7,1     | 6,3     | 9,6     | 23,0  | 3,8  | А. В. Покровский   |
|                                   |                    | 80 | 48,1  | 28,5 | 2,6  | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 20    | 0,8  | А. В. Королев      |
| Кварцсодержащие габбро-диориты    | Шавасский          | 1  | 58,7  | 0,5  | 3,6  | 1,8     | 24,2    | —       | 26,0  | 11,2 | Ю. Г. Корчевская   |
|                                   | Верхнебелеутинский | 1  | 62,8  | 0,4  | 2,4  | —       | 30,0    | —       | 30,0  | 4,4  |                    |
|                                   | Акчинский          | 1  | 57,7  | 0,4  | —    | —       | 36,9    | —       | 36,9  | 5,0  |                    |
| Амфиболовый габбро-диорит         | .                  | 3  | 62,1  | 0,1  | —    | —       | 35,2    | —       | 35,2  | 2,6  | А. А. Кустарникова |
| Амфибол-биотитовые габбро-диориты | .                  | 3  | 53,55 | 0,25 | 3,15 | —       | 27,74   | 9,14    | 36,88 | 6,17 |                    |
| Габбро-диориты                    | Алмалыкский        | 2  | 58,5  | 3,6  | 3,0  | 23,7    | 4,3     | 2,8     | 30,8  | 4,1  | А. В. Покровский   |
| Габбро                            | .                  | 2  | 69,1  | 2,2  | 0,3  | 15,5    | 3,4     | 3,3     | 22,3  | 6,2  |                    |

Средний количественный минеральный состав сиенито-диоритовой формации Бельтау-Кураминской зоны

| Массив                      | Количество подсчетов | Содержание минералов (в объемн. %) |                       |       |        |                 |          |                               | Автор   |
|-----------------------------|----------------------|------------------------------------|-----------------------|-------|--------|-----------------|----------|-------------------------------|---|
|                             |                      | Плагиоклаз                         | Калиевый полевой шпат | Кварц | Биотит | Роговая обманка | Пироксен | Акцессорные и рудные минералы |   |
| Ташкескенский               | 6                    | 50,70                              | 17,90                 | 6,3   | 12,0   | 2,5             | 5,8      | 4,8                           | З. А. Юдалевич                                    |
| Верхнечалмансайский         | 4                    | 62,7                               | 4,9                   | 5,2   | 6,7    | 17,8            | —        | 2,7                           |   |
| Акшамский ксенолит          | 11                   | 42,1                               | 21,6                  | 4,3   | 15,0   | 2,8             | 10,8     | 3,4                           |   |
| Акшам-Тура-сайский ксенолит | 5                    | 45,80                              | 15,10                 | 2,3   | 19,1   | 3,5             | 9,9      | 4,3                           |   |
| Сансалакский                | 20                   | 52,94                              | 14,23                 | 6,43  | 5,80   | 18,28           | —        | 2,05                          | Б. Х. Хайруллин                                   |
| Ирыкульсайский              | 9                    | 62,12                              | 8,74                  | 6,43  | 8,26   | 12,21           | —        | 1,88                          | Е. В. Панченко                                    |
| Сарвакский                  | 11                   | 52,74                              | 16,33                 | 7,11  | 7,54   | 14,20           | —        | 2,08                          | Л. Г. Лунина<br>Ю. А. Иванов.<br>А. В. Перетрутов |
|                             | 2                    | 57,30                              | 16,75                 | 4,40  | 7,95   | 8,55            | 2,55     | 2,5                           |   |
| Калимчекский                | 5                    | 43,0                               | 11,6                  | 8,0   | —      | —               | 26,4     | —                             | А. П. Агафонов и др.                              |

Роговая обманка чаще является вторичной и развивается за счет автометаморфического изменения пироксена, образуя уралитовые псевдоморфозы. Реже она образует самостоятельные ксеноморфные призматические и реже неправильные зерна размером до  $2,7 \times 1,2$  мм. Встречаются отчетливо волокнистые разности. По роговой обманке развиваются эпидот, биотит, магнетит и сфен.

Биотит представлен идиоморфными линейно вытянутыми пластинками и гексагональными зернами (до  $0,8 \times 0,6$  мм) с эпидотом, хлоритом и рудным минералом.

Кварц выделяется в виде аллотриоморфных и ксеноморфных зерен величиной до  $0,1 \times 0,6$  мм. Он наблюдается в двух генерациях.

Кварц первой генерации выполняет интерстиции между зернами плагиоклаза и роговой обманки. Кварц второй генерации находится иногда в эвтектическом отношении с микроклином, с которым образует участки микропегматитовой структуры.

Структура описываемых пород чаще всего призматически-зернистая и монцонитовая.

Ряд исследователей кураминской части Бельтау-Кураминской зоны, исходя из ассимиляционной гипотезы, обычно рассматривают сиенито-диориты как часть генетически связанной классической серии пород: кварцевые диориты — гранодиориты — адамеллиты — лейкократовые граниты. Однако против этого имеются серьезные возражения. Они сводятся к следующему:

1) объем пород крайних членов серии составляет менее 5% объема кварц-монцонит-гранодиорит-адамеллитовых интрузий, слагающих крупные батолиты района;

2) сиенито-диоритовые интрузии выполняют исключительно межблоковые зоны, а гранодиорит-адамеллитовые размещаются в пределах стабильных блоковых структур;



Таблица 22

Усредненные содержания аксессуарных минералов в породах габбровой и сиенито-диоритовой формаций в (г/т), по Б. Г. Хайруллину, Р. Г. Юсупову, Г. И. Чистой

| Минерал     | Габбровая формация                    |                                       |                                 | Сиенито-диоритовая формация               |
|-------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------|---|
|             | Крупнозернистые лейкогаббро (4 пробы) | Среднезернистые лейкогаббро (3 пробы) | Мелкозернистые габбро (4 пробы) | Среднезернистые сиенито-диориты (1 проба) |
| Магнетит    | 39131,5                               | 58376,6                               | 38835,8                         | 10350                                     |
| Апатит      | 2683—17291                            | 1772,4—7182,6                         | 927,4—1488,6                    | 704,5                                     |
|             | 7126                                  | 4973                                  | 1186,5                          |   |
| Ильменит    | 764—14398                             | 643,9—6067,9                          | 20,6—9769                       | 140,9                                     |
|             | 4981                                  | 2237                                  | 2913                            |   |
| Циркон      | —                                     | —                                     | —                               | 124,5                                     |
| Турмалин    | —(11,0)                               | —                                     | —                               | +   |
| Корунд      | +                                     | —(0,001)                              | —                               | +   |
| Сфен        | —                                     | —                                     | —                               | +   |
| Пирит       | 538,4—4315,7                          | 748,1—3408,9                          | 59—1296,4                       | 0,3                                       |
|             | 2112,4                                | 1385,6                                | 575,1                           |   |
| Галенит     | +(42,3)                               | 0,004—9,2                             | —(0,029)                        | 2,3                                       |
|             |                                       | 3,06                                  |                                 |   |
| Флюорит     | 2,4—90,9                              | +(0,6)                                | —(2,5)                          | 6,6                                       |
|             | 39,5                                  |                                       |                                 |   |
| Касситерит  | —                                     | —                                     | —                               | 3,7                                       |
| Барит       | 11,6—129,2                            | 31,8—374,0                            | —(11,5)                         | +   |
|             | 35,2                                  | 155,6                                 |                                 |   |
| Сфалерит    | —(0,2)                                | 0,1—1,7                               | —(0,04)                         | 0,0042                                    |
|             |                                       | 6,6                                   |                                 |   |
| Халькопирит | —                                     | +(0,026)                              | —(41,1)                         | —   |
| Киноварь    | —                                     | —(0,001)                              | —(1,2)                          | —   |
| Арсенопирит | —                                     | —                                     | —(0,3)                          | —   |
| Молибденит  | —                                     | —                                     | —                               | 0,6                                       |

Продолжение табл. 22

| Минерал             | Габбровая формация                    |                                       |                                 | Сиенито-диоритовая формация               |
|---------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------|---|
|                     | Крупнозернистые лейкогаббро (4 пробы) | Среднезернистые лейкогаббро (3 пробы) | Мелкозернистые габбро (4 пробы) | Среднезернистые сиенито-диориты (1 проба) |
| Олово металлическое | —                                     | —                                     | —                               | 0,005                                     |
| Пирит окисленный    | —(27,5)                               | +                                     | 308,4—404,3<br>178,1            | 0,3                                       |
| Малахит             | —(0,2)                                | —(0,038)                              | +                               | —   |
| Ковеллин            | —                                     | —(0,001)                              | —                               | —   |
| Церуссит            | —                                     | —(0,001)                              | —                               | 0,3                                       |

Примечание. Цифры в числителе — пределы колебаний содержания минерала, в знаменателе — среднее содержание минерала из нескольких подсчетов. Знак плюс — минерал присутствует в единичных знаках, знак минус — минерал обычно отсутствует. Цифры в скобки — минерал присутствует лишь в единичных пробах.

3) между сиенито-диоритовой и монцониоидной гранодиорит-адамеллитовой формациями имеются существенные различия в вещественном составе. Особенно отчетливо на отсутствие генетической связи между ними указывает видовой и количественный состав акцессорных минералов, а также их различная геохимическая и металлогеническая специализация.

Описанные три формации соответствуют раннепалеозойской габбро-сиенитовой формации Алтае-Саянской складчатой области, описанной В. Н. Довгалем (1968).

Резюмируя изложенное, следует отметить, что габбровые, габбро-сиенитовые и сиенито-диоритовые массивы рассмотренных трех формаций представляют собой, вероятно, бескорневые (аллохтонные) интрузивы малых глубин (1,5—2 км), перемещенные и потерявшие связь с фундаментом в результате позднейших тектоно-магматических процессов, связанных с внедрением гранитоидов.

Специальные систематические минералого-геохимические исследования изверженных пород Бельгау-Кураминской зоны начаты лишь с 1965 г. Эти исследования продолжают и поэтому приводимые результаты носят предварительный характер. Из описанных трех формаций акцессорные минералы пока изучены в породах габбровой и сиенито-диоритовой формаций. Содержание акцессорных минералов в габбровых породах Актепинского интрузива и в сиенито-диоритах Сансалакского массива приведено в табл. 22. По этим данным можно сделать следующие общие выводы:

1. Ведущим типом ассоциации акцессорных минералов является магнетит-фторопатит-ильменитовый.

2. Для пород характерен бедный минеральный состав. В каждой разновидности пород присутствуют от 12 до 15 акцессорных минералов.

3. Содержание апатита закономерно убывает от крупнозернистых лейкогаббро и мелкозернистым габбро.

4. По простому минеральному составу и по типу ассоциации аксессуарных минералов сиенито-диориты скорее близки к породам габбровой формации, чем к интрузиям батолитовых гранитоидов.

5. Повышенное содержание магнетита, ильменита, фторapatита, флюорита, халькопирита и киновари свидетельствует об аксессуарно-минеральной специализации габбровой формации на фтор, медь, ртуть, титан и железо. Отсутствие данных по закономерностям распределения в них указанных элементов пока еще не позволяет с достаточной полнотой рассмотреть вопрос об их геохимической и металлогенической специализации.

Наряду с этим Ю. Г. Корчевская относительно габброидов правобережья р. Ангрэн приходит к следующим выводам.

1. Повышенное содержание фторapatита (86—1032 г/т) и флюорита (3,3—40,3 г/т) свидетельствует о специализации габброидов района на фтор.

2. Повышенное содержание магнетита в виде рассеянной вкрапленности в роговообманковом габбро по Белеутысаю и в порфиroidных рудных габбро в пределах Акча-Шавасского массива, а также повышенное содержание меди (от 4,5 до 11,5 раз выше кларкового) в габбро-диоритах, роговообманковых габбро и габбро-диоритах дают возможность выделить генетическую ассоциацию высокотемпературного медно-железородного оруденения.

3. Данные физико-механических испытаний габброидов правобережья р. Ангрэн и весьма совершенные декоративные свойства этих пород позволяют рассматривать их в качестве ценного облицовочного камня и материала для каменного литья.

### *Группа батолитовых интрузивных формаций*

Как уже отмечалось, в орогенный этап герцинского цикла произошло образование крупных гетерогенных батолитовых гранитоидных тел, разместившихся в ядерных частях антиклинальных складок. Большинство исследователей региона относят их к соскладчатым образованиям. Однако имеется и другая точка зрения. Б. Г. Хайруллин относит батолитовые интрузии к посторогенному этапу. Придавая большую роль в истории развития региона складчато-глыбовым структурам, он выделяет крупные блоки и промежуточные (межблоковые) структуры. Описанные выше породы габбровой, габбро-диорит-монцонит-сиенитовой и сиенито-диоритовой формаций, по мнению Б. Г. Хайруллина, размещаются в зонах глубинных разломов (межблоковых подвижных зонах) и завершают собой главную герцинскую складчатость. Дальнейшая история интрузивного магматизма после консолидации межблоковых зон связывается со стабильными блоковыми структурами. Именно в этих блоках, по Б. Г. Хайруллину, были сформированы батолитоподобные плутоны.

Наиболее крупные тела на узбекской территории региона представлены Гава-Ангрэнским (1000 км<sup>2</sup>), Акча-Шавасским (20 км<sup>2</sup>), Акчинским (40 км<sup>2</sup>), Башкызылсайским (60 км<sup>2</sup>), Карабашским (50 км<sup>2</sup>) и Сюренъатинским массивами (см. рис. 7); частично входят Акташский и Кураминский массивы. Кроме того, известны более мелкие интрузивные тела, вероятно, соединяющиеся под покровом более молодых вулканогенных пород с перечисленными массивами.

По морфологическому строению гранитоиды образуют полусогласные гетерогенные (по Е. К. Устиеву, 1949 г.) плоские батолиты, залегающие на протерозойском кристаллическом фундаменте (Уломов, 1966). Судя по наличию блок-ксенолитов силурийских сланцев, мрам-

моризованных известняков среднего палеозоя и вулканогенных образований уя-минбулакской свиты в гранитоидах батолитов, их становление происходило на глубинах 1,5—3,5 км, что позволяет рассматривать их как интрузии малых глубин.

Н. П. Васильковский (1952) считал, что батолиты восточной части Бельтау-Кураминской зоны сложены главным образом гранодиоритами карамазарского типа. Среднекарбоновой возраст их принимался на том основании, что они прорывают вулканогенные образования уя-минбулакской свиты, а сами перекрываются базальными конгломератами среднекарбоновой акчинской свиты. Кроме того, согласно Н. П. Васильковскому, резко порфириовидные адамеллиты второй фазы батолитовых интрузий (кызылсайский тип) прорывают весь средневерхнекарбоновый акташский вулканогенный комплекс и имеют верхнекарбоновый возраст. Этому мнению до сих пор придерживаются многие геологи, работающие в Чаткало-Кураминском регионе.

Исследования авторов показали, что батолиты имеют сложное геологическое строение. Так, в пределах Гава-Ангренского батолита Б. Г. Хайруллин и другими выделены и описаны следующие типы гранодиоритов (от более древних к молодым):

- I фаза (карамазарский тип)
- а) крупнозернистые (2—3,5 мм) монцонитоидные гранодиориты (кварцевые монцониты),
  - б) среднезернистые (1—2,5 мм) монцонитоидные гранодиориты (кварцевые монцониты),
  - в) мелкозернистые (0,3—1,5 мм) монцонитоидные гранодиориты (кварцевые монцониты),
  - г) гранит-аплиты и биотит-роговообманковые пегматиты;
- II фаза (кызылсайский тип)
- а) резко порфириовидные крупнозернистые (2—4,5, реже 7 мм) адамеллиты,
  - б) резко порфириовидные мелкозернистые (0,5—1 мм) адамеллиты,
  - в) гранит-аплиты и гранит-пегматиты;
- III фаза (кенкольский тип)
- а) слабо порфириовидные крупнозернистые (2—3,5 мм) кварцевые монцониты,
  - б) неравномерно крупнозернистые (2,2—4,5 мм) кварцевые монцониты,
  - в) слабо порфириовидные мелкозернистые (0,5—1 мм) кварцевые монцониты,
  - г) гранит-аплиты и гранит-пегматиты;
- IV фаза
- а) крупнозернистые (4—6 мм) лейкократовые кварцевые сиениты,
  - б) мелкозернистые (0,5—2 мм) лейкократовые граносиениты,
  - в) гранит-аплиты, пегматиты.

Между перечисленными типами пород установлены четкие интрузивные контакты. Аналоги пород отмечаются и в других массивах. Анализ имеющихся материалов показал, что все четыре группы гранитоидов относятся к доакчинским доверхнебашкирским образованиям, хотя ряд данных по абсолютному возрасту указывает на конец среднего карбона или на границу среднего — верхнего карбона.

По В. С. Коптеву-Дворникову, начальные интрузии каждой фазы отвечают главной интрузивной фации, следующие — фациям дополнительных интрузий. Завершается процесс внедрением даек I этапа (гранит-аплиты, пегматиты).

Следует отметить, что в отличие от Б. Г. Хайруллина, Ф. Ш. Раджабова и др., некоторые исследователи (Б. О. Андерсон, И. П. Кушнарев, В. А. Арапов, Ж. Н. Кузнецов и др.) с комплексом батолитовых интрузий связывают большую группу даек гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, диоритовых, сиенито-диоритовых порфиров, лампрофиров, которая, подобно аналогичным образованиям Каратау-Нарынской зоны, может быть отнесена к дайкам II этапа. Однако в данной работе все эти дайки в основном отнесены к пермским образованиям, что является следствием недостаточной их изученности.

Интрузии каждой из перечисленных выше фаз объединяются в интрузивный комплекс или соответствующую ему конкретную петрографическую формацию.

### *Кварцево-монцонит-гранодиоритовая формация*

Породы этой формации участвуют в строении гетерогенных батолитов. Они повсеместно прорывают вулканы уя-минбулакской свиты и породы сиенито-диоритовой формации, а сами по рекам Кызата, Саукбулак (Кураминский батолит), в бассейне Акбулака (Чаткальский хребет), в самом верхнем течении бассейна Ангрена прорваны резко порфиroidными адамеллитами кызылсайского типа. В устье Наузак-сая (правая составляющая Пангазсая) на южном склоне Кураминского хребта гранодиориты перекрываются акчинской свитой.

Породы формации представлены равномернозернистыми серыми, розовато-серыми, крупно-, средне- и мелкозернистыми гранодиоритами и кварцевыми монцонитами с массивной текстурой. Спорадически в них встречаются идиоморфные фенокристаллы калинатрового полевого шпата. Минеральный состав пород сходен (табл. 23). Отмечается постепенное уменьшение размеров зерен породообразующих минералов от более древних пород к более молодым.

Под микроскопом во всех типах пород установлены зональный плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, кварц, биотит, обыкновенная роговая обманка, реликты моноклинного пироксена, акцессорные апатит, циркон, сфен, ортит, флюорит и магнетит, вторичные хлорит, серицит, минералы группы эпидота, реже актинолит и лейкоксен.

Структура гранодиоритов гипидиоморфнозернистая, монцонитовая и иногда призматически-зернистая.

### *Адамеллитовая формация*

Гранодиориты адамеллитовой формации участвуют в строении почти всех батолитов Бельтау-Кураминской зоны. Они по сравнению с гранитоидами I и III фаз батолитовых интрузий имеют резко подчиненное распространение.

Внутри интрузивных массивов (Кандаганский, Иерташский и Науаларский) описываемого комплекса выделяются резко порфиroidные крупно- и мелкозернистые адамеллиты, связанные между собой интрузивными взаимоотношениями и характеризующиеся одним и тем же минеральным составом. Резко порфиroidные адамеллиты отчетливо прорывают вулканогенные образования уя-минбулакской свиты и равномернозернистые кварцевые монцониты, а сами в бассейне Кенколса и Иерташская секутся слабо порфиroidными адамеллитами.

По внешнему виду резко порфиroidные адамеллиты легко отличаются от всех интрузивных образований района наличием коричневатых, сиреневато-розовых, бледно-розовых и редко белесых гигантокристаллов калинатрового полевого шпата с неровными краями. Размеры

Таблица 23

**Усредненный минеральный состав (в объемн. %) основных типов гранитоидов батолитовых интрузий (по Б. Г. Хайруллину)**

| Формация                        | Порода  | Количество подсчетов | Плагиоклаз | Калиевый полевой шпат | Кварц | Биотит | Роговая обманка с реликтами авгита | Акцессорные и рудные минералы |
|---------------------------------|---|----------------------|------------|-----------------------|-------|--------|------------------------------------|-------------------------------|
| Кварцево-монцитовая             | Слабо порфиroidные мелкозернистые кварцевые монциты . . . . .     | 103                  | 32,81      | 35,49                 | 21,05 | 5,99   | 3,49                               | 1,17                          |
|                                 | Неравномернозернистые крупнозернистые кварцевые монциты . . . . . | 68                   | 37,40      | 34,23                 | 17,15 | 6,79   | 3,47                               | 0,96                          |
|                                 | Слабо порфиroidные крупнозернистые кварцевые монциты . . . . .    | 155                  | 33,71      | 35,74                 | 19,37 | 8,10   | 2,20                               | 0,88                          |
| Адамеллитовая                   | Резко порфиroidные мелкозернистые адамеллиты . . .                | 12                   | 37,68      | 32,04                 | 20,03 | 7,41   | 1,82                               | 1,02                          |
|                                 | Резко порфиroidные крупнозернистые адамеллиты . . .               | 21                   | 36,24      | 34,28                 | 18,84 | 5,66   | 3,52                               | 1,46                          |
| Кварцево-монцит-гранодиоритовая | Мелкозернистые гранодиориты (кварцевые монциты) .                 | 36                   | 42,64      | 24,30                 | 16,77 | 8,58   | 7,53                               | 1,18                          |
|                                 | Среднезернистые гранодиориты (кварцевые монциты) .                | 209                  | 43,39      | 25,63                 | 16,11 | 8,52   | 5,12                               | 1,23                          |
|                                 | Крупнозернистые гранодиориты (кварцевые монциты) .                | 95                   | 43,46      | 25,50                 | 14,60 | 8,90   | 6,04                               | 1,50                          |

их изменяются от  $1 \times 1,5$  до  $2,7 \times 5$  см, количество от 15—20 до 35—40% объема породы. По этому хорошо выдержанному признаку они коррелируются по всему Чаткало-Кураминскому району. Другой не менее важной их особенностью является наличие крупных и удлиненных призматических кристаллов обыкновенной роговой обманки длиной до 8—10 мм. Размеры и количество кварца от массива к массиву подвержено значительным колебаниям в зависимости от эрозионного среза.

Дополнительные интрузии мелкозернистых адамеллитов от главной интрузивной фации отличаются тем, что в них несколько уменьшаются размеры и количество гигантокристаллов калинатрового полевого шпата, которые заключены в мелкозернистой основной массе. Данные о постепенном уменьшении размеров и исчезновении гигантокристаллов калинатрового полевого шпата в зоне эндоконтакта адамеллитов, а также наличие дополнительных интрузий с такими же кристаллами свидетельствуют о позднемагматическом происхождении порфириновых выделений калинатрового полевого шпата.

Под микроскопом резко порфиroidные крупно- и мелкозернистые адамеллиты имеют гипидиоморфнозернистую и местами микропегматитовую структуру. Главными породообразующими минералами их являются зональный плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, кварц, биотит, обыкновенная роговая обманка (см. табл. 23). Акцес-

сорные минералы представлены апатитом, ортитом, сфеном, магнетитом и крайне редко цирконом. Из вторичных обычны минералы группы эпидота, хлорита, серицита и соссюрита.

### *Кварцево-монцонитовая формация*

Гранитоиды этой формации в 1958 г. впервые были выделены и описаны на Ангренском плато Ф. Ш. Раджабовым, Х. Б. Фаттаховым, М. П. Аделунг и другими под названием гранитов кенкольского типа. Этими же авторами был доказан их более молодой возраст по отношению к резко порфиroidным адамеллитам II фазы батолитов (кызылсайский тип, по Васильковскому, 1952). В 1961 г. Х. Б. Фаттаховым, М. А. Ахмедовым и Ф. Ш. Раджабовым эти данные были подтверждены в бассейне Иерташася (южный склон Чаткальского хребта).

Объем образований формации в пределах Гава-Ангренского батолита был значительно расширен и они выделены под названием гранитоидов псевдокызылсайского типа (Л. Г. Лунина и др.), кызылсайского типа (Д. П. Ляшкевич, Е. В. Панченко и др.), кенкольского типа (Б. Г. Хайруллин, Г. А. Абдурахманов, Г. И. Кожевников) и куюндинского типа (З. П. Артемова, И. М. Богомольный) в процессе крупномасштабного геологического картирования и тематических исследований.

Более детальное возрастное и петрографическое расчленение, а также изучение вещественного состава описываемых пород выполнено Б. Г. Хайруллиным, Г. А. Абдурахмановым и Г. И. Кожевниковым, которые доказали их кварцево-монцонитовый состав.

Гранитоиды формации отчетливо прорываются почти всеми более молодыми изверженными породами района. По данным В. Н. Байкова, В. В. Михайлова, эти породы в районе Канджола и в бассейне Ходжаульгансая (левая составляющая верхнего течения Карамазарсая) перерываются базальными конгломератами акчинской свиты.

Гранитоиды формации представлены тремя разновидностями кварцевых монцонитов: слабо порфиroidной крупнозернистой, неравномернокрупнозернистой, порфиroidной мелкозернистой.

По внешнему виду слабо порфиroidные кварцевые монцониты главной интрузивной фации — это выдержанные по составу и структуре серые и розовато-серые крупнозернистые породы, состоящие из более или менее ясно выраженных вкрапленников бледно-розового калинатрового полевого шпата (размером от  $0,5 \times 1,0$  до  $0,8 \times 1,5$  см) и крупнозернистой бледно-розовато-серой основной массы. Порфиroidные выделения калинатрового полевого шпата обычно представлены короткопризматическими, изометричными и эллипсоидальными кристаллами с зазубренными краями. Они имеют более темную окраску по сравнению с калиевым полевым шпатом основной массы.

Под микроскопом структура пород гипидиоморфнозернистая в комбинации с монцонитовой. Главные породообразующие минералы (см. табл. 23) — зональный плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, кварц, биотит, роговая обманка и реликты моноклинного пироксена, заключенного в обыкновенную роговую обманку. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом, флюоритом и магнетитом.

Из рассмотренных батолитовых гранитоидов наиболее широко распространены породы кварцево-монцонит-гранодиоритовой и кварцево-монцонитовой формаций, слагающие до 70% площади многих батолитов. На современном эрозионном срезе породы главной интрузивной фации кварцево-монцонитовой формации представляют собой крупные

(до 100 км<sup>2</sup>) неправильные тела, которые часто разобщены и частично уничтожены в результате вторжения более поздних магматических масс и нередко залегают в виде крупных блок-ксенолитов в породах дополнительных интрузий. Объем первых дополнительных интрузий значительно меньше главной интрузивной фации. В плане они образуют штокообразные тела величиной от 1—2 до 15—20 км<sup>2</sup>. Вторые дополнительные интрузивы представлены главным образом мелкими (от 0,2—0,5 до 3—7 км<sup>2</sup>) штоками и различными телами неправильной формы.

Контактово-метаморфические процессы около батолитовых интрузий выражены слабо. Вмещающими породами их чаще являются вулканогенные образования уя-минбулакской свиты, которые в узком (до 30—75 м) ореоле вокруг интрузивных тел сопровождаются кварц-полевошпатовыми роговиками, что свидетельствует о малых глубинах остывания интрузий. Вмещающие карбонатные отложения среднего палеозоя слабо мраморизованы. При этом ассимиляции вмещающих образований не наблюдается. Ширина эндоконтактных зон обычно измеряется первыми сантиметрами и редко достигает 1,5—3 м. Как правило, состав породы в них становится более кислым, размеры зерен уменьшаются до 0,5—0,3 мм и образуются микрогранитовые, слабо порфиroidные, аплитовидные и пегматитовидные структуры. Фация эндоконтактов присуща лишь мелкозернистым кварцевым монцититам кенкольского типа.

Для пород батолитовых интрузивных формаций общими являются следующие особенности:

1) повышенная щелочность для всей серии пород, которая наглядно иллюстрируется как количественным минеральным, так и петрохимическим составом пород;

2) преобладание биотита над роговой обманкой;

3) реликты моноклинного пироксена (авгита), заключенного в роговой обманке, присутствуют во всех породах. Отчетливо наблюдается постоянство констант темноцветных минералов во всех породах трех формаций;

4) повышенная основность плагиоклазов (от № 33—35 до № 40—50) во всех гранитоидах. Зональные плагиоклазы имеют очень узкие зоны и расплывчатые границы, что свидетельствует о спокойных магмо-тектонических условиях кристаллизации батолитов.

5) в калинатовых полевых шпатах очень слабо развиты пертитовые вроски, что указывает на низкий процент альбитовой молекулы в ортоклазах и микроклинах;

6) жильномагматические образования в каждой интрузивной фазе представлены только аплитами и пегматитами. Интенсивность проявления даек I этапа, количество меланократовых ксенолитов глубинных пород и ширина более кислых эндоконтактных зон интрузивных массивов находятся в прямой зависимости от содержания в материнских породах крупных порфиroidных кристаллов калинатового полевого шпата. Чем больше в породе гигантокристаллов калиевого полевого шпата, тем больше в массивах аплитовых жил, мощность эндоконтактной зоны и меланократовых ксенолитов, и наоборот;

7) отсутствуют признаки ассимиляции на месте становления гранитоидов, об этом свидетельствует одинаковый количественный минеральный состав пород всех импульсов любой фазы;

8) постепенное изменение петрографического состава пород в группе, по-видимому, связано с нарастающим поступлением щелочей и в меньшей мере кремнезема в последующие порции магматического расплава.



## Формация лейкократовых граносиенитов

Породы формации широко распространены. Их многочисленные мелкие штокообразные и реже дайкообразные тела простого и реже полигенного строения встречаются во всех частях батолитов района. Размеры интрузивных тел от 100—300 м<sup>2</sup> до 5—7 км<sup>2</sup>, редко до 15—18 км<sup>2</sup> (массивы Кызылчинский, Культушканский, Кандагансайский, см. рис. 7).

Среди пород выделяются более древние крупнозернистые (4—6 мм) лейкократовые кварцевые сиениты и более молодые мелкозернистые (0,5—2 мм) лейкократовые граносиениты, имеющие между собой четкие интрузивные взаимоотношения. Завершается формация дайками I этапа, представленными гранит-аплитами и пегматитами.

Кварцевые сиениты и граносиениты прорывают вулканогенные образования уя-минбулакской свиты и породы всех предыдущих фаз батолитовых интрузий, а сами в верховьях Акташская прорываются субвулканическими телами дацит-андезитовой формации среднего карбона (Б. Г. Хайруллин). Кроме того, по данным Л. Г. Луниной и др., гальки граносиенитов встречены в базальных конгломератах надакской свиты в бассейне р. Чадак.

По внешнему виду описываемые породы представляют собой розовые, красные полнокристаллические породы с массивной текстурой. Под микроскопом структура их гипидиоморфнозернистая, а в мелкозернистых граносиенитах часто наблюдается местами микропегматитовая структура. Минеральный состав пород приведен в табл. 24.

Таблица 24

## Усредненный минеральный состав (в объемн. %) пород формации лейкократовых граносиенитов

| Порода  | Количество подсчетов | Плагиоклаз | Кальцевый полевой шпат | Кварц | Биотит | Роговая обманка | Акцессорные и рудные минералы |
|---|----------------------|------------|------------------------|-------|--------|-----------------|-------------------------------|
| Мелкозернистые лейкократовые граносиениты . . . . .       | 50                   | 22,54      | 40,62                  | 34,44 | 1,35   | 0,57            | 0,48                          |
| Крупнозернистые лейкократовые кварцевые сиениты . . . . . | 10                   | 20,20      | 35,90                  | 34,30 | 8,00   | 0,90            | 0,70                          |

Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом и олигоклазом. Мелкозернистые граносиениты от крупнозернистых кварцевых сиенитов отличаются меньшим содержанием биотита, меньшей основностью плагиоклаза, наличием микропегматитовой структуры и меньшей крупностью зерен породообразующих минералов.

Следует отметить, что в составе среднекарбонных интрузивных пород района нормальные граниты отсутствуют, а описываемые граносиениты характеризуются резко повышенной щелочностью. По петрографическому и петрохимическому составу они больше соответствуют лейкократовым кварцевым сиенитам и граносиенитам, чем нормальным и лейкократовым гранитам.

Содержания акцессорных минералов в породах описанных формаций приведены в табл. 25. По этим данным можно сделать следующие общие выводы.

## Содержание аксессуарных минералов (в г/т) в интрузивных породах Г ав-

| Минерал        | Кварцево-монцит-гранодиоритовая<br>формация (I фаза)     |  |  | Адамеллитовая<br>(II фаза)  |
|----------------|--|--|--|---|
|                | Крупнозер-<br>нистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(5 проб) | Среднезер-<br>нистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(5 проб) | Мелкозер-<br>нистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(4 пробы) | Резко порфи-<br>ровидные<br>крупнозер-<br>нистые<br>адамеллиты<br>(4 пробы) |
| Магнетит       | <u>4 200—25 070</u><br>13 270                            | <u>3 565—17 331</u><br>8 990                             | <u>2645 7800</u><br>5530                                 | 12 300  |
| Титаномагнетит | —  | —  | 0,0—43,3   | —   |
| Апатит         | <u>533—2 343</u><br>1 410                                | <u>6,3—660</u><br>637                                    | <u>846—1462</u><br>884                                   | <u>36,1—217,8</u><br>42,7   |
| Циркон         | <u>415—859</u><br>578                                    | <u>515—582</u><br>548                                    | <u>301—507</u><br>408                                    | <u>48,6—73,8</u><br>69,1  |
| Циркон бурый   | —  | —  | —  | 0,0—28,3  |
| Сфен           | <u>274—337</u><br>306                                    | <u>177—193</u><br>185                                    | <u>502—4273</u><br>2482                                  | 171,9   |
| Ильменит       | <u>22,3—212,0</u><br>94,7                                | <u>33,5—188,5</u><br>111,0                               | <u>144,4—257,2</u><br>219                                | <u>0,0—2,5</u><br>0,8   |
| Ортит          | <u>11,7—2,33</u><br>16,1                                 | <u>40,2—151,8</u><br>96,0                                | <u>91,7—749,5</u><br>420                                 | <u>16,7—218,7</u><br>117,4  |
| Монацит        | —  | —  | —  | —   |
| Ферриторит     | <u>0,00—18,5</u><br>9,5                                  | 0,0—0,24   | —  | —   |
| Торит          | <u>1,1—6,4</u><br>3,1                                    | —  | —  | —   |
| Оранжит        | 0,0—32,8   | —  | <u>0,01—9,7</u><br>0,2                                   | —   |
| Ксенотим       | —  | —  | —  | —   |
| Флюорит        | <u>0,2—2,7</u><br>1,5                                    | <u>0,2—1,7</u><br>1,1                                    | <u>0,1—19,5</u><br>9,45                                  | <u>8,1—18,7</u><br>635  |
| Топаз          | —  | —  | —  | 0,0—14,9  |
| Анагаз         | 0,0—1,10   | —  | —  | —   |

Таблица 25

## Ангреного батолита (по Б. Г. Хайруллину, Р. Г. Юсупову, Г. И. Чистой)

| Формация за        | Кварцево-монцитовая формация (III фаза)  |  |  | Формация лейкократовых граносиенитов (IV фаза)                               |  |
|--------------------|--|--|--|--|--|
|                    | Слабо порфири-<br>видные крупно-<br>зернистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(3 пробы) | Неравномерно-<br>крупнозернистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(5 проб) | Слабо порфи-<br>ридные<br>мелкозерни-<br>стые кварце-<br>вые монциты<br>(5 проб) | Крупнозер-<br>нистые лейко-<br>кратовые<br>кварцевые<br>сиениты<br>(2 пробы) | Мелко-<br>зернистые<br>лейкограно-<br>сиениты<br>(3 пробы) |
| 6400               | 5815   | 6580   | 12 190   | 7032,8   | 1380—1840<br>1540  |
| —                  | —  | 0,0—16,0   | —  | —  | —  |
| 79,3—85,0<br>82,0  | 11,8—89,4<br>50,6  | 164—738<br>374   | 274—1 462<br>821   | 22,9   | 29,8—56,8<br>39,73   |
| 12,2—80,7<br>46,4  | 109,2—200,6<br>154,9   | 87—341<br>192  | 152—584<br>334   | 98,0   | 52,2—73,1<br>60,1  |
| —                  | —  | —  | 0,0—0,10   | —  | +  |
| 158,0—457,8<br>308 | 0,3—11,0<br>5,6  | 71,5—204,7<br>238,1  | 234—427,3<br>239,4   | 6,7  | 5,18—22,3<br>11,5  |
| —                  | 53,09  | 0,0—4,5  | 88,8—278,4<br>175,3  | 1,0  | +  |
| 31,4—129,4<br>80   | 0,0—45,4   | 18,5—66,0<br>56,9  | 58,3—749,5<br>240,7  | 16,9   | 2,12—22,9<br>9,84  |
| —                  | —  | —  | —  | 1,0  | —  |
| —                  | —  | —  | 0,0—3,3  | —  | —  |
| —                  | —  | —  | —  | —  | — (4,5)  |
| 0,0—0,10           | 0,00—4,0   | 0,2—1,8  | + (12,5)   | 0,05   | 19,4—33,5<br>26,4  |
| —                  | +  | —  | —  | 1,7  | —  |
| 0,1—9,3<br>5,0     | 3,9—5,5<br>4,7   | 0,2—0,9<br>6,0   | 3,7—22,5<br>10,2   | 1,7  | + (0,6)  |
| —                  | —  | —  | 0,0—81,5   | —  | 5,2—21,98<br>10,8  |
| 0,0—0,03           | 0,00—0,6   | + (0,4)  | —  | —  | —  |

| Минерал     | Кварцево-монцит-гранодиоритовая<br>формация (I фаза) |   |   | Адамеллитовая<br>(II фаза)  |
|-------------|--|---|---|---|
|             | Крупнозернистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(5 проб)  | Среднезернистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(5 проб) | Мелкозернистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(4 пробы) | Резко порфировидные<br>крупнозернистые<br>адамеллиты<br>(4 пробы) |
| Рутил       | —  | —   | 0,0—4,8   | —   |
| Брукит      | —  | —   | —   | 0,0—0,001   |
| Турмалин    | 0,0—0,36   | —   | $\frac{0,6-0,8}{0,8}$                               | —   |
| Гранат      | —  | —   | —   | + (9023,3)  |
| Касситерит  | —  | 0,0—0,13  | —   | 0,119 (558,1)   |
| Шеелит      | 0,00—0,1   | +   | —   | —   |
| Вольфрамит  | —  | —   | —   | —   |
| Корунд      | —  | +   | +   | —   |
| Шпинель     | —  | —   | 0,0—0,2   | —   |
| Пирит       | $\frac{3,7-20,7}{4,8}$                               | $\frac{2,0-2,8}{2,4}$                               | $\frac{1,1-19,2}{11,6}$                             | $\frac{5,5-113,9}{59,7}$  |
| Халькопирит | $\frac{0,1-3,8}{2,3}$                                | $\frac{0,14-1,6}{0,87}$                             | $\frac{0,8-6,9}{2,5}$                               | $\frac{0,9-3,6}{2,3}$   |
| Галенит     | 0,002—4,8  | $\frac{0,1-0,7}{0,4}$                               | 0,01—0,1  | $\frac{61,2-207,6}{122,0}$  |
| Сфалерит    | —  | —   | —   | $\frac{1,2-2,6}{1,9}$   |
| Молибденит  | $\frac{0,02-0,20}{0,08}$                             | $\frac{0,001-0,3}{0,1}$                             | $\frac{0,01-0,05}{0,03}$                            | 0,0—0,1   |
| Киноварь    | —  | —   | 0,00—0,0006   | —   |
| Барит       | 0,0—1,6  | $\frac{0,1-0,4}{0,2}$                               | $\frac{0,05-1,6}{0,7}$                              | $\frac{1,7-5,0}{3,1}$   |
| Золото      | До 0,769   | 0,07—0,4  | 0,004—0,2   | 0,001   |
| Витнеит     | —  | +   | —   | —   |

Продолжение табл. 25

| Формация<br>за)          | Кварцево-монцитная формация (III фаза)                                  |  |  | Формация лейкократовых<br>граносиенитов (IV фаза)                                  |  |
|--------------------------|---|--|--|--|--|
|                          | Резко порфи-<br>ровидные мелко-<br>зернистые<br>адамендиты<br>(3 пробы) | Слабо порфи-<br>ровидные круп-<br>нозернистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(3 пробы) | Неравномерно-<br>крупнозернистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(5 проб) | Слабо порфи-<br>ровидные<br>мелкозерни-<br>стые кварце-<br>вые монциты<br>(5 проб) | Крупнозер-<br>нистые лейко-<br>кратовые<br>кварцевые<br>сиениты<br>(2 пробы) |
| —                        | —   | —  | —  | —  | —  |
| —                        | —   | —  | —  | —  | —  |
| —                        | 0,0—0,3   | +  | 0,0—0,7  | —  | — (0,002)  |
| 0,0—0,06                 | —   | —  | —  | —  | $\frac{0,03—0,7}{0,27}$  |
| —                        | 0,002   | + (0,1)  | —  | —  | $\frac{0,6—1,6}{0,7}$  |
| —                        | 0,00—0,3  | —  | +  | 0,05   | — (0,2)  |
| —                        | —   | —  | —  | —  | — (0,003)  |
| —                        | $\frac{0,21—0,30}{0,25}$  | +  | —  | —  | — (0,001)  |
| —                        | —   | —  | —  | —  | —  |
| $\frac{23,9—90,1}{57,0}$ | $\frac{0,17—0,6}{0,4}$  | $\frac{0,2—2,9}{1,7}$  | $\frac{4,3—14,6}{9,9}$   | 26,6   | $\frac{0,9—2,77}{3,6}$   |
| $\frac{0,05—0,2}{0,10}$  | 0,0—1,10  | $\frac{0,1—0,6}{0,3}$  | + (2,8)  | —  | $\frac{0,4—3,1}{1,1}$  |
| $\frac{0,7—65,9}{60,0}$  | 0,71—44,70  | 6,0—4,5  | 0,1  | —  | $\frac{1,7—4,5}{20,7}$   |
| $\frac{2,4—8,4}{5,4}$    | 0,0—0,3   | 0,0—0,1  | —  | —  | 0,2  |
| 0,002—0,1                | 0,00—0,0001   | $\frac{0,003—0,2}{0,01}$   | $\frac{0,03—1,0}{0,62}$  | —  | $\frac{0,2—0,8}{0,33}$   |
| —                        | 0,0—0,17  | —  | —  | —  | — (0,001)  |
| —                        | $\frac{0,4—11,4}{4,7}$  | 0,0—0,2  | 0,0—1,6  | —  | $\frac{0,2—0,7}{0,4}$  |
| 0,0005—0,001             | 0,71  | 0,010  | 0,02—0,10  | —  | $\frac{0,002—0,41}{0,014}$   |
| —                        | —   | —  | —  | —  | —  |

| Минерал              | Кварцево-монцит-гранодиоритовая<br>формация (I фаза)     |  |  | Адамеллитовая<br>(II фаза)  |
|----------------------|--|--|--|---|
|                      | Крупнозер-<br>нистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(5 проб) | Среднезер-<br>нистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(5 проб) | Мелкозер-<br>нистые<br>кварцевые<br>монциты<br>(4 пробы) | Резко порфи-<br>ровидные<br>крупнозер-<br>нистые<br>адамеллиты<br>(4 пробы) |
| Свинец металлический | —  | —  | 0,0—1,5  | —   |
| Олово металлическое  | —  | +  | +  | 0,00—0,007<br>0,004   |
| Висмут металлический | —  | —  | —  | 0,0—0,09  |
| Железо металлическое | —  | —  | —  | +   |
| Лейкоксен            | —  | —  | —  | 0,0—0,05  |
| Малахит              | 0,00—0,52  | —  | +  | 0,0—0,13  |
| Гидроокислы железа   | 0,0—0,20   | +  | +  | 22,2—166,9<br>63,0  |
| Пирит окисленный     | —  | —  | —  | 0,3—3,1<br>1,7  |
| Гематит              | —  | —  | —  | —   |
| Мартит               | —  | —  | —  | 0,0—3,0   |
| Ярозит               | 0,0—0,04   | +  | +  | —   |
| Рабдофонит           | 0,00—0,03  | —  | +  | —   |
| Пироксенит           | +  | —  | —  | —   |
| Гидроокислы марганца | —  | —  | —  | +   |
| Базовисмутин         | —  | —  | —  | —   |
| Халькозин            | —  | —  | —  | 0,0—18,5  |
| Целестин             | —  | —  | —  | +   |
| Смитсонит            | —  | —  | —  | 0,0—0,10  |
| Церуссит             | —  | —  | —  | 4,4—5,0   |

Примечание. Числитель — пределы колебаний минерала, знаменатель — среднее содержание отсутствует. Цифры в скобках — минерал присутствует в единичных пробах.



1. Породы характеризуются весьма богатым видовым составом аксессуарных минералов. Выявлено до 53 минералов. В каждой разновидности пород присутствует от 20 до 30 аксессуарных минералов.

2. Такие минералы, как магнетит, апатит, циркон, сфен, ильменит, ортит, флюорит, пирит, халькопирит, галенит, молибденит, барит и золото являются сквозными и присутствуют во вполне ощутимых количествах.

3. По разнообразию аксессуарных минералов, а также по ряду геолого-петрографических и петрохимических особенностей ассоциация батолитовых интрузивных пород четко обособляется в самостоятельную группу.

4. В породах формаций батолитовых интрузий намечаются следующие типы ассоциаций аксессуарных минералов:

а) магнетит-apatит-циркон-сфен-ильменит-ортитовый в кварцево-монцит-гранодиоритовой формации;

б) магнетит-сфен-ортит-apatит-цирконовый в породах адамеллитовой формации;

в) магнетит-apatит-циркон-ортит-ильменитовый в кварцево-монцитовой формации;

г) магнетит-циркон-apatит-ортитовый в формации лейкократовых граносиенитов.

5. Количество магнетита и циркона в породах первых двух фаз от более древних к молодым постепенно уменьшается, а в породах третьей фазы — увеличивается. Содержание апатита, ильменита, ортита и флюорита закономерно возрастает от более древних к молодым в породах первой и третьей фаз и, наоборот, в породах второй фазы. Содержания остальных минералов не вскрывают закономерностей их распределения в гранитоидах батолитовых интрузий.

Как было показано Б. Г. Хайруллиними и другими, породы первых трех фаз батолитовых интрузий содержат от 0,0005—0,004 до 0,2—0,769 г/т высокопробного аксессуарного золота (перепечита). В валовом составе пород содержание золота в 80—100 раз выше кларковых значений. С увеличением валового содержания золота закономерно увеличивается золото в магнетитах, в биотитах и количество золотинок в составе аксессуарных минералов. Эти данные свидетельствуют о специализации батолитовых интрузий на золото. Реальность существования такой специализации и генетической связи некоторых золоторудных месторождений Бельтау-Кураминской зоны с батолитовыми интрузиями подтверждается другими исследователями, которые приводят убедительные геологические данные, свидетельствующие о средне-верхне-карбонном возрасте некоторых промышленных объектов золота в регионе.

В валовом составе кварцевых монцитов и адамеллитов Гава-Ангреского батолита выявлено также повышенное содержание палладия (1,52 г/т) и платины (0,6 г/т).

Следует особо отметить специализацию пород батолитовых интрузий на ртуть. Как известно, в регионе собственно ртутные рудопроявления отсутствуют. Не установлены и самостоятельные ртутные минералы в рудных месторождениях. Между тем геохимическое изучение гранитоидных образований показало, что в батолитовых интрузиях ртуть концентрируется в биотитах — от  $1-80 \cdot 10^{-3}$  до  $100-300 \times 10^{-3}\%$ . Как показывают результаты экспериментальных исследований, выполненных Л. П. Быковской (САИГИМС), при нагревании биотитов до  $500^\circ\text{C}$  основная масса ртути еще не отделяется от минерала и прочно удерживается кристаллической решеткой биотита.



Ртуть выделяется и в виде самостоятельных минералов. Так, киноварь, хотя и в небольшом количестве (0,001—0,1702 г/т), часто встречается среди аксессуарных минералов батолитовых интрузий, содержащих ртутьносные биотиты. Наибольшее количество киновари (до 1,813 г/т) отмечается в пироксен-роговообманковых габбро (Актепинский интрузив). Киноварь в габброидах присутствует в ассоциации с фторапатитом (997—17 291 г/т), флюоритом (90,94 г/т), пиритом (274 г/т), халькопиритом (41,1 г/т), арсенопиритом (0,302 г/т), цирконом (0,003—529,02 г/т) и другими минералами. Минимальное количество (1—6·10<sup>-3</sup>%) ртути выявлено в биотитах из биотит-роговообманковых пегматитов, принадлежащих к I фазе.

В изверженных породах района ртуть концентрируется исключительно в биотитах и киновари, о чем свидетельствует низкое содержание ртути (ниже порога или в пределах чувствительности — 1·10<sup>-6</sup> — спектрального анализа) в валовом составе гранитоидов, в магнетитах, апатитах (4·10<sup>-6</sup>%) и калинатровых полевых шпатах.

Наличие ртути в биотитах гранитоидов свидетельствует о консервации значительной ее части в атомарном состоянии в высокотемпературную позднемагматическую стадию кристаллизации изверженных пород и объясняет отсутствие эндогенных ртутных месторождений в Кураминском хребте, что, конечно, не исключает возможности участия некоторой части ртути в постмагматическом процессе.

Резюмируя изложенное, необходимо отметить следующее:

1. Гранитоиды батолитовых интрузий специализируются на такие тяжелые элементы, как золото, палладий, платина, ртуть, висмут, а также железо. Специализация их на висмут только намечается. В этом направлении нужны дальнейшие исследования.

2. Отсутствует специализация батолитовых интрузий на редкометалльные элементы. Хотя касситерит и самородное олово часто встречаются в составе аксессуарных минералов гранитоидов, что еще не указывает на перспективность, ибо биотиты как индикаторы оловоносности гранитоидов характеризуются низким (6—10 г/т) содержанием олова.

3. С батолитовыми интрузиями связаны некоторые промышленные золоторудные месторождения района, железорудные окарны и, по-видимому, некоторая часть висмутовой минерализации.

#### Некоторые петрохимические особенности пород интрузивных формаций среднего этапа

Для петрохимической характеристики пород использованы данные 300 полных силикатных анализов, выполненных главным образом в Центральной химической лаборатории Министерства геологии УзССР в разные годы разными авторами. Данные по средним составам возрастных групп приводятся в табл. 26.

Петрохимическим анализом по методу А. Н. Заварицкого выделяются следующие общие особенности. Фигуративные точки векторов изверженных пород образуют на проекции *асв* компактную полосу, вытянутую сверху вниз в координатах 3—22,5 по щелочной и 2,8—36 по фемическим осям.

Судя по расположению фигуративных точек на плоскостях диаграммы, выделяется не менее двух петрохимических ассоциаций пород. Первая из них включает все разнообразие пород, начиная от резко порфиридных адамеллитов до габбровых пород всех интрузивных массивов района. Фигуративные точки располагаются в целом линейно без существенного разрыва, что указывает на наличие функциональ-

## Средний химический состав (в вес. %) интрузивных пород

| Порода  | Количество анализов | Название массивов              | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  |
|---|---------------------|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|
| Мелкозернистые лейкократовые граносиениты               | 17                  | Гава-Ангренский батолит        | 73,65            | 0,20             | 12,96                          | 0,72                           | 1,08 | 0,04 |
| Крупнозернистые лейкократовые кварцевые сиениты         | 2                   | Чадак                          | 69,15            | 0,21             | 15,22                          | 0,13                           | 1,90 | 0,06 |
| Слабопорфировидные мелкозернистые кварцевые монцониты   | 10                  | Гава-Ангренский батолит        | 64,92            | 0,52             | 15,39                          | 1,58                           | 2,77 | 0,07 |
| Неравномернокрупнозернистые кварцевые монцониты         | 8                   | То же                          | 63,13            | 0,55             | 16,24                          | 1,13                           | 3,40 | 0,10 |
| Слабо порфировидные крупнозернистые кварцевые монцониты | 31                  | " "                            | 63,79            | 0,49             | 15,93                          | 1,22                           | 3,43 | 0,09 |
| Резко порфировидные мелкозернистые адамеллиты           | 4                   | " "                            | 66,34            | 0,43             | 15,28                          | 1,16                           | 2,55 | 0,04 |
| Резко порфировидные крупнозернистые адамеллиты          | 10                  | " "                            | 64,86            | 0,44             | 15,89                          | 1,38                           | 3,21 | 0,09 |
| Мелкозернистые кварцевые монцониты                      | 10                  | " "                            | 60,35            | 0,62             | 17,24                          | 1,51                           | 3,41 | 0,09 |
| Среднезернистые кварцевые монцониты                     | 16                  | " "                            | 61,27            | 0,64             | 15,73                          | 1,73                           | 3,52 | 0,10 |
| Крупнозернистые кварцевые монцониты                     | 10                  | " "                            | 60,24            | 0,68             | 16,48                          | 1,53                           | 4,04 | 0,11 |
| Сиенито-диориты   | 26                  | Сансалакский, Сарвакский и др. | 54,31            | 0,81             | 17,10                          | 2,99                           | 5,28 | 0,15 |
| Сиениты   | 3                   | Акчинский                      | 56,44            | 0,61             | 17,53                          | 4,54                           | 2,39 | 0,16 |
| Сиениты   | 6                   | Алмалыкский                    | 57,46            | 0,32             | 17,37                          | 3,96                           | 1,44 | 0,03 |
| Кварцевые сиениты                                       | 3                   | То же                          | 57,61            | 0,38             | 16,69                          | 2,47                           | 1,81 | 0,06 |
| Щелочные сиениты  | 4                   | " "                            | 53,67            | 0,59             | 20,02                          | 1,12                           | 3,81 | 0,14 |
| Монцониты   | 5                   | " "                            | 54,58            | 0,65             | 16,79                          | 3,85                           | 3,51 | 0,08 |
| Габбро-диориты  | 4                   | Акчинский                      | 50,16            | 0,36             | 20,47                          | 2,45                           | 5,55 | 0,16 |
| Габбро-диориты  | 9                   | Шавазский                      | 51,59            | 0,77             | 18,07                          | 3,35                           | 5,32 | 0,15 |

Таблица 26

## баголитовых формаций Бельтау-Кураминской зоны

| MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O | П.п.п.     | CO <sub>2</sub> | SO <sub>3</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Сумма  | Автор   |
|------|------|-------------------|------------------|------------------|------------|-----------------|-----------------|-------------------------------|--------|---|
| 0,73 | 0,89 | 3,27              | 5,51             | 0,13             | 0,91       | 0,31            | 0,04            | 0,05                          | 100,49 | Б. Г. Хайруллин                                       |
| 0,77 | 1,71 | 3,72              | 6,00             | 0,13             | 1,24       | 0,42            | 0,025           | 0,04                          | 100,72 | Л. Г. Лунина,<br>В. В. Козырев                        |
| 1,88 | 3,61 | 3,26              | 5,17             | 0,16             | 1,08       | 0,25            | 0,03            | 0,14                          | 100,83 | Б. Г. Хайруллин                                       |
| 1,92 | 3,74 | 3,25              | 4,58             | 0,18             | 1,44       | 0,16            | 0,07            | 0,21                          | 100,1  | Тот же  |
| 2,00 | 3,54 | 3,19              | 4,34             | 0,16             | 1,34       | 0,16            | 0,04            | 0,19                          | 99,91  | " "   |
| 1,36 | 3,19 | 3,02              | 4,55             | 0,24             | 1,13       | 0,20            | 0,14            | 0,18                          | 99,81  | " "   |
| 1,50 | 3,44 | 3,35              | 4,24             | 0,16             | 1,11       | 0,18            | 0,03            | 0,18                          | 100,06 | " "   |
| 2,23 | 4,45 | 3,35              | 4,00             | 0,21             | 1,34       | 0,37            | 0,02            | 0,29                          | 99,48  | " "   |
| 2,38 | 4,32 | 3,22              | 4,37             | 0,14             | 1,25       | 0,27            | 0,03            | 0,23                          | 99,2   | " "   |
| 2,52 | 4,38 | 3,23              | 4,41             | 0,19             | 1,45       | 0,39            | 0,04            | 0,24                          | 99,93  | " "   |
| 4,22 | 6,57 | 3,18              | 3,21             | 0,15             | —          | 0,23            | 0,05            | 0,34                          | 98,59  | Б. Г. Хайруллин,<br>З. А. Юдалевич,<br>Ю. А. Иванов   |
| 2,56 | 4,56 | 3,91              | 4,27             | 0,16             | 1,40       | 0,50            | Не<br>опр.      | 0,22                          | 99,25  | А. А. Кустарникова,<br>Ю. К. Ляшенко                  |
| 2,54 | 4,25 | 5,27              | 3,41             | Не<br>опр.       | 2,52       | Не<br>опр.      | То же           | 0,36                          | 98,93  | С. Т. Бадалов,<br>А. В. Покровский                    |
| 2,22 | 3,72 | 5,10              | 4,56             | 0,21             | 2,15       | То же           | " "             | 0,48                          | 97,46  | С. Т. Бадалов   |
| 3,33 | 4,39 | 7,57              | 4,02             | 0,92             | 0,20       | " "             | " "             | 0,50                          | 100,28 | А. В. Покровский,<br>С. Т. Бадалов                    |
| 3,49 | 6,06 | 3,38              | 4,08             | 0,08             | 0,79       | 0,64            | 0,16            | 0,46                          | 98,60  | А. В. Покровский,<br>С. Т. Бадалов,<br>К. Н. Вендланд |
| 5,10 | 8,81 | 4,25              | 1,20             | 0,84             | Не<br>опр. | Не<br>опр.      | Не<br>опр.      | 0,18                          | 99,53  | А. А. Кустарникова                                    |
| 4,06 | 8,91 | 2,94              | 2,55             |                  | Нет данных |                 |                 |                               | 97,71  | Я. С. Висьневский,<br>Ю. Г. Корчевская                |

| Порода                                   | Количество анализов | Название массивов       | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  |
|--|---------------------|-------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|
| Крупнозернистое лейкократовое габбро     | 3                   | Актепинский             | 44,82            | 1,68             | 21,46                          | 3,41                           | 4,91  | 0,13 |
| Среднезернистое габбро                   | 3                   | То же                   | 42,34            | 2,99             | 15,28                          | 6,37                           | 7,82  | 0,18 |
| Мелкозернистое габбро                    | 3                   | " "                     | 46,84            | 2,55             | 16,78                          | 5,05                           | 6,49  | 0,21 |
| Габбро-порфирит                          | 2                   | Шавазский, Белеутинский | 43,35            | 0,68             | 18,16                          | 4,72                           | 7,77  | 0,09 |
| Мелкозернистое габбро                    | 4                   | Шавазский               | 41,92            | 1,08             | 19,82                          | 5,11                           | 8,10  | 0,22 |
| Роговообманковое габбро                  | 5                   | То же                   | 42,12            | 1,05             | 17,27                          | 6,68                           | 7,44  | 0,17 |
| Роговообманковое габбро                  | 10                  | Белеутинский            | 44,52            | 0,68             | 19,46                          | 4,20                           | 6,70  | 0,17 |
| Уралитизированное габбро                 | 2                   | Алмалыкский             | 51,80            | 0,62             | 19,97                          | 4,40                           | 3,30  | 0,11 |
| Габбро                                   | 8                   | Акчинский               | 46,39            | 0,80             | 18,18                          | 3,61                           | 6,23  | 0,14 |
| Габбро                                   | 6                   | Шавазский               | 41,17            | 1,18             | 18,79                          | 6,04                           | 7,27  | 0,14 |
| Габбро                                   | 2                   | Белеутинский            | 44,11            | 0,69             | 18,24                          | 2,81                           | 7,21  | 0,16 |
| Лейкократовое роговообманковое габбро    | 1                   | То же                   | 45,00            | 1,05             | 19,09                          | 4,74                           | 7,15  | 0,22 |
| Меланократовое роговообманковое габбро   | 1                   | " "                     | 43,70            | 1,13             | 15,86                          | 4,50                           | 7,50  | 0,20 |
| Оливинсодержащее роговообманковое габбро | 2                   | Шавазский               | 40,72            | 0,84             | 20,98                          | 5,40                           | 7,44  | 0,13 |
| Габбро-норит                             | 3                   | То же                   | 41,89            | 0,76             | 18,74                          | 5,67                           | 6,97  | 0,15 |
| Оливиновое габбро                        | 1                   | " "                     | 34,15            | 2,90             | 12,88                          | 9,45                           | 12,91 | 0,13 |
| Габбро порфировидное рудное              | 2                   | " "                     | 38,79            | 1,01             | 11,96                          | 10,49                          | 9,02  | 0,21 |

Продолжение табл. 26

| MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O | П.п.п.     | CO <sub>2</sub> | SO <sub>3</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Сумма  | Автор  |
|-------|-------|-------------------|------------------|------------------|------------|-----------------|-----------------|-------------------------------|--------|--|
| 2,86  | 11,63 | 3,32              | 1,62             | 0,21             | 2,75       | 0,20            | 0,27            | 1,20                          | 100,47 | Б. Г. Хайруллин  |
| 3,93  | 11,12 | 2,62              | 1,48             | 0,21             | 2,58       | 0,14            | 0,16            | 1,60                          | 98,82  | Тот же   |
| 3,81  | 9,88  | 3,20              | 1,51             | 0,19             | 2,08       | 0,20            | 0,36            | 1,24                          | 100,39 | " "  |
| 5,80  | 10,58 | 2,15              | 0,67             | Не<br>опр.       | 2,61       | 0,00            | 0,03            | 0,34                          | 96,95  | Ю. Х. Ахмедуллин,<br>Ю. Г. Корчевская                    |
| 6,86  | 11,87 | 1,79              | 0,73             | То же            | 2,41       | 0,04            | 0,14            | 0,30                          | 100,29 | Те же  |
| 6,62  | 11,82 | 1,67              | 1,19             | 0,25             | 4,07       | 0,43            | 0,05            | 0,08                          | 100,91 | Я. С. Висьневский,<br>П. А. Мирзаев                      |
| 6,81  | 11,12 | 2,02              | 1,55             | 0,22             | 3,58       | 0,71            | Не<br>опр.      | 0,22                          | 101,96 | Я. С. Висьневский,<br>П. А. Мирзаев,<br>Ю. Г. Корчевская |
| 7,24  | 5,13  | 1,21              | 1,17             | 0,32             | 1,03       | 0,99            | 1,71            | 0,13                          | 99,13  | А. В. Королев,<br>Р. А. Мусин                            |
| 7,64  | 12,62 | 2,60              | 0,81             | 1,37             | 1,40       | Не<br>опр.      | Не<br>опр.      | Не<br>опр.                    | 101,79 | Ю. Г. Корчевская,<br>А. А. Кустарни-<br>кова             |
| 7,59  | 12,59 | 1,63              | 1,18             | 0,40             | 3,28       | 0,27            | 0,09            | 0,29                          | 101,91 | Я. С. Висьнев-<br>ский,<br>Ю. Г. Корчевская              |
| 7,67  | 13,62 | 1,53              | 0,54             | 0,17             | 3,09       | 0,11            | Не<br>опр.      | 0,07                          | 100,02 | П. А. Мирзаев,<br>Ю. Г. Корчевская                       |
| 5,80  | 9,76  | 2,46              | 1,71             | 0,20             | 2,16       | 0,22            | То же           | 0,34                          | 99,90  | П. А. Мирзаев  |
| 10,30 | 12,87 | 2,00              | 0,65             | 0,22             | 1,92       | 0,28            | " "             | 0,09                          | 101,22 | Ю. Г. Корчевская   |
| 7,35  | 13,14 | 1,14              | 0,54             |                  | Нет данных |                 |                 |                               | 97,68  | Я. С. Висьневский,<br>Ю. Г. Корчевская                   |
| 7,60  | 12,57 | 1,41              | 1,03             |                  | То же      |                 |                 |                               | 96,79  | П. А. Мирзаев,<br>Я. С. Висьнев-<br>ский                 |
| 7,85  | 14,91 | 0,85              | 0,16             |                  | " "        |                 |                 |                               | 95,49  | Н. Л. Николаев,<br>Ю. Г. Шестаков                        |
| 10,93 | 13,16 | 0,92              | 0,49             |                  | " "        |                 |                 |                               | 96,98  | Я. С. Висьневский,<br>Ю. Г. Корчевская                   |

ной связи между породами всей серии. При этом между фигуративными точками пород габбровой, габбро-диорит-монцонит-сиенитовой и сиенито-диоритовой формаций и кварцево-монцонит-гранодиоритовой, адамеллитовой и граносиенитовой формаций намечается некоторый разрыв и резкий поворот вариационной линии, что свидетельствует о самостоятельности этих рядов формаций. Породы всей серии по сравнению со средними типами соответствующих пород в целом характеризуются повышенным содержанием щелочей, богатством полевошпатовой извести и достаточно четко проявленной магнезиальностью. Значение коэффициента  $c$  обычно меняется в пределах от 3 до 13,8, что указывает на устойчивое и относительно высокое содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах пород. Относительное крутое направление векторов указывает на резкое и устойчивое преобладание натрия над калием в составе щелочей. В подавляющем большинстве случаев породы серии принадлежат к нормальному ряду.

Расположение фигуративных точек граносиенитов на плоскости  $sba$  значительно правее вариационной линии рассматриваемой серии объясняется формированием их в особых условиях за счет вторичных магматических очагов при широком участии калия и летучих компонентов.

#### Средне-верхнекаменноугольный магматический комплекс

Тектоническая обстановка проявления магматических процессов в позднем этапе резко отлична от среднего этапа герцинского цикла. В результате главной фазы складчатости на территории кураминской части Бельтау-Кураминской зоны возникло сложное геоантиклинальное сооружение, в пределах которого карбонатные отложения девона—карбона и вулканогенная толща уя-минбулакской свиты были смяты в серию складок разных порядков. Последние вдоль северо-восточной окраины зоны, на границе ее с Каратау-Нарынской зоной, имеют север-северо-западное и северо-западное простирания. Направление складок в плане контролируются конфигурацией границы раздела зон. В юго-западной части зоны складки характеризуются преимущественно субширотным простиранием с погружением их шарниров в запад-северо-западных румбах. Рост складок сопровождался размещением в антиклинальных структурах крупных гетерогенных гранитоидных интрузий и одновременным размывом ядерных частей антиклиналей. В результате к началу позднего этапа осадочные и вулканогенные породы раннего и среднего этапов сохранились лишь на северо-восточной окраине зоны и в мульдах грабен-синклиналей в юго-западной ее половине. В центральной, наиболее поднятой части геоантиклинального поднятия они были почти полностью размыты. Обнаженные на поверхности поля гранитоидов составили около половины территории региона. Они образовали в теле геоантиклинального сооружения жесткую консолидированную плиту кристаллических пород. В связи с этим в позднем этапе тектонические движения проявились в форме глыбовых перемещений отдельных частей раскалывавшейся плиты, сопровождаемых магматическими процессами. При этом широкое развитие получили компенсационные вулканотектонические депрессии: грабен-синклинали, изометричные кольцевые мульды проседания, приразломные прогибы. Первые были унаследованы от предыдущего этапа, а мульды проседания — это новый тип структур (описание см. в разделе «Тектоника»).

В истории позднего этапа намечается проявление трех тектономагматических фаз: средне-позднекаменноугольной, раннепермской и позднепермско-раннетриасовой.

Ранняя, средне-позднекаменноугольная, тектоно-магматическая фаза позднего этапа характерна преимущественным проявлением вулканической деятельности. Продукты последней занимают на террито-

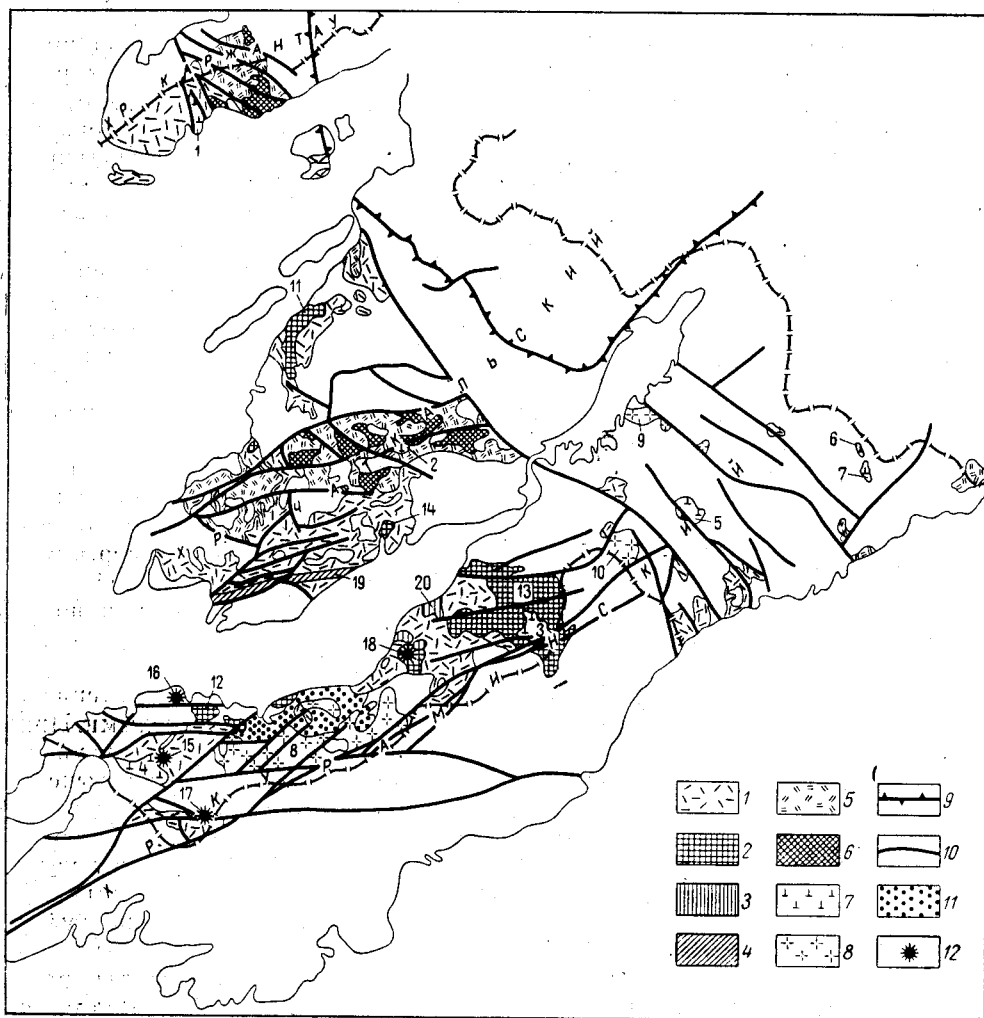


Рис. 9. Схема размещения средне-верхнекаменноугольных магматических формаций позднего этапа герцинского цикла в Бельтау-Кураминской структурно-формационной зоне

Верхнебашкирско-московская дацит-андезитовая формация: 1 — лавы и туфы; 2 — субвулканические тела; 3 — экструзивные купола; 4 — скрытый канал трещинного типа. Верхнекаменноугольная (?) липаритовая формация: 5 — лавы и туфы; 6 — субвулканические тела и экструзивные купола. Верхнекаменноугольные интрузивные формации: 7 — монзонитовая; 8 — адаметлитовая. 9 — граница между Бельтау-Кураминской и Каратау-Нарынскими зонами; 10 — разломы; 11 — зоны обеленных пород; 12 — предполагаемые центры извержений

Интрузивные массивы (цифры на схеме): 1 — Хандайлыкский, 2 — Алатангысайский, 3 — Лоякский, 4 — Джулбарсоткансайский, 5 — Айгырбайтальский, 6 — Агранкульский, 7 — Самсаглинский, 8 — Северо-Кураминский, 9 — Ташлакский, 10 — Акташский. Субвулканические тела: 11 — Паркент-Аксагатинское, 12 — Саукбулакское, 13 — Наугарзан-Лоякская группа, 14 — Карабауское. Предполагаемые центры извержений дацит-андезитового комплекса: 15 — Кенжасайский, 16 — Тутбулакский, 17 — Верхнеалмалыкский, 18 — Гушсайский, 19 — Акчасайский, 20 — Ничбашский экструзивный купол

рии региона около  $1300 \text{ км}^2$ ; на долю интрузивных пород приходится не более  $85\text{--}90 \text{ км}^2$  (рис. 9). Среди магматических образований фазы выделяются верхнебашкирско-московская дацит-андезитовая и верхнека-

менноугольная липаритовая вулканогенные формации и две верхнекаменноугольные интрузивные формации — монцонитовая и адамеллитовая.

### *Верхнебашкирско-московская дацит-андезитовая формация*

Вулканиды формации развиты преимущественно на территории кураминской части Бельгау-Кураминской зоны. Общая площадь их распространения в современных выходах узбекской части региона около 980 км<sup>2</sup>. Пространственно они размещаются в пределах Алтынтопканской и Алмалыкской грабен-синклиналей и Лашкерекской мульды проседания в Кураминском хребте, широко развиты также по окраинам Карабашской, Чилтенской и Кызылнуринской мульды в Чаткальском хребте и хр. Каржантау.

В формацию объединены породы фаций текучих лав, эксплозивной, субвулканической, экструзивных куполов и некков. Из них породы первых двух фаций слагают стратифицированную толщу акчинской свиты, покровы которой занимают 65—70% площади развития образований формации.

Акчинская свита залегает на глубоко эродированной поверхности осадочно-вулканогенных образований каледонского цикла и магматических образованиях нижнебашкирского возраста, и с несогласием перекрывается породами условно верхнекарбонной оясайской свиты (Шавазсай, Карабау). Возраст свиты обоснован органическими остатками (см. кн. 1). Абсолютный возраст (табл. 27) пород формации установлен по нескольким пробам. Согласно геохронологической шкалы на апрель 1964 г. приведенные цифры отвечают среднему и позднему карбону, что несколько повышает возраст пород комплекса по сравнению с данными по органическим остаткам.

В строении разрезов акчинской свиты намечается общая тенденция к смене во времени средних и основных вулканитов кислыми. При этом потоки базальтовых и андезитобазальтовых лав имеют подчиненное значение и отмечаются только в разрезах свиты в Алмалыке и в хр. Каржантау. В первом случае они чередуются с лавами андезитовых порфиритов, во втором залегают в основании разреза. Основной объем нижней половины разрезов акчинской свиты составляют лавы и туфы андезитовых, трахиандезитовых, дацит-андезитовых и андезитдацитовых порфиритов. Верхняя половина обычно представлена туфами и игнимбритами и в меньшей мере лавами дацитовых и трахидацитовых порфиритов. Такое строение разрезов свиты характерно для района Алмалыка, междуречья Ничбаш — Сагенек и бассейна Чадаксай в Кураминском хребте и по правобережью Ангрена в Чаткальском хребте. В районе Алтынтопкана разрез выражен только туфами и игнимбритами дацитовых порфиритов. В бассейнах Паркента и Заркента на северном склоне Чаткальского хребта в верхней части разреза среди средних вулканитов развита лишь пачка туфов фельзит-порфиритов.

Несколько отличается от всех прочих разрезов акчинской свиты хр. Каржантау. В средней части нижней его половины В. П. Коржаевым описывается среди андезитовых и трахиандезитовых порфиритов пачка трахилипаритовых и трахитовых лав. Верхняя половина разреза сложена толщей переслаивания лав и туфов трахидацитовых, трахилипаритовых, липаритовых, трахитовых порфиритов и фельзит-порфиритов. Завершается разрез лавами трахитовых порфиритов. Присутствие трахитовых порфиритов в разрезе акчинской свиты в регионе отмечается впервые, хотя повышенное содержание щелочей в общем характерно для пород верхнебашкирско-московской дацит-андезитовой формации.



Таблица 27

## Абсолютный возраст пород дацит-андезитовой формации

| Номер пробы | Название пород, район  | Возраст в млн. лет | Лаборатория, автор                         |
|-------------|--|--------------------|--|
| 1345/3      | Фельзит-порфир, хр. Каржантау  | 298±10             | ИГЕМ АН СССР,<br>В. П. Коржаев, (1963 г.)  |
| 1943/7      | Трахипаритовый порфир, хр. Каржантау                                   | 293±10             | То же                                      |
| 1214        | То же  | 294±10             |  |
| 613         | Андезит-дацитовый порфирит, Акчасай                                    | 302±10             | ИГиГ АН УзССР,<br>К. Н. Урунбаев (1966 г.) |
| 628         | Андезит-дацитовый порфирит, Шавазсай                                   | 300±6              | То же                                      |
| —           | Андезит-дацитовый порфирит, Акчасай                                    | 310±8              | САИГИМС, Е. М. Голловин                    |
| 225/4       | Дацитовый порфир (субвулканическое тело), Гушсай                       | 300±7              | ИГиГ АН УзССР,<br>М. Х. Кадыров (1967 г.)  |
| 242/2       | Дацит-андезитовый порфирит, Кандырсай                                  | 292±10             | То же                                      |
| 26/7        | Андезитовый порфирит, Лашкерексай                                      | 289±9              |  |
| 542         | Дацитовый порфир (экструзивный купол), Гушсай                          | 301±9              | ИГиГ АН УзССР,<br>В. А. Арапов (1967 г.)   |
| 517         | Трахиндезито-дацитовый порфирит (субвулканическое тело), Гульдарамасай | 305±10             | То же                                      |
| 419         | Трахиндезито-дацитовый порфирит (субвулканическое тело), Наугарзансай  | 288±10             | " "  |
| 415         | Трахиндезитовый порфирит (экструзивный купол), Ничбашсай               | 286±10             | " "  |
|             | Среднее  | 297±8              |  |

Примечание. Возраст определялся калий-аргоновым методом по валу проб, и только для пробы 628 — по биотиту.

Анализ соотношений пород по кислотности в различных разрезах акчинской свиты показывает колебания в ту и другую сторону (табл. 28). Однако в общей массе все же преобладают средние породы. Аналогичная картина наблюдается при рассмотрении количества лавовых и туфовых пород. В разрезах, где выделяются покровы кислых игнимбритов, роль пирокластического материала увеличивается, в остальных случаях лавы преобладают. Исключением является разрез в междуречье Ничбаш-Сагенек, в котором туфы составляют около половины его мощности. Следует подчеркнуть, что приведенные соотношения туфов и лав не отражают, видимо, истинных масштабов эксплозивной деятельности центров извержений, так как не учитывается вынос пеплового материала за пределы региона.

Мощности лавовых потоков основных и средних лав изменяются от нескольких десятков метров до 150 м. Мощность кислых лав не превышает нескольких десятков метров. Длину и ширину потоков, учитывая фрагментарность сохранившихся разрезов толщ вулканитов и отсутствие достаточно четко обоснованного местоположения центров извержений, оценить трудно.

Широко представлены в вулканогенном комплексе породы субвулканической фации; выделяется также несколько экструзивных куполов и в нескольких местах намечаются остатки предполагаемых центров извержений (см. рис. 9).

Количественные соотношения типов пород и лаво-пирокластического материала  
(в пределах)

| Место разреза   | Общая мощность разреза, м | Андезито-базальтовые и базальтовые порфириты | Трахибазальтовые порфириты | Андезитовые порфириты |      |
|---|---------------------------|--|----------------------------|-----------------------|------|
|   |                           |  |                            | Лавы                  | Туфы |
| Хр. Каржантау, бассейны рек Каракия, Аулиесу, Каракузы, Акташ | 1795,6                    | —  | 107,4                      | —                     | —    |
| Хр. Чаткальский, бассейны рек Паркент, Заркент                | 2541                      | —  | —                          | 554                   | 820  |
| Хр. Чаткальский, бассейны рек Башкызылсай, Шаваз, Гошсай      | 1573,5                    | —  | —                          | 424                   | —    |
| Хр. Чаткальский, бассейны рек Шаваз, Акча                     | 1328,4                    | —  | —                          | —                     | —    |
| Хр. Кураминский, Алмалыкский район                            | 1460                      | 300  | —                          | 200                   | 100  |
| Хр. Кураминский, Алтынтюпканский район                        | 645                       | —  | —                          | —                     | —    |
| Хр. Кураминский, междуречье Ничбаш—Гушсай                     | 2217                      | —  | —                          | 85                    | 140  |
| Хр. Кураминский, бассейн Чадак-сая                            | 318,5                     | —  | —                          | 10                    | 40   |

| Место разреза   | Трахиллипаритовые порфириты |      | Фельзит-порфириты |      | Трахитовые порфириты |      |
|---|-----------------------------|------|-------------------|------|----------------------|------|
|   | Лавы                        | Туфы | Лавы              | Туфы | Лавы                 | Туфы |
| Хр. Каржантау, бассейны рек Каракия, Аулиесу, Каракузы, Акташ | 150,4                       | 46,2 | 37,8              | —    | 397,6                | 50   |
| Хр. Чаткальский, бассейны рек Паркент, Заркент                | —                           | —    | —                 | 154  | —                    | —    |
| Хр. Чаткальский, бассейны рек Башкызылсай, Шаваз, Гошсай      | —                           | —    | —                 | —    | —                    | —    |
| Хр. Чаткальский, бассейны рек Шаваз, Акча                     | —                           | —    | —                 | —    | —                    | —    |
| Хр. Кураминский, Алмалыкский район                            | —                           | —    | —                 | —    | —                    | —    |
| Хр. Кураминский, Алтынтюпканский район                        | —                           | —    | —                 | —    | —                    | —    |
| Хр. Кураминский, междуречье Ничбаш—Гушсай                     | —                           | —    | —                 | —    | —                    | —    |
| Хр. Кураминский, бассейн Чадак-сая                            | —                           | —    | —                 | —    | —                    | —    |

**Субвулканические тела и экструзивные купола.** Паркент-Аксака-тинская группа субвулканических тел располагается на северном склоне Чаткальского хребта вдоль северо-западной окраины Кызылнуринской мульды проседания. Выявлена и изучена в 1964 г. А. П. Агафоновым и М. М. Лебедь. Выделено два крупных и ряд более мелких тел в секущем залегании.

Одно тело располагается в бассейне Аксакатасая. В плане оно имеет вид удлиненного штока северо-восточного простирания. Площадь его около 10 км<sup>2</sup>. Пространственно с ним связаны два поля вторичных кварцитов с алунитовой минерализацией. Сложено серыми и темно-серыми кварцевыми диоритовыми порфиритами, прорывающими покровные образования акчинской свиты. На них залегают базальные слои нижнепермской шурабсайской свиты.

Таблица 28

(в м) в разрезах акчинской свиты кураминской части Бельтау-Кураминской зоны  
Узбекской ССР)

| Трахиандезитовые порфиры                                    |                    | Андезит-дацитовые порфиры |                | Дацитовые и трахидацитовые порфиры |              |                | Липаритовые порфиры  |      |
|---|--------------------|---------------------------|----------------|------------------------------------|--------------|----------------|--|------|
| Лавы  | Туфы               | Лавы                      | Туфы           | Лавы                               | Туфы         | Игнимбри-ты    | Лавы   | Туфы |
| 232,6   | 40,5               | 23,4                      | —              | 146,9                              | —            | —              | 46,4   | 20,4 |
| —   | —                  | 46                        | 488            | 53                                 | —            | —              | —  | —    |
| —   | —                  | 358,2                     | 38,3           | —                                  | 153          | 548            | —  | —    |
| —   | —                  | 154                       | 291,6          | —                                  | 188,8        | 591,2          | —  | —    |
| —   | —                  | 350                       | 200            | 110                                | 70           | —              | —  | —    |
| —   | —                  | —                         | —              | —                                  | 65           | 500            | 37   | —    |
| 595   | 315                | —                         | —              | —                                  | 737          | 155            | —  | 100  |
| —   | —                  | —                         | 73,5           | 60                                 | 50           | —              | —  | 35   |
| Песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты и др. породы | Суммарные мощности |                           |                |                                    |              |                | Автор  |      |
|   | лав                | туфов                     | основных пород | средних пород                      | кислых пород | щелочных пород |  |      |
| 496   | 1142,5             | 157,1                     | 107,4          | 296,5                              | 448,1        | 447,6          | В. П. Коржаев (1963 г.)  |      |
| 426   | 653                | 1462                      | —              | 1908                               | 207          | —              | А. П. Агафонов,<br>М. М. Лебедь (1963 г.)                                  |      |
| 52  | 782,2              | 739,3                     | —              | 820,5                              | 701          | —              | Ю. Х. Ахмедуллин<br>(1964 г.)  |      |
| 102,8   | 154                | 1071,6                    | —              | 445,6                              | 780          | —              | В. А. Арапов (1960 г.)<br>В. А. Арапов (1960 г.)<br>В. А. Арапов (1967 г.) |      |
| 130   | 960                | 370                       | 300            | 850                                | 180          | —              |  |      |
| 43  | 37                 | 565                       | —              | —                                  | 602          | —              |  |      |
| 90  | 680                | 1447                      | —              | 1135                               | 992          | —              | Л. Г. Лунина (1960 г.)   |      |
| 50  | 70                 | 198,5                     | —              | 123,5                              | 145          | —              |  |      |

Другое крупное тело находится южнее первого на его продолжении. Форма тела дайкообразная, длина 7 км, ширина 0,3—1,5 км. Состав пород тот же, что и в предыдущем теле. В 400—500 м западнее от второго тела располагается ряд мелких штоков диоритовых порфиритов; наиболее крупное из них имеет площадь 0,5 км<sup>2</sup>.

Саукбулакское субвулканическое тело расположено в низовьях Саукбулакская и Ургазая на северном склоне Кураминского хребта. Оно представляет собой шток площадью более 10 км<sup>2</sup>. По составу породы субвулкана отвечают биотит-пироксеновым монцонитовым порфиритам. Шток имеет интрузивный контакт с известняками девона — карбона, породами уя-минбулакской свиты, сиенито-диоритами Алмалыкского массива и порфиритами акчинской свиты. Крупные ксенолиты и блок-ксенолиты перечисленных пород содержатся в породах субвул-

кана. В приконтактовых частях его наблюдается отчетливая флюидальная текстура, придающая породе лавовый облик. Предположительная глубина становления субвулкана 500—600 м (Арапов, 1960б). Восточнее штока выделено еще несколько мелких тел аналогичного состава.

Наугарзан-Лоякская группа субвулканических тел занимает площадь около 100 км<sup>2</sup>. Основная масса их концентрируется вдоль северо-восточной окраины Лашкерекской мульды проседания. Форма тел штокообразная и дайкообразная. Площади их чаще 1—3 км<sup>2</sup>; наиболее крупное тело в бассейне Лоякская около 80 км<sup>2</sup>. По составу среди них выделяются (от более древних к молодым): андезитовые порфириды, гранодиорит-порфиры, трахиандезит-дацитовые порфириды. Последние наиболее широко развиты. Между перечисленными породами устанавливаются четкие секущие контакты. Тела трахиандезит-дацитовых порфиритов прорывают породы нижнебашкирской кварцево-монцонитовой формации и перекрываются вулканитами верхней перми—нижнего триаса. Ксенолиты кварцевых монцонитов содержатся в телах трахиандезит-дацитовых порфиритов.

Ничбашский экструзивный купол выделен в 1965 г. В. А. Араповым на северо-западной окраине Лашкерекской мульды проседания. Купол имеет изометричные в плане очертания, площадь его около 5,5 км<sup>2</sup>. Сложен он массивными пироксен-биотитовыми трахиандезитовыми порфиритами, для которых характерна флюидальная текстура. Элементы флюидальности в районе предполагаемого подводящего канала имеют почти вертикальное падение, сменяющееся через горизонтальное на пологое (20—35°) в западной и восточной частях купола. Вдоль контакта купола в его породах имеются многочисленные угловатые ксенолиты (от 1—2 до 30—40 см) микродиоритовых и диабазовых порфиритов, нигде в районе не встреченных в коренном залегании. В нижней части купола располагается шлейф купольных брекчий, состоящих из обломков и глыб (различного размера) пород купола.

**Предполагаемые центры извержений.** Кенжасайский центр извержения расположен в бассейне Кенжасая, правого притока Алмалыкся. Представлен он двумя некками, размещающимися в порфиритах акчинской свиты и известняках среднего палеозоя.

Наиболее крупный некк в плане имеет эллиптическую форму, площадь его около 1 км<sup>2</sup>. Некк сложен лавами, лавобрекчиями и агломератовыми лавами дацитовых порфиритов. Первые развиты в северной части некка, лавобрекчии — в центральной его части, а агломератовые лавы с переходом местами в агломератовые туфы характерны для южной части некка. В целом породы некка интенсивно изменены, окварцованы, эпидотизированы. У северо-восточного контакта некка наблюдаются крупные глыбовые ксенолиты известняка и мелкие ксенолиты каледонских кварцевых порфиритов, а у юго-западного — многочисленные ксенолиты андезито-дацитовых порфиритов из акчинской свиты.

Второй некк находится в 500 м южнее первого на водоразделе Кенжасая и Алмалыкся. Площадь его 0,6—0,7 км<sup>2</sup>, в плане он имеет неправильные очертания. Представлен андезитовыми порфиритами и дацитовыми порфирами; первые располагаются в центральной части некка. Около центра развиты агломератовые туфы дацитовых порфиритов, сменяющиеся по мере удаления от него псаммитовыми разностями. Видимо, с деятельностью этого вулканического аппарата связано формирование толщи кислых вулканитов, завершающих в районе Алмалыка разрез акчинской свиты.

Тутбулакский центр извержения выделяется в низовьях Саукбулакся. Представлен он четырьмя некками, размещающимися в из-

вестняках среднего палеозоя. В плане неikki имеют неправильные очертания с множеством апофиз во вмещающие их известняки. Наибольший из этих неиков имеет размеры  $1,4 \times 0,5$  км, остальные от  $0,5 \times 0,2$  до  $0,4 \times 1$  км. Неikki сложены коричневатыми лавами пироксеновых андезитовых порфиритов, переполненных крупными ксенолитами известняков и порфиритов. Вдоль контактов тел наблюдается флюидалность, ориентированная параллельно контактам и имеющая крутые падения. Неikki располагаются в висячем блоке широтного Карабулакского разлома, вблизи его зоны. Предполагается, что они являются корнями вулканического аппарата, поставляющего материал для нижней части акчинской свиты района.

Гушсайский центр извержения выделен в северо-западной окраине Лашкерекской мульды. В центральной его части наблюдается изометричное субвулканическое тело андезито-дацитовых порфиритов. По периферии его размещаются субвулканические тела и два экструзивных купола трахиандезит-дацитовых порфиритов и дацитовых порфиритов. Размеры тел от  $0,5$  до  $3$  км<sup>2</sup>. Тела расположены по кольцевому разлому, что указывает на формирование их в процессе кальдерного проседания постройки вулкана. Между кольцом тел и центральным субвулканом и по периферии кольца на окраинах постройки имеются потоки лав и пласты агломератовых туфов. Общий диаметр вулкана по основанию, видимо, достигал  $10-15$  км. В центральной части вулкана развито огромное поле вторичных кварцитов с алунитами. Считается, что с этим центром связано извержение основной массы кислой пирокластики, завершающей разрез акчинской свиты в междуречье Ничбаш — Сагенек.

Акчасайский центр извержения трещинного типа выделяется вдоль южной окраины Шавас-Дукентской грабен-синклинали. Изучение магнитных свойств вулканитов этого района позволило П. Г. Ахматову и Н. Т. Ланшикову предположить наличие скрытого субширотного канала трещинного типа, выполненного кристаллокластическими лавами трахиандезит-дацитовых порфиритов, переходящих к югу и северу от него в покров игнимбригов того же состава. Длина канала около  $20$  км, предполагаемая ширина  $1-2$  км.

Серия тел в секущем залегании описана в 1963 г. В. П. Коржаевым в хр. Каржантау в бассейнах рек Каракузы, Кызылсу, Ауганда. Среди них выделено одно тело трахибазальтовых порфиритов, пять тел трахиандезитовых порфиритов, несколько силлов оливиновых долеритовых порфиритов, два тела трахилипаритовых порфиритов и одно фельзитовых порфиритов. По форме это овальные небольшие штоки размером от  $0,02$  до  $0,25$  км<sup>2</sup>. Силлы имеют мощность до  $100$  м и вытягиваются на  $500-800$  м. Концентрация этих тел на сравнительно небольшом участке позволяет предполагать, что это, возможно, корни каналов, с деятельностью которых связано накопление лаво-пирокластических толщ среднего карбона этого района.

**Петрографическая характеристика.** Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты в разрезе акчинской свиты встречены лишь на северном склоне Кураминского хребта в районе Алмалыка, где их лавовые потоки перемежаются с лавами и туфами андезитовых порфиритов. Обычно это темно-серые до черных массивные породы с афировой и порфировой структурой. Раскристаллизованная основная масса составляет  $85-90\%$  объема породы. Структура ее толейитовая, местами она близка к пилотакситовой. Состоит из большого количества таблитчатых, коротко призматических или удлиненных кристаллов плагиоклаза размером  $0,3-1$  мм, реликтов моноклинного пироксена, оливина и рудного минерала. Небольшие промежутки между ними выполнены

разложённым стеклом, содержащим войлок игольчатых лейст плаггиоклаза.

Порфи́ровые выделения в породе представлены пироксеном и плаггиоклазом, размер кристаллов которых не превышает 2—2,5 мм. Пироксен (авгит) встречается в виде коротких призм, иногда зонален, часты двойники. Местами образует скопления и сростки с плаггиоклазом и оливином. Чаще всего замещен карбонатом, уралитом, иногда эпидотом.

Вкрапленники плаггиоклаза таблитчатой и призматической формы замещены серицитом и карбонатом. Часто декальцитизированы и имеют состав близкий к альбит-олигоклазу. Наряду с этим встречаются кристаллы, по составу отвечающие андезин-лабрадору и лабрадору (№ 50—60).

Реликты кристаллов оливина имеют таблитчатую или неправильно овальную форму, размер их 0,1—0,2 мм. Замещены серпентином или аномальным хлоритом, иногда по краям зерен развиты тончайшие волокна амфибола.

Акцессорные представлены апатитом и рудным минералом. Последний содержит окись титана, так как обычно окружен сфеном, а при разложении образует характерные для ильменита переходы в лейкоксен.

Андезито-базальтовые порфи́риты имеют все отмеченные особенности базальтовых порфи́ритов, но в отличие от них наряду с пироксеном содержат базальтическую роговую обманку.

Трахибазальтовые порфи́риты развиты в нижней части акчинской свиты в бассейне р. Каракузы (хр. Каржантау). Это темно-серые массивные скрытокристаллические породы. Структура их пилотакситовая, микродолеритовая. Состоят они из беспорядочно или субпараллельно ориентированных лейст плаггиоклаза и расположенных между ними зерен пироксена, калинатрового полевого шпата и рудного минерала. Пироксен составляет 30—40% объема породы.

Оливиновые долеритовые порфи́риты слагают sillы в нижней части разреза акчинской свиты в хр. Каржантау. Представляют собой массивные темно-серые порфи́ровые породы, содержащие до 50—60% вкрапленников размером 2—6 мм: 8% пироксена, 3% оливина, остальные плаггиоклаз. Структура основной массы долеритовая. Акцессорные минералы — апатит и магнетит; последнего в породе до 5%.

Андезитовые и трахиандезитовые порфи́риты являются наиболее распространенными в характеризуемой вулканогенной формации. Обычно это массивные порфи́ровые породы темного цвета: серые, темно-серые, зеленовато-серые, коричневатые-серые до черных. Редко в них отмечается флюидальная текстура, которая чаще встречается в экстрезивных куполах. Внешний облик пород лавовых потоков, субвулканических тел и экстрезивных куполов одинаков.

Количество порфи́ровых вкрапленников в порфи́ритах колеблется от 15 до 50%, наиболее часто 20—35%. По составу темноцветных минералов различаются роговообманковые, биотит-роговообманковые, пироксен-роговообманковые, пироксен-биотитовые, пироксен-амфибол-биотитовые андезитовые порфи́риты. По размеру вкрапленников, преимущественно плаггиоклаза, встречаются мелкопорфи́ровые (до 1—1,5 мм) и среднепорфи́ровые (до 2—5 мм). Размеры кристаллов темноцветных минералов 0,5—2 мм. В качестве примера приводятся количественные подсчеты соотношения вкрапленников в трахиандезитовых порфи́ритах Ничбашая на северных склонах Кураминского хребта (табл. 29).

Т а б л и ц а 29

Количественные соотношения вкрапленников (в %) в трахиандезитовых порфиритах Ничбашая

| Порода   | Количество подсчетов | Общее количество вкрапленников | Плагиоклаз | Пироксен | Биотит | Амфибол | Оливин | Калиевый полевой шпат |
|--|----------------------|--------------------------------|------------|----------|--------|---------|--------|-----------------------|
| Биотит-пироксеновый трахиандезитовый порфирит (мелкопорфировый) . . . . .          | 7                    | 30                             | 22         | 2        | 1,2    | Ед.     | Ед.    | Ед.                   |
| Пироксен-амфибол-биотитовый трахиандезитовый порфирит (среднепорфировый) . . . . . | 13                   | 28                             | 20         | 1,2      | 3,5    | 1,6     | "      | "                     |
| Пироксен-биотитовый трахиандезитовый порфирит (из экстрезивного купола) . . . . .  | 5                    | 33                             | 25         | 1,3      | 5,4    | 0,1     | 0,1    | "                     |

Оливин во вкрапленниках в порфиритах очень редок и встречается не повсеместно. Плагиоклаз представлен андезином и андезин-лабрадором.

Основная масса в андезитовых порфиритах имеет витрофиговую или гиалопилитовую структуру. В последнем случае состоит из различного количества микролит и лейст плагиоклаза, разложенных темноцветных минералов и бурого стекла, иногда слабо раскристаллизованного.

Главными акцессорными минералами являются апатит и магнетит. Количество магнетита иногда увеличивается до 3%. Чаще всего по нему развит гематит, особенно в лавовых потоках. Размеры акцессорных минералов не более 0,01—0,1 мм.

Для пород в целом характерно значительное замещение вторичными минералами. По плагиоклазу развивается серицит, карбонат, сосюрит, эпидот, альбит, по пироксену—карбонат, уралит, хлорит, по биотиту и роговой обманке—карбонат, хлорит. Оливин, как правило, полностью серпентинизирован. В лавовых потоках биотит и роговая обманка опациитизированы.

Трахиандезитовые порфириты в отличие от андезитовых порфиритов содержат калиевый полевой шпат во вкрапленниках или микролитах в основной массе.

Андезит-дацитовые и дацит-андезитовые порфириты слагают лавовые потоки и субвулканические тела. В разрезе акчинской свиты лавовые потоки этого состава переслаиваются с лавами и туфами андезитовых порфиритов (Паркентсай, правобережье Ангрена) или образуют самостоятельные лаво-туфовые стратифицированные пачки (Алмалык). Внешне породы лавовых потоков и субвулканических тел не отличаются. Обычно это массивные среднепорфировые породы темно-серого, фиолетово-серого, коричневатого-серого и фиолетового цвета. Общее количество порфировых выделений 37—48%, в том числе плагиоклаза 15—20%, роговой обманки 12%, кварца 5—7%, ортоклаза 2—3%.

При одинаковом внешнем виде андезит-дацитовые и дацит-андезитовые порфириты различаются количественным соотношением порфировых вкрапленников, структурой основной массы и составом послед-

ней. Во-первых, основная масса микрофельзитовая, зачаточно микролитовая, витрофировая, микропойкилитовая, имеет более кислый состав, во-вторых — гиалопилитовая, пилотакситовая. Состав вкрапленников один и тот же при некотором различии в количестве.

Основная масса дацит-андезитовых порфиритов состоит из микролит-плаггиоклаза тонкоиглочатого, призматически-зернистого или таблитчатого габитуса размером от тысячных до сотых долей миллиметра, небольшого количества опациitized амфибола и биотита и связующего вулканического стекла. Последнее иногда раскристаллизовано в тонкий кварц-полевошпатовый агрегат, переполненный серицитом, карбонатом, хлоритом, кварцем, эпидотом и гидроокислами железа.

Порфиновые выделения плаггиоклаза (андезин № 40—45) имеют форму таблитчатых и удлиненно-призматических кристаллов длиной 0,5—5 мм, обычно в значительной степени замещенных серицитом, карбонатом, а местами эпидотом и хлоритом.

Роговая обманка и биотит (1—3 мм) либо полностью опациitized, либо замещены эпидотом, хлоритом и карбонатом. Находятся в породе в равных соотношениях, иногда с преобладанием первой.

Акцессорные минералы в породе редки. Они представлены мелкими зернами апатита, реже циркона. Характерна тонкая вкрапленность магнетита, количество которого иногда достигает 1—2%.

Кварцевые диоритовые порфириты слагают ряд крупных субвулканических тел на северо-западной окраине Кызылнуринской мульды проседания. Породы тел массивные порфиновые, серого, темно-серого цвета. Количество вкрапленников 35—40%, размеры их 1—3 мм. Среди них выделяется плаггиоклаз (15—25%), роговая обманка (3—8%), биотит (1,5—4,5%), единичные кристаллы пироксена, кварца и калиевого полевого шпата. Плаггиоклаз изменен, отвечает альбит-олигоклазу, в реликтах — андезину № 35.

Основная масса микроаллотриоморфнозернистая, состоит преимущественно из измененных полевых шпатов и резко подчиненного по количеству кварца, между зернами которых наблюдается большое количество хлорита, видимо, заместившего темноцветные минералы. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, магнетит. Породы в целом интенсивно изменены. Развита хлорит, альбит, карбонат, серицит.

Трахиандезит-дацитовые порфириты слагают основную массу субвулканических тел и экструзивных куполов в районе Гушсайского центра извержения и в междуречье Лояк — Наугарзан. Общая площадь их распространения более 100 км<sup>2</sup>. Внешне это массивные зеленовато-серые, серые, коричневатые-серые до темно-серых порфиновые породы. Характерной их особенностью является кристаллокластический облик порфириновых выделений минералов, придающий породам вид туфов. Количество вкрапленников колеблется от 46 до 55%. Среди них выделяются плаггиоклаз (андезин № 41—46) (32—34%), роговая обманка (7—14%), биотит (1,7—4%), кварц (0—7,9%), пироксен (авгит, диопсид) (0—1,7%), единичные зерна ортоклаза и санидина. Размеры вкрапленников 0,5—3 мм.

Основная масса имеет гиалопилитовую или витрофировую структуру. Местами в бурой стекловатой основной массе намечается зачаточная сферолитовая структура и флюидальная текстура. Гиалопилитовая основная масса сложена микролитами плаггиоклаза и разложенным вулканическим стеклом. Акцессорные минералы — циркон, апатит, сфен, мартит. Из вторичных минералов по плаггиоклазу развита серицит, альбит, по биотиту — хлорит, карбонат, мусковит, по роговой обманке — карбонат, эпидот, лейкоксен.



Биотит-пироксеновые монзонит-порфиры слагают ряд субвулканических тел в низовьях Саукбулакская и Ургазская на северном склоне Кураминского хребта. По данным Ж. Н. Кузнецова, макро- и микроскопические особенности пород в пределах крупных массивов и мелких выходов отличаются по направлению от контактов к центральным частям. Типичная окраска удаленных от контакта монзонит-порфиров кирпично-красная, буровато-красная, красновато-коричневая и розовая. Текстура массивная, структура порфировая. На фоне плотной микрокристаллической или фельзитовидной основной массы буровато-красного цвета выделяются вкрапленники (20—30%) плагиоклаза (№ 40—60), анортоклаза, темноцветных минералов (биотита и моноклинного пироксена), находящихся в соотношении 2:1:0,25. Размер их колеблется от 0,4 до 1,5—2 мм, иногда до 4—5 мм. Форма их обычно правильная. Количественные соотношения биотита и пироксена не постоянные и не отражают какой-либо закономерной зависимости.

Структура основной массы призматически-зернистая, бостонитовидная или пойкилитовая. Состоит из тесно соприкасающихся табличек, удлинённых призм и овальных зерен пелитизированных и серицитизированных плагиоклазов и калиевого полевого шпата, находящихся в одинаковом количестве, иногда с некоторым преобладанием последнего. Промежутки между ними выполнены вторичными кварцем, хлоритом, эпидотом и карбонатом, замещившими цветные минералы. Размер частиц основной массы колеблется от 0,04 до 0,1 мм. С цветными минералами ассоциируют апатит и рудный минерал.

Вдоль контактов с вмещающими породами и около блок-ксенолитов монзонит-порфиры отличаются более темной, коричневатой, бурой или черной, обычно неоднородной окраской и четко выраженной флюидальной или такситовой текстурой. Количество вкрапленников уменьшается до 10—15%. Структура основной массы меняется от гиалиновой и витрофировой до микрофельзитовой и микропойкилитовой с четкой флюидальной текстурой, отмечаются также флюкционная и атакситовая текстуры. Мощность приконтактной зоны закала не превышает нескольких метров. Приконтактные разности монзонит-порфиров приобтекают облик эффузивных пород.

Дацитовые порфиры наблюдаются в верхах разреза акчинской свиты и слагают некии Кенжасайского центра извержения в Алмалыке. Окраска их пестрая, преобладают зеленовато-серые, серые, коричневатые и розовато-зеленые тона. Текстура массивная, структура порфировая. Характерно обилие порфировых выделений (45—50%), среди которых различаются плагиоклаз (22—30%), кварц (10—12%), биотит и амфибол (10—12%) и калиевый полевой шпат (около 2%). Биотит обычно преобладает над амфиболом.

Вкрапленники идиоморфны, реже встречаются угловатые и оскольчатые зерна. Кварц часто корродирован. Размер вкрапленников 0,2—5 мм, чаще 1,5—2 мм. Наиболее крупные кристаллы в породе — это плагиоклаз. Все вкрапленники, как правило, замещены в той или иной степени вторичными минералами. По плагиоклазу развит серицит или тонкозернистый агрегат серицита, эпидота и глинистых минералов. Темноцветные минералы чаще всего опацифицированы, хлоритизированы, карбонатизированы и эпидотизированы; калиевый полевой шпат пелитизирован. Плагиоклаз по составу отвечает андезин-олигоклазу, а амфибол — базальтической роговой обманке.

Основная масса витрофировая, реже микрофельзитовая. В витрофировой основной массе отчетливо проявлена флюидальная текстура, которая подчеркивается ориентированным расположением мель-

чайших осколков кварца, плагиоклаза, темноцветных минералов. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом, местами полностью замещенным лимонитом.

Игнимбриты дацитовых порфиров и трахиандезит-дацитовых порфиров слагают мощные монотонные покровы, которыми завершается разрез акчинской свиты по правобережью Ангрена, и целиком слагают эту свиту в Алтынтопканской грабен-синклинали. Мощность покрова игнимбритов в пределах последней колеблется от 50 до 500 м при средней мощности около 300 м. Сохранившийся объем составляет 9 км<sup>3</sup>. По данным Ю. Х. Ахмедуллина, мощность покрова этих пород по правобережным притокам Ангрена с запада на восток следующая: по Карабашаю 276 м, по Шавазсаю 545 м, по Акчасая 579 м (западный склон) и 695 м (восточный склон). Еще восточнее, в бассейне Кызылалмасая, она уменьшается до 120—200 м. При средней мощности 300 м объем игнимбритов в этом районе только в обнаженной части составляет около 40—45 км<sup>3</sup>.

Внешне породы покровов массивны, как правило, лишены каких-либо элементов слоистости. Окраска их зеленовато-серая, темно-серая до черной, фиолетовая, сиреневая, коричневатая. В нижних частях покровы сложены довольно рыхлыми туфами, переходящими выше в монолитные спекшиеся лавоподобные породы, слагающие основную более мощную часть покровов и имеющие иногда столбчатую отдельность (Акчасай, Тузкамкан).

Состав покровов игнимбритов на всем протяжении и по мощности остается неизменным. Структура их литокристаллокластическая или литовитрокристаллокластическая. Состав пород (среднее из девяти замеров по Алтынтопкану) следующий: связующая основная масса 32,7%, обломки кристаллов плагиоклаза (кислый андезин) 33,6%; кварца 15,8%, биотита и амфибола (находящихся в равных соотношениях) 13,8%, ортоклаза 4,1%. Суммарное количество обломков кристаллов в породе 67,3%. Близкие данные приводятся Ю. Х. Ахмедуллиным по правобережью Ангрена: общее количество обломков кристаллов 60—75%, в том числе плагиоклаза 40—45%, темноцветных 15%, кварца 4—8%, калиевого полевого шпата — от единичных зерен до 5%. По сравнению с Алтынтопканом здесь меньше обломков кристаллов кварца и больше плагиоклаза. Обломки акцессорных минералов представлены апатитом, цирконом, сфеном, монацитом, гранатом.

Помимо обломков кристаллов и вулканического стекла в игнимбригах встречаются равномерно рассеянные в покровах угловатые обломки чужеродных пород из подстилающих их образований. Размер обломков колеблется от 0,2 до 3 см. Они составляют не более 1—3% общего объема пород покрова. Обломки сцементированы спекшимся вулканическим стеклом, иногда насыщенным тонким алевритовым туфовым материалом, состоящим из тех же по составу обломков кристаллов. Местами в стекле отмечаются полевошпатовые сферокристаллы. Текстура стекла повсеместно флюидальная, подчернутая линзовидно вытянутыми сплавленными обломками пеплового стекла и направленной ориентировкой удлиненных кристаллов роговой обманки и биотита. В большинстве случаев цементирующая основная масса игнимбритов сильно изменена вторичными процессами, вследствие чего структурно-текстурные ее особенности не всегда различимы.

В переходной зоне от туфов основания покровов к спекшимся породам их центральной части нередко наблюдаются линзообразные выделения более темного цвета по сравнению с общей массой породы (фьямме). Размер их колеблется от 0,5×2 до 1×5 см и более. Состав фьямме не отличается от вмещающей их массы.

В целом породы игнимбритовых покровов довольно сильно замещены вторичными минералами, общее количество которых достигает иногда 10—15%. По плагиоклазу развиваются серицит, карбонат, эпидот, по темноцветным — хлорит, карбонат, эпидот; калиевый полевой шпат пелитизирован; биотит и амфибол обычно полностью опацицизированы. По спекшейся основной массе вулканического стекла развиты хлорит, карбонат, реже эпидот и кварц.

Лавы и лавовые брекчии трахитовых порфиров и кварцевых трахитовых порфиров выделены В. П. Коржаевым в разрезе акчинской свиты в хр. Каржантау. Обычно это массивные буровато-серые, красно-бурые, сиреневые, сиренево-бордовые, бордово-фиолетовые порфировые породы, имеющие чаще всего отчетливую флюидальную текстуру.

Трахитовые порфиры содержат 3—5% вкрапленников, представленных калиевым полевым шпатом, биотитом и плагиоклазом. Последний редок. Биотит опацицизирован и мусковитизирован. Основная масса существенно полевошпатовая, местами имеет зачаточную трахитовую структуру, интенсивно замещена карбонатом, кварцем, ожелезнена. Акцессорные минералы — апатит, ильменит.

Лавовые брекчии трахитовых порфиров состоят из вкрапленников калиевого полевого шпата, плагиоклаза и темноцветных минералов (20—25%) и угловатых обломков пород трахитового состава (5—10%). Плагиоклаз деанортитизирован, кислый, эпидотизирован и пелитизирован. Темноцветные составляют 7—8% вкрапленников, эпидотизированы, хлоритизированы и карбонатизированы, по форме вкрапленников отвечают биотиту и пироксену. Основная масса витрофировая, флюидальная. Акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит.

Кварцевые трахитовые порфиры содержат 20—25% вкрапленников, в том числе плагиоклаза 15%, ортоклаза 7—10%, темноцветных 3—5%. Размер вкрапленников 0,2—1,5 мм. Темноцветные минералы представлены биотитом и хлоритизированным пироксеном. Основная масса кварц-полевошпатовая флюидальная. Акцессорные минералы — апатит, магнетит.

Туфы в разрезе акчинской свиты имеют состав соответствующих лавовых пород, характеризуются литокристаллокластической и реже литовитрокристаллокластической структурами. Среди них по размеру пирокластического материала выделяются глыбовые, агломератовые, ляпиллиевые и пепловые (псаммитовые и алевритовые) туфы. Преобладают бомбы, ляпилли и пепел угловатой формы; округлые, овально-округлые бомбы редки. Лишь в бассейне Ничбашая в нижней части акчинской свиты известен туфовый горизонт, в котором содержится несколько пластов, состоящих целиком из шаровидных и эллипсоидальных бомб андезитового состава размером от 5 до 40 см в диаметре. Обычно глыбовые и агломератовые туфы развиты в районах предполагаемых центров извержений.

Как видно из описанного, дацит-андезитовая вулканогенная формация представлена довольно разнообразным набором пород от базальтового до трахитового состава (табл. 30). В большинстве случаев они отличаются от соответствующих типовых пород по Дэли значительным преобладанием щелочей и меньшим количеством полевошпатовой извести. При этом почти среди всех петрографических типов пород формации присутствуют наряду с нормальными разности пересыщенные глиноземом. Весьма отчетливо наблюдаются отклонения большей части пород от нормального щелочноземельного ряда в сторону повышения щелочей, что хорошо видно на приведенной диаграмме (рис. 10). Основная масса фигуративных точек располагается между вариационными кривыми состава лав Йеллустонского парка и

## Химический состав пород среднекарбоневой дацит-ан

| Порода   | Количество проб (номер пробы) | Место отбора  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|--|-------------------------------|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Андезит-базальтовый порфирит                       | 3                             | Бассейны рек Катранги, Кенжасая                     | 55,41            | 0,75             | 16,30                          | 3,97                           |
| То же  | 1 (590/13)                    | Хр. Каржантау                                       | 52,35            | 1,15             | 16,80                          | 3,57                           |
| Оливиновый долеритовый порфирит (субвулканический) | 1 (496/а)                     | Там же  | 50,05            | 1,10             | 16,52                          | 3,40                           |
| Андезитовый порфирит                               | 1 (265—6)                     | Бассейн р. Катранги                                 | 58,93            | 0,65             | 16,70                          | 3,15                           |
| Трахиандезит-базальтовый порфирит                  | 1 (218)                       | Р. Чукуртопансай (Алмалык)                          | 54,50            | 0,85             | 17,25                          | 4,60                           |
| Андезитовый порфирит                               | 4                             | Бассейны рек Саукбулак, Кызата, Кенжасай (Алмалык)  | 58,80            | 0,64             | 15,30                          | 4,18                           |
| То же  | 4                             | Бассейны рек Кызата, Кенжасай, Катранги (Алмалык)   | 58,96            | 0,62             | 16,98                          | 3,12                           |
| Трахиандезитовый порфирит                          | 4                             | Хр. Каржантау                                       | 57,04            | 0,78             | 18,03                          | 2,96                           |
| Трахиандезитовый порфирит (экструзивного купола)   | 6                             | Низовья Ниябашся                                    | 62,78            | 0,39             | 15,22                          | 3,89                           |
| Трахиандезитовый порфирит мелкопорфировый          | 5                             | Там же  | 58,76            | 0,47             | 16,83                          | 4,08                           |
| То же  | 1 (396)                       | " "   | 60,72            | 0,50             | 16,84                          | 4,07                           |
| Трахиандезитовый порфирит среднепорфировый         | 7                             | " "   | 58,16            | 0,56             | 16,87                          | 5,01                           |
| То же  | 1 (391)                       | " "   | 59,80            | 0,37             | 15,89                          | 5,10                           |
| Трахиандезитовый порфирит                          | 7                             | Бассейн Сагенексая                                  | 57,73            | 0,56             | 15,64                          | 4,67                           |
| Трахиандезитовый порфирит (субвулканический)       | 2                             | Правый борт р. Ангрэн (Загдонсай, Учбулаксай)       | 55,79            | 0,54             | 15,64                          | 2,57                           |
| Кварцевый диоритовый порфирит (субвулканический)   | 4                             | Бассейн р. Аксаката                                 | 58,74            | 0,56             | 17,20                          | 0,53                           |
| Андезит-дацитовый порфирит                         | 2                             | р. Саукбулаксай (Алмалык)                           | 62,56            | 0,58             | 14,45                          | 1,77                           |
| То же  | 3                             | Бассейны рек Катранги, Саукбулак, Каульды (Алмалык) | 59,60            | 0,34             | 16,97                          | 2,68                           |
| Трахиандезит-дацитовый порфирит                    | 1 (10/48)                     | Хр. Каржантау                                       | 61,88            | 0,71             | 17,04                          | 2,03                           |
| Трахиандезитовый порфирит (субвулканический)       | 2                             | Правый борт р. Ангрэн (Гошсай, Загдонсай)           | 57,62            | 0,54             | 16,11                          | 2,42                           |
| Трахиандезит-дацитовый порфирит (субвулканический) | 5                             | Слияние Лояксая и Лашкерексая                       | 59,82            | 0,52             | 15,56                          | 2,68                           |
| Дацитовый порфир                                   | 2                             | Бассейны рек Саукбулак, Кенжасая (Алмалык)          | 63,88            | 0,56             | 16,97                          | 1,70                           |
| Трахидацитовый порфир                              | 2                             | Бассейн Ничбашся (Бедренгетсай)                     | 61,12            | 0,43             | 15,26                          | 4,07                           |
| Дацитовый порфир субвулканический                  | 1 (572)                       | Правый борт р. Ангрэн (водораздел Гошсая и Карабау) | 62,30            | 0,47             | 16,20                          | 2,74                           |
| То же  | 1 (573)                       | Там же  | 61,43            | 0,47             | 16,68                          | 2,56                           |

Таблица 30

## дезитовой формации Бельтау-Кураминской зоны

| FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П.п.п. | Сумма  | Авторы  |
|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|---|
| 3,56 | 0,13 | 4,09 | 5,48 | 3,78              | 2,71             | 0,37                          | 3,26   | 99,81  | Ж. Н. Кузнецов<br>(1964 г.)                                   |
| 5,60 | 0,30 | 3,50 | 7,71 | 3,16              | 2,85             | 0,74                          | 2,10   | 99,83  | В. П. Коржаев (1966 г.)                                       |
| 5,39 | 0,15 | 4,50 | 8,69 | 2,66              | 3,00             | 0,58                          | 3,52   | 99,56  | Тот же  |
| 2,80 | 0,13 | 3,85 | 4,94 | 3,77              | 1,00             | 0,25                          | 3,18   | 99,35  | Ж. Н. Кузнецов<br>(1964 г.)                                   |
| 3,52 | —    | 3,85 | 5,01 | 4,12              | 4,00             | 0,32                          | 1,78   | 99,80  | Ж. Н. Кузнецов<br>(1966 г.)                                   |
| 2,40 | 0,15 | 3,65 | 6,57 | 3,27              | 1,44             | 0,07                          | 2,34   | 98,81  | А. Р. Ярмухамедов<br>(1963 г.), Ж. Н. Кузнецов<br>(1964 г.)   |
| 3,22 | 0,08 | 3,54 | 4,31 | 3,37              | 2,81             | 0,25                          | 2,14   | 99,40  | Те же   |
| 2,82 | 0,16 | 2,46 | 4,69 | 4,24              | 4,14             | 0,36                          | 2,16   | 99,84  | В. П. Коржаев (1966 г.)                                       |
| 0,79 | 0,09 | 1,79 | 2,34 | 4,42              | 4,72             | 0,25                          | 2,91   | 99,59  | В. А. Арапов (1967 г.)  |
| 1,38 | 0,10 | 2,49 | 2,59 | 4,71              | 4,93             | 0,30                          | 2,55   | 99,10  | Тот же  |
| 1,08 | 0,12 | 2,70 | 2,52 | 4,23              | 4,20             | 0,32                          | 2,42   | 99,72  | " "   |
| 1,51 | 0,13 | 2,56 | 3,53 | 4,16              | 4,46             | 0,29                          | 3,37   | 100,61 | " "   |
| 0,47 | 0,10 | 3,32 | 1,96 | 4,06              | 4,77             | 0,26                          | 3,73   | 99,93  | " "   |
| 1,35 | 0,11 | 2,06 | 4,94 | 3,79              | 4,54             | 0,32                          | 4,40   | 100,11 | " "   |
| 4,02 | 0,21 | 3,86 | 6,13 | 2,53              | 3,19             | 0,40                          | 4,52   | 99,40  | Ю. Х. Ахмедуллин,<br>(1967 г.)                                |
| 4,81 | 0,12 | 2,89 | 5,07 | 3,69              | 2,07             | 0,23                          | 3,92   | 99,83  | В. А. Арапов (1966 г.)  |
| 2,45 | 0,17 | 3,85 | 7,70 | 2,66              | 0,42             | —                             | 0,99   | 97,60  | А. Р. Ярмухамедов<br>(1963 г.)                                |
| 2,76 | 0,05 | 3,67 | 3,37 | 2,05              | 3,13             | —                             | 2,36   | 96,98  | А. Р. Ярмухамедов<br>(1963 г.), А. В. Покровский<br>(1957 г.) |
| 2,23 | 0,12 | 1,50 | 2,52 | 4,95              | 4,74             | 0,26                          | 2,42   | 100,40 | В. П. Коржаев (1966 г.)                                       |
| 3,89 | 0,15 | 2,87 | 4,13 | 3,90              | 3,42             | 0,34                          | 4,14   | 99,53  | Ю. Х. Ахмедуллин<br>(1967 г.)                                 |
| 2,60 | 0,11 | 2,32 | 3,10 | 4,36              | 4,51             | 0,22                          | 4,13   | 99,93  | В. А. Арапов (1967 г.)  |
| 2,20 | 0,08 | 2,69 | 2,24 | 2,74              | 4,28             | 0,12                          | 2,15   | 99,61  | А. Р. Ярмухамедов<br>(1963 г.), Ж. Н. Кузнецов<br>(1964 г.)   |
| 0,93 | 0,11 | 1,87 | 2,75 | 4,23              | 5,23             | 0,26                          | 3,63   | 99,89  | В. А. Арапов (1967 г.)  |
| 2,10 | 0,14 | 2,31 | 3,36 | 4,26              | 3,34             | 0,24                          | 2,48   | 99,94  | М. П. Аделунг (1966 г.)                                       |
| 2,63 | 0,14 | 2,20 | 3,76 | 3,29              | 3,16             | 0,23                          | 3,12   | 99,67  | Тот же  |

| Порода   | Количество проб (номер пробы) | Место отбора                   | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|--|-------------------------------|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Игнимбрит дацитового порфира                           | 10                            | Алтынтопкан                    | 64,41            | 0,54             | 16,24                          | 2,12                           |
| Игнимбрит трахиандезит-дацитового порфирита            | 11                            | Правый борт р. Ангрен          | 60,75            | 0,51             | 16,45                          | 4,55                           |
| То же  | 4                             | Там же                         | 59,17            | 0,45             | 16,45                          | 5,45                           |
| Трахиандезит-дацитовый порфирит (экструзивного купола) | 13                            | Междуречье Наугарзан — Сагенек | 60,29            | 0,47             | 16,45                          | 3,89                           |
| Трахиандезит-дацитовый порфирит (субвулканический)     | 13                            | Там же                         | 60,67            | 0,51             | 16,26                          | 2,51                           |
| Трахилитаритовый порфир                                | 6                             | Хр. Каржантау                  | 66,68            | 0,39             | 15,59                          | 2,25                           |
| То же  | 1 (590/25)                    | " "                            | 66,30            | 0,47             | 15,85                          | 2,56                           |
| Трахитовый порфир                                      | 5                             | " "                            | 64,85            | 0,32             | 15,92                          | 2,13                           |
| То же  | 1 (1307/8)                    | " "                            | 64,69            | 0,48             | 16,01                          | 2,12                           |
| " "  | 1 (9/46)                      | " "                            | 62,40            | 0,45             | 16,04                          | 2,23                           |
| Трахиандезитовый порфирит                              | 1 (10/53)                     | " "                            | 57,36            | 0,70             | 18,70                          | 4,10                           |
| Трахидацитовый порфир                                  | 1(1345/11)                    | " "                            | 64,84            | 0,75             | 14,86                          | 8,11                           |

Этны. Характерной особенностью является преобладание закисного железа над окисным в субвулканических телах. Обратные соотношения наблюдаются в породах лавовых потоков и экструзивных куполов.

Изучение геохимии вулканитов верхнего палеозоя в регионе только начинается. Количество валовых геохимических анализов отдельных вулканических пород еще очень невелико. Вследствие этого общие особенности геохимии и металлогенической специализации вулканогенных комплексов не могут быть в настоящее время охарактеризованы. Решение вопроса о вхождении отдельных элементов-примесей в те или иные породообразующие минералы и скрытокристаллический базис порфировых вулканических пород практически невозможно, так как эти породы повсеместно подвергнуты в той или иной степени региональному поствулканическому гидротермальному метаморфизму. Среди продуктов последнего наиболее широко развиты пропилитизированные породы.

В табл. 31 приводятся результаты анализов геохимических проб некоторых разновидностей вулканических пород дацит-андезитовой формации по материалам Вулканологической партии РТЭ треста «Ташкентгеология». Сопоставление результатов анализов со средними содержаниями химических элементов в средних типах пород (по А. П. Виноградову, 1956 г.) показывает следующее. В породах формации значительно превышены содержания таких элементов, как свинец в 2,3—3,3 раза, бериллий в 1,2—2,6 раза, торий в 2,6—3,4 раза, барий — в 3,3—4,5 раза, скандий в 5,8 раза, галлий — в 1,5 раза, литий — в 3—3,5 раза. Цинк и медь в трахиандезитовых порфиритах незначительно преобладают (в 1,1—1,2 раза), а в остальных породах соответствуют содержанию в средних типах пород. Содержание молибдена

Продолжение табл. 30

| FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П.п.п. | Сумма  | Авторы  |
|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|---|
| 2,74 | 0,07 | 1,81 | 3,27 | 2,80              | 2,95             | 0,24                          | 2,43   | 99,62  | В. Ф. Базиль (1962 г.),<br>Ю. М. Кузичкина (1960 г.)                        |
| 0,96 | 0,07 | 1,87 | 3,57 | 4,30              | 3,55             | 0,22                          | 3,29   | 100,09 |   |
| 1,25 | 0,04 | 2,10 | 2,68 | 4,50              | 3,18             | 0,27                          | 2,83   | 98,37  | М. С. Сулейманов,<br>О. В. Белоplotова (1967 г.), Ю. Х. Ахмедулин (1967 г.) |
| 1,38 | 0,10 | 1,62 | 3,65 | 4,28              | 4,40             | —                             | 3,11   | 99,64  | Те же   |
| 2,68 | 0,12 | 2,23 | 4,11 | 3,76              | 3,69             | —                             | 2,97   | 99,51  | В. А. Арапов (1967 г.)  |
| 0,81 | 0,09 | 0,52 | 1,13 | 4,20              | 5,61             | 0,15                          | 1,87   | 99,29  | Тот же  |
| 1,58 | 0,14 | 0,30 | 1,68 | 4,00              | 5,66             | 0,09                          | 1,34   | 99,97  | В. П. Коржаев (1966 г.)   |
| 1,28 | 0,08 | 0,69 | 1,92 | 4,18              | 5,54             | 0,11                          | 3,09   | 100,11 | " "   |
| 1,65 | 0,08 | 1,05 | 2,20 | 4,50              | 5,64             | 0,18                          | 1,22   | 99,82  | " "   |
| 2,05 | 0,10 | 1,35 | 2,32 | 4,50              | 5,44             | 0,16                          | 2,36   | 99,40  | " "   |
| 1,00 | 0,10 | 1,80 | 5,30 | 4,00              | 4,00             | 0,28                          | 2,38   | 99,72  | " "   |
| 0,32 | 0,08 | 0,30 | 1,96 | 3,57              | 4,47             | 0,30                          | 0,82   | 100,38 | " "   |

в кварцевых диоритовых порфиритах и трахиандезит-дацитовых порфиритах на порядок выше. В меньших количествах присутствуют никель (в 4,5—7 раза), хром (в 1,5—2,5 раза), титан (в 2 раза), цирконий (в 1,3—2,3 раза), стронций (в 2—2,6 раза), уран (в 2—5 раза). Кобальт, ванадий, рубидий, цезий, вольфрам присутствуют в количествах, соответствующих средним типам изверженных пород по А. П. Виноградову. Отмечается повсеместное содержание иттрия ( $1-1,3 \times 10^{-3}$ ) и иттербия ( $1 \cdot 10^{-4}$ ).

По данным В. И. Рехарского (1965 г.) в лавах и туфах андезитовых порфиритов акчинской свиты района содержится (в вес. %) молибдена —  $1,1 \cdot 10^{-4}$ , урана —  $1,5 \cdot 10^{-4}$ , меди —  $2,74 \cdot 10^{-3}$ , а в лавах и туфах дацитовых и андезит-дацитовых порфиров соответственно  $0,8 \times 10^{-4}$ ;  $1,4 \cdot 10^{-4}$ ;  $2,31 \cdot 10^{-3}$ . Эти цифры близки вышеприведенным.

Сведения о содержаниях золота в средних породах у А. П. Виноградова отсутствуют. Полученные результаты показывают повсеместное содержание в породах формации золота от  $0,39 \cdot 10^{-7}$  до  $0,71 \cdot 10^{-7}$ . При этом в кварцевых диоритовых порфиритах эта цифра на порядок выше. Указанные содержания ниже в 5—10 раз, чем в средних базальтовых и гранитных породах и средних материковых изверженных породах, для которых К. Турекианом и К. Ведеполем (Turekian a. Wedepohl, 1961) приводится весовой кларк  $4 \cdot 10^{-7}$ .

В породах дацит-андезитовой формации на территории узбекской части Бельтау-Кураминской зоны размещается около 10% всех известных рудопоявлений и месторождений эндогенного типа. Из них основное практическое значение имеют проявления кварц-золоторудной и кварц-алунитовой минерализации.

Рудопроявления кварц-золоторудного типа пространственно связаны с субвулканическими телами или размещаются вблизи них. Эта особенность, а также отсутствие практически значимых проявлений золотого оруденения в более молодых вулканогенных комплексах позволяют утверждать, что они образовались в конце московского века

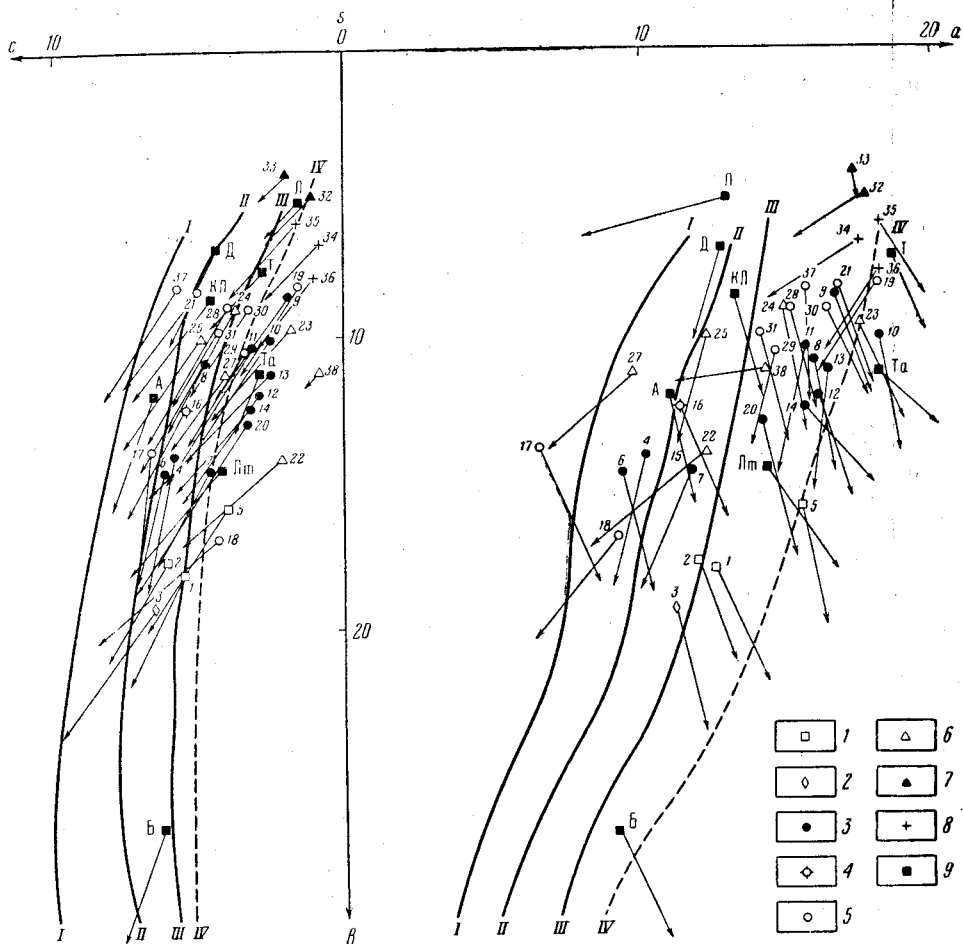


Рис. 10. Диаграмма химического состава пород среднекарбонатового дацит-андезитового вулканогенного комплекса

1 — андезито-базальтовые и трахиандезит-базальтовые порфириты; 2 — долеритовые порфириты; 3 — андезитовые и трахиандезитовые порфириты; 4 — диоритовые порфириты; 5 — андезито-дацитовые и трахиандезит-дацитовые порфириты; 6 — дацитовые и трахидацитовые порфириты; 7 — трахилипаритовые порфириты; 8 — трахитовые порфириты; 9 — типовые породы по Р. Дэли; Л — липарит, Д — дацит, Т — трахит, КЛ — кварцевый латит, Та — трахиандезит, А — андезит, Лт — латит, Б — базальт. Вариационные кривые составов лав: I — тип Пеле, II — тип Лассен-Пик, III — тип Йеллустонского парка, IV — тип Этны

после завершения активной вулканической деятельности и внедрения субвулканических тел в областях разгрузки гидротерм и относить к гиповулканогенному типу месторождений по классификации Г. Н. Щербы (1965 г.).

Алунитовая минерализация связана с полями вторичных кварцитов, которые приурочены к предполагаемым центрам извержений или субвулканическим телам дацит-андезитовой формации. По аналогии с областями современной активной вулканической деятельности алунитовые проявления региона относятся к образованиям приповерхност-



ной фумарольно-сульфатарной проработки пород вулканических построек и выделяются по классификации Г. Н. Щербы в группу вулканогенных экзгалационно-метасоматических месторождений. Существует и другая точка зрения на происхождение алунитовых кварцитов в районе. Р. А. Мусин (Мусин, Ярмухамедов, 1968) объясняет их образование экзогенными процессами — серноокислотной переработкой насыщенных пиритом эффузивов.

### *Верхнекаменноугольная (?) липаритовая формация*

Верхнекаменноугольная липаритовая формация развита локально. Выделявшиеся ранее в пределах кураминской части Бельтау-Кураминской зоны обширные участки ее пород (оясайская свита Н. П. Васильковского, 1952) в последующем были отнесены либо к нижнепермским, либо к верхнепермоко-нижнетриасовым образованиям (Арапов, Ткачев, 1962). Площадь распространения пород формации в узбекской части региона не превышает 320 км<sup>2</sup>. Они условно выделяются в хр. Каржантау (Каржантауская мульда), в Чаткальском хребте по правобережью Ангрена (Карабашская и Чилтенская мульды) и в Кураминском хребте (Гавасайский прогиб).

Формация представлена породами фаций текучих лав, эксплозивной, экструзивной и субвулканической. Образования первых двух фаций слагают стратифицированную толщу оясайской свиты, на долю которой приходится около 50% площади распространения пород формации. Оясайская свита с несогласием залегает на акчинской (хр. Каржантау, правобережье Ангрена) и перекрывается с размывом породами кызылнуриной (правобережье Ангрена) или шурабсайской (Гавасай) свит. Указанное положение свиты в разрезе верхнего палеозоя позволяет отнести ее условно к образованиям верхнего карбона.

По правобережью Ангрена оясайская свита сложена толщей переслаивания лав, лавовых брекчий и туфов липаритовых, фельзитовых, сферолитовых порфиров и фельзитов. В верховьях Дукентсая в верхней части разреза свиты появляются лавы трахилипаритовых порфиров. Т. Н. Далимовым (1964 г.) в верховьях Шавасая в составе свиты описан горизонт игнимбригов липаритовых порфиров мощностью до 600 м. По Гавасаю, по данным Н. И. Соловьева, свита целиком сложена лавами перечисленных пород.

В основании свиты обычно присутствует горизонт осадочных пород, состоящий из переслаивания конгломератов, гравелитов, песчаников с прослоями алевролитов и местами редких пропластков известняков. Прослой осадочных пород иногда встречаются и выше по разрезу, но их роль в составе свиты незначительна. Мощность оясайской свиты в Карабашской мульде по И. М. Богомольному 816 м, по Б. О. Андерсону 590—750 м. В несколько раз более мощный разрез сохранился в соседней Чилтенской мульде. Р. С. Рахимовым приводится цифра 4095 м, которая, видимо, завышена вследствие включения в разрез субвулканических тел. По данным Б. Л. Рыбалова мощность разреза 1900—3150 м, в среднем 2500 м. Такая же мощность свиты приводится Н. П. Васильковским (1952) для бассейна Дукентсая.

Значительно отличается от предыдущих разрез оясайской свиты в хр. Каржантау, где преобладают лавы и туфы трахилипаритовых и трахитовых порфиров. В. П. Коржаевым отмечается также присутствие среди пирокластов игнимбригов липаритового состава. Мощность свиты в этом районе 2140 м.

В целом характерно, за исключением Гавасая, преобладание в разрезе оясайской свиты пирокластических пород над лавовыми

Средние содержания химических элементов в некоторых породах дацит-андезитовой вулканогенной формации (в вес. %)

Таблица 31

| Породы   | Место взятия проб                  | Количественные определения |                           |                           |                           |                           |                          |                           |                          |                           |                          |                           |                           |                           |                           |
|--|------------------------------------|----------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------------|---------------------------|--------------------------|---------------------------|--------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
|  |                                    | Ас,<br>1·10 <sup>-7</sup>  | Pb,<br>1·10 <sup>-3</sup> | Zn,<br>1·10 <sup>-3</sup> | Cu,<br>1·10 <sup>-3</sup> | Mo,<br>1·10 <sup>-4</sup> | W,<br>1·10 <sup>-4</sup> | Be,<br>1·10 <sup>-4</sup> | B,<br>1·10 <sup>-3</sup> | Sr,<br>1·10 <sup>-2</sup> | U,<br>1·10 <sup>-4</sup> | Th,<br>1·10 <sup>-4</sup> | Li,<br>1·10 <sup>-3</sup> | Rb,<br>1·10 <sup>-2</sup> | Cs,<br>1·10 <sup>-4</sup> |
| Трахиандезит-дацитовые порфиристы (субвулканическая и экструзивная фации)              | Бассейны рек Лояк, Гушсай, Сагенек | 0,64                       | 3,5                       | 7,4                       | 3,4                       | 1                         | 1,29                     | 2,17                      | 2,4                      | 4,5                       | 0,7                      | 1,9                       | 7                         | 2,3                       | 4,3                       |
|  |                                    | 20                         | 14                        | 14                        | 14                        | 14                        | 14                       | 14                        | 14                       | 14                        | 33                       | 33                        | 14                        | 14                        | 14                        |
| Кварцевые диоритовые порфиристы (субвулканическая фация)                               | Р. Аксаката                        | 30,2                       | 4,8                       | 7,8                       | 2,5                       | 1                         | 1,18                     | 1,43                      | 1,09                     | 4,5                       | 0,4                      | 17                        | 6,6                       | 0,87                      | 2,5                       |
|  |                                    | 3                          | 6                         | 6                         | 6                         | 6                         | 6                        | 6                         | 6                        | 6                         | 6                        | 5                         | 6                         | 6                         | 6                         |
| Лавы биотит-пироксеновых трахиандезитовых порфиритов (мелкопорфировых)                 | Р. Ничбаш                          | 0,71                       |                           |                           |                           |                           |                          |                           |                          |                           | 0,98                     | 21                        |                           |                           |                           |
|  |                                    | 11                         |                           |                           |                           |                           |                          |                           |                          |                           | 11                       | 11                        |                           |                           |                           |
| Лавы пироксен-амфибол-биотитовых трахиандезитовых порфиритов (среднепорфировых)        | Там же                             | 0,39                       |                           |                           |                           |                           |                          |                           |                          |                           | 1                        | 19                        |                           |                           |                           |
|  |                                    | 18                         |                           |                           |                           |                           |                          |                           |                          |                           | 19                       | 19                        |                           |                           |                           |
| Пироксен-биотитовые трахиандезитовые порфиристы (среднепорфировые, экструзивный купол) | " "                                | 0,68                       |                           |                           |                           |                           |                          |                           |                          |                           | 0,98                     | 24                        |                           |                           |                           |
|  |                                    | 6                          |                           |                           |                           |                           |                          |                           |                          |                           | 7                        | 7                         |                           |                           |                           |
| Трахиандезит-дацитовые порфиристы (субвулканическое тело)                              | Слияние рек Лояк и Лашкерек        | 0,42                       |                           |                           |                           |                           |                          |                           |                          |                           | 0,43                     | 21                        |                           |                           |                           |
|  |                                    | 5                          |                           |                           |                           |                           |                          |                           |                          |                           | 6                        | 6                         |                           |                           |                           |

| Породы  | Спектральный анализ       |                           |                          |      |                           |                           |                           |                           |                           |                           |                           |                          |                           |                           |                           |                           |
|---|---------------------------|---------------------------|--------------------------|------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
|   | Ba,<br>1·10 <sup>-2</sup> | Sr,<br>1·10 <sup>-2</sup> | V,<br>1·10 <sup>-2</sup> | Ti   | Cr,<br>1·10 <sup>-3</sup> | Cu,<br>1·10 <sup>-3</sup> | Pb,<br>1·10 <sup>-3</sup> | Zn,<br>1·10 <sup>-3</sup> | Ni,<br>1·10 <sup>-3</sup> | Co,<br>1·10 <sup>-3</sup> | Be,<br>1·10 <sup>-4</sup> | Y,<br>1·10 <sup>-3</sup> | Yb,<br>1·10 <sup>-4</sup> | Zr,<br>1·10 <sup>-2</sup> | Sc,<br>1·10 <sup>-4</sup> | Ga,<br>1·10 <sup>-3</sup> |
| Трахиандезит-дацитовые порфиристы (субвулканическая и экструзивная фа-) | 24                        | 4,6                       | 1,1                      | 0,46 | 3,8                       | 3,2                       | 6,9                       | 9,7                       | 1,1                       | 0,9                       | 4                         | 1                        | 1                         | 2                         | 14                        | 2,4                       |
|   | 33                        | 33                        | 33                       | 33   | 33                        | 33                        | 33                        | 33                        | 33                        | 33                        | 33                        | 33                       | 33                        | 33                        | 33                        | 33                        |

|    |     |     |      |     |     |     |     |     |     |     |     |    |     |    |     |
|----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|----|-----|
| 20 | 5,6 | 0,7 | 0,57 | 5,3 | 1,8 | 6,3 | 6   | 1,5 | 0,9 | 3   | 1   | 1  | 2   | 10 | 1,7 |
| 6  | 6   | 6   | 6    | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 6  | 6   | 6  | 6   |
| 29 | 4,5 | 1,2 | 0,4  | 2   | 4,5 | 5,7 | 8,9 | 1   | 1   | 4,4 | 1   | 1  | 1,1 | 13 | 3   |
| 11 | 11  | 11  | 11   | 11  | 11  | 11  | 11  | 11  | 11  | 11  | 11  | 11 | 11  | 11 | 11  |
| 25 | 4,5 | 1,3 | 0,46 | 3,4 | 4,3 | 3,6 | 8   | 1,2 | 1,1 | 4,7 | 1,3 | 1  | 1,7 | 19 | 3   |
| 19 | 19  | 19  | 19   | 19  | 19  | 19  | 19  | 19  | 19  | 19  | 19  | 19 | 19  | 19 | 19  |
| 22 | 3,3 | 0,9 | 0,42 | 4,1 | 3,5 | 3,7 | 9   | 1,1 | 1   | 4   | 1   | 1  | 2   | 16 | 3   |
| 8  | 8   | 8   | 8    | 8   | 8   | 8   | 8   | 8   | 8   | 8   | 8   | 8  | 8   | 8  | 8   |
| 30 | 3   | 1,2 | 0,46 | 3,3 | 4   | 3,8 | 9   | 0,8 | 1   | 4   | 1   | 1  | 0,9 | 20 | 3   |
| 6  | 6   | 6   | 6    | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 6   | 6  | 6   | 6  | 6   |

Примечание. В числителе приведены средние содержания, в знаменателе — количество анализов.

(табл. 32). Мощность отдельных лавовых потоков колеблется от нескольких метров до 40 м, а в отдельных случаях до 90—100 м. Мощность туфовых пластов нередко превышает 100—200 м.

Более детальные подсчеты для правобережья Ангрена проведены Т. Н. Далимовым (1968), которые показывают следующую картину. Общий объем лаво-пирокластических пород оясайской свиты в Карабашской мульде составляет 90—95 км<sup>3</sup>, в Чилтенской 330—340 км<sup>3</sup>. При этом на лавовый материал приходится соответственно лишь 1—1,5 и 1,2 км<sup>3</sup>. Коэффициент explosивности для Чилтенской мульды равен 99,5, для Карабашской 98,6. Туфы и игнимбриты в разрезе свиты присутствуют примерно в равных соотношениях.

Как уже указывалось, около половины площади развития пород формации составляют образования субвулканической и экструзивной фаций. Они распространены в основном в Каржантауской и Чилтенской кольцевых вулcano-тектонических депрессиях и вокруг их.

В пределах Каржантауской мульды В. П. Коржаевым выделены и описаны многочисленные субвулканические тела, экструзивные купола и неки самых различных размеров. Субвулканические тела представлены штоками, силлами, дайкообразными телами и дайками, vyplненными липаритовыми, трахилипаритовыми, фельзитовыми и сферолитовыми порфирами. Штоки в плане обычно изометричные, овальные, с крутыми секущими контактами, размером от первых сотен квадратных метров до 2 км<sup>2</sup>. Наиболее крупные штоки в центральной части сложены хорошо раскристаллизованными кварцевыми монзонитпорфирами, переходящими в приконтактной части в лавоподобные плохо раскристаллизованные трахидацитовые порфиры. Мощность приконтактной оторочки 25—500 м. К этой группе относятся тела Мингбулакское, Каракиинское (3 км<sup>2</sup>), Акташское (6—7 км<sup>2</sup>) и Аулиесай-

## Соотношения типов пород и лаво-пирокластического материала (в м) в разрезах Узбекской

| Место разреза                                  | Мощность разреза | Липаритовые порфиры |        |             | Сферолитовые порфиры | Фельзит-порфиры |       |
|--|------------------|---------------------|--------|-------------|----------------------|-----------------|-------|
|  |                  | Лавы                | Туфы   | Игним-бриты | Лавы                 | Лавы            | Туфы  |
| Хр. Каржантау, бассейны рек Оясай, Каракия     | 2141,0           | —                   | 296,1  | 304,0       | —                    | 203,1           | 20,5  |
| Хр. Чаткальский, бассейн р. Шавас              | 816,0            | 111,7               | 521,7  | —           | 21,6                 | 143,1           | —     |
| Хр. Чаткальский, бассейны рек Дукент, Алатанга | 4089,8           | 773,4               | 1669,5 | —           | —                    | 312,7           | 171,0 |
| Хр. Кураминский, бассейн р. Гава               | 657,5            | —                   | —      | —           | 184,5                | 435,5           | —     |

ское (13—14 км<sup>2</sup>). Со стороны экзоконтактов Мингбулакского и Каракинского тел вмещающие породы превращены в серицит-каолинит-диаспоровые кварциты мощностью 5—30 м.

Силлы имеют мощность от 50 до 100 м при протяженности 0,5—1 км, дайкообразные тела — соответственно 250 м и 3 км, дайки — 5—10 м и 0,4—3 км.

Для экструзивных куполов характерны переходы от секущих каналов в покровы. В плане они овальные, сложены флюидальными трахидацитовыми, трахитовыми, трахилипаритовыми порфирами. Размеры в плане от 0,04 до 0,9 км<sup>2</sup>.

В верховьях Четкаржанса В. П. Коржаевым установлена чашеобразная впадина. Дно ее овальной формы. Размеры впадины 0,6 × 1 км. Выполнена она делювиальными четвертичными отложениями, из-под которых обнажаются пласты туфов и туфопесчаников, полого наклоненных к центру впадины. Внутри впадины наблюдаются два округлых некка фельзит-порфиров диаметром до 100—200 м. В бортах впадины пласты пирокластических пород падают в стороны от ее центра. Видимо, указанная постройка представляет собой кратер вулкана с двумя жерловинами в ее центре закупоренными лавами фельзит-порфиров.

На южных склонах Чаткальского хребта, по правобережью Ангрена, наибольшее развитие субвулканических тел и экструзивных куполов отмечается на площади Чилтенской мульды проседания. Сложены они липаритовыми, фельзитовыми порфирами и фельзитами. Размеры в плане самые разнообразные — от 0,02 км<sup>2</sup> до нескольких квадратных километров, некоторые до 10—11 км<sup>2</sup>. Во врезках долин рек для тел характерна столбчатая отдельность. Крупные штокообразные тела имеют неправильную форму, мелкие в плане овальные.

Фельзиты и фельзит-порфиры чаще всего выполняют субвулканические тела, реже образуют небольшие потоки лав, лавовых брекчий и кластолав. Обычно это флюидальные породы светлой окраски: розовые, светло-розовые, розовато-бурые, светло-бурые, сиреневые, кирпично-красные. Содержание вкрапленников в фельзитах-порфирах 3—10%, размеры их 0,2—2 мм. Представлены вкрапленники пелитизированным ортоклазом, серицитизированным альбит-олигоклазом, изредка встречаются кристаллы биотита. Нередко вкрапленники углова-

Таблица 32  
оясайской свиты в кураминской части Бельтау-Кураминской зоны (в пределах ССР)

| Липарито-дацитовые порфиры |       | Трахилипаритовые порфиры |       | Трахитовые порфиры |       | Алевриты, песчанники, конгломераты, известняки, гравелиты | Суммарные мощности |        | Автор   |
|----------------------------|-------|--------------------------|-------|--------------------|-------|---|--------------------|--------|---|
| Лавы                       | Туфы  | Лавы                     | Туфы  | Лавы               | Туфы  |   | лав                | туфов  |   |
| —                          | —     | 267,6                    | 355,9 | 298,7              | 144,5 | 250,6   | 769,4              | 1121,0 | В. П. Коржаев (1963 г.)<br>И. М. Богомольный (1962 г.)<br>Р. С. Рахимов (1967 г.)<br>Н. И. Соловьев (1966 г.) |
| —                          | 16,9  | —                        | —     | —                  | —     | 1,0   | 276,4              | 538,6  |   |
| 20,0                       | 273,0 | 600,9                    | —     | —                  | —     | 269,3   | 1707,0             | 2113,5 |   |
| —                          | —     | —                        | —     | —                  | —     | 37,5  | 620,0              | —      |   |

тые, оскольчатые. В фельзитах в отличие от фельзит-порфиров порфиры вкрапленники почти отсутствуют.

Основная масса имеет микропйклитовую, микрофельзитовую и микросферолитовую структуру и флюидальную текстуру. Состав ее кварц-полевошпатовый. Аксессуарные минералы весьма редки (апатит, циркон).

Потоки шаровых лав фельзит-пирфиров описаны Н. И. Соловьевым по Гавасаю. Состоят они из массивных шаров диаметром от 1 см до 1 м и лавового цемента. Распределение шаров в лаве неравномерное, иногда она целиком состоит из них,

Сферолитовые порфиры в отличие от предыдущей группы пород характеризуются наличием радиальнолучистых сферокристаллов калиевого полевого шпата, количество которых достигает 50—60% от объема породы. Форма их округлая и эллипсоидальная, диаметр 0,3—1 см. В центре сферокристаллов иногда встречаются зерна калиевого полевого шпата. На выветрелой поверхности породы сферокристаллы выделяются в виде белесых пятен на фоне более темной стекловатой основной массы. Состав вкрапленников, их количество, структура и текстура основной массы, цвет такие же как в фельзит-порфирах.

Трахилипаритовые порфиры состоят из вкрапленников и основной массы. Количество вкрапленников колеблется от 5—7 до 25—30%, размер их 0,5—3 мм. Представлены они плагиоклазом, ортоклазом, корродированными зернами кварца и биотитом. Основная масса — полуразложенное стекло с флюидальной текстурой. Вторичные минералы: по биотиту — хлорит, по плагиоклазу — серицит, пелит, по ортоклазу — пелит. Встречаются потоки с отчетливой шаровой отдельностью; диаметры шаров от 2 до 40 см.

Трахитовые порфиры расположены только в хр. Каржантау, где слагают экструзивные купола, субвулканические тела и лавовые потоки. Это массивные буровато-серые, сиренево-фиолетовые, бордовые, розовато-серые, порфировые породы, иногда с флюидальной текстурой. Количество фенокристаллов колеблется от 3—5 до 40—45%. Среди них в порядке преобладания выделяются деанортитизированный плагиоклаз, ортоклаз, биотит, пироксен. В некоторых разностях место пироксена занимает роговая обманка. Количество темноцветных минералов резко уступает полевым шпатам.

Основная масса имеет трахитовую структуру, чаще представлена бурым разложенным стеклом с отчетливой флюидалной текстурой. Иногда в стекле различается зачаточная сферолитовая структура. Аксессуарные минералы — апатит, циркон, магнетит. Породы в целом сильно разложены. По плагиоклазам развивается карбонат, альбит, серицит, по ортоклазу — пелит, карбонат, эпидот, по биотиту — апатит, мусковит, карбонат, кварц, по пироксену — карбонат, кварц.

Игнимбриты липаритовых порфиров в виде довольно мощных покровов встречаются в разрезах оясайской свиты в хр. Каржантау и на южных склонах Чаткальского хребта. В целом это массивные лавоподобные породы розовато-серой, буровато-розовой, серовато-бурой и бордово-фиолетовой окраски. Структура пород литовитрокристаллопластическая, с многочисленными выделениями фьямме. Состоит преимущественно из обломков минералов, стекла и пород, суммарное количество которых достигает 20—50%. Обломки минералов представлены кварцем, ортоклазом, кислым плагиоклазом, биотитом, апатитом, цирконом. Связующая масса состоит из спекшихся пепловых частиц вулканического стекла или целиком из вулканического стекла с реликтами пепловых частиц; характерна псевдофлюидалная текстура. Местами в вулканическом стекле отмечается микросферолитовая раскристаллизация.

Линзовидные выделения фьямме имеют более темную окраску и тот же состав. Количество их и размеры уменьшаются от подошвы покрова к центру вплоть до полного их исчезновения в наиболее мощных покровах.

Кварцевые монцонит-порфиры слагают ряд крупных субвулканических тел в хр. Каржантау. По данным В. П. Коржаева, они представляют собой массивные светло-серые порфировые породы, количество порфировых вкрапленников в которых достигает 60%. Размер вкрапленников 2—3 мм. Представлены они плагиоклазом (андезин № 35—36) — 32—41%, ортоклазом — 0,5—3%, биотитом — 4—6%, пироксенном — 2—5%. В некоторых телах встречаются порфиробласты роговой обманки. В породах Аулиесайского тела отмечается отклонение в сторону кварц-пироксеновых сиенит-порфиров, которые отличаются меньшим количеством вкрапленников темноцветных минералов и более кислым плагиоклазом (№ 30—32).

Основная масса имеет микроалитовую, реже микрогранитовую структуру и состоит из кварца и калиевого полевого шпата в соотношении 1:2. Аксессуарные минералы — апатит, циркон, магнетит. Широко развиты в породе вторичные минералы — серицит, хлорит, эпидот, актинолит.

Как уже указывалось, кварцевые монцонит-порфиры в краевых частях тел переходят в лавоподобные породы, имеющие более темный цвет, резко меньшее количество вкрапленников и стекловатую флюидальную основную массу.

Оливиновые трахибазальты выделены Ю. Х. Ахмедуллин, И. В. Мушкиным и Д. Ш. Юсудбаевым по правобережью Ангрена в бассейнах рек Акча, Шаваз и Карабау. По данным И. В. Мушкина, эти породы слагают ряд штокообразных (площадью до 1,2 км<sup>2</sup>), трубчатых и реже дайкообразных субвулканических тел мощностью 5—6 м, пространственно располагающихся в зонах разломов. Тела прорывают вулканы оясайской свиты и сами прорваны монцонит-порфирами и сиенит-порфирами.

Породы указанных тел имеют темно-зеленый, почти черный цвет, состоят из магматического цемента и заключенных в нем обломков,

преимущественно гомогенных включений. Размеры обломков в поперечнике 10—30 см, форма преимущественно угловатая с несколько закругленными краями. Согласно классификации В. А. Милашева, М. И. Рабкина и др. (1963 г.) такого типа породы относятся к автолитовым эруптивным брекчиям. Ближе к контакту с вмещающими породами резко увеличивается роль эналлогенных включений (обломки туфолов, туфобрекчий липаритовых порфиров и сферолит-порфиров). Размер этих обломков изменяется от нескольких миллиметров до 3—5 м в поперечнике, форма угловатая. Нередко в брекчиях отмечаются ветвящиеся тонкие (мощностью 0,5—3 см) прожилки розовой аплитовидной породы (сильно альбитизированного пироксен-биотитового микросиенита), завершающие формирование тел оливиновых трахибазальтов.

Под микроскопом трахибазальты характеризуются комбинацией лампрофировой и литокластической структур и состоят из вкрапленников оливина, реже пироксена, микрозернистой (0,05—0,2 мм) основной массы и обломков, состав и структура которых аналогичны цементу.

Минеральный состав оливиновых трахибазальтов следующий (среднее из двух подсчетов): плагиоклаз-калишпатовый метостазис 51,8%; пироксен 22,4%; псевдоморфозы по оливину 11,2%; хлорит (апостекло) 9,0%; биотит 3,2%; магнетит и апатит 2,4%. Вытянутые шестиугольные зерна (0,2—2 мм) оливина нацело замещены тальком, реже идингсит-боулингитом, серпентитом, карбонатом и лучистым амфиболом. Пироксен (пижонит-диопсид) образует единичные фенокристаллы длиной до 1,2 мм и значительно более мелкие приближающиеся к микролитам зерен в основной массе. Плагиоклаз и калиевый полевой шпат встречаются в виде слабо индивидуализированных, нередко ксеноморфных зерен, покрытых агрегатом вторичных минералов (хлорит, пелит и др.). Биотит (мероксен) образует чешуйки и ксеноморфные пластинки в основной массе. Фторapatит наблюдается в виде мелких идиоморфных призмочек золотисто-желтого цвета. Рудный минерал (преимущественно магнетит) помимо каемок вокруг псевдоморфоз по оливину отмечается в виде самостоятельных изометрических зерен.

Основное количество химических анализов характеризует породы липаритовой формации хр. Каржантау (табл. 33). Породы относятся к группе с повышенным содержанием щелочей при преобладании калия над натрием, что видно из диаграммы (рис. 11), на которой фигуративные точки отклоняются от нормального ряда риолит — липарит — дацит в сторону щелочных пород. Среди липаритовых, фельзитовых, трахилипаритовых и трахидацитовых порфиров по содержанию глинозема наряду с нормальными породами выделяются и пересыщенные глиноземом. Трахитовые, кварцевые трахитовые порфиры и кварцевые ортофиры близки трахитам по Р. Дэли, но отличаются от них меньшей величиной  $b$ .

По петрохимическим особенностям оливиновые трахибазальты верховьев Карабау относятся к нормальному ряду, классу ненасыщенной кремнекислотой, к группе щелочных пород (А. Н. Заварицкий, 1960 г.), характеризуя их меланократовую ветвь. По химическому составу они ближе всего к среднему типу абсарокита по Р. Дэли, но отличаются в основном несколько повышенным содержанием щелочей ( $a=10,86$ ), фемических компонентов ( $b=33,25$ ) и заметно пониженным количеством полевошпатовой извести ( $c=2,04$ ). Обращает внимание резко выраженное преобладание калия над натрием ( $n=34,5$ ). Оливиновые трахибазальты бассейна р. Шаваз хорошо сопоставимы со средним типом шошонита.

Химический состав (в вес. %) некоторых пород верхнекаменно

| Порода                                 | Место взятия пробы   | Количество проб | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO   |
|--|----------------------|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|
| Липаритовый порфир                     | Хр. Каржантау        | 2               | 73,93            | 0,13             | 12,40                          | 0,58                           | 1,24 | 0,03  |
| То же                                  | Там же               | 2               | 74,61            | 0,16             | 12,60                          | 1,52                           | 0,70 | 0,05  |
| " "                                    | " "                  | 2               | 74,45            | 0,16             | 12,75                          | 1,15                           | 0,82 | 0,06  |
| Фельзит-порфир                         | " "                  | 7               | 73,30            | 0,17             | 13,00                          | 1,37                           | 0,53 | 0,04  |
| Трахилипаритовый порфир                | " "                  | 1               | 70,97            | 0,15             | 14,16                          | 1,59                           | 0,79 | 0,02  |
| То же                                  | " "                  | 3               | 68,21            | 0,34             | 15,05                          | 1,55                           | 2,06 | 0,07  |
| " "                                    | " "                  | 2               | 68,64            | 0,28             | 14,21                          | 2,18                           | 1,40 | 0,06  |
| Кварцевый трахитовый порфир            | " "                  | 5               | 65,91            | 0,39             | 15,40                          | 2,87                           | 0,67 | 0,07  |
| То же                                  | " "                  | 4               | 66,14            | 0,38             | 15,85                          | 2,57                           | 1,09 | 0,12  |
| Кварцевый ортофир                      | " "                  | 2               | 65,87            | 0,38             | 15,55                          | 1,27                           | 1,95 | 0,07  |
| Трахитовый порфир                      | " "                  | 2               | 61,91            | 0,36             | 16,11                          | 3,12                           | 0,95 | 0,07  |
| То же                                  | " "                  | 5               | 61,41            | 0,51             | 16,78                          | 3,02                           | 1,99 | 1,27  |
| Трахидацитовый порфир                  | " "                  | 1               | 67,99            | 0,37             | 15,30                          | 1,31                           | 1,84 | 0,11  |
| То же                                  | " "                  | 6               | 65,7             | 0,44             | 16,02                          | 1,76                           | 2,00 | 0,09  |
| " "                                    | " "                  | 3               | 64,70            | 0,44             | 16,10                          | 2,48                           | 1,35 | 0,09  |
| Фельзит-порфир                         | Бассейн р. Гава      | 1               | 69,60            | 0,20             | 13,91                          | 2,80                           | 0,86 | 0,09  |
| Сферолит-порфир                        | Правобережье Ангрена | 8               | 81,11            | 0,10             | 12,00                          | 0,62                           | 0,35 | Следы |
| То же                                  | Там же               | 4               | 73,58            | 0,20             | 12,83                          | 2,5                            | 1,58 | 0,05  |
| Туфы и игнимбриты липаритовых порфиров | Бассейн р. Шаваз     | 1               | 49,02            | 1,06             | 16,56                          | 3,16                           | 4,90 | 0,13  |
| Оливиновый трахибазальт                | Бассейн Карабау      | 1               | 47,65            | 0,80             | 11,34                          | 3,36                           | 4,90 | 0,28  |

### Группа верхнекарбонных (?) интрузивных формаций

Условно верхнекарбонная группа интрузий представлена двумя формациями: монцонитовой и адамеллитовой. По мнению Б. Г. Хайруллина, эти формации вместе с описанной выше верхнекаменноугольной липаритовой следует объединить в единую трахилипарит-монцонит-адамеллитовую формацию.

### Монцонитовая формация

Породы формации образуют многочисленные мелкие (0,2 км<sup>2</sup>) штоки простого строения и более крупные (от 3 до 50 км<sup>2</sup>) полигенные интрузивные массивы. К их числу относятся: а) группа мелких штоков, развитых в северо-восточной части Гава-Ангренского батолита; б) группа мелких штоков, линейно вытянутых вдоль Арашанского разлома; в) массивы Агранкульский, Самсаглинский, Айгырбайтальский, Актепинский, Бабайобский, Лоякский, Бабайситенский, Джульбарсоткансайский, Алатаньгасайский и Хандайлыкский (см. рис. 9).

За исключением наиболее крупного Бабайобского интрузива, расположенного за пределами узбекской части территории Кураминского хребта, все остальные интрузивные массивы в петрографическом отношении изучены слабо.



Таблица 33

## угольной (?) липаритовой формации Бельтау-Кураминской зоны

| CaO  | MgO   | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | П.п.п. | H <sub>2</sub> O | CO <sub>2</sub> | SO <sub>3</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Сумма  | Автор                       |
|------|-------|------------------|-------------------|--------|------------------|-----------------|-----------------|-------------------------------|--------|-----------------------------|
| 0,55 | 0,35  | 5,60             | 4,12              | 0,25   | 0,13             | 0,16            | 0,61            | 0,04                          | 100,12 | В. П. Коржаев<br>(1966 г.)  |
| 0,70 | 0,17  | 4,90             | 3,93              | 0,75   | 0,11             | 0,23            | 0,06            | 0,02                          | 100,2  | Тот же                      |
| 0,64 | 0,25  | 5,49             | 3,86              | 0,55   | 0,09             | 0,14            | 0,05            | 0,03                          | 100,2  | " "                         |
| 0,78 | 0,15  | 5,97             | 3,18              | 1,33   | 0,15             | 0,37            | 0,09            | 0,03                          | 100,2  | " "                         |
| 0,26 | 0,18  | 6,09             | 4,60              | 0,78   | 0,18             | 0,11            | 0,01            | 0,04                          | 99,7   | " "                         |
| 1,66 | 0,60  | 4,14             | 4,22              | 1,45   | 0,30             | 0,19            | 0,05            | 0,12                          | 100,0  | " "                         |
| 1,84 | 0,74  | 4,86             | 3,87              | 1,07   | 0,15             | 0,26            | 0,25            | 0,05                          | 99,9   | " "                         |
| 1,82 | 0,67  | 4,79             | 4,84              | 2,37   | 0,21             | 0,91            | 0,05            | 0,16                          | 100,6  | " "                         |
| 1,25 | 0,49  | 4,99             | 5,54              | 0,80   | 0,28             | 0,16            | 0,10            | 0,11                          | 100,1  | " "                         |
| 1,54 | 0,78  | 4,20             | 4,12              | 1,19   | 0,10             | 0,41            | 0,02            | 0,15                          | 99,7   | " "                         |
| 1,69 | 0,77  | 7,07             | 4,75              | 2,26   | 0,19             | 0,77            | 0,13            | 0,14                          | 100,3  | " "                         |
| 2,03 | 1,57  | 5,60             | 4,78              | 2,50   | 0,45             | 0,64            | 0,15            | 0,17                          | 100,2  | " "                         |
| 1,54 | 0,81  | 5,58             | 3,38              | 1,28   | 0,16             | 0,27            | 0,09            | 0,16                          | 99,7   | " "                         |
| 3,06 | 0,95  | 4,50             | 3,99              | 1,11   | 0,10             | 0,25            | 0,09            | 0,13                          | 99,7   | " "                         |
| 2,60 | 0,80  | 4,27             | 4,51              | 2,22   | 0,11             | 0,87            | 0,05            | 0,17                          | 99,8   | " "                         |
| 0,95 | 0,20  | 5,0              | 4,15              | 1,94   | 0,46             | 0,50            | 0,14            | 0,04                          | 99,7   | Н. И. Соловьев<br>(1966 г.) |
| 0,40 | 0,06  | 6,60             | 0,18              | —      | Следы            | —               | —               | 0,69                          | 100,41 | Т. Н. Далимов<br>(1968)     |
| 1,50 | 0,50  | 5,70             | 2,70              | 1,19   | —                | 1,1             | —               | 0,04                          | 101,54 | Тот же                      |
| 7,05 | 4,35  | 5,40             | 2,12              | 5,0    | 0,42             | 2,14            | Не опр.         | 0,69                          | 102,07 | Ю. Х. Ахмедуллин            |
| 7,95 | 12,10 | 5,00             | 1,75              | 4,08   | 0,51             | 0,77            | " "             | 0,54                          | 101,00 | И. В. Мушкин<br>(1966 г.)   |

Возрастное положение монцонитоидных пород определяется четко. В бассейнах Алатангасая и р. Ашаба они прорывают вулканогенные образования оясайской свиты и субвулканические тела оливиновых грахибазальтов, а сами в бассейне р. Гава и в Лоякском интрузиве интродуцированы порфиroidными мелкозернистыми адамеллитами верхнего карбона. Кроме того, по данным Н. П. Васильковского (1952) и по последним наблюдениям В. П. Коржаева монцониты Хандайлыкского штока, расположенного в Каржантауском хребте, прорывают вулканогенные образования акчинской свиты и перекрываются вулканогенными образованиями шурабсайской свиты (P<sub>1</sub>). К этому следует добавить, что монцонито-диориты в бассейне Дахчасая (в верховьях Кандагансая), в верховьях Ирисусая и в бассейне Самсаглысая отчетливо пересекаются послешурабсайскими гранодиорит-порфирами, адамеллит-порфирами и гранит-порфирами.

В наиболее крупных полигенных интрузивах (Актепинский, Айгырбайтальский, Самсаглинский, Агранкульский и Ирисуйский) Б. Г. Хайруллин выделяются в возрастной последовательности следующие разновидности пород:

1) среднезернистые (2—3,5 мм) монцониты, кварцевые монцонито-диориты и кварцевые сиенито-диориты;

2) мелкозернистые (1—2,5 мм) монцониты, кварцевые монцонито-диориты и кварцевые сиенито-диориты;

3) микрозернистые (0,3—1,3 мм) монцониты, кварцевые монцонито-диориты и кварцевые сиенито-диориты;

4) микросиениты и гранит-аплиты.

Между всеми типами пород установлены четкие интрузивные взаимоотношения.

Наряду с этим среди монцонитоидов междуречья Карабау и Аланья И. В. Мушкин (1966 г.) выделил маломощные дайки монцонит-

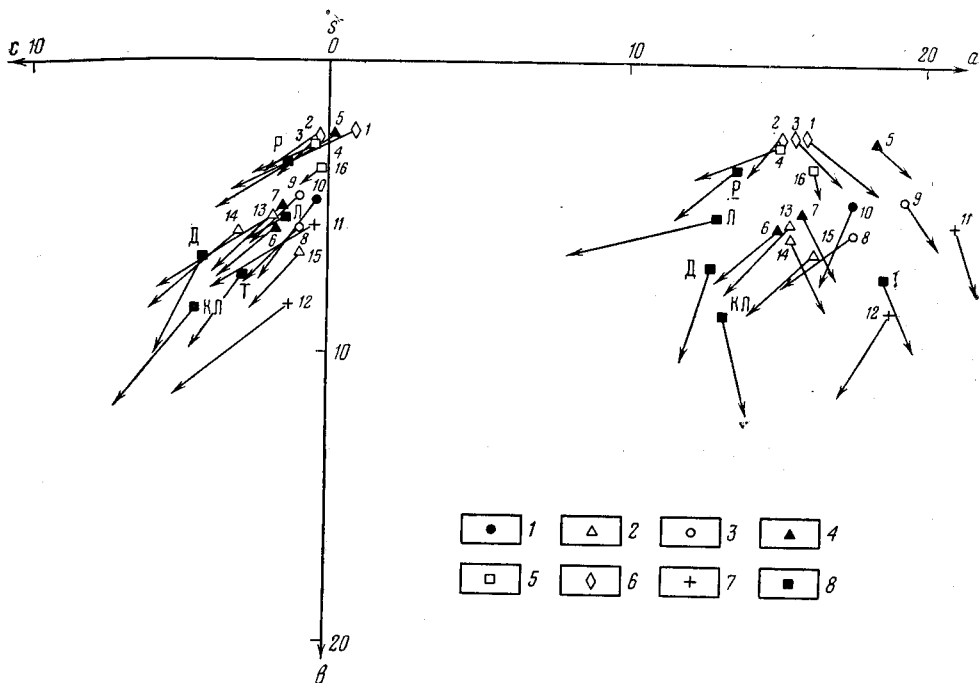


Рис. 11. Диаграмма химического состава пород верхнекаменноугольного (?) липаритового вулканогенного комплекса

1 — кварцевый ортофир; 2 — трахидацитовые порфиры; 3 — кварцевые трахитовые порфиры; 4 — трахилипаритовые порфиры; 5 — фельзит-порфиры; 6 — липаритовые порфиры; 7 — трахитовые порфиры; 8 — породы по Р. Дэли: Р — риолит, Д — дацит, Л — липарит, КЛ — кварцевый латит, Т — трахит

порфиров, которые по терминологии В. С. Коптева-Дворникова считаются дайками I этапа.

Петрографический состав монцонитоидных образований от массива к массиву меняется от типичных монцонитов через монцонито-диориты и кварцевые монцонито-диориты до кварцевых сиенито-диоритов, иногда даже встречаются тела кварцевых диоритов. Также меняется от массива к массиву соотношение объема главных и дополнительных интрузий. При этом петрографический состав пород главных и дополнительных интрузий остается почти неизменным.

Вариации петрографического состава монцонитоидов от массива к массиву зависят от их геолого-структурной позиции. В промежуточных (межблоковых) зонах они имеют типичный монцонитовый и монцонито-диоритовый состав, а в блоковых зонах — кварцевый сиенито-диоритовый и кварцевый диоритовый.

По внешнему виду монцонитоидные образования представляют собой темно-серые равномернозернистые массивные породы, обладающие монцонитовой и гипидиоморфно-зернистой структурой.

Т а б л и ц а 34  
Средний минеральный состав монцитов, кварцевых монцитодиоритов, кварцевых сиенито-диоритов и кварцевых диоритов верхнего карбона (в объем. %) Бельтау-Кураминской зоны

| Массив  | Количество подсчетов                              | Плагиоклаз | Калинадровый шпат | Кварц | Пироксен | Амфибол | Амфибол + пироксен | Биотит | Темноцветные минералы | Акцессорные и рудные минералы | Автор                                   |
|---|---|------------|-------------------|-------|----------|---------|--------------------|--------|-----------------------|-------------------------------|---|
| Группа мелких штоков, развитых в северо-восточной краевой части Гава-Ангренского батолита | 32  | 47,16      | 21,90             | 8,79  | Не опр.  | Не опр. | 12,18              | 7,41   | 19,59                 | 2,56                          | Б. Г. Хайруллин, Г. И. Кожевников и др. |
|   | 12  | 44,88      | 15,61             | 6,28  | " "      | " "     | 21,88              | 8,71   | 30,59                 | 2,68                          | Те же                                   |
|   | 13  | 54,28      | 21,97             | 8,34  | —        | 5,95    | —                  | 7,17   | 13,12                 | 2,19                          | Б. Г. Хайруллин и др.                   |
|   | 5   | 61,75      | 4,30              | 9,74  | Не опр.  | Не опр. | 14,08              | 8,84   | 22,92                 | 2,93                          | Те же                                   |
|   | 8   | 59,29      | 3,70              | 7,87  | " "      | " "     | 15,54              | 9,19   | 24,73                 | 2,58                          | " "                                     |
| Арашанского разлома<br>Мелкие тела бассейна Кызылташская<br>Самсаглинский шток            | 7   | 7,79       | 3,95              | 3,57  | " "      | " "     | 12,32              | 9,07   | 21,39                 | 3,82                          | " "                                     |
|   | 4   | 42,12      | 24,57             | 3,57  | " "      | " "     | 17,95              | 3,75   | 21,70                 | 0,70                          | Л. Г. Лунина и др.                      |
|   | 6   | 39,06      | 34,18             | 12,57 | " 1,4    | " 6,77  | 8,17               | 5,73   | 13,90                 | 0,29                          | Те же                                   |
|   | 5   | 47,20      | 31,60             | 1,70  | Не опр.  | Не опр. | —                  | —      | 16,20                 | 3,30                          | В. П. Коржаев                           |
|   | Актепинский<br>Ангьрбайталийский<br>Хандайлыкский |            |                   |       |          |         |                    |        |                       |                               |   |

Минеральный состав монцитонидных пород приведен в табл. 34. Главными породообразующими минералами являются зональный плагиоклаз (№ 48—33), калинадровый полевой шпат, реликты удлиненных призматических кристаллов бесцветного гиперстена, заключенного в светло-бурый авгит, коричневатозеленая или зеленоватобурая роговая обманка, биотит и кварц. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом, рутилом и сфеном. Вторичные минералы — серицит, пелит, хлорит, актинолит.

#### Адамеллитовая формация

Интрузивные образования формации известны под названием гранитоидов куюндинского типа (Васильковский, 1952). Адамеллиты верхнего карбона образуют исключительно моногенные штоки размером от 1—10 до 25—30 км<sup>2</sup> и реже до 90 км<sup>2</sup> в районе Бозымчакского рудного поля, в бассейне Гавасая, вдоль Кенкольского разлома, в Чадакском, Джиландинском, Алмалыкском, Саукбулакском рудных полях и в бассейне Иерташая. В общей сложности известно более 20 интрузивных массивов. Из них наиболее крупными являются Северо-Кураминский, Ташлакский, Акташский (см. рис. 9). Возрастное положение порфиroidных адамеллитов определяется следующими данными. Они отчетливо проры-

вают все гранитоиды батолитовых интрузий и верхнекарбоновые монциты. Верхняя возрастная граница их определяется тем, что их многочисленная галька встречена в базальных конгломератах нижнепермской шурабсайской вулканогенно-осадочной свиты, развитой в бассейне р. Чадак. Кроме того, гранитоиды куюндинского типа пересекаются пермскими дайками лампрофиров, гранодиорит-порфиров, резко порфиroidных гранит-порфиров и раннетриасовыми дайками диабаз-гранофировой формации.

Адамеллиты характеризуются выдержанным петрографическим составом и структурой во всех интрузивных массивах региона. Они представляют собой серые и розовато-серые массивные породы, состоящие из порфиroidных выделений округлого, изометричного или удлиненного калинатрового полевого шпата (0,5—1 см), в меньшем количестве таблитчатых кристаллов светло-серого плагиоклаза (2—5 мм), биотита, роговой обманки и мелкозернистой основной массы.

Под микроскопом адамеллиты обладают порфиroidной структурой с аллотриоморфнозернистой, гранулитовой и гранитовой структурой основной массы. Минеральный состав адамеллитов приведен в табл. 35.

По данным В. И. Айзенштата (1967 г.) и Б. Г. Хайруллина, главными пороодообразующими минералами являются зональный плагио-

Таблица 35

Усредненный минеральный состав порфиroidных мелкозернистых адамеллитов верхнего карбона (в объемн. %) Бельтау-Кураминской зоны

| Массив                              | Плагиоклаз | Калинатровый полевой шпат | Кварц | Биотит | Роговая обманка | Аксессуарные и рудные минералы | Автор                               |
|-------------------------------------|------------|---------------------------|-------|--------|-----------------|--------------------------------|-------------------------------------|
| Гавасайский шток Северо-Кураминский | 40,83      | 27,24                     | 20,45 | 6,14   | 5,30            | 1,49                           | Г. И. Кожевников<br>В. И. Айзенштат |
|                                     | 41,40      | 22,60                     | 25,50 | 6,70   | 2,10            | 1,70                           |                                     |
| Акташский Кандаганское рудное поле  | 41,20      | 22,70                     | 23,90 | 5,80   | 4,70            | 1,70                           | И. А. Айзенштат<br>Тот же           |
|                                     | 31,60      | 30,40                     | 24,80 | 6,70   | 5,00            | 1,50                           |                                     |
|                                     | 34,30      | 30,90                     | 21,4  | 11,4   | 1,9             | 0,1                            | " "                                 |

Средний химический состав верхнекарбоновых

| Порода                                | Массив                  | Количество анализов | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  |
|---------------------------------------|-------------------------|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|
| Порфиroidный мелкозернистый адамеллит | Гава-Ангренский батолит | 9                   | 66,31            | 0,59             | 15,26                          | 1,52                           | 2,49 | 0,06 |
| Микрозернистый монцит                 | Актепинский             | 2                   | 57,72            | 1,17             | 16,38                          | 1,52                           | 5,31 | 0,10 |
| Мелкозернистый монцит                 | Актепинский             | 6                   | 54,82            | 1,16             | 16,77                          | 2,02                           | 5,48 | 0,09 |
| Среднезернистый монцит                | Актепинский             | 3                   | 55,64            | 1,27             | 16,87                          | 1,67                           | 5,60 | 0,10 |

клас (№ 58—32, чаще № 48—44), нерешетчатый микроклин, биотит, обыкновенная роговая обманка и кварц. Акцессорные минералы — магнетит, ортит, циркон, апатит, сфен. Вторичные минералы — хлорит, серицит и минералы группы эпидота.

Тела адалеллитов сопровождаются маломощными дайками гранит-аплитов и пегматитов.

*Петрохимические и минералого-геохимические особенности  
верхнекарбонатовых (?) интрузивных формаций*

Петрохимическая характеристика типичных пород формаций приведена в табл. 36. Анализ этих данных по методу А. Н. Заварицкого показывает компактность размещения фигуративных точек по щелочной оси, что свидетельствует об относительно постоянном содержании в породах суммы щелочей. Значительный разброс точек по фемической оси отражает заметное изменение в содержании кремнекислоты.

Значение коэффициента  $c$  меняется в пределах от 2 до 5,6, что указывает на устойчивое и относительно невысокое содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах всех пород.

Средне-, мелко- и микрозернистые монцониты Актепинского интрузива хорошо сопоставимы со средним типом монцонита по Р. Дэли. Близость их химизма свидетельствует о близком петрохимическом составе главных и дополнительных интрузий, об отсутствии явлений дифференциации в магматической камере и значительных перерывов между стадиями внедрения главных и дополнительных интрузий.

По акцессорным минералам выделяется два типа ассоциаций: магнетит-ильменит-апатит-цирконовый в монцонитах и магнетит-ортит-циркон-апатитовый в порфириовидных мелкозернистых адалеллитах.

Вполне ощутимые содержания таких сквозных минералов, как халькопирит, золото, флюорит, галенит, киноварь, молибденит, висмутин, самородный висмут, шеелит, свидетельствуют о специализации монцонитов и адалеллитов на медь, золото, фтор, свинец, ртуть, молибден, висмут и вольфрам.

Как показало геохимическое изучение изверженных пород северо-востока Кураминского хребта, из всех гранитоидов наиболее высокое содержание молибдена установлено в монцонитах и адалеллитах

Таблица 36

интрузивных пород Бельгау-Кураминской зоны

| MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O | П.п.п. | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | SO <sub>3</sub> | Сумма  | Автор  |
|------|------|-------------------|------------------|------------------|--------|-------------------------------|-----------------|-----------------|--------|--|
| 1,27 | 2,83 | 3,26              | 4,80             | 0,11             | 1,17   | 0,17                          | 0,18            | 0,03            | 100,05 | Б. Г. Хайруллин,<br>Г. А. Абдурахманов,<br>Х. Б. Фаттахов,<br>Л. Г. Лунина,<br>Д. П. Ляшкевич<br>и др. |
| 3,17 | 5,88 | 3,64              | 3,84             | 0,39             | 0,62   | 0,51                          | <0,20           | 0,06            | 100,51 | Б. Г. Хайруллин,<br>Р. Г. Юсупов   |
| 3,68 | 6,50 | 3,38              | 3,66             | 0,37             | 1,73   | 0,51                          | 0,44            | 0,06            | 100,67 | Те же  |
| 3,69 | 6,47 | 3,51              | 3,50             | 0,32             | 0,89   | 0,47                          | <0,20           | 0,04            | 100,24 | „ „  |

верхнего карбона. Причем специализация этих гранитоидов на молибден проявляется в форме эманационной дифференциации, т. е. содержание молибдена в породах каждой интрузивной фазы закономерно увеличивается от главных к дополнительным интрузиям и максимального количества достигает в аплитах и пегматитах.

Повышенное содержание флюорита (до 25,15 г/т) и киновари (до 12,55 г/т) установлено в аплитах монцонитов, а пегматиты из порфировидных мелкозернистых адамеллитов несут молибденитовую, флюоритовую, вольфрамитовую минерализацию.

Приведенные минералого-геохимические особенности монцонитов и адамеллитов и геологические данные свидетельствуют, по-видимому, о генетической связи с ними медно-молибдено-золоторудной, медно-висмутовой, медно-вольфрамовой минерализации района.

#### Нижнепермский магматический комплекс

В составе нижнепермского магматического комплекса выделяются две формации: липарит-андезитовая и диорит-кварцево-монцонит-адамеллит-порфировая (рис. 12).

#### *Липарит-андезитовая формация*

Породы формации развиты на левобережье р. Чирчик (массивы Ализар, Минтукум), в хр. Майгашкан, на северном склоне Чаткальского хребта (бассейны рек Аксаката, Реваште, верховья Башкызыл-сая), на южном склоне этого хребта (водораздел Гошсая и Карабау) и на южном склоне Кураминского хребта в низовьях Чадак-сая и Гавасая. Общая площадь распространения пород формации около 200—210 км<sup>2</sup>. Наиболее широко развиты породы лавовой и взрывчатой фаций, которые вместе с осадочными породами слагают стратифицированную толщу шурабсайской свиты. Субвулканическая фация представлена небольшими штокообразными телами и силлами, пространственно размещающимися среди образований шурабсайской свиты.

Основная масса пород формации приурочена к Кызылнуринской мульде проседания, где стратифицированная толща комплекса обнажается по периферии этой структуры и падает к ее центру под углами 25—40°.

В междуречье Гавасая и Чадака вулканы формации выполняют приразломный Гавасайский прогиб, юго-восточное крыло которого перекрыто мезо-кайнозойскими отложениями. Толща шурабсайской свиты здесь падает на юго-восток под углами 20—45°.

Стратиграфическое положение шурабсайской свиты в разрезе верхнего палеозоя определяется залеганием ее на размытой поверхности вулканических верхнебашкирско-московской дацит-андезитовой (реки Аксаката, Карабау), верхнекарбонной (?) липаритовой (Гавасай) формаций и перекрыванием с несогласием отложениями равашской свиты условно верхнепермского возраста (массивы Ализар, Минтукум). В бассейне Гавасай равашская свита залегает на шурабсайской свите, по данным Н. И. Соловьева, без видимого несогласия. Возраст формации определяется по органическим остаткам из осадочных пачек шурабсайской свиты.

Наиболее полный разрез шурабсайской свиты сохранился в пределах Кызылнуринской мульды проседания. Здесь, по данным А. П. Агафонова и М. М. Лебедь, свита представлена чередованием лав и туфов андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, дацитовых, липаритовых и фельзитовых порфиров с подчиненными прослоями

вулканомиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников. Кислые разности вулканитов располагаются преимущественно в нижней и средней частях разреза. В бассейне р. Аксаката в верхней порфиритовой

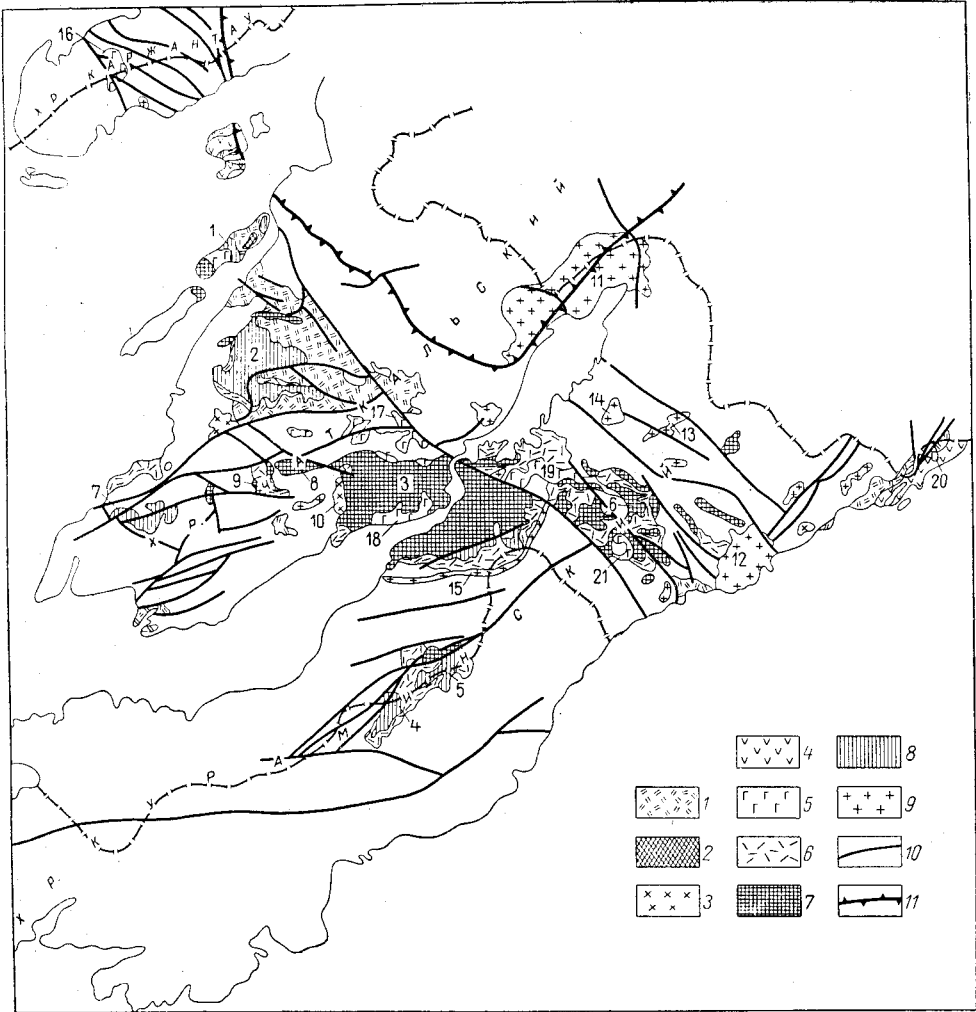


Рис. 12. Схема размещения пермо-триасовых магматических комплексов Бельтау-Кураминской структурно-формационной зоны

Формации: 1—2 — нижнепермская липарит-андезитовая (1 — лавы и туфы, 2 — субвулканические тела); 3 — нижнепермская диорит-кварцево-монзонит-адамеллит-порфирировая; 4 — верхнепермская (?) базальт-андезитовая; 5 — верхнепермская габбро-сиенитовая; 6—8 — верхнепермско-нижнетриасовая липаритовая (6 — лавы и туфы, 7 — субвулканы, 8 — экструзивные купола); 9 — нижнетриасовая аляскит-лейкогранитовая. 10 — разломы; 11 — граница между Бельтау-Кураминской и Каратау-Нарынской зонами

Субвулканы и экструзивные купола (цифры на схеме): 1 — Майгашканский, 2 — Кызылнуринский, 3 — Бабайтаудор-Антренский, 4 — Бабайситенский, 5 — Акшуранский, 6 — Чадакская группа, 7 — Карабашская группа, 8 — Мазарджонский, 9 — Каракушханинская группа. Интрузивные массивы: 10 — Каттасайский, 11 — Арашанский, 12 — Чаркассарский, 13 — Ирисуйский, 14 — Беданалисайский, 15 — Майликотанская дайка, 16 — Акташский, 17 — Чилтенская группа, 18 — Бабайтаудорский, 19 — Каиндинский, 20 — Гавасайский, 21 — Актепинский

части разреза отмечается поток (33 м) диабазовых порфиритов. Мощность разреза до 1780—2600 м.

Аналогичного типа разрез шурабасайской свиты прослеживается в левобережной части р. Нуреката и в хр. Майгашкан, где его мощность достигает 2718 м.

На остальных участках развития пород свиты мощность ее разрезов неполная. В пределах массивов Ализар и Минтукум она равна 934 м. На южном склоне Чаткальского хребта, на водоразделе Гошса и Карабау, сохранился разрез мощностью 103 м, из них 53 м приходится на туфы дацитовых порфиров. Нижняя половина разреза представлена вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами, гравелистами, алевролитами.

Липаритовый состав имеет свита и в низовьях Гавасая, где, по данным Н. И. Соловьева, она сложена преимущественно туфами и туфолатами липаритовых порфиров мощностью до 546 м. В бассейне Чадаксы в разрезе свиты (725 м) преобладают туфы и лавы андезитовых порфиритов и только в средней его части Л. Г. Луниной описывается пласт туфов дацитовых порфиров (125 м).

Анализ соотношений лавового и туфового материала показывает преобладание в разрезе пирокластики (табл. 37). При этом в общем превалирует вулканический материал среднего состава.

Соотношения типов пород и лаво-пирокластического материала (в м) в зоны (в пределах

| Место разреза  | Мощность разреза | Диабазовые порфириты | Андезитовые порфириты |       | Андезито-дацитовые порфириты |       | Дацитовые порфириты |      |
|--|------------------|----------------------|-----------------------|-------|------------------------------|-------|---------------------|------|
|  |                  |                      | Лавы                  | Туфы  | Лавы                         | Туфы  | Лавы                | Туфы |
| Массивы Ализар, Минтукум . . . . .                       | 934              | —                    | 500                   | —     | —                            | —     | 300                 | —    |
| Чаткальский хребет, район горы Курганташ . . . . .       | 1780             | —                    | 62,0                  | 299   | —                            | 481,5 | 134,5               | —    |
| Чаткальский хребет, бассейн р. Аксаката . . . . .        | 2602,6           | 33,6                 | 575                   | 407,5 | —                            | —     | —                   | 27   |
| Чаткальский хребет, водораздел Гошса и Карабау . . . . . | 103              | —                    | —                     | —     | —                            | —     | —                   | 53   |
| Кураминский хребет, левый склон Чадаксы . . . . .        | 725              | —                    | 233                   | 229   | 60                           | —     | —                   | 125  |
| Кураминский хребет, бассейн Гавасая . . . . .            | 548              | —                    | —                     | —     | —                            | —     | —                   | —    |

Субвулканическая фация липарит-андезитовой формации представлена небольшими разнообразными по форме телами. Среди них А. П. Агафоновым и М. М. Лебедь в хр. Майгашкан выделены мелкие штоки и небольшие дайки и силлы андезито-дацитовых порфиритов, липаритовых и фельзитовых порфиров, размещающихся в породах шурабсайской свиты. В низовьях Гавасая Н. И. Соловьевым описаны два дайкообразных тела липаритовых порфиров и три небольших штока андезито-дацитовых порфиритов.

Петрографический состав лавовых и туфовых пород описываемой формации практически ничем не отличается от аналогичных пород, слагающих среднекаменноугольную дацит-андезитовую формацию. Петрохимически они соответствуют нормальным щелочноземельным породам, близким соответствующим типовым породам по Р. Дэли (табл. 38, рис. 13). Кислые разности отличаются от них несколько пониженным содержанием полевошпатовой извести.



## Дисрит-кварцево-монзонит-адамеллит-порфировая формация

В Бельтау-Кураминской зоне широко распространены малые порфировые интрузии и дайки кислого, среднего и основного состава. Основная масса их развита в пределах батолитовых интрузий, где наряду со сложной сетью даек различных направлений нередки залежи, размещающиеся в пологих протектонических трещинах отслоения. Значительная группа даек и мелких тел пространственно тяготеет к зонам разломов, разграничивающим блоки, сложенные интрузивными и эффузивными породами. Кроме того, выделяется ряд наиболее молодых даек, которые концентрируются в пояса протяженностью до 15—30 км, шириной 2—3 км.

Некоторые аспекты проблемы малых порфировых интрузий и даек нашли отражение в специальных работах Х. М. Абдуллаева (1957), Ф. Ш. Раджабова (1964 г.), О. П. Гарькового, (1964 г.), Ф. А. Усманова, З. А. Юдалевича, В. А. Айзенштата и др. Между тем вопрос

Таблица 37

разрезах шурабсайской свиты в кураминской части Бельтау-Кураминской Узбекской ССР)

| Туфы лапаритовых порфиров | Фельзит-порфиры |       | Песчаники, конгломераты, гравелиты, алевриты и др. породы | Суммарные мощности |        |                |               |              | Автор  |
|---------------------------|-----------------|-------|---|--------------------|--------|----------------|---------------|--------------|--|
|                           | Лавы            | Туфы  |   | лав                | туфов  | основных пород | средних пород | кислых пород |  |
| —                         | —               | —     | 134   | 800                | —      | —              | 500           | 300          | Н. П. Васильковский (1952)   |
| 285,2                     | 181,8           | 140   | 196   | 378,3              | 1206,7 | —              | 842,5         | 741,5        |  |
| 468,3                     | 326,6           | 247,6 | 517   | 935,2              | 1150,4 | 33,6           | 982,5         | 1069,5       | А. П. Агафонов (1963 г.)<br>А. П. Агафонов (1960 г.)<br>Ю. Х. Ахмедуллин (1967 г.) |
| —                         | —               | —     | 50  | —                  | 53     | —              | —             | 53           | Л. Г. Лунина (1960 г.)   |
| —                         | —               | —     | 78  | 293                | 354    | —              | 522           | 125          | Н. И. Соловьев (1966 г.)   |
| 546                       | —               | —     | 2   | —                  | 546    | —              | —             | 546          |  |

о времени проявления и петрогенезисе указанных образований до сих пор является дискуссионным.

Н. П. Васильковский (1952) среди малых порфировых интрузий и даек выделил две возрастные группы: нижнепермские гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры гушайского типа и послекызылнуринские (нижнетриасовые) дайки основного, кислого и щелочного состава. Это разделение сохраняется до сих пор на всех геологических картах Министерства геологии УзССР. При этом набор петрографических типов пород гушайского типа значительно увеличился.

Ф. Ш. Раджабовым и Х. М. Абдуллаевым указанные две группы пород выделены в самостоятельные этапы (малых интрузий и дайковый) при сохранении тех же возрастных рамок.

Другая группа исследователей (И. П. Кушнарв, З. А. Юдалевич, Ж. Н. Кузнецов, В. А. Арапов, В. В. Михайлов, В. Н. Байков, Б. О. Андерсон, Е. Г. Краснов, В. Б. Мещерякова и др.) придерживаются иной

точки зрения о возрасте гранитоидов, объединяемых в гушсайский тип. Е. Г. Краснов и Б. О. Андерсон все гушсайские порфировые гранитоиды связывают с завершающими стадиями становления батолитовых интрузий и относят к доакчинским образованиям. В. А. Арапов, Ж. Н. Кузнецов, В. В. Михайлов, В. Н. Байков и другие основную мас-

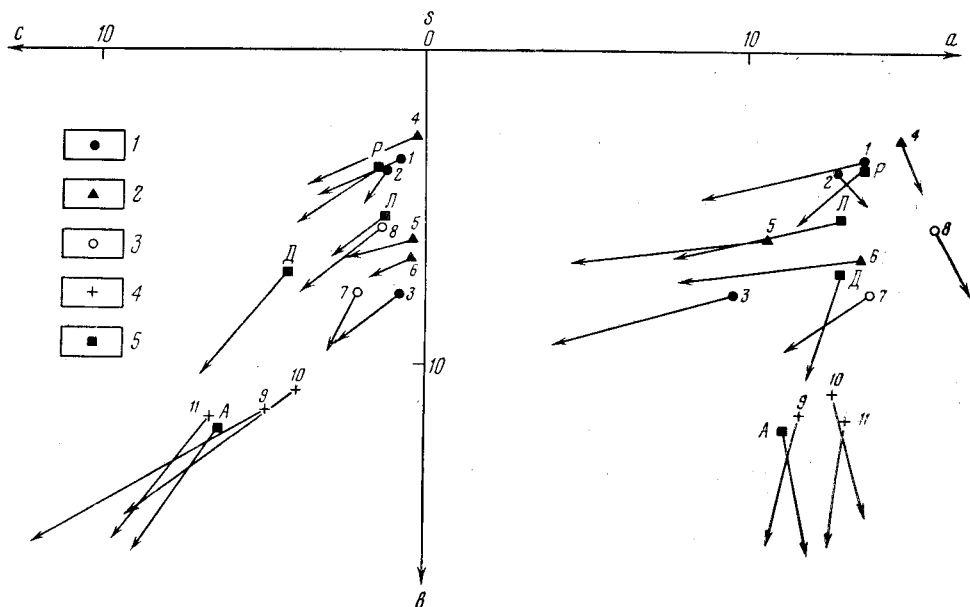


Рис. 13. Диаграмма химического состава пород нижнепермского липарит-андезитового вулканогенного комплекса

1 — фельзит-порфиры; 2 — липаритовые порфиры; 3 — дацитовые порфиры; 4 — андезитовые порфиры; 5 — средние составы пород по Р. Дэли; Р — риолит, Л — липарит, Д — дацит, А — андезит

#### Химические анализы некоторых типов пород нижнепермской

| Порода                            | Место отбора пробы                               | Количество проб | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|-----------------------------------|--|-----------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Фельзит-порфир                    | Левый борт Нурекатасая                           | 2               | 73,92            | 0,08             | 13,35                          | 0,78                           |
| То же                             | Гора Уйджайляу, р. Новошах (бассейн Аксакатасая) | 2               | 73,79            | 0,17             | 12,09                          | 1,66                           |
| Туфолова липаритового порфира     | Р. Новошах                                       | 1               | 77,30            | 0,12             | 12,05                          | 0,98                           |
|                                   | Низовья Гавасая                                  | 2               | 74,61            | 0,14             | 12,09                          | 1,56                           |
| То же                             | Там же   | 1               | 76,70            | 0,13             | 11,94                          | 1,60                           |
| То же                             | Левый борт Нурекатасая                           | 5               | 72,00            | 0,22             | 14,32                          | 1,88                           |
| Дацитовый порфир                  | Р. Новошах, гора Сейшах (бассейн Аксакатасая)    | 4               | 67,36            | 0,32             | 15,72                          | 1,97                           |
| То же                             | Р. Новошах                                       | 1               | 68,30            | 0,28             | 14,11                          | 3,38                           |
| Андезитовый порфирит              | Левый борт Нурекатасая                           | 3               | 59,75            | 0,54             | 16,38                          | 3,97                           |
| То же                             | Там же   | 3               | 60,93            | 0,60             | 15,32                          | 4,28                           |
| Пироксеновый андезитовый порфирит | Р. Новошах                                       | 1               | 56,16            | 0,90             | 19,11                          | 3,37                           |

су малых порфировых интрузий гушсайского типа считают дайками II этапа (по В. С. Коптеву-Дворникову) батолитовых интрузий. Наряду с этим целая группа порфировых гранитоидных даек и штоков выделяется в разряд субвулканических тел среднекарбового дацит-андезитового вулканогенного комплекса.

И. П. Кушнарев среди гипабиссальных интрузий гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров выделяет предакчинские, предоясайские и предшурабсайские.

Б. Г. Хайруллин среди всей массы малых порфировых интрузий и даек региона намечает три возрастные группы, объединяемые в диорит-кварцево-монзонит-адамеллит-порфировую ( $P_1$ ), диабаз-гранит-сиенит-порфировую ( $T_1$ ) и диабаз-гранофировую ( $T_1$ ) формации.

В нижнепермской диорит-кварцево-монзонит-адамеллит-порфировой формации, по Б. Г. Хайруллину и другим, выделяются следующие петрографические типы порфировых пород (от более древних к молодым): диоритовые порфириты, кварцевые диоритовые порфириты, спесартиты, кварцевые монзонит-порфиры, кварцевые сиенито-диоритовые порфиры, резко порфировидные кварцевые монзонито-сиенитовые порфиры, резко порфировидные адамеллит-порфиры, мелкопорфировые гранит-порфиры, резко порфировидные гранит-порфиры, фельзитовидные гранит-порфиры, диоритовые лампрофиры.

Перечисленные порфировые породы отчетливо секут гранитоиды батолитовых интрузивов, вулканогенные образования акчинской и оясайской свит и интрузивные породы верхнего карбона. На правобережье нижнего течения р. Гава (Кураминский хребет) дайковый пояс этих пород размещается в вулканогенных образованиях шурабсайской свиты. К юго-западу, в горах Саттартау, Д. П. Ляшкевич и Е. В. Панченко наблюдали перекрытие даек резко порфировидных адамеллит- и гранит-порфиров вулканогенными образованиями позднепермской равашской свиты. Таким образом, породы характеризующей формации укладываются в возрастные рамки между шурабсайской ( $P_1$ ) и раваш-

Таблица 38

липарит-андезитовой формации Бельтау-Кураминской зоны (в вес. %)

| FeO  | MnO  | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П.п.п. | Сумма  | Автор                         |
|------|------|------|------|------------------|-------------------|-------------------------------|--------|--------|-------------------------------|
| 0,66 | 0,03 | 0,68 | 0,30 | 5,55             | 2,77              | 0,02                          | 1,25   | 99,39  | А. П. Агафонов<br>(1968 г.)   |
| 1,97 | 0,03 | 1,47 | 0,28 | 2,20             | 4,58              | 0,30                          | 1,49   | 100,03 | Н. П. Васильковский<br>(1952) |
| 1,47 | 0,01 | 0,54 | 0,76 | 3,15             | 2,56              | 0,06                          | 1,58   | 100,58 | Тот же                        |
| 0,92 | 0,01 | 0,46 | 0,27 | 5,95             | 3,14              | —                             | 1,09   | 100,24 | Н. И. Соловьев<br>(1966 г.)   |
| 0,50 | —    | 0,35 | 0,30 | 5,00             | 1,80              | —                             | 1,90   | 100,22 | Тот же                        |
| 0,66 | 0,05 | 0,45 | 0,38 | 5,24             | 2,91              | 0,06                          | 1,49   | 99,66  | А. П. Агафонов<br>(1968 г.)   |
| 2,13 | 0,05 | 1,77 | 0,89 | 2,29             | 4,85              | 0,19                          | 2,19   | 99,73  | Н. П. Васильковский<br>(1952) |
| 1,00 | 0,04 | 1,70 | 0,68 | 4,48             | 4,30              | 0,11                          | 1,99   | 100,37 | Тот же                        |
| 1,62 | 0,10 | 4,10 | 2,76 | 3,37             | 2,76              | 0,26                          | 3,50   | 99,11  | А. П. Агафонов<br>(1968 г.)   |
| 1,63 | 0,06 | 4,22 | 2,55 | 3,71             | 3,19              | 0,25                          | 3,00   | 99,74  | Тот же                        |
| 3,31 | 0,15 | 5,20 | 2,57 | 2,37             | 4,01              | 0,38                          | 2,58   | 100,11 | Н. П. Васильковский<br>(1952) |

ской ( $P_2$ ) свитами, как это и было ранее намечено Н. П. Васильковским (1952).

Из малых порфировых интрузивов диоритовые и кварцевые диоритовые порфиры, а также спессартиты, лампрофиры и фельзитовые гранит-порфиры развиты главным образом в зонах глубинных разломов и по сравнению с остальными породами диорит-кварцево-монзонит-адамеллит-порфировой формации распространены незначительно.

Ниже приводится описание наиболее изученных пород характеризуемой формации.

**Диоритовые порфиры.** Они широко развиты в горах Саттартау, где образуют довольно мощные (30—50 м) и протяженные (до 1 км) дайки. По внешнему виду диоритовые порфиры — это афанитовые, реже тонкозернистые темно-серые породы с вкрапленниками серого плагиоклаза и темноцветных минералов. Под микроскопом установлено, что эти породы состоят главным образом из плагиоклаза (№ 54—58), роговой обманки, иногда биотита, небольшого количества кварца, калиевого полевого шпата и рудного минерала. Структура основной массы микрогипидиоморфнозернистая, микроаллотриоморфная и микролитовая.

**Кварцевые диоритовые порфиры.** Дайки их развиты в Алмалыкском районе, в бассейне р. Акбулак, в горах Саттартау и в других районах. Это темно-серые породы, содержащие вкрапленники плагиоклаза (№ 40—50), роговой обманки, в меньшем количестве биотита, а иногда кварца и калинатрового полевого шпата. Структура основной массы микроаллотриоморфнозернистая, микрогранофировая и микропйкилитовая.

**Спессартиты.** Дайки их в небольшом количестве встречаются повсеместно. Иногда эти породы участвуют в строении сложно построенных даек, слагая их зальбанды.

По внешнему виду лампрофиры представляют собой темно-зеленые, почти черные породы с порфировыми вкрапленниками идиоморфных длиннопризматических и игольчатых фенокристаллов амфибола длиной до 5—8 мм и таблитчатых зерен полевых шпатов. По количеству резко преобладают первые.

Под микроскопом структура породы лампрофировая, с многочисленными идиоморфными выделениями амфибола, зонального андезин-лабрадора (от № 30 до № 60), а чаще андезина (№ 43—48), иногда хлоритизированного биотита. Как отмечает В. И. Айзенштат (1967 г.), в некоторых дайках спессартитов встречается авгит и ксенокристаллы кварца. Полевой шпат основной массы представлен альбитом с нечетким сноповидным двойникованием. Из вторичных минералов чаще развивается хлорит по биотиту, иногда хлорит совместно с минералами группы эпидота частично замещает амфибол. Крайне слабо выражены серицитизация и пелитизация полевых шпатов. Кроме указанных темноцветных минералов спорадически встречаются реликты моноклинного пироксена, почти нацело замещенного уралитом. Из аксессуарных присутствует рудный минерал, окаймленный лейкоксеном.

**Кварцевые монзонит-порфиры.** В литературе они известны под названием гранодиорит-порфиров гушсайского типа. Дайки и небольшие штоки их широко распространены по всей территории Бельтау-Кураминской зоны.

По внешнему виду это серые, темно-серые, реже розовато-серые порфировые породы, состоящие из основной массы и порфировых выделений серого плагиоклаза (от 1—3 до 6 мм), округлого оплавленного кварца (3—7 мм), роговой обманки и биотита (0,5—2 мм), калинатрового полевого шпата (3—5 мм) и редких (5—10 штук на 1 м<sup>2</sup>) бо-

лее крупных (0,5—1,3 см) идиоморфных вкрапленников калинатрового полевого шпата. Порфиновые выделения в сумме составляют от 25—30 до 40—50% объема породы. Из них на долю плагиоклаза (№ 35—51) приходится 15—20%, калинатрового полевого шпата — 56%, цветных минералов — 7—8%, кварца — 3—5%.

Зона закала (8—15 см) в дайках представлена темно-серой, почти черной афанитовой породой с мелкими (0,5—1 мм) и редкими порфировыми выделениями плагиоклаза и без них. В некоторых случаях в зоне закала наблюдается флюидальная текстура.

Основная масса состоит из калинатрового полевого шпата и кварца. Кроме того, редко встречаются точечные зерна биотита и игольчатые кристаллы роговой обманки. Структура ее псевдосферолитовая.

Псевдосферолитовые образования представлены криптогранофировым сростанием кварца и калинатрового полевого шпата. В центральных частях даек псевдосферолиты превращены в микропегматитовые, микрогранофировые сростки с ажурным строением. По мере приближения к контакту псевдосферолиты приобретают криптогранофировое строение и, наконец, у самого зальбанда они имеют вид однородной полевошпатовой основной массы, образующей сферолитовые стяжения.

В зоне закала в плохо раскристаллизованной стекловатой основной массе наряду со сферолитами наблюдаются нечеткие расплывчатые выделения микролитов полевого шпата (вероятно, кислого плагиоклаза), часто расположенных взаимопараллельно.

Из аксессуарных минералов встречаются циркон, апатит, сфен и рудный минерал.

Резко порфировидные кварцевые монцонито-сиенитовые порфиры. Дайки их по сравнению с дайками кварцевых монцонит-порфиров распространены меньше, но встречаются почти во всех районах. В литературе они описаны под названием порфировидных адамеллит- и гранит-порфиров.

Макроскопически кварцевые монцонито-сиенитовые порфиры — это серовато-розовые, светло-серые, серые порфировидные породы, состоящие из крупных идиоморфных бледно-розовых гигантокристаллов ортоклаз-микроклина (1,5—5 см) и основной массы. Количество гигантокристаллов составляет 60—80 штук на 1 м<sup>2</sup> площади породы.

Основная масса серая, порфировая, сложена таблитчатыми кристаллами серого плагиоклаза (3—5 мм) в меньшем количестве длиннопризматическими кристаллами зеленовато-черной роговой обманки (1—7 мм), редких округлых зерен оплавленного кварца (3—4 мм) и микрозернистой кварц-полевошпатовой связующей массой.

Дайки сопровождаются симметричными зонами закала, мощность которых колеблется от 20—30 см до 1,5—2,5 м. Ближе к зоне закала резко уменьшается количество крупных кристаллов калиевого полевого шпата. В самой закаленной кайме они почти отсутствуют, порода приобретает более темную окраску. А еще ближе к плоскости контакта порфиновые выделения совсем исчезают. В зоне закала порода по внешнему виду определяется как фельзит-порфир.

Под микроскопом структура пород порфировая. Вкрапленники представлены главным образом плагиоклазом (№ 30—54), реже кварцем, разложенным биотитом, роговой обманкой и микроклином. В сумме цветные минералы составляют около 10% объема породы. Из аксессуарных минералов часто встречаются апатит, мелкие кристаллы циркона, сфена, ортита и магнетита.

Основная масса породы состоит из кислого плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, кварца и мелких чешуек хлоритизированного

биотита. Структура ее в разных частях даек меняется. В зоне закала структура крипто- или микропойкилитовая. По мере удаления от заландов к центру в криптокристаллической массе появляются микролиты альбита с расплывчатыми очертаниями, которые затем увеличиваются и создают псевдопойкилотакситовую структуру. В центральных частях даек вследствие лучшей раскристаллизации основной массы количество микролитов убывает, она приобретает фельзитовую и реже микрогранитовую структуры.

Резко порфиroidные адамеллит-порфиры. Распространены более широко, чем предыдущие типы пород. В литературе они описываются под названием порфиroidных гранит-порфиров гущайского типа.

Адамеллит-порфиры из центральных частей даек по внешнему виду представляют собой розовато-серые, светло-серые, розовые и реже мясо-красные порфиroidные породы, состоящие из крупных призматических, таблитчатых кристаллов красного микроклина I генерации ( $0,8 \times 1$ ,  $0,5 \times 2$  и реже  $1,5 \times 4,5$  см), округлого оплавленного кварца ( $2-5$  мм), зеленовато-белого плагиоклаза ( $3-5$  мм), биотита ( $1-1,5$  мм), микроклина II генерации ( $4-5$  мм) и розовато-серой микрозернистой основной массы.

Кристаллы микроклина I генерации составляют в породе в среднем  $40-50$  штук на  $1$  м<sup>2</sup> площади. К контактам их размеры и количество постепенно уменьшаются и порода приобретает облик зеленовато-серого кварцевого порфира. В  $50$  см от контакта наблюдается кайма закала, представленная светло-розовым фельзитом с редкими округлыми и очень мелкими ( $1-1,5$  мм) порфиroidными выделениями кварца.

В составе порфиroidных выделений кварцевого порфира постоянно присутствуют плагиоклаз (№ 39—46), микропертитовый нерешетчатый микроклин II генерации, оплавленные зерна кварца, хлоритизированный биотит и реже роговая обманка.

Основная масса пород даек состоит из кварца, калинатрового полевого шпата, кислого плагиоклаза и небольшого количества мелких чешуек хлоритизированного биотита. Структура ее микрофельзитовая, а в зоне закала — микро- и криптопойкилитовая.

Из аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон, сфен, ортит и магнетит.

Мелкопорфиroidные гранит-порфиры. Дайки этого типа имеют самое большое распространение. По внешнему виду гранит-порфиры — это розовато-серые отчетливо порфиroidные породы, состоящие из вкрапленников округлого кварца (от  $1-2$  до  $3-5$  мм), разложенного оливково-зеленого плагиоклаза с расплывчатыми краями (от  $1-2$  до  $3-5$  мм), бледно-розового калинатрового полевого шпата (от  $3-5$  мм до  $1$  см), хлоритизированного биотита ( $0,5-1$  мм) и розовой основной массой. Симметричные зоны закала мощностью от  $10-15$  см до  $1$  м представлены фельзитом без порфиroidных выделений.

Под микроскопом структура описываемых пород порфиroidная с криптогранитовой, псевдосферолитовой, микропойкилитовой, микрофельзитовой и фельзитовой основной массой.

В составе порфиroidных выделений ( $25-30\%$ ) преобладают оплавленные зерна кварца, в меньшем количестве присутствует серицитизированный, слабо альбитизированный кислый плагиоклаз.

Биотит представлен нацело хлоритизированными и в меньшей мере мусковитизированными чешуйками; количество его не превышает  $5-7\%$  объема породы.

Порфиновые выделения калинатовых полевых шпатов в породе распределены неравномерно. Они всегда интенсивно замещены бурым пелитом.

Резко порфировидные гранит-порфиры. Дайки их развиты на Ангренском плато. Они имеют протяженность до 2 км и мощность от 8—10 до 30 м; отчетливо рассекают дайки мелкопорфировых гранит-порфиров, описанных выше.

По внешнему виду описываемые гранит-порфиры — это коричнева-то-красные резко порфировидные породы, состоящие из нежно-розовых гигантокристаллов калинатового полевого шпата I генерации (0,7×2—3 см), кварца (1—3 до 5—7 мм), калинатового полевого шпата II генерации (3—4 мм), единичных чешуек разложенного биотита (0,5—1 мм) и коричневой фельзитовой основной массы. На 1 м<sup>2</sup> площади породы приходится около 200 штук гигантокристаллов калинатового полевого шпата. Ближе к контакту гигантокристаллы исчезают и порода переходит в фельзит.

Под микроскопом в микрофельзитовой основной массе выделяются порфиновые выделения кварца (1—3,5 мм), серицитизированного и оплавленного кислого плагиоклаза (0,3—1,8 мм), слабо оплавленного калинатового полевого шпата (1—2 мм) с отчетливым пертитовым строением. Последний интенсивно замещается красновато-бурым пелитом и пропитан гидроксидами железа. Местами по калиевому полевному шпату в виде неправильных пятен развиваются карбонаты. Биотит представлен мусковитизированными мелкими чешуйками (0,1—0,3 мм). В сумме вкрапленники составляют около 35—45% объема породы.

В морфологическом отношении все описанные типы малых порфировых интрузий образуют крутопадающие дайки и реже малые штоки размером 0,5—1 км<sup>2</sup>. Мощность даек колеблется от 1 до 200 м при длине от сотен метров до 5 км и более. Максимальное количество даек размещается в трещинах северо-западного и северо-восточного направлений и в меньшей мере субмеридиональных и субширотных структурах. В тех случаях, когда дайки равномерно распределяются в пределах батолитовых гранитоидов, количество даек северо-западного и северо-восточного направлений примерно одинаковое. Только единичные из них имеют субширотное и субмеридиональное направление.

При региональном распространении малых порфировых интрузий в пределах Бельтау-Кураминской зоны они распределены весьма неравномерно. Максимальная концентрация даек тяготеет к подвижным долгоживущим зонам глубинных разломов, где они образуют довольно мощные и протяженные дайковые пояса. Из таких участков можно назвать горы Саттартау и нижнее течение р. Гава (зона Северо-Ферганского разлома), бассейн р. Акбулак (Арашан-Кызылторская зона), район Гушсая и юго-западная часть Чаткальского хребта.

Металлогеническое значение малых порфировых интрузий региона вполне определено (Абдуллаев и др., 1958; И. М. Мирходжаев, 1961 г.). С ними тесно связаны промышленные скарново-полиметаллические месторождения района.

Петрохимическим анализом пород формации (табл. 39) выделяются следующие особенности. Фигуративные точки векторов (на диаграмме по А. Н. Заварицкому) образуют на проекции *ASB* компактную полосу, вытянутую сверху вниз в координатах 10,6—15,4 по щелочной и 2,5—22,2 по фемическим осям. Фигуративные точки располагаются в целом линейно без существенных разрывов.

Компактность размещения фигуративных точек по щелочной оси указывает на относительно постоянное содержание в породах суммы

## Средний химический состав интрузивных пород нижнепермской диорит-кварцево-монцо

| Порода   | Количество анализов | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  |
|--|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|
| Диоритовый лампрофир                                     | 4                   | 55,97            | 0,76             | 16,58                          | 2,96                           | 3,86 | 0,16 | 3,96 | 6,12 |
| Фельзитовидный гранит-порфир                             | 3                   | 74,49            | 0,12             | 13,03                          | 0,54                           | 1,17 | 0,07 | 0,37 | 0,71 |
| Резко порфировидный гранит-порфир                        | 1                   | 74,46            | 0,16             | 11,91                          | 2,00                           | 0,72 | 0,09 | 0,30 | 0,49 |
| Мелкопорфировый гранит-порфир                            | 10                  | 73,90            | 0,16             | 12,86                          | 0,92                           | 1,04 | 0,04 | 0,41 | 0,82 |
| Резко порфировидный адамеллит-порфир                     | 13                  | 68,74            | 0,31             | 14,53                          | 1,01                           | 2,04 | 0,07 | 1,19 | 2,60 |
| Резко порфировидный кварцевый монцонитосиенитовый порфир | 8                   | 62,87            | 0,43             | 15,43                          | 1,61                           | 2,94 | 0,09 | 1,68 | 3,27 |
| Кварцевый сиенито-диоритовый порфир                      | 2                   | 59,46            | 0,60             | 15,45                          | 1,84                           | 3,70 | 0,10 | 2,12 | 3,51 |
| Кварцевый монцонит-порфир                                | 18                  | 63,27            | 0,49             | 15,71                          | 1,55                           | 2,91 | 0,08 | 1,85 | 3,41 |
| Спессартиты  | 4                   | 51,29            | 1,01             | 16,24                          | 2,83                           | 5,30 | 0,19 | 6,04 | 7,82 |
| Кварцевый диоритовый порфирит                            | 1                   | 60,57            | 0,65             | 16,20                          | 1,85                           | 3,80 | 0,15 | 3,50 | 4,23 |

щелочей, а значительный разброс их по фемической оси отражает заметное изменение в содержании кремнекислоты. Длина и направление векторов в большинстве случаев совпадают, что связано с постоянным относительно высоким содержанием в этих породах железа и магния, причем, за исключением спессартитов, во всех породах железо резко преобладает над магнием.

Породы формации по сравнению со средними типами соответствующих пород по Р. Дэли в целом характеризуются повышенным содержанием щелочей при незначительном преобладании натрия над калием. В подавляющем большинстве случаев породы принадлежат к нормальному ряду. Вследствие чередования во времени лампрофиров и кварцевых сиенито-диоритовых порфиров с умереннокислыми и кислыми породами нарушен гомодромный ряд.

## Верхнепермско-нижнетриасовый магматический комплекс

Этот комплекс объединяет породы шести петрографических формаций: базальт-андезитовой (P<sub>2</sub>?), габбро-сиенитовой (P<sub>2</sub>), липаритовой (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>), диабаз-гранит-сиенит-порфировой (T<sub>1</sub>), аляскит-лейкокатовой (T<sub>1</sub>) и диабаз-гранофировой (T<sub>1</sub>).

## Верхнепермская (?) базальт-андезитовая формация

В базальт-андезитовую формацию включаются лаво-пирокластические образования равашской свиты и небольшие субвулканические тела, пространственно связанные с ее породами. В главе «Стратиграфия» говорилось о спорности выделения равашской свиты в стратигра-



Таблица 39

нит-адамеллит-порфировой формации Бельтау-Кураминской зоны (в вес. %)

| Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O <sup>105°</sup> | П.п.п. | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | SO <sub>3</sub> | Сумма  | Автор   |
|-------------------|------------------|----------------------------------|--------|-------------------------------|-----------------|-----------------|--------|---|
| 3,37              | 3,07             | 0,25                             | 2,86   | 0,35                          | Не опр.         | Не опр.         | 100,27 | З. А. Юдалевич и др.  |
| 4,02              | 4,90             | Не опр.                          | 0,94   | 0,11                          | " "             | " "             | 100,47 | Те же   |
| 2,95              | 4,85             | 0,19                             | 1,34   | 0,05                          | 0,20            | 0,03            | 99,74  | Б. Г. Хайруллин и др.   |
| 3,73              | 5,00             | 0,12                             | 0,95   | 0,05                          | 0,06            | 0,01            | 100,07 | Б. Г. Хайруллин, З. А. Юдалевич, Л. Г. Лунина и др.             |
| 3,60              | 4,10             | 0,17                             | 1,34   | 0,13                          | 0,41            | 0,02            | 100,26 | З. А. Юдалевич, Е. В. Панченко, Б. Г. Хайруллин, Н. И. Соловьев |
| 3,86              | 4,00             | 0,21                             | 2,70   | 0,18                          | 1,01            | 0,04            | 100,32 | Ю. А. Иванов, П. Аделунг, Б. Г. Хайруллин, Е. В. Панченко и др. |
| 3,80              | 4,50             | 0,27                             | 4,05   | 0,28                          | 1,52            | 0,02            | 101,22 | Н. И. Соловьев, Ю. А. Иванов и др.                              |
| 3,23              | 4,10             | 0,22                             | 3,42   | 0,17                          | 0,92            | 0,04            | 101,37 | З. А. Юдалевич, Е. В. Панченко, Б. Г. Хайруллин и др.           |
| 3,02              | 2,62             | 0,11                             | 3,37   | 0,29                          | 0,81            | 0,03            | 100,97 | Е. В. Панченко  |
| 3,60              | 3,40             | 0,25                             | 2,21   | 0,23                          | Не опр.         | Не опр.         | 100,64 | З. А. Юдалевич и др.  |

фической схеме верхнего палеозоя района. Одни исследователи (И. П. Кушнарев, А. П. Агафонов и др.) считают ее верхней частью шурабсайской свиты, другие (Ф. Ш. Раджабов) — сопоставляют с верхнепермско-нижнетриасовой кызылнуринской свитой. В настоящее время эта свита условно сохраняется как самостоятельная по левобережью р. Чирчик в массивах Ализар и Минтукум и в Кураминском хребте в низовьях Гавасая.

Н. П. Васильковский (1952) отмечает несогласное залегание равашской свиты на шурабсайской по левобережью Чирчика. В Гавасаяе, по данным Н. И. Соловьева, она залегает без видимого несогласия на кислых вулканитах шурабсайской свиты и прорывается субвулканическими кварцевыми порфирами, относимыми к верхнепермско-нижнетриасовой липаритовой формации. Здесь же она прорывается небольшими штоками кварцевых диоритов, габбро, габбро-сиенитов, дайкообразными телами и силлами оливинных долеритов и с несогласием перекрываются верхнетриасовой (по абсолютному возрасту) липарит-трахитовой осадочно-вулканогенной толщей (кучарская свита нижнего триаса).

В горах Ализар и Минтукум, по данным Н. П. Васильковского, равашская свита в основании сложена конгломератами, песчаниками, сланцами с прослоями известняков (308 м). Выше залегают агломератовые туфы плагиоклазовых и биотитовых порфиритов (75 м). Завершается разрез темно-серыми лавами плагиоклазовых и слюдяных порфиритов (100 м), в основании с миндалекаменными спилитами.

В Гавасаяе равашская свита представлена толщей переслаивания лав и туфов андезито-базальтовых, андезитовых и трахиандезитовых

порфиров. Общая мощность толщи, по Н. И. Соловьеву, около 1020 м, в том числе туфы 820 м, лавы 240 м. Мощность лавовых потоков от нескольких метров до 35 м. Около 60 м составляют прослой вулканомиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов. Наряду с покровными образованиями свиты Н. И. Соловьевым выделено девять небольших штокообразных тел и силлов, сложенных андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами. Размеры штоков от 0,1×0,2 до 0,5×1,9 км.

Внешне андезитовые порфириты субвулканических тел и лавовых потоков Гавасаю — это массивные темно-серые порфировые породы; иногда отмечается миндалекаменная текстура. По величине вкрапленников различаются мелкопорфировые (до 0,6—1 мм) и среднепорфировые (до 4—5 мм) разновидности, а по составу темноцветных минералов роговообманковые и пироксеновые.

Количество вкрапленников в породах колеблется от 5—7 до 60%. Среди них в роговообманковых порфиритах присутствуют плагиоклаз и роговая обманка, а в пироксеновых — плагиоклаз и пироксен. Плагиоклаз нередко зонален. В трахиандезитовых порфиритах субвулканических тел установлен также биотит.

Основная масса пилотакситовая или гиалопилитовая. Состоит из микролитов плагиоклаза, мелких зерен темноцветных минералов и вулканического стекла. В трахиандезитовых порфиритах присутствуют микролиты калиевого полевого шпата.

Акцессорные минералы представлены апатитом, единичными зернами сфена, магнетитом. Породы в значительной степени изменены. По основной массе развит хлорит и карбонат, по плагиоклазам — серицит, карбонат, эпидот, по темноцветным минералам хлорит, карбонат, опацил. В миндалекаменных разностях миндалины выполнены хлоритом и халцедоном.

Петрохимические анализы подтверждают присутствие в разрезе равашской свиты пород с повышенным содержанием щелочей (табл. 40). При этом в андезито-базальтовых порфиритах натрия преобладает над калием.

Таблица 40

Химический состав порфиров (в вес. %) базальт-андезитовой формации по Гавасаю (Н. И. Соловьев, 1966 г.)

| Окислы                         | Трахиандезитовый порфирит | Трахиандезито-базальтовый порфирит | Андезито-базальтовый порфирит |
|--------------------------------|---------------------------|------------------------------------|-------------------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 60,08                     | 50,00                              | 52,88                         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,25                      | 0,95                               | 0,80                          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,00                     | 17,76                              | 18,00                         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,25                      | 6,90                               | 4,26                          |
| FeO                            | 0,65                      | 1,29                               | 4,81                          |
| MnO                            | 0,22                      | 0,22                               | 0,30                          |
| CaO                            | 2,13                      | 8,40                               | 6,51                          |
| MgO                            | 3,83                      | 1,15                               | 2,70                          |
| K <sub>2</sub> O               | 4,40                      | 3,42                               | 2,82                          |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,23                      | 4,70                               | 3,23                          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,17                      | 0,62                               | 0,32                          |
| П.п.п.                         | 5,54                      | 4,60                               | 2,90                          |
| Сумма                          | 99,75                     | 100,01                             | 99,53                         |

К числу субвулканических образований характеризуемой формации, по-видимому, можно отнести серию даек, представленных кварцевыми диабазами, габбро-диабазами, порфиroidными долеритами и порфиroidными габбро. По О. П. Горьковому (1964б) эти дайки прорываются субвулканическими телами верхнепермско-нижнетриасовой липаритовой формации. Пространственно они нередко ассоциируют с вулканитами равашской свиты.

### Верхнепермская габбро-сиенитовая формация

В эту формацию объединены интрузивные породы габбро-сиенитовой и собственно сиенитовой субформаций, соответствующих двум интрузивным фазам. К ранней субформации относятся сложно построенные последовательно дифференцированные габбро-сиенитовые массивы, завершающиеся сиенитовыми дифференциатами, а ко второй — также сложно построенные, но не дифференцированные интрузивы кварцевых сиенитов.

Габбро-сиенитовая субформация. Объем ее пока недостаточно хорошо определен. На современном этапе изученности в состав субформации уверенно можно включить Гавасайский шток габбро-сиенитов, монцониты Чорухдайрона и оливиновые монцониты Хайдайлыка (хр. Каржантау). Наиболее исследованным является Гавасайский шток, который в разные годы изучался А. С. Макаровым, З. П. Артемовой, А. И. Тугариновым, Н. И. Соловьевым, Г. А. Лисициной, Б. Г. Хайруллиным и Р. Г. Юсуповым.

По последним данным Б. Г. Хайруллина, в Гавасайском штоке площадью 6 км<sup>2</sup>, выделяются следующие типы пород (от более древних к молодым): крупнозернистые ортоклазовые лейкогаббро, порфиroidные мелкозернистые габбро-сиениты, порфиroidные мелкозернистые сиениты, мелкозернистые щелочные сиениты и аплиты. Все породы имеют между собой интрузивные взаимоотношения.

Габбро-сиенитовый массив прорывает вулканогенные образования равашской свиты. Галька пород массива содержится в конгломератах нижнетриасовой кучарской свиты.

По данным Г. А. Лисициной (1960 г.), основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, пироксен, калиевый полевой шпат и кварц (табл. 41).

Таблица 41

Минеральный состав Гавасайского габбро-сиенитового массива

| Порода                                     | Плагиоклаз | Калиевый полевой шпат | Кварц | Пироксен | Акцессорные минералы |
|--|------------|-----------------------|-------|----------|----------------------|
| Крупнозернистые ортоклазовые лейкогаббро   | 75,3       | 13,4                  | 2,1   | 7,3      | 1,9                  |
| Порфиroidные мелкозернистые габбро-сиениты | 57,6       | 23,4                  | 2,3   | 14,3     | 2,4                  |
| Порфиroidные мелкозернистые сиениты        | 24,8       | 62,4                  | 5,3   | 5,7      | 1,8                  |

Породы габбро-сиенитового массива имеют темно-серую, розовато-серую и розовую окраску. Структура чаще равномернoзернистая и призматически-зернистая. Текстура массивная, трахитоидная. Трахитоидность подчеркивается одинаковой ориентировкой лейст плагиоклаза.

Размеры выделений породообразующих минералов варьируют от долей миллиметра до 5 см. Плаггиоклаз во всех разностях пород габбро-сиенитового массива представлен незональным лабрадором № 60—75. Пироксен относится к диопсид-геденбергитовой разности; частично замещен роговой обманкой. Калиевый полевой шпат — ортоклаз. Кварц чаще всего образует микропегматитовые срастания с ортоклазом. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом и халькопиритом.

Особенностью пород Гавасайского габбро-сиенитового массива является закономерное увеличение от более древних пород к молодым калинатрового полевого шпата и соответственно уменьшение основности и количества плаггиоклаза, что свидетельствует о последовательной дифференциации магмы в магматической камере.

Субформация кварцевых сиенитов. Породы этой субформации в виде небольших (от 1 до 12 км<sup>2</sup>) интрузивных массивов простого и сложного строения развиты только в зоне Кумбельского глубинного разлома и тесно ассоциируют с кислыми вулканогенными образованиями оясайской и кызылнуринской свит. В эту субформацию Б. Г. Хайруллин включает также кварцевые сиениты Актепинского интрузива, все мелкие тела, развитые вдоль зоны Кумбельского разлома, а также кварцевые сиенит-порфиры чилтенского типа (по Н. П. Васильковскому, 1952).

В отношении возраста кварцевых сиенитов до сих пор нет единого мнения. Вслед за Н. П. Васильковским (1952) и Ф. Ш. Раджабовым (1958) большинство геологов относит кварцевые сиениты к послекызылнуринским образованиям. М. К. Куликов, И. Е. Сморгков и Б. Г. Хайруллин считают, что Актепинский интрузив кварцевых сиенитов имеет предкызылнуринский возраст.

По данным Б. Г. Хайруллина, Актепинский интрузив сложен следующими типами пород (от более древних к молодым): среднеравнозернистыми кварцевыми сиенитами, резко порфиroidными среднезернистыми кварцевыми сиенитами, резко порфиroidными мелкозернистыми кварцевыми сиенитами, кварцевыми сиенит-порфирами, сиенит-аплитами, бостонитами. Между породами установлены интрузивные взаимоотношения.

Значительная часть описываемого массива сложена средне- и мелкозернистыми резко порфиroidными кварцевыми сиенитами, содержащими от 10 до 20% порфиroidных выделений калинатрового полевого шпата величиной от 0,5 до 2 см. Вкрапленники, как правило, имеют неровные края. Их количество в резко порфиroidных среднезернистых кварцевых сиенитах составляет 20%, в резко порфиroidных мелкозернистых кварцевых сиенитах — 10%. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая в комбинации с монотонитовой и микропегматитовой. Основными породообразующими минералами являются плаггиоклаз (№ 25—32), калинатровый полевой шпат, кварц, биотит, амфибол, пироксен (табл. 42). Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон и рудный.

Петрохимический состав пород габбро-сиенитовой формации приведен в табл. 43. Анализ этих данных показывает увеличение суммы щелочей в направлении от более древних к более молодым породам формации. В этом же направлении происходит постепенное уменьшение анионитовой молекулы в плаггиоклазах.

Геохимическая и металлогеническая специализация пород габбро-сиенитовой формации пока не выявлена. Однако следует отметить, что с породами габбро-сиенитовой субформации Чорухдайрона связаны

Таблица 42

Усредненный минеральный состав кварцевых сиенитов Актепинского интрузива  
(по Л. Г. Луниной)

| Порода  | Количество подсчетов | Плагиоклаз | Калиевый полевой шпат | Кварц | Пироксен | Амфибол | Биотит |
|---|----------------------|------------|-----------------------|-------|----------|---------|--------|
| Резко порфиroidные мелкозернистые кварцевые сиениты   | 4                    | 33,08      | 43,07                 | 10,60 | 0,33     | 8,57    | 4,32   |
| Резко порфиroidные среднезернистые кварцевые сиениты  | 3                    | 34,27      | 44,48                 | 11,25 | 0,06     | 5,0     | 4,30   |
| Среднеравномернозернистые кварцевые сиениты . . . . . | 2                    | 34,07      | 42,0                  | 12,37 | 0,14     | 7,31    | 8,09   |

проявления шеелита скарнового типа, а с кварцевыми сиенитами Актепинского массива — маломощные, но многочисленные кварц-пиритовые жилы с золотом.

*Верхнепермско-нижнетриасовая липаритовая формация*

Липаритовая формация на территории кураминской части Бельтау-Кураминской зоны занимает площадь около 675 км<sup>2</sup> (в пределах Узбекской ССР). Из них почти две трети составляют породы субвулканической и экструзивной фаций (см. рис. 12).

Основная масса вулканитов формации располагается в центральных частях Кызылнуринской и Камчикской кольцевых вулканотектонических депрессий. Гораздо меньше они развиты в пределах Лашкерекской, Карабашской и Чилтенской мульды проседания. Характерной особенностью является тесная пространственная ассоциация крупных субвулканических тел и экструзивных куполов и лаво-пирокластических толщ. Первые размещаются в центральных частях мульды проседания, стратифицированные лаво-пирокластические толщи (кызылнуринская свита) окаймляют эти тела по периферии и по возрасту предшествуют формированию субвулканов и куполов.

Кызылнуринская свита залегает с угловым несогласием на отложениях шурабсайской (Аксаката, Кызылсай), акчинской (Паркентсай, Майликотансай, Янгаклы, Лояк, Лашкерек), уя-минбулакской (Анренское плато, Чадак) свит и прорывается комплексом нижнетриасовых интрузий. По Башкызылсаю, в юго-западной части Чаткальской хребта, в ее отложениях содержится нижнетриасовая флора. Имеющиеся данные определения абсолютного возраста валовых проб калий-аргоновым методом из пород липаритовой формации свидетельствуют о более древнем их возрасте (табл. 44) — поздний карбон — ранняя пермь. Меньшие цифры приводятся Т. Н. Далимовым (ИГ и ГАН УзССР) для кварцевых порфиров Бабайтагского массива (Каттасай) — 253 ± 8 млн. лет, для гранит-порфиров того же массива — 265 ± 10 млн. лет, для липаритовых порфиров р. Агата — 224 ± 10 млн. лет, что соответствует нижней, верхней перми и нижнему триасу.

Для фельзитовидных кварцевых липаритовых порфиров Бабайтагского массива (Каттасай) среднее значение из данных 20 лабораторий Советского Союза (по валу) определяется в 272 ± 9,6 млн. лет (Г. Д. Афанасьев, С. И. Зыков, 1968 г.), что свидетельствует о раннепермском возрасте.

В разрезах кызылнуринской свиты резко преобладают туфы и игнимбриты липаритовых и фельзитовых порфиров (табл. 45). Среди ту-

Средний химический состав пород позднепермской

| Порода   | Массив      | Количество анализов | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  |
|--|-------------|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|
| Кварцевые сиенит-порфиры                             | Актепинский | 5                   | 65,90            | 0,47             | 15,94                          | 1,72                           | 2,01 | 0,08 |
| Резко порфиroidные мелкозернистые кварцевые сиениты  |             | 3                   | 65,64            | 0,62             | 15,41                          | 2,24                           | 1,97 | 0,09 |
| Резко порфиroidные среднезернистые кварцевые сиениты |             | 3                   | 63,45            | 0,82             | 15,55                          | 2,21                           | 3,38 | 0,12 |
| Среднезернистые кварцевые сиениты                    |             | 3                   | 65,66            | 0,84             | 15,47                          | 2,44                           | 2,02 | 0,09 |
| Сиенит-аплиты  | Гавасайский | 1                   | 58,65            | 1,07             | 16,40                          | 4,00                           | 1,95 | 0,12 |
| Порфиroidные мелкозернистые сиениты                  |             | 1                   | 54,70            | 0,60             | 20,93                          | 2,25                           | 3,77 | 0,09 |
| Порфиroidные мелкозернистые габбро-монзониты         | "           | 1                   | 49,77            | 0,92             | 19,36                          | 4,93                           | 3,16 | 0,17 |
| Крупнозернистые ортоклазовые габбро                  | "           | 5                   | 48,38            | 1,00             | 18,89                          | 4,66                           | 5,22 | 0,21 |

Таблица 44

Данные абсолютного возраста пород липаритовой формации Бельтау-Кураминской зоны (по Н. П. Лаврову, ИГЕМ АН СССР)

| Породы   | Количество определенных | Возраст, млн. лет |         |
|--|-------------------------|-------------------|---------|
|  |                         | Колебания         | Среднее |
| Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, кластолавы кварцевого порфира Бабайтагского массива (II фаза)  | 7                       | 274—280±10        | 277±10  |
| Фельзитовидные кварцевые порфиры, кварцевые порфиры, гранит-порфиры Бабайтагского массива (I фаза) | 3                       | 288—292±12        | 291±10  |
| Кварцевые порфиры и кластолавы горы Кызылнура  | 3                       | 250—290±10        | 285±10  |
| Игнимбриты липаритовых порфиров р. Агата   | 3                       | 284—294±10        | 289±10  |
| Кварцевые порфиры р. Айгыр-Байтал  | 1                       |                   | 278±10  |

фов различаются агломератовые, глыбовые и смешанные пеплово-лапиллиевые. Преобладают последние. Отмечаются прослойки пизолитовых пепловых туфов. В основании разреза присутствуют осадочные пласты конгломератов, песчаников, алевролитов.

Мощность разрезов кызылнуринской свиты колеблется на различных участках площади от 185 до 1450 м. Наибольшая ее мощность в Лашкерекской и восточной части Камчикской мульды проседания. Вдоль южной окраины последней (хр. Карасырт) Е. В. Толкачевой отмечается три цикла формирования экструзивных куполов сферолитовых липаритовых порфиров и соответственно три этапа эксплозивной деятельности, предшествовавшей выжиманию куполов.

Характерной особенностью строения куполов в регионе является присутствие не одного, а нескольких столбчатых или трещинных кана-

Таблица 43

## габбро-сиенитовой формации (в вес. %)

| MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O <sup>105°</sup> | П.п.п. | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | SO <sub>2</sub> | Сумма  | Автор                             |
|------|------|-------------------|------------------|----------------------------------|--------|-------------------------------|-----------------|-----------------|--------|-----------------------------------|
| 1,48 | 2,31 | 3,67              | 6,04             | 0,33                             | 1,80   | 0,22                          | 0,74            | —               | 99,71  | Р. Рахимов                        |
| 2,75 | 1,77 | 3,98              | 5,07             | 0,14                             | 1,54   | 0,23                          | 0,38            | 0,05            | 101,88 | Б. Г. Хайруллин                   |
| 1,57 | 3,14 | 3,39              | 4,80             | 0,16                             | 1,33   | 0,34                          | 0,29            | 0,04            | 100,59 | Тот же                            |
| 1,40 | 2,56 | 3,92              | 4,95             | 0,18                             | 1,52   | 0,53                          | 0,24            | 0,02            | 101,84 | „ „                               |
| 1,25 | 2,25 | 5,00              | 6,33             | 0,32                             | 2,00   | 0,42                          | 0,30            | 0,17            | 100,23 | Н. И. Соловьев                    |
| 1,55 | 6,69 | 3,96              | 3,94             | 1,34                             | —      | 0,49                          | 0,32            | 0,08            | 100,71 | Г. А. Лисицина                    |
| 2,30 | 7,61 | 3,74              | 3,00             | 0,26                             | 4,00   | 0,49                          | 1,92            | 0,13            | 101,76 | Н. И. Соловьев                    |
| 3,86 | 9,86 | 3,08              | 2,00             | 1,28                             | 2,26   | 0,21                          | 0,64            | 0,17            | 101,72 | Г. А. Лисицина,<br>Н. И. Соловьев |

Таблица 45

## Соотношения типов пород в разрезах кызылнуринской свиты (в м)

| Район                    | Общая мощность | Туфы | Игним-бриты | Лавы | Песчаники, конгломераты, алевролиты | Автор                    |
|--------------------------|----------------|------|-------------|------|-------------------------------------|--------------------------|
| Левый склон р. Кызылсай  | 321            | 247  | —           | 74   | —                                   | М. М. Лебедь (1962)      |
| Правый борт Чавлисия     | 217            | 122  | —           | 72   | 23                                  | Ю. Х. Ахмедуллин (1964)  |
| Бассейн Чавлисия         | 376            | 274  | —           | 92   | 10                                  | И. М. Богомольный (1961) |
| Южный склон хр. Карасырт | 240            | 140  | 50          | —    | 50                                  | Е. В. Толкачева (1967)   |
| Чакмакташсай             | 185            | 74   | —           | 72   | 39                                  | Тот же                   |
| Массив Акшуран           | 1010           | 300  | 500         | 60   | 150                                 | В. Н. Ткачев (1968)      |
| Бассейн Чадаксия         | 1450           | 886  | 504         | 50   | 10                                  | Л. Г. Луннина (1960)     |

лов, по которым одновременно происходило выжимание больших объемов вязкой кислой магматической массы. Именно вязкостью последней и объясняется нередко кластический характер порфировых вкрапленников в породах куполов, описываемых как кластолавы или туфолавы. Наблюдаются постепенные переходы в размытых частях куполов от секущей формы залегания пород в покровную. В современном эрозийном срезе часть таких каналов (штоки и дайкообразные тела) располагается по окраинам мульды проседания, вдоль кольцевых разломов, а основная часть куполов с еще нескрытыми каналами — в центре этих структур. Примером такого многоканального экструзивного купола липаритовых порфиров может служить Кызылнуринский массив (см. рис. 12). Он располагается в центральной части одноименной кольцевой мульды проседания. Площадь его около 100 км<sup>2</sup>, в плане имеет изомет-

ричную форму. По периферии купол обрамляется лаво-пирокластической толщей кызылнуринской свиты. Контакты пород купола падают под углами  $17-50^\circ$  к центру структуры. Вокруг основного купола по кольцу располагается серия небольших штоков и протяженных дайкообразных тел липаритовых порфиров, аналогичных породам купола. В западной части купола А. П. Агафоновым отмечается непосредственный переход пород покрова в дайкообразное интрузивное тело. Аналогичные переходы покрова купола в секущие тела (дайки и столбы) в районе горы Кызылнура указывались ранее Н. П. Васильковским (1952). Максимальная мощность покровной части купола оценивается И. П. Кушнаревым и А. Б. Каждан (1958) в 800 м, Н. П. Васильковским (1952) для района горы Сей-Шах указывается мощность 800—1000 м. Сохранившийся объем пород купола при указанных параметрах равен 35—40 км<sup>3</sup>. Объем пород кызылнуринской свиты (при средней мощности 150 м) составляет около 15 км<sup>3</sup>.

Аналогичного типа остатки купольных построек меньших размеров имеются в Карабашской и Чилтенской мульдах (Карабашский и Каракушханский купола), где сохранившиеся объемы их пород оцениваются в 2—3 км<sup>3</sup>.

На южном склоне Чаткальского хребта и в среднем течении Ангрена Н. П. Васильковским (1952) под названием лакколита Бабайтаудор описано крупное тело интрузивных пород площадью 365 км<sup>2</sup> (с учетом погруженной части под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений Ангреной депрессии), располагающееся в центре Камчикской мульды проседания. Оно сложено гранит-порфирами, отличающимися от липаритовых порфиров горы Кызылнура большей степенью раскрытия ступенчатости основной массы. К периферии массива гранит-порфиры постепенно переходят в липаритовые порфиры, приобретающие местами отчетливую флюидалность и лавобрекчиевый облик. Липаритовые порфиры аналогичны породам Кызылнуринского купола. С севера и запада породы лакколита имеют интрузивный контакт с вмещающими породами, плоскость которого на севере круто падает в сторону массива. На юге отмечается расщепление интрузии на ряд межпластовых залежей (мощностью от 15 до 350 м), инъецированных в пирокластическую толщу кызылнуринской свиты. Породы в этих силлах представлены флюидалными липаритовыми порфирами, переходящими местами в фельзит-порфиры. В бортах долины Ангрена наблюдается вертикальная зональность, выражающаяся в переходе снизу вверх массивных гранит-порфиров в липаритовые порфиры. Здесь же в породах массива отчетливо выражена столбчатая отдельность. Предполагаемая толщина лакколита 1000 м. Ножка его намечается в южной части массива горы Бабайтаудор.

Восточное замыкание лакколита смещено по Кумбельскому разлому на 9—10 км к юго-востоку и расположено в Кураминском хребте в бассейнах рек Ризак, Камчик, Чадак, Айгырбайтал, Сансалак. Для этой части характерно развитие мощных покровов в сочетании с серией штоков и дайкообразных тел липаритовых и фельзитовых порфиров (Чадакская группа субвулканических тел и куполов), размещающихся в туфах кызылнуринской свиты. Сохранившийся объем пород Бабайтаудорского массива до Кумбельского разлома равен 180 км<sup>3</sup>, а с учетом смещенной его части — 210 км<sup>3</sup>.

Формирование Камчикской вулканотектонической депрессии происходило (по Е. В. Толкачевой) от периферии к центру в течение четырех последовательных этапов. В первый этап по ее окраинам наметились окраинные кольцевые разломы. Вдоль одного из них в южной части депрессии внедрилась мощная полукольцевая дайка гранит-порфиров



протяженностью 28 км. Во второй этап с внутренней стороны депрессии вдоль дайки по обновленным кольцевым разломам возникло несколько центров извержений, деятельностью которых в течение трех циклов была сформирована туфо-игнибритовая толща кызылнуринской свиты и серия мелких куполов сферолитовых липаритовых порфиров. С третьим этапом связывается выжимание из очага больших объемов кислых магм, образовавших в центре депрессии Бабайтаудорский лакколлит. Именно в этот этап, вероятно, и произошло основное проседание, обусловленное выносом из очага в довольно короткий отрезок времени громадных объемов (сотни кубометров) магматического материала. В четвертый этап внедрялись дайкообразные и штокообразные тела сиенитов, сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров, окаймляющих депрессию вдоль северной и восточной ее окраин.

Два довольно крупных экструзивных купола флюидалных липаритовых порфиров располагаются в центральной части Лашкерекской мульды проседания (Бабайситенский и Акшуранский), по периферии которых размещаются многочисленные мелкие штоки и крутопадающие дайкообразные тела в туфах и игнибритах кызылнуринской свиты. В обоих куполах намечаются отчетливые переходы от покровного залегания пород в секущее. По данным В. Н. Ткачева (1968), суммарный сохранившийся объем пород куполов равен  $10 \text{ км}^3$ , а объем пород кызылнуринской свиты  $43 \text{ км}^3$ . Предполагается, что объем пород липаритовой формации в пределах Лашкерекской мульды достигал  $100-110 \text{ км}^3$ .

Крупные экструзивные купола и субвулканические тела липаритовых порфиров характеризуемой формации имеются также на южных склонах Кураминского хребта на территории Таджикской ССР (Ташкескенская и Адрасманская мульды) и в северо-восточной части Чаткальского хребта в Киргизии (Кугалинская мульда).

Отмеченные черты строения и условий размещения пород липаритового комплекса позволяют говорить о своеобразном механизме вулканической деятельности, проявившейся в заключительную стадию посторогенного этапа герцинского цикла. Особенности ее являются: 1) извержение больших объемов пирокластики с последующим выжиманием по многочисленным трещинным и трубчатым каналам не меньших по объему магматических масс экструзивных куполов, обусловивших образование компенсационных структур проседания; 2) концентрация вулканитов в депрессионных структурах и отсутствие сплошного их покрова на всей территории региона; 3) синхронность проявления вулканической деятельности во всех компенсационных структурах; 4) преимущественно трещинный ареальный тип извержений.

В 1966 г. Н. И. Соловьевым в низовьях Гавасая под названием кучарской свиты выделена толща осадочно-вулканогенных пород мощностью около 700 м, имеющая локальное распространение. Вулканиты слагают верхнюю часть толщи (143 м) и представлены преимущественно игнибритами трахитовых порфиров, прорванных дайкообразными телами оливиновых долеритовых порфиритов. Толща с угловым и азимутальным несогласием залегает на породах равашской свиты и прорывающих ее габбро-сиенитах. Три определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом вулканических пород толщи (по биотиту) дают следующие цифры: 187, 207 и  $240 \pm 10$  млн. лет (лаборатория ИГ и ГАН УзССР); средняя из трех  $211 \pm 10$  млн. лет, что соответствует верхнему триасу.

Проявление вулканизма в триасе после формирования пород липаритовой формации является следствием подвижек в этап постконсолидационной активизации. К образованиям этого этапа, по-видимому, отно-

сятся силлы оливиновых долеритовых порфиритов в липаритовой толще оз. Кугала на северо-востоке Чаткальского хребта в Киргизии, а также широко развитые в регионе дайковые поля и пояса даек диабазовых, долеритовых, лабрадоровых порфиритов, сиенит-порфиров и др.

Далее приводится петрографическая характеристика некоторых типов пород липаритовой формации.

Гранит-порфиры в основном развиты в пределах Бабайтаудор-Ангренского массива. Внешне это массивные порфиновые породы красного, темно-красного, розового, буровато-серого, серого, коричневатого-серого и сиреневого цвета.

Суммарное количество вкрапленников колеблется от 25 до 42%, размер их 1—4 мм. Среди вкрапленников различаются ортоклаз, микроклин-пертит (30—35%), кварц (6—14%), плагиоклаз (олигоклаз-андезин, андезин № 30—32) (2,5—10%), биотит (2,5—7%). Калиевый полевой шпат обычно свежий или пелитизирован, плагиоклаз серицитизирован. Зерна кварца и полевого шпата окаймляются гранофировой оторочкой. Биотит замещен мусковитом или агрегатом хлорита, рудного минерала и землистого эпидота.

Основная масса имеет микрогранитовую, микропегматитовую, микроаплитовую или гранулитовую структуру. Состоит из кварца, калиевого полевого шпата, незначительного количества кислого плагиоклаза и хлоритизированного биотита. Размеры зерен основной массы до 0,2 мм.

Акцессорные минералы (в сумме до 1%) представлены апатитом, цирконом, ортитом, сфеном, магнетитом. В пробах-протоколках П. С. Козловой (1960) помимо перечисленных установлены флюорит, циртолит, ураноторит, монацит, черный и голубой анатаз.

Липаритовые порфиры в отличие от гранит-порфиров содержат меньшее количество вкрапленников (14—20%); нередко они флюидалные. Среди вкрапленников присутствуют ортоклаз, альбит и альбит-олигоклаз (№ 4—12), кварц, изредка биотит. Размеры фенокристаллов 0,5—3 мм. Основная масса криптокристаллическая, слабо действующая на поляризованный свет, местами флюидалная. Встречаются также разности с фельзитовой, микрофельзитовой, микросферолитовой основной массой, в которой выделяются линзовидные тонкие полоски с микрогранитовой структурой. Единичные акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, флюоритом, магнетитом. Т. Н. Далимовым (1968) указывается на присутствие в гранит-порфирах и липаритовых порфирах Бабайтаудор-Ангренского массива рубидия, цезия, лития, таллия, ниобия, тантала, галлия, молибдена и вольфрама.

Акшуранский и Бабайситенские купола и многочисленные мелкие штоки, дайкообразные тела и силлы по периферии этих куполов сложены лавами и лавовыми брекчиями липаритовых порфиров, фельзитов, фельзит-порфиров и сферолит-порфиров. Обычно это светлые, серые, коричневатые-серые, сиреневые, розовато-серые, розоватые мелкопорфиновые породы с четкой флюидалной текстурой. Порфиновые вкрапленники чаще всего имеют угловатую оскольчатую форму. Нередко присутствие ксенолитов чужеродных пород, вынесенных магмой из фундамента.

В липаритовых порфирах вкрапленники составляют 15—30%. Среди них присутствуют кварц, микроклин, ортоклаз, альбит-олигоклаз и олигоклаз, биотит. Размер вкрапленников 0,5—2,5 мм. В фельзит-порфирах количество вкрапленников уменьшается до 2—5%; представлены они калиевым полевым шпатом и олигоклазом. Основная масса

микрофельзитовая, витрофировая, текстура флюидальная. Акцессорные минералы — апатит, циркон, гранат.

Среди липаритовых порфиров широко развиты флюидално-полосчатые разности. Полосчатость обусловлена чередованием узких лент и линз красновато-коричневого и розовато-серого цвета. Размер лент 0,5—2,5×20—50 см, количество их до 50 на 1 пог. м. Микроскопически породы полос различаются степенью раскristаллизации основной массы.

Сферолитовые порфиры характеризуются присутствием в основной массе многочисленных радиальнолучистых сферокристаллов диаметром от долей сантиметра до 1 см. В периферических частях некоторых субвулканических тел наблюдаются шаровые обособления до 15 см в диаметре концентрически-зонального строения.

Наиболее детально липаритовые порфиры со сфероидальными обособлениями изучены Е. В. Толкачевой, П. Л. Гертман и Ю. А. Ивановым вдоль южной окраины Камчикской мульды проседания. По данным П. Л. Гертман и Ю. А. Иванова, структура пород порфировая, текстура сферолоидная, флюидальная. Вкрапленники составляют 5—15%, размер их 0,5—2 мм. Среди вкрапленников различаются санидин (1,5—3%), кварц (2—5%), альбит-олигоклаз (2%), биотит (0,5%). Основная масса имеет микро- и криптофельзитовую, микросферолитовую, сферолитовую, аксиолитовую структуру. В результате перекристаллизации на фоне реликтов перечисленных структур местами наблюдаются микропойкилобластовая и гранобластовая структуры. Отмечаются реликты перлитовой отдельности и кристаллиты. Сферолиты представляют собой радиальнолучистые сферокристаллы (до 1 мм в диаметре) калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы — магнетит, флюорит, циркон, апатит, анатаз, рутил, ильменит.

Е. В. Толкачевой отмечается, что указанные породы слагают ряд экстрезивных куполов, шаровые обособления в пределах которых в основном приурочены к апикальной их части. Выделяется три типа шаровых обособлений: массивные, радиальнолучистые и концентрически-зональные.

Массивные шаровые обособления представляют собой отдельность в липаритовых порфирах. Форма их округлая или несколько приплюснутая.

Радиальнолучистые сферокристаллы (до 0,5 см в диаметре) состоят из тонковолокнистого агрегата кварца и калиевого полевого шпата и являются продуктами раскristаллизации лавового расплава или девитрофикации стекла в основной массе пород.

Концентрически-зональные шары ликвационного происхождения распространены в куполах широко. Зональность в них обусловлена чередованием колец с различной степенью раскristаллизации стекла с нарастанием ее от центра к периферии. Иногда кольцевое строение подчеркивается различной окраской колец. В центре шаров располагаются замкнутые полости, выполненные кристаллическим агрегатом флюорита и кальцита, или фенокристаллы кварца и калиевого полевого шпата. Диаметры шаров от 1 до 15 см.

По химическому составу породы липаритовой формации отвечают нормальному щелочноземельному ряду (табл. 46). Липаритовые порфиры соответствуют по всем характеристикам риолитам по Р. Дэли. Повышенное содержание щелочей отмечается в породах Бабайтаудор-Ангренского лакколита. Гранит-порфиры этого массива близки щелочному граниту по Р. Дэли; отличаются от него меньшим содержанием железа, преобладанием калия над натрием и большим количеством кальция. Липаритовые порфиры периферической части лакколита

## Химический состав пород верхнепермско-нижне

| Количество проб | Порода   | Место отбора  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|-----------------|--|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| 8               | Липаритовый порфир (экструзивный купол)              | Хр. Майгашкань  | 73,27            | 0,23             | 12,88                          | 0,81                           |
| 1               | Липаритовый порфир (субвулканический)                | Шавассай  | 73,40            | 0,20             | 11,89                          | 1,35                           |
| 24              | Гранит-порфир (субвулканический)                     | Бабайтаудор-Ангренский массив                             | 73,96            | 0,11             | 12,80                          | 0,87                           |
| 3               | Трахилипаритовый порфир (субвулканический)           | Юг Бабайтаудор-Ангренского массива                        | 67,85            | 0,33             | 14,59                          | 0,98                           |
| 4               | Сферолитовый липаритовый порфир (экструзивный купол) | Хр. Карасырт  | 75,87            | 0,13             | 11,65                          | 1,29                           |
| 3               | Липаритовый порфир                                   | Бассейн р. Чадак (Сансалаксай, Каттакульсай, Кандагансай) | 75,10            | —                | 13,01                          | 2,11                           |

также имеют большее количество щелочей, сумма окислов которых равна 10,37%.

Металлогеническая роль липаритового комплекса в регионе определяется размещением на площади его развития кварц-оловорудного, серебро-полиметаллического и флюоритового оруденения. Зараженность пород комплекса аксессуарным флюоритом, а также присутствие последнего в шаровых лавах липаритовых порфиров позволяют в какой-то мере говорить о непосредственной генетической связи флюоритового оруденения с верхнепермско-нижнетриасовым вулканизмом. Характерно, что рудопроявления кварц-флюоритовой и кварц-флюоритополиметаллической рудных формаций размещаются по периферии мульды проседания и вокруг них.

Большой интерес представляет температура образования флюорита. В полостях шаровых лав экструзивных куполов в южной части Камчикской мульды проседания (по Е. В. Толкачевой) она равна 350—370° С, в рудопроявлениях, расположенных в 1,5 км от окраины мульды,—250° С, в 2,5 км — 200° и в 3,5 км 170°.

*Нижнетриасовая диабаз-гранит-сиенит-порфировая формация*

В эту формацию включены малые порфировые интрузивы, представленные чередующимися ультракислыми, основными и субщелочными породами. Дайки и мелкие штокообразные тела названных пород во многих пунктах отчетливо прорывают вулканы кызылнуринской свиты. В свою очередь часть даек пересекается гранитами Арашанского и гранит-аляскитами Чаркасарского массивов.

Б. Г. Хайруллин в составе формации выделяют следующие петрографические типы пород (от более древних к молодым): 1) кварцевые сиенито-диоритовые порфиры, габбро-порфиры, габбро-сиенитовые порфиры, 2) лампрофиры, 3) калиевые гранит-порфиры (музбельский тип), 4) альбитофиры (ранние), 5) диабазовые порфириты, 6) гранит-порфиры, 7) альбитофиры (поздние), 8) граносиенит-порфиры, 9) диабазовые порфириты, 10) кварцевые сиенит-порфиры. Между перечисленными типами даек в разных частях Бельтау-Кураминской зоны установлены интрузивные взаимоотношения.

Таблица 46

триасовой липаритовой формации (в вес. %)

| FeO  | MnO  | CaO  | MgO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | П.п.п. | Сумма  | Автор                         |
|------|------|------|------|------------------|-------------------|--------|--------|-------------------------------|
| 1,52 | 0,03 | 1,34 | 0,48 | 5,49             | 2,85              | 0,93   | 99,83  | А. П. Агафонов (1968 г.)      |
| 0,86 | 0,04 | 1,19 | 0,34 | 6,30             | 2,18              | 2,06   | 99,81  | Ю. Х. Ахмедуллин (1967 г.)    |
| 1,42 | 0,04 | 1,30 | 0,42 | 5,00             | 3,01              | 0,72   | 99,65  | Т. Н. Далимов (1968 г.)       |
| 2,69 | 0,06 | 1,55 | 0,38 | 6,66             | 3,71              | 1,58   | 100,38 | Ю. И. Иванов (1965 г.)        |
| 0,58 | 0,02 | 0,47 | 0,15 | 5,60             | 1,90              | 1,68   | 99,34  | Тот же                        |
| 0,81 | 0,02 | 1,34 | 0,70 | 3,36             | 2,64              | 0,46   | 99,55  | Н. П. Васильковский (1952 г.) |

Далее описываются наиболее изученные в петрографическом отношении породы формации.

Кварцевые сиенито-диоритовые порфиры. Дайки этих пород распространены ограниченно. На Ангренском плато они секут вулканогенные образования кызылнуринской свиты, а сами в свою очередь пересекаются калиевыми гранит-порфирами музбельского типа. По внешнему виду это порфиновые буровато-серые породы с вкрапленниками голубовато-серого плагиоклаза (0,2—0,4 см) и цветных минералов (до 0,2 см). Последние представлены амфиболом и реже чешуйками биотита, часто замещенного хлоритом. В зоне эндоконтакта количество порфировых выделений уменьшается до полного их исчезновения.

Под микроскопом породы обладают порфировой структурой с микропойкилитовой, криптогранофировой и ортофировой основной массой. Среди порфировых выделений преобладает зональный андезин над амфиболом, биотитом и моноклинным пироксеном. Основная масса состоит из калинатрового полевого шпата и небольшого количества кварца. Акцессорные минералы — апатит, рудный минерал и реже циркон, вторичные — хлорит, эпидот, серицит и лейкоксен.

В зоне эндоконтакта порода приобретает более кислый состав и флюидальную текстуру, совершенно исчезает пироксен, основная масса становится скрытокристаллической.

Лампрофиры. Распространены породы ограниченно. По данным И. В. Мушкина (1966 г.), в верховьях р. Карабау (Чаткальский хребет) в породах оясайской свиты они слагают краевые части симметричных даек, в центре которых развиты гранит-порфиры (музбельский тип). Последние являются более молодыми от отношению к лампрофирам, о чем свидетельствуют ксенолиты лампрофиров в гранит-порфирах. Контакты этих пород по простиранию то резкие, то постепенные. Простирание даек северо-восточное, протяженность от 0,5 до 1,5 км. Они отчетливо пересекают дайки сиенит-порфиров (чилтенский тип), а сами секутся дайками диабазов.

Лампрофиры — плотные темно-зеленые породы, реже буровато-коричневые. Лампрофировый облик их нарушается присутствием немногочисленных порфиробласт (до 1,5 см) розоватого щелочного полевого шпата. Под микроскопом в них чаще всего наблюдается гемикристал-

лически-порфиновая структура. Минеральный состав лампрофиров следующий (среднее из двух подсчетов): пироксен 44%, биотит 8,6%, оливин 8,3%, стекло с лейстами щелочного полевого шпата 37%, магнетит и апатит 2,1%.

Оливин часто замещен серпентином и тальком, реже идингситом. Пироксен — диопсид бесцветный или слабо зеленоватый. Биотит вкрапленников и основной массы — мероксен; максимальной железистостью обладает биотит фенокристаллов.

Калинатровый полевой шпат основной массы слабо индивидуализирован, заметно пелитизирован. Принадлежность минерала к калинатровому полевому шпату с преобладанием ортоклазовой составляющей подтверждается результатами химических анализов. Порфиробласты щелочного полевого шпата принадлежат анортклазу, реже микроклину. Обычно они переполнены включениями плагиоклаза, пироксена, биотита.

По минеральному составу лампрофиры занимают промежуточное положение между миннеттами и оливин-пироксеновыми мончикитами. С первыми их сближает преобладание калинатрового полевого шпата, со вторыми — богатство пироксеном и постоянное наличие стекла.

В протолочках из неизмененных лампрофиров констатированы (преимущественно в знаковых содержаниях) апатит, циркон, анатаз, галенит, сфалерит, пирит, флюорит, барит, церуссит.

**Калиевые гранит-порфиры.** Впервые породы этого типа были выделены Н. П. Васильковским в 1944 г. на северном склоне Чаткальского хребта в районе перевала Музбель. Позднее подобные интрузивные образования установлены на северном склоне Кураминского хребта и в других районах восточной части Бельтау-Кураминской зоны. Всюду они образуют дайки и дайкообразные тела, прослеживающиеся иногда на значительные расстояния. Одна из наиболее крупных даек по Наугарзансаю и Майликатансаю протягивается на 25 км при ширине в раздувах до 700—800 м. Другая подобная дайки несколько меньшего размера размещается в северо-восточном контакте Гава-Ангренского батолита; она на всем протяжении отделяет батолитовые гранитоиды от вмещающих субвулканических образований уя-минбулакской свиты.

Макроскопически калиевые гранит-порфиры мясо-красные, красно-бурые, реже розоватые порфиновые породы, состоящие из порфириновых вкрапленников красного калинатрового полевого шпата (от 2—3 до 6,8 мм, реже до 2—3 см по длине), стеклянно-прозрачного кварца (1—2 мм), темноцветных минералов (1—1,5 мм) и темно-красной фельзитовой основной массы. Среди порфириновых выделений калинатровый полевой шпат преобладает над остальными пороодообразующими минералами.

Микроскопически порода характеризуется порфириновой структурой с микропегматитовой, гранофировой, пойкилитовой, фельзитовой и микрогранитовой структурой основной массы.

Порфириновые выделения (25—40%) представлены кварцем, интенсивно пелитизированным пертитовым калинатровым полевым шпатом, единичными чешуйками нацело хлоритизированного биотита. Плагиоклаз часто отсутствует или отмечается в ничтожных количествах.

Порфириновые выделения в основном имеют идиоморфные очертания и очень слабо корродированы основной массой. Последняя сложена микропегматитовым агрегатом, состоящим на 60% из щелочного полевого шпата и на 40% из кварца. Это соотношение местами сильно меняется. Есть участки, где калиевый полевой шпат и кварц присутствуют примерно в равных количествах.

В основной массе, в межзерновых швах вкрапленников и внутри кристаллов калинатрового полевого шпата наблюдаются мелкие неpravильные зерна вторичного гематита.

Альбитофиры. Эти образования широко распространены в междуречье Ризак — Чадак — Гава. В бассейне р. Чадак альбитофиры совместно с другими дайками образуют три дайковых пояса северо-восточного и северо-западного простирания. Мощность даек альбитофиров в среднем 10—20 м, длина до 1 км.

Альбитофиры имеют розовато-красную, реже серую окраску и состоят из слабо раскристаллизованной основной массы, на фоне которой наблюдаются порфиновые выделения розовых полевых шпатов. Структура альбитофиров порфировая с микропризматически-зернистой основной массой. Вкрапленники составляют около 15—20% объема породы и представлены альбитом и пертитовым калинатровым полевым шпатом. Альбит (0,5—2,5 мм) обычно свежий. Лишь отдельные зерна частично замещены серицитом. Пертитовый калинатровый полевой шпат (0,6—2 мм) часто переходит в шахматный альбит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и рудным, из вторичных минералов кроме пелита и серицита наблюдаются мелкие чешуйки хлорита.

Микрозернистая (0,1—0,3 мм) основная масса альбитофиров состоит главным образом из полевых шпатов и незначительной примеси кварца.

Граносиенит-порфиры. Породы этого типа впервые выделены Б. Г. Хайруллиним на Ангреском плато, где они образуют многочисленные дайки и мелкие (1—3 км<sup>2</sup>) штокообразные тела. Протяженность даек от первых десятков метров до 2 км, мощность от 10 до 100 м.

По внешнему виду граносиенит-порфиры — это светло-коричневые, красновато-коричневые и в меньшей мере серовато-розовые порфиновые породы, состоящие из вкрапленников стеклянноподобного кварца (от 0,5—1 до 3—4 мм), коричневатокрасного калинатрового полевого шпата (от 0,5 до 2—7 мм), разложившего сероватобелого плагиоклаза (3—4 мм), цветных минералов (2—2,5 мм) и коричневой микрозернистой кварц-полевошпатовой основной массы. Структура породы порфировая с фельзитовой в комбинации с псевдосферулитовой, микропикнитовой и криптогранофировой основной массой.

Среди порфиновых выделений преобладают оплавленные зерна кварца (0,3—1 мм), в меньшем количестве присутствует серицитизированный и помутневший плагиоклаз (0,5—2,3 мм). Калинатровый полевой шпат представлен единичными нацело пелитизированными и карбонатизированными кристаллами (0,5—1 мм). Биотит (от 0,3—0,5 до 1—2 мм) наблюдается в виде идиоморфных, иногда корродированных таблитчатых кристаллов. Он обычно замещен хлоритом с выделением по спайности рудного минерала. Иногда совместно с хлоритом по биотиту развивается мусковит и в меньшей мере минералы группы эпидота. Количество биотита не более 5—7% объема породы. В сумме фенокристаллы составляют 30—35% объема породы.

Основная масса сложена кварц-полевошпатовым агрегатом. Из акцессорных минералов постоянно присутствуют апатит и рудный.

Кварцевые сиенит-порфиры и сиенит-порфиры. Они развиты во всех частях Бельтау-Кураминской зоны. Ими сложены мелкие штокообразные тела и дайки мощностью от 5—10 до 20—70 м и протяженностью от первых десятков метров до 2,5 км.

Макроскопически это красновато-коричневые, реже розовые порфиновые породы, состоящие из вкрапленников плагиоклаза (1—4 мм), калинатрового полевого шпата (1—2 мм), реже биотита и роговой обманки (1—2 мм), кварца (1—5 мм) и микрозернистой основной массы. Ко-

личество вкрапленников колеблется от 20 до 50% объема породы. Плагиоклаз преобладает над калинатовым полевым шпатом, цветные минералы составляют 5—15%, кварц 5—10% объема породы, а иногда отсутствует. В зоне закала (15—20 мм) количество и размер вкрапленников уменьшаются до полного их исчезновения.

Под микроскопом установлена порфировая структура пород. Основная масса микропризматическая, участками ортофировая, микрогранофировая, фельзитовая и микропойкилитовая. В ней содержатся короткопризматические кристаллы сильно пелитизированного калинатового полевого шпата и в меньшем числе микролиты и лейсты плагиоклаза.

Аксессуарные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и рудным минералом.

### Нижнетриасовая аляскит-лейкогранитовая формация

В составе формации выделяется две субформации: аляскит-лейкогранитовая и аляскитовая.

Представителями первой субформации являются Чаркасарский и Арашанский<sup>1</sup> сложно построенные массивы, а также небольшое (10 км<sup>2</sup>) штокообразное тело, вскрывающееся на правобережье р. Гава.

Чаркасарский интрузив (55 км<sup>2</sup>), по данным Д. П. Ляшкевича и Е. В. Панченко, прорывает средне-верхнекарбоновые гранитоиды, лампрофиры, породы диорит-кварцево-монцитит-адамеллит-порфировой формации (P<sub>1</sub>), вулканогенные образования равашской свиты (P<sub>2</sub>) и субвулканические кварцевые порфиры липаритовой формации (P<sub>2</sub>—T<sub>1</sub>). Мощность ореола контактового метаморфизма местами достигает 200—250 м. Батолитовые гранитоиды в зоне экзоконтакта разгнейсованы, альбитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы и биотитизированы.

Средний минеральный состав (в объемн. %) интрузивных пород ниже

| Субформация             | Порода   | Количество подсчетов | Калинатовый полевой шпат | Плагиоклаз | Кварц | Биотит |
|-------------------------|--|----------------------|--------------------------|------------|-------|--------|
| Аляскитовая             | Аплит-порфиры  | 19                   | 64,21                    | —          | 32,51 | 1,25   |
|                         | Аляскит-порфиры  | 32                   | 64,39                    | 1,94       | 30,10 | 3,89   |
|                         | Крупнозернистые аляскиты                                 | 20                   | 63,85                    | 0,15       | 33,40 | 1,12   |
| Аляскит-лейкогранитовая | Мелкозернистые аляскиты                                  | 6                    | 46,2                     | 8,3        | 42,5  | 1,5    |
|                         | Резко порфировидные среднезернистые лейкограниты         | 14                   | 49,3                     | 18,1       | 27,02 | 4,7    |
|                         | Резко порфировидные крупнозернистые аляскит-лейкограниты | 14                   | 47,1                     | 18,6       | 28,9  | 4,4    |
|                         | Крупнозернистые аляскиты                                 | 17                   | 48,9                     | 14,2       | 33,7  | 2,9    |
|                         |  |                      |                          |            |       |        |

Вулканогенные образования превращены в роговики и несут видимую турмалиновую минерализацию.

Породы южной части массива интродуцированы аляскит-порфирами, которые Д. П. Ляшкевичем и Е. В. Панченко выделены под названием

<sup>1</sup> Описан при характеристике магматизма Каратау-Нарынской зоны.



гранит-порфиров горы Пагды. Кроме того, интрузив пересекается единичными дайками диабазовых порфиритов.

По данным Е. В. Панченко, Чаркасарский массив сложен следующими типами пород (от более древних к молодым): крупнозернистыми аляскитами, резко порфировидными крупнозернистыми аляскит-лейкогранитами, резко порфировидными среднезернистыми лейкогранитами, мелкозернистыми аляскитами, аплит-порфирами, аплитами и пегматитами. Между всеми типами пород установлены четкие интрузивные взаимоотношения.

По внешнему виду породы характеризуются розовой, розовато-серой и красной окраской. На фоне розовой и красной массы выделяются кристаллы (от 0,3—0,5 м до 1,5—2 см) молочно-белого альбита. В порфировидных разностях имеются крупные (0,5—2 см) хорошо ограненные порфировые выделения калинатрового полевого шпата; количество их изменяется от 7—10 до 15—20% объема породы.

В целом породы Чаркасарского массива характеризуются сходным составом (табл. 47). Главными породообразующими минералами гранитов являются решетчатый микроклин, кварц, плагиоклаз (от № 5—8 до № 35—38), биотит, реже роговая обманка. Биотит присутствует как в виде крупнопластинчатых кристаллов размером до 2 мм по длине, так и в виде мелких чешуек, образующих агрегатные скопления. Как отмечает Г. А. Лисицина (1960 г.), крупнопластинчатый биотит характерен для аляскитов и аляскит-лейкогранитов первого и второго импульсов. Этим же автором установлены следующие акцессорные минералы: циртолит, торит, фергусонит, ортит, монацит, сфен, апатит, ильменит, флюорит и магнетит. Сфен не характерен для аляскитов первого импульса. По сравнению с крупнозернистыми аляскитами в порфировид-

Таблица 47

триасовой аляскит-лейкогранитовой формации Бельтау-Кураминской зоны

| Апатит      | Флюорит     | Магнетит   | Циркон      | Ортит       | Сфен       | Акцессорные и рудные минералы | Автор  |
|-------------|-------------|------------|-------------|-------------|------------|-------------------------------|--|
| —           | —           | —          | —           | —           | —          | 2,01                          | Б. Г. Хайруллин                              |
| —           | —           | —          | —           | —           | —          | 1,86                          |  |
| —           | —           | —          | —           | —           | —          | 1,45                          |  |
| 0,2<br>0,15 | 0,2<br>0,03 | 0,3<br>0,3 | 0,3<br>0,13 | 0,2<br>0,27 | 0,3<br>0,1 | 1,50<br>0,98                  | В. В. Козырев, С. Ш. Губаева,<br>Ю. Б. Ежков |
| 0,23        | 0,22        | 0,3        | 0,13        | 0,27        | 0,1        | 1,25                          |  |
| 0,15        | 0,02        | 0,1        | 0,24        | 0,02        | 0,1        | 0,63                          |  |

ных аляскит-лейкогранитах количество акцессорных минералов увеличивается вдвое, главным образом за счет сфена, апатита и магнетита.

Чаркасарский массив завершается жильно-трещинной постмагматической альбитизацией. Зоны альбитов, как правило, не несут видимой рудной минерализации. Мощность альбитизированных зон до 40—60 м при длине 250—350 м.

К аляскитовой субформации отнесены аляскит-порфиры, развитые в южной части Чаркасарского массива, а также группы тел между Кенкольским и Арашанским зонами региональных разломов. Из них наиболее крупными являются Беданалисайский, Кызылторский и др. За исключением аляскит-порфиров горы Пагды и аляскитов Кызылтора (Чаткальский хребет), остальные интрузивные массивы пространственно не связаны с аляскит-лейкогранитами предшествующей субформации.

Из всех аляскитовых массивов наиболее полно изучен Беданалисайский. Он имеет площадь 16 км<sup>2</sup>, расположен в бассейне Кенколса (левая составляющая р. Ангрэн). Массив имеет в плане треугольную форму. Установлены активные контакты его с субвулканическими образованиями уя-минбулакской свиты и гранитоидами Гава-Ангрэнского батолита.

В Чаркасарском интрузиве аляскит-порфиры прорывают породы предыдущей субформации, а сами пересекаются наиболее молодыми дайками сиенито-диоритовых порфиритов, диабазов и сферолит-порфиров диабаз-гранофировой формации нижнего триаса.

По данным Б. Г. Хайруллина, Беданалисайский шток сложен следующими петрографическими типами пород (от более древних к молодым): крупнозернистыми аляскитами, аляскит-порфирами, аплит-порфирами, пегматитами. Между перечисленными типами пород установлены четкие интрузивные взаимоотношения. По внешнему виду породы массива чаще мясо-красные и реже светло-розовые.

В крупнозернистых аляскитах на фоне полнокристаллической крупнозернистой (3—5 мм) массы имеются изометричные участки (0,5—1 см), сложенные микро- и мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. По этому хорошо выдержанному признаку проведена корреляция всех аляскитовых массивов Кураминского хребта.

В аляскит-порфирах на фоне мелко-микрозернистой кварц-полевошпатовой основной массы выделяются изометричные вкрапленники красного калинатрового полевого шпата (3—5 мм), стекляннопозрач-

Средний химический состав интрузивных пород

| Порода   | Массив          | Количество анализов | Средний химический состав интрузивных пород |                  |                                |                                |      |       |
|--|-----------------|---------------------|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|
|  |                 |                     | SiO <sub>2</sub>                            | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO   |
| Аляскит-порфиры  | Беданалисайский | 13                  | 74,88                                       | 0,13             | 12,36                          | 1,05                           | 0,81 | 0,01  |
| Крупнозернистые аляскиты                                 | "               | 6                   | 75,43                                       | 0,18             | 12,31                          | 0,86                           | 0,77 | 0,03  |
| Аплиты   | Чаркасарский    | 2                   | 76,72                                       | 0,16             | 12,00                          | 0,75                           | 1,11 | 0,01  |
| Аляскит-порфиры  | "               | 1                   | 74,53                                       | 0,21             | 12,40                          | 1,29                           | 1,15 | 0,00  |
| Мелкозернистые аляскиты                                  | "               | 2                   | 76,82                                       | 0,08             | 11,98                          | 0,37                           | 0,95 | 0,02  |
| Резко порфировидные среднезернистые лейкограниты         | "               | 5                   | 71,84                                       | 0,30             | 13,48                          | 0,91                           | 1,76 | 0,05  |
| Резко порфировидные крупнозернистые аляскит-лейкограниты | "               | 5                   | 73,78                                       | 0,27             | 12,86                          | 0,78                           | 1,47 | 0,06  |
| Крупнозернистые аляскиты                                 | "               | 3                   | 77,75                                       | 0,16             | 12,08                          | 0,35                           | 1,08 | Следы |

ного кварца (3—4 мм). В сумме вкрапленники составляют 25—35% объема породы.

Аплит-порфиры образуют небольшие изометричные тела размером от 0,01 до 2 км<sup>2</sup>. От аляскит-порфиров они отличаются аплитовой основной массой и меньшим содержанием (до 15%) вкрапленников калинатового полевого шпата.

В целом для пород аляскитовой субформации характерно почти полное отсутствие плагиоклаза. По сравнению с аляскит-лейкогранитами Чаркасарского массива в аляскитовых массивах не проявилась постмагматическая альбитизация.

Под микроскопом породы Беданалисайского массива состоят из калинатового полевого шпата, кварца, редких мелких чешуек биотита и единичных зерен плагиоклаза. Все типы аляскитов имеют один и тот же минеральный состав (см. табл. 47).

С помощью петрохимического анализа пород аляскит-лейкогранитовой формации (табл. 48) и диаграммы А. Н. Заварицкого выявляются следующие общие особенности.

Фигуративные точки векторов проекции *ASB* группируются кучно в координатах 14,2—15,4 по щелочной оси и 1,7—4,2 по фемической оси. Внутри этого сгущения наблюдается пространственное совмещение фигуративных точек, отвечающих породам разных возрастных групп, что свидетельствует о едином составе исходной магмы.

Компактность размещения фигуративных точек по щелочной оси указывает на относительно постоянное содержание в породах суммы щелочей, а незначительный разброс их по фемической оси отражает изменение в содержании кремнекислоты. Сумма щелочей в аляскитах Беданалисайского массива несколько выше, чем в гранитоидах Чаркасарского массива. Длина и направление векторов в большинстве случаев совпадают, что связано с постоянным относительно высоким содержанием в этих породах железа и магния. При этом железо во всех породах резко преобладает над магнием.

Таблица 48

## аляскит-лейкогранитовой формации (в вес. %)

| MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O <sup>исп</sup> | П.п.п. | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | SO <sub>3</sub> | Сумма  | Автор                                     |
|------|------|-------------------|------------------|---------------------------------|--------|-------------------------------|-----------------|-----------------|--------|---|
| 0,26 | 0,48 | 3,99              | 4,78             | 0,12                            | 1,03   | 0,03                          | 0,06            | 0,05            | 100,04 | Б. Г. Хайруллин                           |
| 0,32 | 0,45 | 3,71              | 5,27             | 0,08                            | 0,61   | 0,05                          | 0,16            | 0,02            | 100,25 | Тот же                                    |
| 0,29 | 0,48 | 3,77              | 4,59             | 0,12                            | 0,39   | 0,01                          | 0,20            | 0,00            | 100,60 | В. В. Козырев<br>и др.                    |
| 0,40 | 0,71 | 3,97              | 5,00             | 0,11                            | 0,18   | 0,05                          | 0,12            | 0,00            | 100,12 | Те же                                     |
| 0,22 | 0,64 | 3,87              | 4,63             | 0,08                            | 2,21   | 2,02                          | 0,03            | 0,03            | 101,95 | В. В. Козырев,<br>Е. В. Панченко<br>и др. |
| 0,83 | 1,35 | 3,82              | 4,29             | 0,21                            | 0,53   | 0,06                          | 0,15            | 0,26            | 99,84  | Те же                                     |
| 0,51 | 1,05 | 4,13              | 4,47             | 0,06                            | 0,65   | 0,04                          | 0,16            | 0,01            | 100,30 | " "                                       |
| 0,28 | 0,49 | 4,05              | 4,27             | 0,06                            | 0,30   | 0,03                          | 0,21            | 0,03            | 101,14 | " "                                       |

Значение коэффициента  $s$  обычно меняется от 0,3 до 1,6, что указывает на устойчивое и относительно низкое содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах основных пород. Наиболее высокое значение коэффициента характерно для резко порфиroidных аляскит-лейкогранитов Чаркасарского массива. Калий во всех породах несколько преобладает над натрием. Отношение натрия к сумме щелочей во всех породах относительно устойчиво.

Аляскит-лейкограниты Чаркасарского массива характеризуются резко повышенным содержанием молибдена (1,4 г/т), вольфрама (13,5 г/т), бериллия (13 г/т). Кроме того, отмечается повышенное содержание в них флюорита. Все это свидетельствует о специализации пород массива на эти элементы.

По аляскитовой субформации геохимические данные отсутствуют. Но судя по содержанию в них таких аксессуарных минералов, как флюорит (729 г/т), касситерит (3,9—25,5 г/т), можно говорить о специализации аляскитов Беданалисайского массива на фтор и олово. С ними тесно связаны грейзеновые зоны с касситеритом, флюоритом и топазом.

### *Нижнетриасовая диабаз-гранофировая формация*

В рассматриваемую формацию включена группа малых порфировых интрузивов, представленных чередующимися основными и ультракислыми породами. Они образуют протяженные и мощные дайки и мелкие штокообразные тела (до 3—4 км<sup>2</sup>). Местами дайки этого типа группируются в протяженные дайковые пояса. В возрастном отношении они моложе пород лейкогранит-аляскитовой формации и завершают магматизм Бельтау-Кураминской зоны.

В составе формации Б. Г. Хайруллин выделяет 13 петрографических типов пород (от более древних к молодым): сферолитовые кварцевые порфиры — гранофиры, диабазовые порфириты I, сферолит-порфиры, диабазовые порфириты II, биотитсодержащие кварцевые порфиры, микродиабазы, кварцевые порфиры, андезиновые диабазы, фельзит-порфиры, флюидалные фельзиты, лейкократовые диабазы и диабазовые порфириты III, автометаморфизованные диабазовые порфириты (альбитизированные, серицитизированные и эпидотизированные), лампрофиры (оливин-пироксеновые мончикиты и др.).

Большинство из перечисленных типов пород слагают самостоятельные интрузивные тела. Диабазовые порфириты I и II образуют краевые части симметричных даек: диабазовые порфириты I в дайках сферолит-порфиров, диабазовые порфириты II в дайках биотитсодержащих кварцевых порфиров. Мощность диабазовых оторочек 0,3—0,6 м.

Сферолитовые кварцевые порфиры — гранофиры. Эти породы на Ангренском плато образуют несколько штокообразных тел размером от 75×250 м до 4 км<sup>2</sup>. Наиболее крупный Шаршайский шток прорывает пермо-триасовые аляскит-порфиры лейкогранит-аляскитовой формации, а сам интродуцирован дайкой сферолит-порфира.

По внешнему виду сферолитовые кварцевые порфиры представляют собой розовые, кирпично-красные порфировые породы, состоящие в основном из порфировых выделений округлого кварца (2—3 мм) и сферолитовой основной массы. Сферолитовая структура хорошо видна на выветрелой поверхности пород. Иногда в сферолитовых кварцевых порфирах наблюдаются выделения фиолетового флюорита величиной от 0,2—0,3 до 1 см.

Под микроскопом сферолитовые кварцевые порфиры имеют порфировую структуру, основная масса фельзитовая. Порфировые выделения — очень слабо корродированные идиоморфные кристаллы водяно-

прозрачного кварца (0,3—0,5 мм) и таблитчатые кристаллы интенсивно пелитизированного ортоклаз-пертита (0,3—0,7 мм).

Основная масса состоит из псевдосферокристаллов и местами кварц-полевошпатового фельзитового агрегата. Псевдосферокристаллы сложены радиально-лучистыми волокнистыми образованиями, состоящими из пелитизированного ортоклаза и кварца. Местами они переходят в криптогранофировые сростки кварца и ортоклаза. Диаметр их от 0,2 до 0,7 мм. Незначительные промежутки между скоплениями минералов выполнены фельзитовым агрегатом.

**Гранофиры.** Слагают юго-западную часть штока описанных сферолитовых кварцевых порфиров и несомненно являются их фациальной разновидностью. Дайки и мелкие штоки гранофиров, развитых в других частях Бельтау-Кураминской зоны, по-видимому, являются аналогами описываемых пород. Площадь гранофировой части Шаршайского штока составляет  $900 \times 1750$  м.

Макроскопически гранофиры отвечают порфировым породам, состоящим из фенокристаллов розового калинатрового полевого шпата (3—4 мм), редких зерен стеклянно-прозрачного кварца (1—2 мм) и розовой афанитовой основной массы. Вкрапленники составляют около 15% объема породы. Структура основной массы гранофировая. Состоит основная масса исключительно из ортоклаза и кварца, находящихся в эвтектоидных соотношениях. Плагноклаз и цветные минералы в породе отсутствуют.

**Сферолит-порфиры.** Эти породы встречаются в основном в пределах Гава-Ангренского батолита. Здесь установлено более 400 даек и несколько мелких штокообразных тел (от  $0,75 \times 0,6$  до  $2,5 \times 0,5$  км). Мощность даек изменяется от 1—2 до 50—120 м при длине от первых десятков метров до 1—2 км. Они выполняют трещины нормального приоткрывания. Основная часть даек имеет северо-восточное и северо-западное простирание, меньшее их количество приурочено к структурам субширотного и субмеридионального направлений. Местами, сгущаясь, они образуют дайковые пояса.

Макроскопически сферолит-порфиры — это светло-розовые, розовые, мясо-красные порфировые породы, состоящие из афанитовой кварц-полевошпатовой основной массы и порфировых выделений (1—1,5 мм) — таблитчатых кристаллов калинатрового полевого шпата и реже оплавленных зерен кварца. В сумме они составляют 5—10, и реже 15—20% объема породы.

Под микроскопом породы имеют порфировую структуру со сферолитовой, фельзитовой, микрогранофировой, микропегматитовой структурой основной массы.

Породы состоят из редких таблитчатых кристаллов ортоклаз-микропертита (0,3—2,0 мм), еще более редких очень слабо корродированных кристаллов кварца (до 1,5 мм), радиально-лучистых сферолитовых образований (70—85% объема породы) и фельзитового мезостазиса, выполняющего угловатые промежутки между сферолитовыми образованиями и фенокристаллами.

Сферолиты сложены радиально-лучистыми кристаллическими волокнами ортоклаза и кварца. Диаметр сферолитовых образований изменяется от 0,5 до 1,2 мм. Часто в сферолитах содержатся включения мелких идиоморфных коротко- и длиннопризматических кристаллов калинатрового полевого шпата, мелких зерен бурого циркона и реже угловатых зерен кварца и калиевого полевого шпата.

**Биотитсодержащие кварцевые порфиры.** Породы этого типа впервые выделены и описаны Б. Г. Хайруллиним, Г. И. Кожевниковым и другими на Ангренском плато, где ими сложены штокооб-

разные тела ( $1000 \times 50$ — $100$  м) и около 40 даек. Большая часть даек располагается между зонами Арашанского и Агранкульского разломов. Простираение их северо-восточное и северо-западное, протяженность колеблется от первых десятков метров до 1400 м, а мощность — от 2—3 до 20 м и в единичных случаях до 40 м.

Биотитсодержащие кварцевые порфиры совместно с диабазовым порфиритом принимают участие в строении симметричных даек, где они, как правило, занимают центральную их часть. Внешние кварцевые порфиры — это розовые, красные и коричневатые порфирные породы, состоящие из вкрапленников округлого стеклянноподобного кварца ( $0,5$ — $4,5$  мм), микропертит-ортоклаза ( $1$ — $3$  мм), плагиоклаза ( $1$ — $2$  мм), биотита ( $0,5$ — $1,5$  мм) и основной массы. Плагиоклаз и калиевый полевой шпат присутствуют в равных количествах; несколько меньше содержится кварца и биотита. В сумме вкрапленники составляют от 15 до 40% объема породы.

Основная масса имеет микропойкилитовую, фельзитовую, псевдосферолитовую, сферолитовую и микрогранофировую структуру. Из аксессуарных минералов часто встречается циркон и апатит.

Микродиабазы. Слагают краевую часть симметричных даек, в которых центральная часть сложена кварцевыми порфирами; реже встречаются самостоятельные их дайки.

По внешнему виду это черные микрозернистые породы, иногда сильно измененные и содержащие в небольшом количестве порфирные выделения плагиоклаза.

Под микроскопом они имеют микродиабазовую структуру. Плагиоклаз нацело замещен серицитом и частично соссоритом, а цветные минералы — зеленым хлоритом. В шлифах порода состоит из сетки лейст плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены зеленым хлоритом и в меньшей мере минералами группы эпидота.

Кварцевые порфиры. По сравнению с биотитсодержащими кварцевыми порфирами распространены шире. На Ангреномском плато ими сложено три штокообразных тела, дайковый пояс и ряд одиночных даек, равномерно распределенных по всей площади. Все дайки в основном имеют северо-восточное простираение. Всего зафиксировано около 200 даек длиной от первых десятков метров до 8 км при мощности от 1—2 до 15—20 м. Дайки кварцевых порфиров пересекают дайки сферолит-порфиров, биотитсодержащих кварцевых порфиров и микродиабазов, а сами пересекаются более молодыми диабазовыми порфирами и флюидалными фельзит-порфирами.

Описываемые кварцевые порфиры принимают участие также в строении симметричных даек, где они занимают центральную осевую часть, а зальбанды (шириной  $0,3$ — $0,7$  м) сложены микродиабазами и диабазовыми порфиритами.

По внешнему виду кварцевые порфиры представляют собой розовые, красновато-розовые и красные порфирные породы, состоящие из вкрапленников кварца ( $0,4$ — $1,7$  мм), ортоклаз-микропертита ( $0,3$ — $3,5$  мм), очень редко кислого плагиоклаза ( $0,3$ — $0,7$  мм) и микрозернистой основной массы. В сумме вкрапленники составляют 5—15% объема породы.

Основная масса характеризуется микропойкилитовой псевдосферолитовой, реже сферолитовой и микрогранофировой структурой. Участки с микропойкилитовой структурой резко преобладают над участками с другими структурами. Аксессуарные минералы — апатит, циркон, присутствует окисленный пирит.

Андезиновые диабазы. По О. П. Горьковому (1964б), в этих породах плагиоклаз в большинстве случаев определяется как андезин

№ 35—36 и значительно реже как олигоклаз или альбит. Структура, сохраняя диабазовый облик, приобретает иногда пегматитообразный характер с потерей присущих плагиоклазу кристаллографических очертаний. Для этой группы характерно также резко повышенное содержание калия.

По минеральному составу и структурным особенностям выделяются три типа андезиновых диабазов: оливиновые, обогащенные микропегматитом и амфиболовые. Последние являются переходными и могут быть отнесены уже к группе автометаморфизованных пород.

Андезиновые диабазы оливиновые образуют главным образом оторочки сложных даек. Макроскопически это темно-зеленые, преимущественно среднезернистые породы с мелкими порфиловыми выделениями плагиоклаза.

Главными составными частями породы являются плагиоклаз (55—60%), пироксен (20—30%), магнетит (3—8%) и хлорит; примеси — оливин, кварц, апатит; вторичные минералы — серицит, карбонат, эпидот, серпентин, идингсит, амфибол. Структура породы нечетко выраженная порфировая с диабазовой структурой основной массы, в контактовых частях гиалопилитовая.

Андезиновые диабазы обогащенные микропегматитом отмечены в районе перевала Музбель. Они наиболее близко примыкают к нормальным диабазам, состоящим из андезина № 46 (55—70%), авгита (20—30%), единичных чешуек биотита; акцессорные минералы — магнетит, апатит и сфен; вторичные минералы — альбит, биотит, кварц, карбонат и хлорит (10—15%).

Амфиболовые андезиновые диабазы распространены в западной части Кураминского хребта, где слагают дайки мощностью 5—7 м. Это порода буровато-коричневого цвета и по внешнему виду сходна с описываемыми далее лейкократовыми диабазами.

Главными минералами породы являются плагиоклаз (№ 35—42), авгит и меньше магнетит и хлорит; примеси — амфибол, биотит, апатит, циркон и кварц; вторичные минералы — эпидот, актинолит, карбонат, хлорит, пренит, серицит.

Структура породы нечетко выраженная диабазовая, в контактовых частях — порфировая с микродиабазовой основной массой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и пироксеном.

В дайках андезиновых диабазов встречаются прожилки гранофиоров мощностью 0,7—1,5 см.

**Фельзит-порфиры и флюидальные фельзиты.** В Бельтау-Кураминской зоне дайки этих пород известны в Музбельском дайковом поясе и в пределах Гава-Ангренского батолита. Они являются самыми молодыми из ультракислых даек диабаз-гранофировой формации. Протяженность их от первых десятков метров до 1200 м, мощность от 0,5—3 до 6—8 м.

По внешнему виду фельзит-порфиры представляют собой светло- и темно-розовые, розовато-коричневые порфиновые породы нередко с флюидальной текстурой, которая подчеркивается частым чередованием более светлых и темных полос. Порода состоит из кварц-полевошпатовой микропйкилитовой и реже микрофельзитовой основной массы и порфировых выделений плагиоклаза (1—1,5 мм), калиевого полевого шпата (от 0,5 до 1—2 мм) и очень редко кварца (0,5 до 2—3 мм). Вкрапленники в сумме составляют 10—20% объема породы. Из них альбит-олигоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом. Вторичные минералы представлены серицитом, пелитом, хлоритом, кварцем и гидроокислами. Дайки флюидальных фельзитов по сравнению с дайками фельзит-порфиоров несколько больше распространены. Макроско-

пически флюидалные фельзиты — это светло-розовые, коричневатого и зеленоватого-розовые афанитовые породы с сильно выраженной флюидалной текстурой. Под микроскопом они имеют микропояклитовую и микрогранофировую структуру. Иногда содержат в незначительном количестве мелкие (0,3—0,8 мм) порфиновые выделения альбитизированного помутневшего плагиоклаза и в меньшей мере калиевого полевого шпата. В отличие от более древних ультракислых даек флюидалные фельзиты характеризуются полным отсутствием псевдосферолитовых и сферолитовых микроструктур.

Лейкократовые диабазы и диабазовые порфириды III. Эти породы, по О. П. Горьковому (19646), тесно примыкают к андезитовым диабазам, но отличаются от них почти полным отсутствием пироксена. Они образуют дайки мощностью 5—8 м.

По внешнему виду породы резко отличаются от других типов пород бурым цветом различных оттенков. Обычно они мелкозернистые с небольшими белесыми фенокристаллами плагиоклаза. Бурый цвет породы обусловлен, видимо, интенсивной пелитизацией плагиоклаза.

Главные составные части породы — плагиоклаз № 38—39 (60—65%), кварц и хлорит (20—30%), титаномагнетит (3—5%); примеси — биотит, апатит и гематит; вторичные минералы — карбонат, серпентин (?) и сфен.

Структура породы порфировая с диабазовой основной массой или офировая — диабазовая. В контактовых частях даек она обычно переходит в гиалопилитовую, реже в пилотакситовую. Характерно наличие в большинстве даек небольших (1—2 см) прожилков розовой аплитовидной породы.

### ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Южный Тянь-Шань в пределах Узбекистана охватывает Южную Фергану, горы Нуратау, западные отроги Туркестанского хребта и пустыню Кызылкум, занимая площадь более половины всего Узбекистана. Вместе с тем палеозой, вмещающий магматические породы этого региона, составляет лишь 12 тыс. км<sup>2</sup>, образуя изолированные друг от друга выходы, разделенные сотнями и даже тысячами километров. Эта особенность региона затрудняет отождествление отдельных частей палеозойского разреза, обуславливая выделение разными исследователями различных структурно-фациальных зон.

Общие закономерности магматизма Западного Узбекистана были сформулированы И. Х. Хамрабаевым в 1958 г. Они сводились к выделению четырех возрастных комплексов магматических пород:

- 1) верхнесилурийский комплекс основных эффузивов;
- 2) девонский кислый вулканогенный комплекс;
- 3) среднекарбонный комплекс основных и ультраосновных пород;
- 4) предверхнекарбонный комплекс гранитоидов.

Последующие работы большого коллектива съемщиков и геологов тематических партий Министерства геологии УзССР, а также сотрудников Института геологии и геофизики Академии наук Узбекистана в значительной мере дополнили фактический материал по магматизму этого региона. Особенно это относится к вулканогенным породам, для которых расширились возрастные рамки и увеличилось число петрографических типов.

По представлениям авторов, Южно-Тяньшаньская геосинклинальная система сформировалась в результате единого тектоно-магматического мегацикла. Такое понимание геологической истории этого региона обусловлено наличием определенного поступательного развития геосин-



клинали от цикла к циклу, направленного на смену основного магматизма кислым (Кузнецов, 1960). В Южном Тянь-Шане выделяется пять этапов развития мегацикла, которые в общих чертах отвечают этапам тектоно-магматического цикла Ю. А. Билибина (1955 г.). Каждому этапу развития геосинклинали соответствует магматический цикл, сформировавший магматический комплекс, который включает чаще всего парагенетически связанные между собой ряды формаций (табл. 49).

Первый, рифей-раннесилурийский магматический цикл соответствует начальному этапу развития мегацикла. Он характеризуется формированием исключительно вулканогенного комплекса, включающего две формации. Первая, спилито-диабазовая формация рифейско-кембрийского возраста соответствует стадии прогибания и территориально совпадает с Туркестано-Алайской структурно-фациальной зоной. Вторая формация, ордовик-раннесилурийская андезито-липаритовая, соответствует стадии восходящих движений во внешних зонах геосинклинали. Интрузивные формации этого магматического цикла не известны, хотя в принципе не исключено обнаружение древнейших гипербазитов.

Раннесилурийско-позднедевонскому магматическому циклу (ранний этап) соответствует вулканогенно-интрузивный комплекс, объединяющий офиолитовый ряд формаций. В нем выделяются четыре формации: спилито-диабазовая, андезито-альбитофировая, габбро-перидотитовая и габбро-плагиигранитовая, при формировании которых повторилась в общих чертах стадийность предыдущего этапа развития геосинклинали. Однако при этом прогибание распространилось и на внешние зоны геосинклинали, фиксируясь почти повсеместным распространением на территории Южной Ферганы и Западного Узбекистана спилито-диабазовой формации.

Из интрузивных формаций габбро-перидотитовая наиболее ранняя. Ее продукты образуют цепь выходов вдоль зоны региональных нарушений северо-западного и субширотного простирания, создавая два пояса: Южно-Ферганский — Центрально-Кызылкумский и Зирабулак-Кульджуктауский (Хамрабаев и др., 1965).

Габбро-плагиигранитовая формация пока достоверно установлена в Султануиздаге и предположительно выделяется в Тамдытау и Южной Фергане.

Магматизм ранне-среднекаменноугольного цикла (средний этап) проявился в северной внешней зоне геосинклинали, где развиты вулканы раннекаменноугольной диабазовой формации. Они свидетельствуют о перемещении зоны максимального прогибания на север.

Интрузивные формации (пироксенит-габбро-сиенитовая и габбро-норитовая) этого магматического цикла локализуются преимущественно в северной зоне глубинных разломов, находясь в пространственной близости к участкам распространения разновозрастных вулканитов и лишь в единичных случаях отмечаются в южной зоне (Кульджуктау, Султануиздаг).

Рассмотренные три цикла магматизма характеризуются повторяемостью определенных типов ассоциаций эффузивов, которые, по мнению Д. С. Штейнберга (1968 г.), отличают базальтоидный и собственно базитовый магматизм эвгеосинклиналей, типичным представителем которых является Урал. Более того, они напоминают выделенные им незаконченные циклы геосинклинального базальтоидного магматизма, что позволяет находить в пределах рассмотренных циклов магматизма Южной Ферганы и Западного Узбекистана несомненные черты сходства с магматизмом и соответственно с металлогенией Урала.

С другой стороны, в следующий, поздний этап ( $C_3$ — $P_1$ ) происходят общие восходящие движения, превратившие геосинклиналь в складча-

Схема магматизма Южного Тянь-Шаня  
(по И. Х. Хамрабаеву и А. А. Кустарниковой)

| Магматический цикл                                   | Магматический комплекс                         | Ряд формаций | Формация                     | Петрографические разновидности пород                               | Рудная минерализация  | Районы распространения комплексов   |
|--|--|--------------|------------------------------|--|---|---|
| Пермский (конечный этап)                             | Вулкано-генный (P <sub>1</sub> )               | Трахитовый   | Трахиандезит-трахипаритовая  | Трахидациты, трахиандезиты, трахипариты, туфы                      |   | Бухарская область (закрытые площади)  |
| Позднекаменноугольный — раннепермский (поздний этап) | Интрузивный (C <sub>3</sub> — P <sub>1</sub> ) | Гранитоидный | Гранитовая                   | Лейкократовые граниты, аляскиты<br>Биотитовые, двуслюдяные граниты | Керамическая, редко-металльно-пегматитовая, гидротермальная оловянная, золоторудная (?) | Нуратау, Тамдытау, Букантау, Каратыобе, Зирабулакские и Зиаэтинские горы, Ауминзатау, Кульджуктау, Султануиздаг |
|  |  |              | Гранодиоритовая              | Гранодиориты, адамеллиты, граносиениты                             |   |   |
|  |  |              | Диоритовая                   | Диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты                         | Скарново-редкометалльная (?)  |   |
| Ранне-среднекаменно-                                 | Вулкано-генно-                                 | Габброидный  | Габбро-норитовая             | Габбро, габбро-нориты, плагиоцерцолиты                             | Графит, сульфидно-никель-кобальтовая  | Султануиздаг, Кульджуктау, Южная Фергана, Северный Нуратау, Сангрунтау, Букантау                                |
|  |  |              | Пироксенит-габбро-сиенитовая | Сиениты, монциониты, граносиениты                                  | Титаномагнетитовая  |   |
|  |  |              |                              | Габбро, эссекситы<br>Пироксениты, горн-blendиты                    |   |   |

|  |  |                          |   |   |  |   |
|--|--|--------------------------|---|---|--|---|
| угольный<br>(средний<br>этап)                                    | интрузив-<br>ный<br>(C <sub>1</sub> — C <sub>2</sub> )                       |                          | Габбро  | Асбестовая, хроми-<br>тая, аксессуарно-плати-<br>ноидная, силикатно-<br>никелевая (в корях<br>выветривания) | Тамдытау, Северный<br>Нуратау, Южная Фер-<br>гана                              |   |
|  |  |                          | Габбро-перидотитовая  | Перидотиты, дуниты,<br>гарцбургиты, пироксе-<br>ниты, серпентиниты  |  |   |
|  |  |                          | Пикритовые порфи-<br>риты   |   | Мальгузар, Северный<br>Нуратау, Сангрунтау,<br>Букантау, Ферганский<br>Каратау |   |
|  |  |                          | Диабазовая  | Спидиты, диабазы,<br>диабазовые порфириты   |  |   |
| Раннесилу-<br>рийский —<br>позднедевон-<br>ский (ранний<br>этап) | Вулкано-<br>генно-<br>интрузив-<br>ный<br>(S <sub>1</sub> — D <sub>3</sub> ) | Офиолито-<br>вый         | Плагииграниты   | Медно-золотая   | Султануиздаг, Тамды-<br>тау, Южная Фергана                                     |   |
|  |  |                          | Габбро-плагиигранито-<br>вая (D <sub>3</sub> ?)   |   |  | Кварцевые диориты,<br>гранодиориты, граносие-<br>ниты |
|  |  |                          |   |   |  | Габбро, габбро-диабазы,<br>пироксениты                |
|  |  |                          | Габбро, габбро-амфи-<br>болиты  | Тальк, гидросиликат-<br>ный никель (?), золото<br>и ртуть в листовниках<br>(?)                              | Южная Фергана, Зи-<br>рабулак-Зиаэтдинские<br>горы, Султануиздаг               |   |
|  |  |                          | Габбро-перидотитовая<br>(D <sub>2-3</sub> ) (условно)   |   |  | Серпентиниты, пери-<br>дотиты, оливиниты              |
|  |  | Андезито-<br>базальтовый | Андезитовые порфи-<br>риты<br>Плагиипорфиры и их<br>туфы, субвулканические<br>альбитофиры и плагии-<br>фиры | Медноколчеданная,<br>марганцевая  | Тамдытау, Султануиз-<br>даг, Южная Фергана                                     |   |

| Магматический цикл (этап мегацикла)              | Магматический комплекс                                      | Ряд формаций        | Формация  | Петрографические разновидности пород  | Рудная минерализация           | Районы распространения комплексов  |
|--|---|---------------------|---|---|--------------------------------|--|
| Раннесилурийский — позднедевонский (ранний этап) | Вулканогенно-интрузивный (S <sub>1</sub> — D <sub>3</sub> ) | Андезитобазальтовый | Спилито-диабазовая (S <sub>1</sub> — D <sub>1</sub> ) | Спилиты, диабазовые порфиры, диабазы, порфиры   | Медно-колчеданная, марганцевая | Северный Нуратау, Тамдытау, Букантау, Султануиздаг, Южная Фергана, Зиаэтинские горы                            |
| Рифей-раннесилурийский (начальный этап)          | Вулканогенный (Rf <sub>3</sub> — S <sub>1</sub> )           | Базальт-липаритовый | Андезито-липаритовая (D — S <sub>1</sub> )            | Кварцевые фельзитовые порфиры и их туфы<br>Эффузивы; туфы и субвулканические образования кварцевых и фельзитовых порфиров<br>Андезитовые порфиры, кварцевые порфиры, туфы<br>Туфы андезито-дацитовых порфиров<br>Кварцевые, дацитовые порфиры, туфы<br>Сильно измененные кварцевые порфиры<br>Туфы кварцевых порфиров | Марганцевая                    | Чакылкала, Каратобе, Зирабулакские и Зиаэтинские горы, Кульджуктау, Ауминзатау, Ханбандытау (Северный Нуратау) |
|  |   |                     | Спилито-диабазовая (Rf <sub>3</sub> — Cm)             | Спилиты, диабазовые порфиры   |                                | Букантау, Ауминзатау, Тамдытау, Сулюкта, Шодымир, Мадыген, Исфара (левобережье), Кызыл-Кунгей                  |

тую область. Внедрение крупных батолитовых интрузий самостоятельной гранитоидной магмы с присущей ей эндогенной минерализацией делает этот регион типично тянь-шаньским, т. е. характеризующимся преобладающим развитием гранитоидов.

Постбатолитовый магматизм (конечный этап) в этом регионе еще проблематичен. С известной долей условности сюда могут быть отнесены силы диабазов Букантау, а также трахиандезиты и трахилипариты Хорезма, развитые под наносами и выделяемые Х. Узаковым и другими в районе возможного распространения вулканогенных образований перми. В Южной Фергане ему соответствуют щелочные габброиды, сиениты и щелочные граниты перми (Э. В. Пояркова, 1969 г.).

Изучение глубинного строения магматических тел геофизическими методами в Западном Узбекистане началось недавно. В качестве пока еще единичных примеров можно привести материалы по глубинному строению Нуратинского батолита, полученные в результате гравиметрической съемки (Чемборисов, 1967).

Обособленные гранитоидные интрузии в Нуратинских горах, занимающие примерно четверть площади обнажающихся здесь палеозойских пород, объединялись И. М. Исамухамедовым (1955) в единый Нуратинский батолит. Анализ результатов геофизических исследований, проведенный Ш. А. Чемборисовым, показал, что этот батолит имеет ограниченное развитие на глубину и представляется лакколитообразным телом, сформировавшимся на границе двух структурных этажей: протерозойского кристаллического основания и палеозойских отложений геосинклиналильного типа. Подошва гранитоидов находится на глубинах 4—8 км. Глубинная морфология их определялась по данным гравиметрической съемки в двухмерном варианте (палетка Гамбурцева) по восьми геолого-геофизическим разрезам, пересекающим район вкрест основного простирания геологических структур (рис. 14).

Основанием при решении задачи служила дифференциация плотностных свойств гранитоидных пород ( $2,58 \text{ г/см}^3$ ) и вмещающих осадочно-метаморфических толщ ( $2,67 \text{ г/см}^3$ ). В пределах Нуратинских гор выделяются три крупные магматические камеры, составляющие в общей совокупности единый Нуратинский батолит. Одна камера размещается в западной части Северо-Нуратинского хребта и охватывает значительную часть площади межгорной впадины. В контуры ее входят Темиркабукский, Устукский, Синтабский и Акчобский интрузивы, являющиеся выступами на поверхности лакколитообразного (грибообразного) плутона. В плане она имеет изометричную форму. Основной подводящий магматический канал камеры располагается в пределах Янги-Турмушского гравитационного минимума, аномальный эффект которого по данным В. М. Фомина и Ю. С. Шманенко, сохраняется при пересчете поля на высоту 15 км. Канал пространственно приурочен к крутому изгибу Каратау Койташского разлома.

Вторая камера, линейно вытянутой формы охватывает Нуратинский (Писталигауский) и Кошрабадский интрузивы и размещается в пределах восточной половины межгорной впадины. Подводящий канал совпадает с Южно-Нуратинским разломом, ограничивающим на севере Южно-Нуратинские горы. Он фиксируется Каракчатауской гравитационной аномалией, эффект которой сохраняется при пересчете поля на высоту 10 км.

Третья камера приурочена к району выхода на дневную поверхность Койташского интрузива.

В первой и третьей магматических камерах преобладающими породами являются граниты третьей фазы интрузивной деятельности, а во второй — гранодиориты второй фазы. При выделении магматических ка-

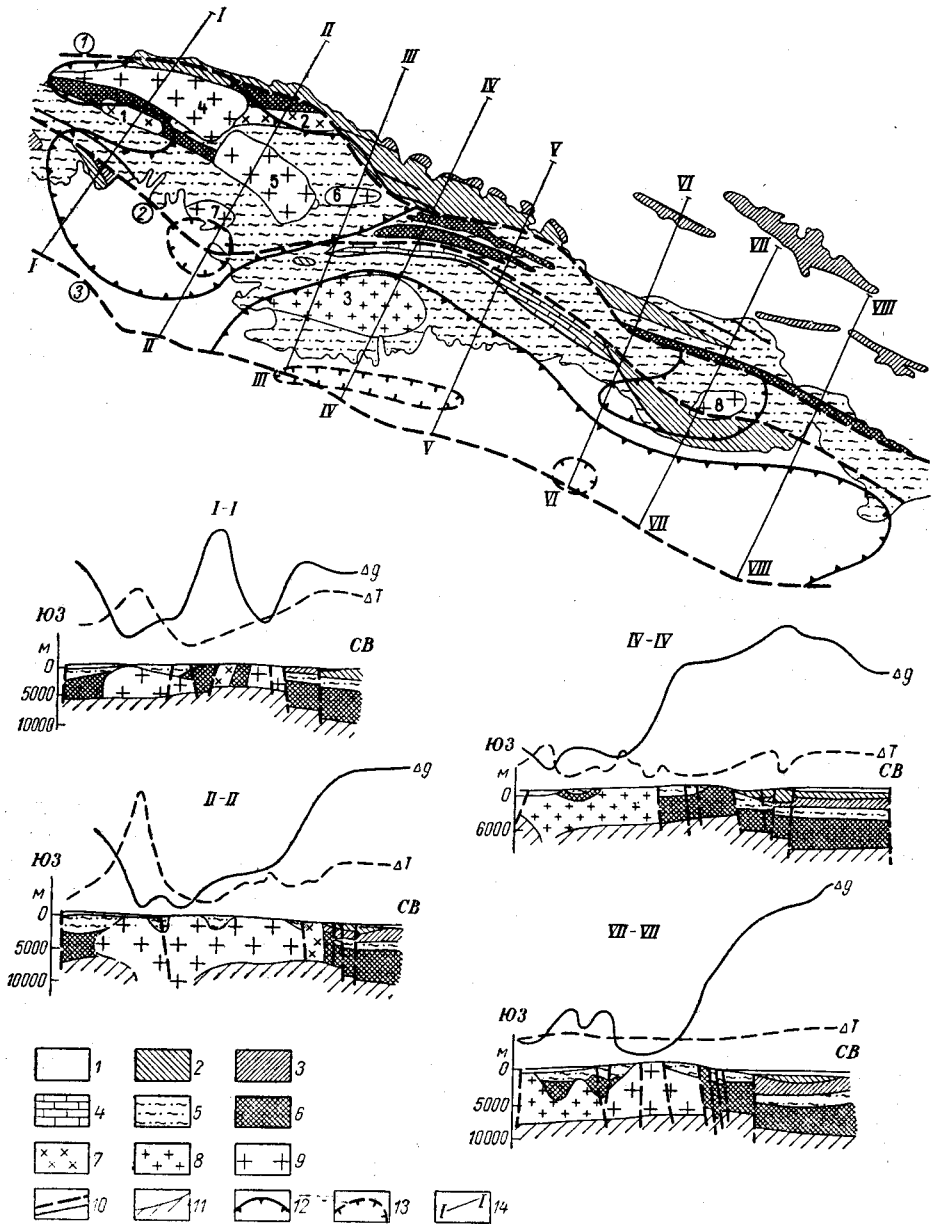


Рис. 14. Схема глубинного строения и морфологии гранитоидных плутонов Северо-Нуратинского хребта

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — средний карбон — известняки, сланцы, песчаники, спилиты, диабазы; 3 — девон — известняки, доломиты; 4 — верхний силур — известняки, песчаники, сланцы; 5 — нижний силур — сланцы, песчаники; 6 — нижний палеозой — сланцы, песчаники, известняки; 7 — кварцевые диориты; 8 — гранодиориты; 9 — граниты; 10 — глубинные разломы; 11 — нижняя граница палеозойского структурного этажа (на профилях); 12 — контуры глубинных гранитоидных плутонов; 13 — контуры магмоподводящих каналов; 14 — линии геолого-геофизических разрезов. Интрузивы (цифры на схеме): 1 — Малаватский, 2 — Кескенсайская дайка, 3 — Кошрабадский, 4 — Темиркабукский, 5 — Устукский, 6 — Синтабский, 7 — Акчобский, 8 — Койташский. Глубинные разломы (цифры в кружках): 1 — Северо-Нуратинский, 2 — Каратау-Койташский, 3 — Южно-Нуратинский

мер установлена тесная связь их формы со структурными элементами, существовавшими до внедрения гранитоидного расплава в верхний палеозойский структурный этаж.

В Султануиздаге геофизическими методами установлено единство Западного и Восточного полей Актауского интрузива, продолжающегося под наносами далеко на юг и юго-восток (В. И. Колубанов, Е. В. Косьяк, Б. А. Горшков, 1966—1967 гг.). Увеличены также размеры Тамдынского, Зирабулак-Зиаэтинских и других интрузивов, перекрытых наносами.

Немаловажным явилось обнаружение геофизиками в Западном Узбекистане под мезо-кайнозойскими отложениями большого числа гра-

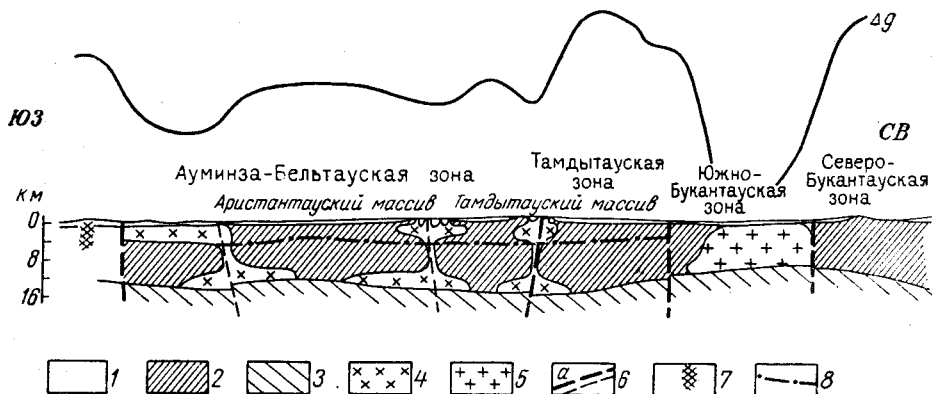


Рис. 15. Вариант интерпретации гравиметрических данных вдоль профиля ГСЗ Фараб — Тамдыбулак

1 — мезо-кайнозой; 2 — палеозой — протерозой; 3 — архей; 4 — гранодиориты; 5 — граниты; 6 — глубинные разломы ( $a$  — границы структурно-фациальных подзон); 7 — зона разлома, выделенная по данным ГСЗ; 8 — предполагаемая нижняя граница палеозойского структурного этажа

ниоидных массивов, превышающих по размерам самые крупные интрузии, обнажающиеся на дневной поверхности. Их общая площадь в 4 раза больше территории обнаженных гранитоидов Западного Узбекистана.

Глубинная морфология интрузивов, развитых в возвышенностях Центрального Кызылкума, определялась по данным гравиметрической съемки вдоль профиля ГСЗ Фараб — Тамдыбулак (рис. 15). Интерпретация проводилась по остаточным аномалиям  $\Delta g$  ( $\sigma$  реальная), освобожденных от влияния глубинных границ раздела. Полученные данные необходимо рассматривать как один из вариантов решения поставленной задачи.

В Зеравшано-Туркестанской (Ауминза-Бельтауской) зоне гранитоидные тела имеют двухъярусное расположение и контролируются глубинными границами раздела. Тела нижнего яруса приурочены к границе, расположенной на глубине 12—15 км. Интрузивы в верхней части разреза по мощности не превышают 5 км. Их подошвой является, очевидно, нижняя граница палеозойского структурного этажа.

С гранитоидным телом, относящимся к Южно-Букантауской зоне, связан наиболее интенсивный минимум. Подошвой этого тела является глубинная граница раздела, выделенная по данным ГСЗ на глубине 10 км.

Кроме того, аэромагнитными исследованиями выявлены закрытые участки базитов и гипербазитов в юго-восточной части Ферганы, к северо-западу от Северного Нуратау и к юго-востоку от Султануиздага. По сейсмическим данным установлено, что пояса базитов и гипербазитов

в плане приурочены к границам участков различной мобильности и соответствуют зонам минимальной глубины залегания базальтового слоя (поверхность Конрада — 15—20 км; Бутовская и др., 1968).

#### Рифей-верхнесилурийский вулканогенный комплекс (начальный этап)

Магматические образования первого этапа на рассматриваемой территории представлены двумя формациями: спилито-диабазовой и андезито-липаритовой, составляющими базальт-липаритовый ряд формаций рифей-раннесилурийского вулканогенного комплекса.

#### *Рифей(?)*-кембрийская спилито-диабазовая формация

Эпидотизированные эффузивы основного состава и их туфы отмечались Ю. А. Лихачевым, В. С. Владимирским и др. (1963) в ауминзинской и кокпатасской свитах и К. К. Пятковым и др. (1968) в кумбулакской свите. М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. А. Фузайлов (1967) на основании литологического сходства сопоставляют эти три свиты с рифейскими отложениями Северного Тянь-Шаня и Южного Урала. Кроме того, они указывают на присутствие гальки пород свит в базальных слоях нижнего силура гор Тубаберген.

По данным Б. В. Ясковича (1968б) эффузивные образования кембрия (спилиты, диабазовые порфириты, диабазы и их туфы) широко распространены за пределами республики, в Сулюкте, урочища Шодымир и Мадыген, в Шурабе в хр. Кызыл-Кунгей и в других пунктах.

В Узбекистане они установлены в Северном Тамдытау. Среди эффузивных пород встречены порфириты основного и среднего состава, спилиты, диабазы, вариолиты, агломераты и туфы. Общая их мощность в разрезе превышает 450 м (Ш. Ш. Сабдюшев, Б. В. Яскович и др., 1969 г.).

#### *Верхнеордовик-нижнесилурийская андезито-липаритовая формация*

Вулканогенные образования формации наиболее широко распространены в Зеравшано-Алайской зоне.

В 1962—1963 гг. в горах Чакыл-Калян, на их северных склонах, И. П. Заревич в песчано-сланцевых отложениях венлока установила пласты фельзитовых порфиров и их туфов мощностью в десятки метров. По южным склонам гор, по данным Д. А. Рубанова (1967), среди венлокских карбонатно-терригенных отложений наблюдаются крупные (до 1—2 км длиной при мощности до 200—300 м) линзы кварцевых порфиров, их туфов и туфогенных пород, представляющих продукты подводного извержения вулканов центрального типа.

В бассейне р. Джиндыдарья и в горах Чакыл-Калян в терригенных породах верхнего ордовика в 1963 г. А. И. Кимом и в 1965 г. Д. А. Рубановым установлены маломощные прослои туфов кварцевых порфиров. В горах Каратюбе среди эффузивов данной формации также выделяются кварцевые порфиры.

Н. А. Лосев, Г. К. Ляшенко, В. С. Корсаков, Г. Д. Шмулевич и др. считают кварцевые порфиры продуктами ранней фазы проявления гранитоидного комплекса на основании пересечения их аплитовидными гранитами. Однако В. С. Чекунов (1949—1968 гг.) довольно убедительно доказал широкое развитие вулканогенных образований среди известняково-сланцевой толщи венлок-лландоверийского возраста. В полосе распространения этой толщи в южном Каратюбе на протяжении 50 км им повсеместно установлены пласты кварцевых и фельзитовых порфиров и их туфов. Частая перемежаемость сланцев и вулканитов указывает на



подводный характер извержений кислых магматических продуктов. Об интенсивности извержений свидетельствуют довольно мощные (до сотен метров) пласты кварцевых и фельзитовых порфиров и их туфов.

В алтыаульской и тымской (по определению А. И. Кима, 1962) свитах верхнего ордовика Зирабулакских гор В. С. Корсаков и другие (1960—1964 гг.) определили широкое развитие вулканогенных образований, представленных андезитовыми порфиритами, кварцевыми порфирами и их туфами, туфоконгломератами и туффитами мощностью в десятки метров.

Среди туфов преобладают литокристаллокластические, менее развиты кристаллокластические и витрокластические разности кварц-порфиrowого или порфиритового состава. Состоят они из обломков кристаллов кварца, плагиоклаза, слюды и обломков кварцевых порфиров, порфиритов, кремнистых сланцев и других пород. Витрокластические разности сложены обломками неправильной формы слабо раскристаллизованного вулканического стекла. Туфоконгломераты состоят из галек (0,2—1 м в поперечнике) осадочных пород, сцементированных литокристаллокластическим мелкообломочным туфом.

В кварцевых порфирах наблюдаются оплавленные фенокристаллы кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата и сильно серицитизированная преобладающая по объему фельзитовая основная масса. В порфиритах вкрапленники представлены альбитом, реже более основным плагиоклазом и роговой обманкой. Структура основной массы микролитовая или аллотриоморфнозернистая. В ней различаются микролиты плагиоклаза и биотит, серицит, амфибол, хлорит, кварц, развивающиеся по вулканическому стеклу.

Далее на запад, в Зиаэтинских горах, в низах сланцевой толщи (катырмайская свита) встречаются прослой туфов андезито-дацитового состава, установленные в 1964 г. В. А. Араповым и В. А. Пимшиной.

Вулканиды кислого состава известны также на северном склоне и на востоке гор Кульджуктау (Пятков, Быковский, Енчикова, 1968) среди известняково-песчано-сланцевой толщи ордовика. Здесь в нижней части разреза встречаются прослой и линзы альбитофиров, кварцевых и дацитовых порфиров. В прослоях туфов и туффитов верхней части разреза содержится пирокластический материал андезито-диабазового состава.

В районе гор Ауминзатау в низах тасказганской свиты среди кварцитов, чередующихся с доломитами и мраморизованными известняками, встречаются линзы сильно измененных и катаклазированных кислых эффузивов. Органических остатков в свите не обнаружено и нижнепалеозойский возраст определяется условно по согласному перекрыванию ее отложениями бесапанской свиты ( $S_1ln?$ ).

В Нуратау вулканиды этой формации встречены в процессе бурения в горах Ханбандытау. Они прослежены в виде четкообразной полосы от 200 до 800 м шириной и до 4 км длиной. Кроме того, сейсморазведочными работами эта полоса продолжена на 50—60 км к западу. П. Н. Подкопаев, И. А. Суздальская, Н. А. Бочаров, А. А. Суздальский в 1961 г. уточнили вещественный состав этих пород, выделенных в бандскую свиту нижнего девона. Среди вулканогенных пород свиты выделяются кристаллокластические, литокристаллокластические и реже пепловые разности туфов. Первые состоят из обломков фенокристаллов кварца, полевых шпатов, слюды и связующей массы с псевдофлюидальной текстурой. Литокристаллокластические туфы сходны с первыми, но отличаются содержанием в них обломков кварцевых порфиров. В составе пепловых туфов присутствуют обломки вулканического стекла

причудливо изогнутых рогульчатых форм, иногда замещенных микрозернистым кварцем. В основной массе — пепловый материал.

О. М. Борисов, описавший в 1958 г. вулканогенные образования из семи скважин, наряду с указанными разностями пород отметил игнимбриты дацитового и андезито-дацитового порфиров и подчеркнул их полную аналогию с нижнедевонскими вулканогенными образованиями Калканаты (Северо-Западный Карамазар). По его данным (Борисов, 1965), наиболее развиты пепловые туфы (игнимбриты) дацитового порфира. Основная масса породы (50—70%) микрофельзитовая до ситовидной, кварц-полевошпатовая. Текстура псевдофлюидальная, обусловленная пепловыми частицами раскристаллизованного стекла. Порфировые выделения представлены кварцем (10—12%), калиевым полевым шпатом (10—15%), плагиоклазом (15—20%) в виде угловатых, реже гипидиоморфных зерен диаметром от 0,3—0,5 до 1—2 мм. Плагиоклаз серицитизирован, частично альбитизирован, обладает не ясно выраженными полисинтетическими двойниками и по углу симметричного погасания относится к олигоклаз-андезину. Ортоклаз пелитизирован, образует простые карлсбадские двойники.

Из цветных минералов имеются шестоватые лейсты биотита (3—5%) и полностью замещенные хлоритом и карбонатом небольшие кристаллы роговой обманки (1—2%). Биотит мусковитизирован, либо хлоритизирован и опацитизирован. В ассоциации с ним находятся магнетит, лейкоксен, рутил, апатит реже циркон, гематит, пирит.

Кроме указанных разностей встречаются роговообманково-плагиоклазовые игнимбриты с реликтами флюидальной текстуры, а также кластические туфы кварцевых и дацитовых порфиров. Основная часть пород толщи подверглась серицитизации и пелитизации, местами вторичному окварцеванию.

О значительной мощности (более 400—500 м) вулканогенных образований формации в районе Ханбанды свидетельствуют глубокие скважины, которые, пройдя по ним 500 м, были остановлены в них.

С описанной вулканогенной формацией от Зиаэтинских гор на западе до гор Чакыл-Каян на востоке (250—300 км) связаны марганцевые месторождения и рудопроявления. Наибольшее их количество сосредоточено в горах Каратюбе, где наблюдается и наиболее значительная мощность вулканогенных пород в осадочной толще.

Марганцевые руды в песчанистых известняках и кремнистых сланцах представлены первичными рудообразующими минералами — мanganокальцитом и родохрозитом и вторичными — вернадитом, псиломаном и пиролозитом (Чекунов, 1968).

Кроме того, имеется указание В. С. Корсакова (1968 г.), о том, что с вулканогенными породами в Зирабулак-Зиаэтинских горах пространственно связаны проявления золота и меди.

#### Нижнесилурийский — верхнедевонский вулканогенно-интрузивный комплекс (ранний этап)

Магматизм раннего этапа представлен в Западном Узбекистане и Южной Фергане офиолитовыми и андезито-базальтовым рядами формаций.

#### *Силур-раннедевонская спилито-диабазовая формация*

Породы формации довольно широко распространены. Они развиты в Северном Нуратау, Тамдытау, Букантау, Султануиздаге, Зиаэтинских горах и Южной Фергане.

В Нуратинских горах породы формации представлены спилитами, диабазовыми порфиритами и их туфами, в виде пачек и линз переслаивающихся с песчано-сланцевыми отложениями венлока (В. Д. Чехович, 1959 г.) Они протягиваются полосой (1—2 км шириной) от г. Нурек на северо-запад до сел. Фариш. Мощность отдельных пачек и линз вулканогенных пород достигает 100—110 м (сел. Паскуча, южнее Янги-Кишлака). Породы состоят из разложенного основного стекла, в котором находятся микролиты и лейсты альбитизированного плагиоклаза № 0—30 (до 65%), скопления хлорита (до 20%), зерна авгита (до 10—13%) и реже амфибола. Миндалины представлены хлоритом и карбонатом.

Для всех пород формации характерна значительная метаморфизация. Альбитизация и хлоритизация диабазов и порфиритов наряду с последующими деформациями изменили их до состояния миндалекаменных спилитов и даже зеленокаменных пород.

В Букантау, по данным К. К. Пяткова, Ю. К. Быковского и А. Ф. Енчиковой (1968), спилито-диабазовая формация развита незначительно, обнажаясь на востоке гор, севернее колодца Джюзкудук. Представлена она туфоконгломератами, диабазами и спилитами, переслаивающимися с песчаниками, сланцами и кремнистыми породами.

Диабазы состоят из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза (местами замещенного альбитом с обильными включениями эпидота и серицита), в угловатых промежутках которого наблюдаются моноклинный пироксен, реже оливин. В спилитах промежутки между лейстами альбита заполнены хлоритом и рудным минералом. Эффузивы сильно карбонатизированы, серицитизированы и хлоритизированы. Видимая мощность толщи 310 м.

В Султануиздаге к этой формации авторы склонны относить парамфиболиты, амфиболитизированные диабазы и спилиты каракудукской, по С. С. Шульцу (1967 г.), свиты, широко развитой на востоке гор в пределах Каратауской офиолитовой полосы в осевой части Менажатского синклиория. Мощность свиты 1100 м.

На западе Султануиздага ей соответствует выделенная из шейджейлинской свиты толща, представленная диабазовыми, андезитовыми и плагиоклазовыми порфиритами и спилитами видимой мощностью 2750 м. Основание ее находится в Джимуртау, на восточном борту ближайшего к Амударье глубокого меридионально простирающегося сая, где вулканы согласно залегают на битуминозных известняках. Верхнюю часть разреза этой толщи можно наблюдать на правом берегу Амударьи на северо-востоке и юго-западе возвышенности Куянчик, где спилиты и андезитовые порфириты с пропластками известняков и сургучных яшм перекрываются базальными конгломератами более молодой вулканогенной шейджейлинской свиты.

В описываемой толще отчетливо выделяется нижняя 350-метровая пачка, сложенная диабазовыми порфиритами. Они имеют порфировую структуру, обусловленную наличием фенокристаллов пироксена, амфибола и сосюртитизированного плагиоклаза. Основная масса нацело замещена хлоритом и эпидотом.

На диабазовых порфиритах залегают андезитовые порфириты, фенокристаллы которых представлены исключительно плагиоклазами. Они катаклазированы, альбитизированы и в большинстве случаев ориентированы взаимнопараллельно. Структура основной массы микролитовая. В ее состав входят плагиоклаз, амфибол и вторичные минералы (хлорит, эпидот, карбонат), развитые в меньшей степени, чем в диабазовых порфиритах.

Андезитовые порфириды чередуются с плагиоклазовыми порфиридами, спилитами и туфами. Последние отмечаются в весьма ограниченном количестве; это нашло отражение и в значении коэффициента эксплозивности равном 20, что, по А. Ритману (1964 г.), присуще богатым лавой типам вулканов.

В Зиаэтинских горах породы спилито-диабазовой формации выделены в составе катырмайской свиты. По данным В. С. Корсакова (1968 г.), северная полоса их протягивается от руч. Наврузали на восток более чем на 11 км. Вторая полоса длиной 5 км вытянута параллельно первой в 1 км южнее. Наибольшая ширина полос соответственно 300 и 200 м.

По составу породы отвечают базальтовым порфиридам и их агломератовым туфам. Первые имеют порфирическую структуру и миндалекаменную текстуру, часто с элементами флюидалности. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и пироксена, между которыми местами сохранились реликты раскристаллизованного стекла, по которому развиваются альбит, хлорит, серицит, карбонат, эпидот, и рудный минерал. Во вкрапленниках присутствуют крупные кристаллы пироксена и реликты полевого шпата, замещенного агрегатом минералов хлоритовой группы. Нередко порфириды полностью изменены и превращены в амфиболиты и в хлорит-карбонатные сланцы.

Агломератовые туфы базальтовых порфиритов наблюдаются в северной полосе в верховьях сая восточнее руч. Булямущ. Форма обломков в туфах от неправильно изометричной до удлиненно-округлой; размер их 0,5 м и меньше. Представлены обломки базальтовыми порфиридами, часто отличающимися по структуре. Цементирующим веществом является мелкообломочный туф порфиритового состава.

К западному и восточному флангам северной полосы приурочены два рудопроявления золота.

В Южной Фергане вулканогенные породы спилито-диабазовой формации распространены широко. Они протягиваются от сел. Учкурган до Чиле более чем на 20 км, при ширине от 2 (Учкурган) до 5 км (Киргизата). По данным геологов-съемщиков (В. Я. Клишевич, Б. Д. Болгарь и др., 1962 г.) здесь выделяется несколько осадочно-вулканогенных свит, которые датируются ранним девоном — эйфелем среднего девона.

Вулканиды представлены диабазами, диабазовыми и плагиоклазовыми порфиридами, спилитами и туфами.

Диабазы имеют офитовую или долеритовую структуру и состоят из призматических кристаллов лабрадора — битовнита и ксеноморфных зерен авгита, а в порфиридах еще и разложенного вулканического стекла. Акцессорные минералы — магнетит, ильменит и изредка апатит. Вторичные минералы представлены хлоритом, амфиболом, эпидотом, карбонатом и альбитом. Очень характерны миндалекаменная текстура и шаровая отдельность. Разновидности отличаются в основном по структурам, количественным соотношениям породообразующих минералов и степени вторичного изменения, тогда как минеральный состав их постоянен.

### *Андезито-альбитофировая вулканогенная формация (S<sub>2</sub> — D<sub>2</sub>)*

Андезито-альбитофировая формация распространена меньше, чем спилито-диабазовая. Состав слагающих ее пород значительно колеблется — от андезитовых порфиритов до плагиоклазовых порфиритов, альбитофиров и плагиогранитов. Наиболее кислые разности, как правило, образуют межпластовые субвулканические тела. Из поверхностных фаций большая часть приходится на пирокласты. Для формации харак-

терно также резкое преобладание окисла натрия над калием и отсутствие полевых шпатов среди минералов.

В Южной Фергане согласно Я. С. Висьневскому и А. Х. Халматову (1965 г.) наряду со спилитами и порфиритами имеются альбитофиры и кварцевые альбитофиры раннего девона. В низах верхней пачки нижнедарытутской подскиты в бассейне Бешталса в Зирабулакских горах В. А. Арапов установил туфы и лавы плагиоклазовых порфиров.

Наиболее широко породы формации развиты в Тамдынских горах и Султануиздаге. В Тамдынских горах они прослеживаются от пос. Тамдыбулак на востоке до западного окончания гор. Обнаружены они и в скважинах западнее и северо-западнее Северного Тамдытау.

Наибольшая мощность вулканитов, особенно их эффузивной фации, наблюдается в Тамдыбулаке, где они представлены спилитами и порфиритами. Структура спилитов эпоинтерсертальная: беспорядочно расположенные лейсты альбита образуют канву, промежутки которой выполнены хлоритом. Участками обильны зерна магнетита. Для спилитов характерна миндалекаменная текстура. Миндалины обычно выполнены хлоритом и карбонатом. Нередко они имеют зональное строение. Периферическая их зона сложена карбонатом, затем следует зона состоящая из сферолитов кварцина, остальная часть выполнена хлоритом. Иногда периферической зоной является кварцин — продукт изменения опала, о чем свидетельствуют участки их совместного нахождения. Спилиты нередко содержат вулканические бомбы до 1 м в диаметре. В отдельных участках эффузивы представлены андезитовыми порфиритами с порфировой структурой и микролитовой основной массой. В фенокристаллах слегка серицитизированный или альбитизированный андезин и нацело замещенный хлоритом амфибол. Основная масса — тонкий войлок различно ориентированных микролитов плагиоклаза, склеенных стеклом. Довольно широко здесь развиты и кластолавы. Они состоят из обломков вулканогенных пород и значительно реже кварцитов, сцементированных нераскристаллизовавшимся стеклом. Инородными, по-видимому, являются и обломки кварца, имеющие остроугольные формы.

Псаммитовые, алевролитовые и пелитовые туффиты завершают разрез вулканогенных пород бассейна Тамдыбулака. Они состоят из остроугольных обломков кварца и плагиоклаза, а также чешуек мусковита и хлорита. Цементом служит пепел и пелитовый материал.

Близкого минералогического состава породы имеются в бассейне сая Талдыбулак, Тескудук, а также у подножия горы Тюменбай. Андезитовые порфириты имеют гиалопилитовую структуру основной массы, состоящую из лейст плагиоклаза и раскристаллизованного вулканического стекла. В фенокристаллах андезин, в отдельных участках альбитизированный.

Для миндалекаменного спилита характерно отсутствие вкрапленников и порода представлена только гипокристаллической основной массой с беспорядочно расположенными очень тонкими и сравнительно длинными лейстами. Базис состоит из пылевидного агрегата рудного минерала и вулканического стекла.

Альбитофиры, плагиофиры, кварцевые альбитофиры представляют собой субвулканические образования. Они развиты в основном в бассейнах саев Тамдыбулак, Тескудук, Учкудук и Тюменбай в виде штоков и нектообразных тел, межпластовых залежей и даек. Структура этих пород чаще всего порфировая с микроаллотриаморфнозернистой, сферолитовой, апоинтерсертальной и микропойкилитовой основной массой у подошвы кровли тела и гипидиоморфнозернистая, пегматоидная в центральной или корневой частях.

Порфиновые выделения представлены альбит-олигоклазом (№ 7—14), кварцем и очень редко анортоклазом. В основной массе развиты также кварц и альбит. Акцессорные минералы — апатит и пирит, вторичные — хлорит, серицит и значительно реже эпидот.

С этой формацией в Тамдынских горах И. Х. Хамрабаев (1958) связывает пластообразные окисленные сульфидные тела с повышенными содержаниями железа, цинка, свинца, меди, сурьмы и мышьяка, а А. А. Кустарникова (1963 г.) — рудопроявления золота.

В Султануиздаге андезито-альбитофировая формация представлена шейхджейлинской свитой, обнажающейся в виде изолированных друг от друга фрагментов на возвышенностях Каратау, Зенгибобо, Куянчик, Джимуртау (Западный Султануиздаг), а также другими вулканогенными свитами — джамансайской, казансайской и ащенынтауской, по С. С. Шульцу (1967 г.), и бешмазарской и джамансайской, по А. А. Кулешу и др. (1967 г.) — содержащими аналогичные по составу вулканиты и имеющими ранне-среднедевонский возраст.

Максимально развиты породы формации на западе Султануиздага; по мере же продвижения на восток их мощность значительно уменьшается. Обобщенный разрез вулканогенной шейхджейлинской свиты, развитой на западе гор, следующей. В основании свиты залегают туфоконгломераты и туфолесчаники с галькой эффузивов предыдущей, спилит-диабазовой, формации. На них залегают туфы, туфолавы и эффузивы андезитовых и плагиоклазовых порфиритов и лишь в верхней части разреза появляются плагиопорфиры в виде маломощных покровов и обломков в туфолавах.

Соотношение продуктов разных фаций в этой свите такое: пирокласты составляют 60% общего объема вулканитов, лавы 20%, субвулканические образования 13%, туффиты 7%. Коэффициент эксплозивности равен 60, что по А. Ритманну (1964 г.) отвечает нормальному типу вулкана. Извержения были трещинными в водной среде. Главным выходящим каналом служил субмеридиональный разлом в Каратау и Зенгибобо, вдоль которого наблюдаются бомбовые горизонты. Сам разлом выполнен субвулканическими и более поздними интрузиями силур-девонского магматического комплекса.

Андезитовые порфириты шейхджейлинской свиты имеют порфировую, криптокристаллическую или микролитовую структуры, иногда миндалекаменную текстуру. В фенокристаллах андезин (№ 33—34) и амфибол. По ним развиваются серицит, хлорит, эпидот. Полевошпатовая основная масса в разной степени замещена хлоритом и эпидотом, а иногда и вторичным амфиболом. Плагиоклазовые порфириты отличаются от описанной разности в основном отсутствием амфибола.

Литокристаллокластические лавы и туфы состоят из обломков плагиоклазов и плагиоклазовых порфиритов, сцементированных вулканическим стеклом близкого к порфириту состава. Плагиоклазы часто альбитизированы, а по основной массе развивается хлорит, эпидот, и карбонат.

Плагиопорфиры, альбитофиры и кварцсодержащие альбитофиры представляют собой межпластовые субвулканические образования, имеют порфировую или порфировидную структуры с фельзитовой, микролитовой или аллотриоморфнозернистой основной массой, состоящей из альбита и кварца. Альбит (№ 3—8) и кварц наблюдаются также и в фенокристаллах. Для этих пород характерна катаклазированность. Из вторичных минералов наиболее интенсивно развит серицит, который является более поздним чем хлорит, эпидот и карбонат.

Среди вулканитов свиты встречаются зеленокаменные сланцы, сохранившие реликты структур, позволяющих предположить их первоначальную вулканогенную природу.

С этой формацией в Султануиздаге И. Х. Хамрабаев, А. А. Кустарникова, Х. Р. Рахматуллаев, А. Каюмов (1968 г.) связывают медноколчеданную минерализацию в зонах пропилитизации и развития субвулканических интрузий Зенгибобо и Каратау.

### *Габбро-перидотитовая формация (D<sub>2-3</sub>)*

Эта формация, состоящая из гипербазитов и габбро, выделена условно, так как в настоящее время еще однозначно не решен ее девонский возраст. Вместе с тем имеются некоторые косвенные факты, указывающие именно на этот возраст. Формация выделяется в Султануиздаге, Зирабулакских и Каратюбинских горах и в Южной Фергане.

В Южной Фергане к ней отнесены гипербазиты Канской полосы, которые, по мнению Э. В. Поярковой (1969 г.), могут иметь девонский возраст. Полоса прослеживается от устья Аккапчыгайская на востоке до Каракамышская на западе на протяжении 35 км при ширине от 300 м до 2,5 км. Ее можно разбить на три участка: Шуранский, Центральный и Урусбулакский. Здесь широко развиты серпентиниты, среди которых встречаются небольшие участки первичных пород — перидотитов и других разновидностей ультраосновных пород. Вмещающими породами серпентинитов являются различные сланцы, зеленокаменные породы силура и известняки нижнего и среднего девона.

Для Канской полосы характерны лиственитизация, асбестообразование и оталькование серпентинитов и продукты древней коры выветривания с образованиями магнезита. Габброиды девонского возраста в Канской полосе, так же как и в других участках Южной Ферганы, не установлены.

Серпентиниты Зирабулакских и Каратюбинских гор, по В. В. Баранову и Г. Г. Лихойдову (1969), являются докарбонowymi, образуют небольшие тела, максимальная длина которых достигает 300—500 м при мощности 80—100 м. Простирание их субширотное. Цепочки этих массивов прослеживаются в виде прерывистой полосы вдоль северных склонов гор среди раннесилурийских сланцев и зеленокаменных пород. Тела серпентинитов располагаются конкордантно в отношении вмещающих их пород и совместно с последними подверглись смятию и дроблению.

Внутри отдельных блоков гипербазиты изменены. Наиболее развита серпентинизация. Ультрабазиты более мелких тел нацело серпентинизированы, для крупных тел характерна грубая зональность, заключающаяся в уменьшении степени серпентинизации от периферии к центру массивов. Наименее измененные серпентиниты имеют обычно петельчатую структуру и содержат 8—12% реликтов оливина, около 65% серпентина, преимущественно хризотила и реже бастита, до 3% бесцветного ортопироксена, 15—16% актинолита и около 3% мелкозернистого магнетита. До 1% и менее приходится на хлорит, тальк, карбонат, реликты клинопироксена и идингсит. Таким образом, серпентиниты являются апогарцбургитовыми разностями.

В единичных случаях (эндоконтакт крупной линзы серпентинитов в Кутчи) найдены породы, содержащие до 30—35% буро-зеленого амфибола в окружении серпентина. Между зернами амфибола появляется апатит, а количество рудного минерала резко уменьшается. По-видимому, наряду с гарцбургитами незначительно развиты также и рогово-обманковые разности перидотитов.

Кроме того, в центре наиболее крупной линзы серпентинитов отмечаются полосчатые разности, состоящие из полос (до нескольких миллиметров мощностью) существенно оливина и актинолита.

Серпентинизированные разности слагают основной объем гипербазитовых тел района. Это агрегат хризотила, антигорита и биотита, на фоне которого выделяется до 5—7% мелковкрапленного вторичного магнетита и реликты оливина, пироксена, иногда амфибол. Дальнейшее изменение серпентинитов заключается в их актинолитизации, карбонатизации и отальковании.

Гипербазиты в восточной и центральной частях гор Султануизда довольно широко развиты и пространственно тесно связаны с более молодыми базитами. Здесь проводили исследования А. В. Вознесенский, К. А. Попов, П. А. Преображенский (1914), А. В. Пэк, А. Н. Чураков (1936 г.), Я. С. Висьневский (1940 г.), А. А. Кулеш, Г. Ю. Алферов, Д. А. Рубанов, Р. И. Буртман, К. Л. Бабаев (1956 г.), А. М. Виленский (1958), Л. Б. Коган (1962 г.), В. В. Кулаченко, Ю. А. Лихачев, В. С. Владимирский, Э. В. Малова, С. С. Шульц (1962 г.), А. Ф. Свириденко, В. В. Баранов (1963—1966 гг.).

Гипербазиты слагают полосу шириной до 3 км, которая протягивается почти через весь хребет. На востоке она имеет близкое к широтному простирание, а затем, постепенно расширяясь, отклоняется к северо-западу и скрывается под четвертичными отложениями, но вновь прослеживается в горах Ащенинтау, имея почти меридиональное направление. Гипербазиты и базиты здесь залегают среди мраморов, гнейсов и биотитовых сланцев девона.

По вопросу о последовательности внедрения гипербазитов и базитов до последнего времени существовали самые противоречивые мнения и только работами Л. Б. Когана и А. Ф. Свириденко (1964 г.) установлено, что серпентиниты прорывались габбро-амфиболитами.

Серпентиниты распространены в тесной связи с амфиболитами, но в заметно подчиненном количестве (соотношение площадей выходов примерно 1 : 4). Они образуют прерывистые полосы обособленных линзовидных тел различной мощности (центральная часть хребта и район Ащенинтау) или встречаются в виде разрозненных глыб-ксенолитов среди амфиболитов (северная часть Ащенинтау).

По внешнему облику серпентиниты из разных участков Султануиздага отличаются друг от друга. В центральной и восточной частях хребта преобладают массивные разности с едва заметным чешуйчатым строением. Серпентиниты Ащенинтау обычно сильно перемяты, с зеркалами скольжения и новообразованиями вдоль последних светло-зеленого (благородного) серпофита. В северной части Ащенинтау это плотные зеленовато-черные с красивым синевато-черным отливом породы. Здесь же установлены и первичные слабо измененные породы — перидотиты (А. Ф. Свириденко), которые в обломках были обнаружены А. В. Вознесенским еще в 1912 г.

Для серпентинитов характерна мономинеральность. Это почти исключительно антигоритовые породы, за исключением редких хризотил-овых, тремолитовых и хризотил-баститовых разностей в восточной части хребта (сай Ахимбетдынг) и в западной оконечности Ащенинтау. Здесь серпентиниты развиваются по перидотитам.

Кроме антигорита в составе серпентинитов участвуют магнетит и титаномагнетит, карбонат и тальк. Выделяются следующие разновидности структур пород (Висьневский, 1940 г.): листовато-лучистая, сноповидно-лучистая, перисто-лучистая, чешуйчатая, пятнистая, спутанно-чешуйчатая и волокнистая.



Габброиды, представленные в Султануиздаге амфиболитами, тесно связаны с ультрабазитами. Среди амфиболитов выделяются орто- и параамфиболиты, о происхождении которых долгое время велись дискуссии. Я. С. Висьневский, А. В. Пэк, Л. Б. Коган склонны считать, что исходными породами всех амфиболитов являлись изверженные породы типа габбро. А. В. Вознесенский, А. А. Кулеш, Г. Ю. Алферов, Д. А. Рубанов, А. М. Виленский выделяют среди этих образований как орто-, так и параамфиболиты, возникшие в результате метаморфизма эффузивно-осадочных толщ. Ортоамфиболиты в пределах полосы основных и ультраосновных пород играют первенствующую роль и образуют несколько массивов, наиболее крупный из которых имеет длину 7 км.

Среди амфиболитов выделяются амфиболизированное габбро, массивные и рассланцованные амфиболиты.

В амфиболизированных габбро сохранились все черты структуры и состава типичного габбро. Преобладают массивные амфиболиты. Они состоят из роговой обманки (53—63%), плагиоклаза (12—38%), цоизита и клиноцоизита (5—10%), эпидота, карбоната, хлорита, граната, апатита и рудного минерала. Рассланцованные амфиболиты развиты главным образом в бассейне Казганса. Состоят преимущественно из амфибола (актинолита и обыкновенной роговой обманки) с примесями в различных соотношениях плагиоклаза, цоизита, карбоната, рудного минерала.

Анализируя химизм ортоамфиболита, А. М. Виленский (1958) пришел к выводу, что исходными породами, в результате изменения которых возникли указанные разновидности амфиболитов, были габбро типа иситов, анортитовое габбро типа эвкритов и оливиновое габбро.

Параамфиболиты развиты в пределах полосы серпентинитов и ортоамфиболитов, обособляясь, однако, в восточной и на севере центральной частей хребта. Они образуют прослой мощностью от 1 до 25 м, как правило, залегающие среди пород, содержащих прослой или линзы мраморов. Устанавливаются постепенные переходы между параамфиболитами и сланцами, мраморами и вулканогенными образованиями. Минеральный и химический составы описываемых пород весьма непостоянны, что даёт возможность выделить среди них (Виленский, 1958) следующие основные разновидности: плагиоклазовый, тремолитовый (актинолитовый), клиноцоизитовый (цоизитовый), гранатовый, шпинелевый, гранат-хлоритовый амфиболит. Для них характерен также непостоянный состав плагиоклаза — от почти чистого альбита до анортита.

Амфиболиты и серпентиниты Султануиздага претерпели значительные постмагматические изменения, следствием которых является широкая гамма новообразований. Наибольшему изменением подверглись породы центральной части гор (Казгантау, бассейн Кызылсая), где в результате этих процессов образовались крупные месторождения талька (Зинельбулак, Казгантау и Кызылсай). На месторождениях развиты тальковые (в том числе благородный тальк), тальково-хлоритовые, тальково-карбонатные, актинолитовые, тремолитовые, вермикулитовые, жедритовые, маргаритовые породы и прекрасный поделочный камень — листовиты. Характер и размещение этих продуктов изменений позволяют связывать формирование большей части из них с более поздней интрузивной деятельностью гранитоидной магмы, образовавшей массы гранитоидов Актау и др. За это говорят и пока единичные данные определения абсолютного возраста вермикулитов из гипербазитов Султануиздага — 238 млн. лет, т. е. приблизительный возраст гранитоидных формаций.

### *Габбро-плагиогранитовая формация*

Эта формация выделяется на описываемой территории впервые. Распространена она весьма ограниченно, что может быть следствием плохой изученности. Наиболее достоверно установлена она в Султануздаге, А. А. Кустарниковой выделяется также в Тамдытау и условно в Южной Фергане.

Характерной особенностью габбро-плагиогранитовой формации является постепенная пространственная ассоциация ее с другими формациями офиолитового ряда, по отношению к которым она является более поздней. Формация объединяет разные интрузивные породы, находящиеся в фазовых взаимоотношениях. Так, на западе Султануздага можно выделить не менее трех разновидностей — габбро-диабазы, кварцевые диориты и плагиограниты, — образующих сложные многофазные тела, выполняющие зоны субмеридионально простирающихся разломов. На востоке гор к ним относятся кахралысайские плагиограниты, причисляемые еще Ю. А. Лихачевым и др. (1963) к доороженным интрузиям, а также многочисленные межпластовые тела гнейсированных плагиогранитов, обнаруженных в процессе геологической съемки А. А. Кулешом и др. (1967 г.). Более основные разновидности пород этой формации выделить здесь пока не возможно из-за высокой степени метаморфизованности пород, а также из-за недостаточной их изученности. Вместе с тем имеются указания А. Ф. Свириденко (1966 г.) и С. С. Шульца (1967 г.) о разных типах амфиболитов и габброидов, слагающих «главную полосу» базитов и гипербазитов Султануздага.

**Габбро-диабазы.** Эти породы в западной части Султануздага образуют штоки, дайки и межпластовые залежи, пространственно тяготеющие к разломам и прилегающим к ним зонам. Размеры тел не велики — от десятков, сотен квадратных метров до нескольких квадратных километров, но в совокупности дающие значительные площади. Они распространены в центральной части возвышенности Джимуртау, в центральной и восточной частях Зенгибобо и Каратау. Среди них различаются диабазы, габбро-диабазы, микрогаббро, габбро и пироксениты. Преобладают первые три разновидности, габбро и пироксениты обнажаются среди диабазов в виде тел изометричных очертаний. Из-за плохой обнаженности характер контакта установить не удалось. Однако, учитывая их сопряженность в пространстве, одинаковый характер и степень метаморфизма, правильное, по-видимому, объединить их в одну формацию.

Плагиоклазы в них нацело альбитизированы, пироксены замещены зеленой роговой обманкой. Кроме того, по этим минералам очень интенсивно развивается эпидот, меньше хлорит и карбонат. Имея близкий минеральный состав, породы формации различаются по реликтам типичных для них (бластоофитовая, габбровая, гипидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая) структур. Очень характерно также присутствие многочисленных агрегатов зерен лейкоксена, среди которых видны реликты рудного минерала.

В Тамдынских горах выделение габброидов этой формации затруднено из-за широкого развития здесь габбро-перидотитовой формации, также сопровождающейся габбро. К описываемой формации можно отнести габбро, не ассоциирующее в пространстве с гипербазитами и сопровождающееся плагиогранитами. Такие интрузии обнажаются в среднем течении сая Ажрыкты, а также в бассейне саев Учкудук — Тюменбай. Они образуют штоки и межпластовые залежи размерами, редко превышающими сотни квадратных метров.

Габбро обычно представлено роговообманковой разностью с габбровой, панидиоморфнозернистой структурами. Состоит оно из сосюритизированного плагиоклаза и обыкновенной роговой обманки ( $cNg = 15-20^\circ$ ;  $2V = -74-78^\circ$ ), по которой часто развиваются лучистые вроски светло-зеленого актинолита и волокнистого уралита. Среди акцессорных минералов преобладают магнетит, имеются сфен и апатит.

Кварцевые диориты. Среди пород габбро-плагиогранитовой формации в Султануиздаге преобладают кварцевые диориты, которые прорывают диабазы и образуют наиболее мощные тела в Зенгибобо и Джимуртау, меридионально вытянутые согласно простиранию вмещающих пород. Отличительной их особенностью является гнейсированность. Из первичных минералов в них сохранились лишь сильно эпидотизированные плагиоклазы и деформированные кристаллы и зерна апатита. В зонах интенсивной катаклазированнойности наблюдается окварцевые и развитие чешуек вторичного зеленовато-бурого биотита. Как и в диабазах, здесь также много титаномagnetита, окруженного каемками лейкоксена.

В Каратау кварцевые диориты менее гнейсированы. Они имеют гипидиоморфнозернистую структуру с размерами зерен 1—2 мм. Порода состоит из андезина, равномерно серицитизированного в центре таблиц и альбитизированного по периферии их, амфибола, нацело замещенного хлоритом, и кварца, выполняющего промежутки между андезином и амфиболом.

В эту группу включены также гранодиориты, граносиениты, кварцевые и бескварцевые сиенито-диориты, тесно ассоциирующие в пространстве с кварцевыми диоритами, и возможно, имеющие с ними интрузивные взаимоотношения. Эта группа пород характеризуется постоянным присутствием калиевого полевого шпата, количество которого изменяется от 15 до 30%, что и определяет названные разновидности. Они обладают массивным полнокристаллическим равномернозернистым сложением и кроме ортоклаза содержат сосюритизированный плагиоклаз и роговую обманку. Кварц встречается не всегда. Сфен и апатит являются главными акцессорными минералами. Хлоритизация и карбонатизация определяют характер вторичного изменения пород этой группы.

В Тамдынских горах к группе кварцевых диоритов может быть отнесено небольших размеров штокообразное тело, обнажающееся в русле левого притока сая Тескудук. Кроме того, в среднем течении сая Ажрыкты в пространственной ассоциации с габбро и плагиогранитами находятся маломощные межпластовые тела гнейсированных гранодиоритов.

Плагиограниты. Они являются самыми молодыми в габбро-плагиогранитовой формации и в пространстве тесно ассоциируют с породами описанных выше групп. Плагиограниты образуют штоки и межпластовые залежи небольших размеров.

В Султануиздаге они встречаются в Зенгибобо и Каратау в зоне главного разлома, а на востоке гор слагают Кахралысайскую и другие интрузии. Это равномернозернистые, иногда слегка порфиридные породы с гранитовой, участками микрографической и пегматитовой структурами. Состоят в основном из олигоклаз-альбита и кварца с редкими чешуйками биотита. Сфен встречается всегда, но в небольшом количестве. Для пород характерна катаклазированность. По трещинам развиваются кварц, альбит, хлорит, эпидот. Отмечаются также зоны интенсивной серицитизации. В плагиогранитах, чаще чем в других группах этой формации, наблюдается пиритизация. В протолочной пробе плагиогранитов Каратау обнаружено золото до 5 г/т.

В Тамдытау плагиограниты распространены в бассейнах саев Тескудук и Ажрикти, где тесно ассоциируют с габбро. Они участвуют в строении штокообразной формы сложных интрузивных тел. По петрографическому составу и структуре они тождественны плагиогранитам Султануиздага.

С габбро-плагиогранитовой формацией в Султануиздаге связывается (И. Х. Хамрабаев и др., 1968 г.) медно-молибденовый с золотом тип минерализации, а также самостоятельный кварц-пирит-золоторудный тип.

**Нижне-среднекаменноугольный  
вулканогенно-интрузивный комплекс (средний этап)**

Комплекс включает как вулканогенные, так и интрузивные формации. Первые являются наиболее ранними и образуют зону, протягивающуюся на сотни километров от Южной Ферганы до Букантау. К этой зоне тяготеет габбро-перидотитовая формация офиолитового ряда, тогда как пироксенит-габбро-сиенитовая и габбро-норитовая характерны для южной зоны глубинного разлома (Султануиздаг, Кульджуктау).

*Диабазовая формация*

Эта формация установлена в Южной Фергане, Ферганском Каратау, Мальгузарских горах, Северном Нуратау, Сангрунтау и Букантау с его юго-восточными окончаниями (Джетымтау II и Кииктау).

В Южной Фергане формация представлена спилитами, диабазовыми и плагиоклазовыми порфиритами раннекаменноугольного возраста (В. Я. Клишевич, Б. Д. Болгарь и др., 1962 г.).

Среди поздненамюрских осадков Ферганского Каратау В. С. Чекунов (1968) выделяет литокристаллокластические туфы, состоящие на 55—85% из обломочного материала, в котором преобладает альбит, но имеются также плагиоклазовые и диабазовые порфириты. Цемент пленочно-поровый хлоритовый, участками карбонатный. С формированием этих вулканогенных пород В. С. Чекунов связывает марганцевое рудоаккумуляция в северо-западной части Ферганского Каратау и горах Коктюбе.

Особенно широко диабазовая формация развита в Северном Нуратау, где И. Х. Хамрабаев (1958) выделяет два участка ее распространения. Первый обнажается в юго-восточной части гор Писталитау и далее на запад прослежен вдоль южного склона этих гор буровыми скважинами и геофизическими (гравиметрическими) исследованиями. Мощность вулканогенной свиты здесь колеблется в пределах 1000—1500 м. Она сложена спилитами, порфиритами, диабазами, туфами и туфобрекчиями.

Второй участок, Ухумо-Синтабский, протягивается от Янги-Кишлака до кишлака Караташ. Видимая мощность пород здесь около 1000 м, представлены они миндалекаменными спилитами, диабазовыми порфиритами и их туфами. В низах толщи залегают авгитовые порфириты. Очень характерно наличие бомбовых горизонтов, шаровых лав и пизолитовых туфов. Значительная часть этих пород подвергалась интенсивной альбитизации и карбонатизации.

Возраст формации определяется П. Н. Подкопаевым как намюрский на том основании, что эффузивы в районе гор Писталитау располагаются в пределах площади распространения отложений нижнего карбона, а их галька обнаружена в базальном конгломерате каширского горизонта московского яруса среднего карбона. Вместе с тем, как

указывает Н. А. Лосев, И. Х. Хамрабаев и другие, имеются участки (междуречье Синтаб-Маджерум), где спилиты и их туфы залегают внутри среднекарбонатовых отложений.

Среди пород этой формации наиболее распространены спилиты. Структура пород спилитовая с пилотакситовым или гиалопилитовым базисом. Миндалины (от 0,2 до 1 мм в поперечнике) заполнены зеленовато-желтым радиальнолучистым хлоритом и карбонатом. Базис породы сложен кислым плагиоклазом, хлоритом, карбонатом, эпидотом, рудным минералом и реликтами вулканического стекла. Спилиты вблизи сел. Сарымсак интродуцируют известняки среднего девона. Последние содержатся в виде многочисленных ксенолитов в спилитах.

Эти породы Н. А. Лосев и другие считают своеобразным типом спилита, который активно взаимодействовал с захваченными обломками. По И. Х. Хамрабаеву (1958) основной состав пород, а также текстурные особенности их (миндалины) связаны с попавшими в магму ксенолитами известняков.

Порфириды прорывают миндалекаменные спилиты и часто содержат их ксенолиты. Среди них различаются плагиоклазовые, авгитовые и диабазовые разновидности. Первые из них имеют пилотакситовую, местами микропайкилитовую структуру и состоят из полевых шпатов, эпидота, апатита, циркона и рудного минерала. Августовый порфирит с пилотакситовой основной массой. Фенокристаллы принадлежат основному плагиоклазу и авгиту. Базис породы состоит из микролитов плагиоклаза, авгита, слабо раскристаллизованного стекла, хлорита и рудного минерала. Диабазовые порфириды сложены микролитами плагиоклаза, моноклинного пироксена, хлорита, рудного минерала и слабо раскристаллизованным стеклом. Порфирические выделения образованы зональным плагиоклазом. Структура породы порфиристая, а основной массы — пилотакситовая.

Диабазы, значительно развитые у сел. Катта-Багдан, обладают шаровой отдельностью. Встречаются среди них разновидности миндалекаменного сложения. Структура диабазовая. Порода состоит из зонального плагиоклаза, моноклинного пироксена, хлорита, эпидота и раскристаллизованного стекла.

Габбро-диабазы, отмеченные в нижнем течении Ухумсая, а также у сел. Катта-Багдан, имеют полнокристаллическое сложение, габбровую или офитовую структуру, сложены основным плагиоклазом, амфиболом, моноклинным пироксеном и рудным минералом.

По данным И. Х. Хамрабаева, описанные диабазовые и авгитовые порфириды пространственно тесно связаны с покровными диабазами и имеют близкий с ними состав. Поэтому многие дайки их возможно представляют питающие каналы для диабазовых покровов. А лавобрекчия диабазовых порфиров среднего течения Османсая может, по-видимому, рассматриваться как жерловая фация этой формации.

Туфы имеют литокристаллокластическую структуру. Состоят из обломков полевых шпатов, темноцветных минералов и реже эффузивов основного состава. Цементирующая масса — глинисто-слюдисто-хлоритового состава с незначительной примесью микрозернистого карбоната. Встречаются туфы довольно редко, преимущественно в нижней части разреза вулканогенной формации, образуя горизонты мощностью 3—5 м.

Туфобрекчии состоят из остроугольных обломков (размером от нескольких миллиметров до 15 см) спилитов и диабазов, сцементированных пепловым или карбонатным материалом. Встречаются в виде редких прослоев мощностью до 1,7 м.

В Мальгузарских горах диабазовая формация представлена силлами, штоками и дайками диабазов, габбро-диабазов и габбро, которые прорывают известняки девон-карбонного возраста (И. Е. Гамалеев, 1964 г.). Абсолютный возраст габбро из коллекции А. Мусаева (три определения Ф. А. Аскарова, ИГГ АН УзССР, калий-аргоновый метод, 1969 г.) 323, 322 и 306 млн. лет.

По данным В. В. Баранова, дайко- и силлообразные тела имеют мощность от 10—15 до 100—200 м и протяженность от первых сотен метров до 1—2 км и более. Залегают они согласно с вмещающими осадочными толщами. Характерны силлы, в которых наблюдается закономерное чередование пород, обусловленное дифференциацией застывавшего расплава. В них от кровли к почве устанавливаются микродиабазы, диабазы, габбро-диабазы, кварцевые габбро-диабазы, габбро, меланократовые габбро, а в некоторых телах габбро-нориты и оливинсодержащие разности. Дифференцированными чаще всего являются силлы, имеющие мощность от 50 м и более.

Наиболее распространены габбро-диабазы, характеризующиеся офитоидной структурой и постоянством минерального состава. В. В. Барановым приводится следующий их состав: плагиоклаз (лабрадор) 45—50%, моноклинный пироксен (авгит-диопсид) 25—40%, обыкновенная роговая обманка 5—10%, биотит до 5%, кварц. Акцессорные минералы — апатит, ильменит, вторичные — альбит, соссорит, серицит и пренит по плагиоклазу, хлорит и эпидот по темноцветным минералам, лейкоксен и сфен по ильмениту.

По кислотности, щелочности, соотношению калия к натрию габбро-диабазы Мальгузарских гор соответствуют составу средних типов пород. Отличает их повышенное содержание титана и железа и пониженное глинозема, окиси магния и кальция.

Толща намюрского яруса — нижнебашкирского подъяруса, содержащая вулканогенные образования, развита в горах Сангрунтау, Нура, Учбаш и Дарбаза (Пятков, Быковский, Енчикова, 1968). Она с отчетливым угловым несогласием залегает на дислоцированных карбонатных породах позднего силура — раннего девона и с размывом перекрывается конгломератами нижнемосковского подъяруса. Она сложена туфогравелитами, мелкогалечными туфоконгломератами, которые сменяются миндалекаменными диабазами с многочисленными, часто ориентированными параллельно лейстам плагиоклаза среди нераскристаллизованной основной массы породы. Общее количество вулканитов в этой толще увеличивается в восток-северо-восточном направлении.

В Букантау диабазовая формация довольно широко распространена; обнажается среди отложений турнейского, намюрского и московского ярусов. Эффузивные образования в толще, условно относимой к турнейскому ярусу, известны в 3 км восточнее горы Кулкудук и в южной части горы Джетымтау II. В первой они образуют линзовидные залежи мелкокристаллических диабазов с редкими миндалинами и обломками доломитов, а во второй представлены толщей переслаивающихся алевролитов, спилитов, диабазов и известняков.

Спилиты и диабазы тонкокристаллические, иногда миндалекаменные (миндалины до 6 мм в диаметре), местами содержат округлые обломки спилитов. Встречена здесь и линзовидная залежь кластолав спилитов. Обломки в ней представлены плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами, спилитами и диабазами. Вверх по разрезу залежи крупность и количество кластического материала уменьшаются. Обломки в кластолаве хорошо окатаны, неравномерно сгружены и ориентированы длинными осями по напластованию. Мощность залежей 20—50 м.

Вулканогенно-осадочные породы, условно отнесенные к нижнеамурскому подъярису, известны в Букантау под названием кумбулакской свиты. Северо-западнее сел. Кулкудук они представлены линзовидными залежами спилитов и диабазов с характерной чешуйчато-комковатой и миндалекаменной текстурой. Протяженность линз 30—40 м, мощность 5—7 м.

В верхней части кумбулакской свиты количество прослоев и линз эффузивных пород увеличивается и она постепенно переходит в тубабергенскую свиту ( $C_{1n}-C_{2b1}$ ). Последняя особенно широко развита в северной части гор Букантау и Джетымтау II, где отчетливо устанавливается ее верхняя возрастная граница — верхнебашкирский — нижнемосковский подъярсы (архарская свита). Среди пород этой свиты различаются диабазы, спилиты и диабазовые порфириды с многочисленными линзами кремнистых пород, яшм, известняков, доломитов и конгломератов.

Спилиты — породы скрытокристаллические, с хорошо выраженной флюидалностью, участками миндалекаменные. Миндалины величиной от 0,2 до 2 мм, ксеноморфной формы, выполнены крупнокристаллическим кальцитом и мелкочешуйчатым хлоритом. В целом порода сильно карбонатизирована, серицитизирована и эпидотизирована.

Диабазы также часто миндалекаменные. Состоят из лейст плагиоклаза, частично замещенного альбитом, хлоритом, эпидотом и актинолитом. В промежутках наблюдается моноклинный пироксен, реже амфибол и оливин, замещенные хлоритом.

Эффузивные образования в отложениях верхней части нижнемосковского и нижней части верхнемосковского подъяруса известны только в горах Окжетпес и Кокпатас (Пятков, Быковский, Енчикова, 1968). В первых они приурочены к средней части кокпатаской свиты — 50-метровая пачка миндалекаменных спилитов и мелкозернистых туфопесчаников. Спилиты скрытокристаллические с миндалинами (до 1,5 мм), выполненными кварцем. Сложены они шестоватыми беспорядочно расположенными лейстами альбита, промежутки между которыми выполнены хлоритом, кальцитом и рудным минералом. Породы сильно карбонатизированы, хлоритизированы и ожелезнены.

Кроме того, А. А. Кустарникова (1966 г.) установила широкое развитие в Букантау межпластовых силлоподобных тел диабазов, имеющих четкие интрузивные контакты с вмещающими породами. Намечается три импульса внедрения диабазов, которые имеют между собой интрузивные взаимоотношения. В результате диабазы и вмещающие их породы приобретают облик слоеного пирога, в котором, среди преобладающей массы диабазов в виде линз и слоев сохраняются останцы известняков, кремнистых пород и сланцев. (гора Тубаберген). Участки развития (правый приток сая Кулкудук) кластолав и вулканических брекчий представляют по нашему мнению, жерловые аппараты, аналогичные наблюдаемым в Османсае (Северный Нуратау). Наиболее вероятный возраст этих образований — конец среднего карбона, так как самые молодые из прорываемых ими пород датируются нижней частью верхнемосковского подъяруса.

В тесной пространственной связи с упомянутыми вулканитами Северного Нуратау и Южной Ферганы находятся пикритовые порфириды. Они наблюдаются (И. Е. Гамалеев и др., 1967) по северному склону Нуратинских гор, от Янги-Кишлака до Карахана, а в Южной Фергане — в северных оконечностях Карачатырских гор, в районах Аравана и Сарытали, попадая в Центральнo-Кызылкумско-Южно-Ферганский пояс локализации базитов и гипербазитов (Хамрабаев и др., 1964).

В Северном Нуратау пикритовые порфиры в виде линзовидных тел длиной от 5 до 100 м при мощности 5—30 м находятся среди диабазовых порфиритов раннекаменноугольного возраста, образуя цепочку, вытянутую с северо-запада на юго-восток на расстоянии 15 км.

В Южной Фергане<sup>1</sup> на Сарыталинском участке пикритовые порфиры встречаются в форме линз, прорывающих диабазы и диабазовые порфиры к западу от Карабаша. На Араванском участке они отмечены в виде двух штокообразных и нескольких мелких линзовидных тел, прорывающих эффузивы спилито-диабазовой формации девона. Площадь наиболее крупного тела 300×250 м, мелких 10×2, 1×2 м. Они образуют цепочку широтного простирания.

Породы состоят из оливина (60—70%), частично или полностью замещенного антигоритом, карбонатом, идингситом и серпентином, титан-авгита (5—10%), лабрадора (№ 57—60) и рудных минералов—хромшпинелидов, магнетита, ильменита, халькопирита, пирротина. Структура пикритовых порфиритов гипидиоморфнозернистая в центральных частях интрузива, порфириовидная и офитовая—в приконтактных частях тел. Породам свойственна шаровая отдельность. Контакты пикритовых порфиритов с вмещающими их диабазовыми порфиритами обычно резкие. Следует заметить, что на правом склоне долины среднего течения Османская (у сел. Нурак) пикритовые порфиры представлены лавобрекчийей, находящейся также в лавобрекчии диабазовых порфиритов. Размеры обломков колеблются от 2 до 7 см, имеют остроугольные формы и по составу аналогичны цементирующей массе соответствующей разновидности. В протоочной пробе одного из тел пикритовых порфиритов И. Е. Гамалеев (1965 г.) установил муассанит. Не исключено, что описанные диабазы и пространственно связанные с ними пикритовые порфиры окажутся молодыми породами, венчающими магматизм этого региона.

### *Габбро-перидотитовая формация*

Формация объединяет гипербазиты и габброиды, находящиеся в интрузивных взаимоотношениях и пространственно тяготеющие к региональным зонам глубоких разломов.

**Гипербазиты.** Выявлены они в Южной Фергане, Северном Нуратау и на севере Тамдытау. Размещение гипербазитов, так же как и других образований описываемого комплекса контролировалось глубинными разломами длительного заложения.

В Южной Фергане ультраосновные породы образуют несколько узких полос, вытянутых в близком к широтному направлении. Наиболее значительными из них являются Канская, Сарыталинская, Абширская и Карачатырская полосы.

Канская полоса протягивается вдоль северного подножия хребта Каратау, в виде мощного дайкообразного тела, приуроченного к зоне разлома. Длина ее около 35 км при ширине 3—2,5 км. Преобладающими породами являются серпентиниты.

Сарыталинская полоса находится южнее Канской, в долине Сарытале-Охна, и прослеживается в широтном направлении между реками Сох и Шахимардан. Она состоит из двух частей—северной и южной. Северная часть полосы в виде отдельных выходов обнажается вдоль южного подножия гор Катранбаши и представлена серпентинитами. Восточный, наиболее расширенный ее участок выделяется под названием

<sup>1</sup> Э. В. Пояркова (1969 г.) диабазы, пикриты и пикритовые порфиры рассматривает как краевую фацию габбро-перидотитового ряда.



Каракольского интрузива. Южная часть полосы сложена серпентинитами и перидотитами. В урочище Сарытале выход этих пород прослеживается в широтном направлении на 5 км при ширине не более 600 м.

Абширская полоса состоит также из двух частей: северная, собственная Абширская, и южная — Джейранбельская. Первая протягивается на 12 км в широтном направлении, пересекая р. Абшир, ширина ее 500 м. Вторая часть полосы начинается несколько западнее перевала Джейранбель и протягивается на восток до р. Чиле на расстоянии 10 км при ширине не более 700 м. Собственно Абширская полоса сложена серпентинитами. Вмещающими породами являются сланцы и песчаники верхнего силура.

Карачатырская полоса представлена рядом вытянутых линз, протягивающихся на 20 км от горы Улугтау на западе до р. Араван на востоке. Длина крупных линз — Тогузбулакской и Чонкойской достигает 3 км при ширине до 100 м. Сложена полоса в основном серпентинитами. Вмещающими их породами являются сланцы и спилиты силура — девона. На Чонкойском участке наблюдается лиственитизация серпентинитов.

Гипербазиты Южной Ферганы были представлены перидотитами, о чем говорят их реликты и структуры, сохранившиеся среди серпентинитов. Последние в основном являются бастит-хризотиловой разновидностью. Жильная фация представлена гигантокристаллическими перидотит-пегматитами, жильными пироксенитами и горнблендитами.

Перидотиты, за исключением Надырского интрузива, встречаются в виде реликтов среди серпентинитов. Они состоят из замещенного серпентино-оливина и подчиненного количества ромбического (замещенного баститом) и моноклинного пироксена. Из аксессуарных встречаются хромпикотит и вторичные рудные минералы, представленные в основном магнетитом. В значительном количестве имеются тальк и карбонат. Перидотиты Надырского интрузива в виде узкой полосы непрерывно тянутся в близком к широтному направлению на 4,5 км при ширине от 50 до 300 м. Породы плотные, темно-зеленого цвета, имеют шаровую отдельность. Наблюдаются тонкие прожилки плотного и волокнистого серпентина. Главной составной частью перидотитов является оливин, затем моноклинный пироксен (авгит); из аксессуарных минералов присутствует магнетит и апатит. Породы в большей или меньшей мере подвержены амфиболитизации, серпентинитизации, хлоритизации и другим изменениям. По минеральному составу (табл. 50) их можно отнести к верлитам.

Таблица 50

Минеральный состав перидотитов (в вес. %)

| Номер шлифа | Оливин | Серпентин | Моноклинный пироксен | Плагиоклаз | Амфибол и биотит | Магнетит |
|-------------|--------|-----------|----------------------|------------|------------------|----------|
| 27          | 46,0   | 48,0      | 2,0                  | —          | 1,5              | 2,5      |
| 28          | 35,70  | 48,24     | 4,34                 | —          | 5,4              | 6,59     |
| 29          | 40,6   | 51,9      | 3,7                  | —          | 1,0              | 2,8      |
| 287         | 23,7   | 45,0      | 20,7                 | 4,7        | 5,9              | —        |

Перидотит-пегматиты встречаются в виде небольших интрузивных тел среди серпентинитов в Каракольском интрузиве. Они состоят из крупных ксеноморфных зерен ромбического пироксена размером до 20 см, среди которых встречаются более мелкие пойкилитовые вроски серпентинизированного оливина. В незначительном количестве имеются измененные кристаллы плагиоклаза, а еще реже биотита.

Жилы пироксенита в Надырском интрузиве залегают среди перидотитов. Сложены из пироксена, серпентина, граната и ильменита. Эти гранат-пироксеновые породы являются продуктом метасоматического замещения гранатом (гроссуляром) первичных мономинеральных пироксеновых жил, являющихся более молодыми дифференциатами основной магмы.

Пироксенит-пегматиты встречаются только в пределах Канской полосы в виде жил среди серпентинитов. Порода темно-шоколадного цвета, состоит из гигантокристаллов ромбического пироксена, содержащих мелкие (до 1 мм) октаэдрические кристаллы зеленой шпинели и рудные минералы.

Горнблендиты в виде небольших будин отмечаются среди серпентинитов Канской полосы и в Надырском интрузиве. Они зеленовато-черные, довольно крупнозернистые, мономинеральные: состоят из бурой и зеленой роговой обманки.

Породы гипербазитовой формации Южной Ферганы подвергались постмагматическому метаморфизму. Процесс серпентинизации в перидотитах протекал гораздо интенсивнее, чем в других породах южноферганских полос.

Серпентиниты состоят из серпентина, хлорита, рудных минералов и сфена. В Сарыталинском интрузиве нередко в виде реликтовых минералов встречаются оливин, пироксен и лучистый амфибол. Серпентиновые минералы представлены бесцветными или слабоокрашенными в зеленый или желтый цвет волокнистым хризотилом, пластинчатым антигоритом и баститом. В абширских серпентинитах кроме магнетита в виде скелетных зерен всегда присутствует хромпикотит, иногда с каемкой хромита. Структура пород петельчатая, лучистая иногда линейная. Среди серпентинитов Южной Ферганы можно выделить большое количество разновидностей, однако лишь бастит-хризотилловые распространены повсеместно.

Серпентинизация перидотитов и других пород происходила после того как сформировались массивы изверженных пород, т. е. в гидротермальную стадию автотемпературного метаморфизма. В результате гидротермальных изменений самих серпентинитов в Қарачатырской и Канской полосах образовались карбонатные, кварц-карбонатные и тальковые породы — листвениты и джаспероиды. По Я. С. Висьневскому, эти породы являются продуктами метасоматического замещения серпентинитов.

В Северном Нуратау гипербазиты встречаются на трех участках — Арватенском, Янги-Қишлакском и Синтабском, образуя линзовидные межпластовые тела, размеры которых не превышают 0,8 км<sup>2</sup>. В окрестностях кишлака Ятак перидотиты обнажаются в виде сопки на площади около 200—300 м<sup>2</sup>. Они прорывают порфириды и диабазовые порфириды вулканогенной формации рассматриваемого комплекса.

Гипербазиты Нуратау представлены преимущественно серпентинитами с сохранившимися участками перидотитов и пироксенитов. И. Х. Хамрабаевым описаны гарцбургиты, а в бассейне Сопая их разновидности близки родингитам, а также клиноцоизит-хлоритовые и тальковые породы.

Главными минералами пород являются оливин, моноклинные и ромбические пироксены, хризотил, антигорит, бастит; в незначительном количестве присутствуют плагиоклаз, хромит, магнезит, пирит, пентландит, хлорит, биотит, тремолит, цоизит, клиноцоизит, тальк магнетит. Эти составные компоненты в различных породах присутствуют в соответствующих количествах. Так, в перидотитах содержится до 30% оливина, 25% гиперстена, до 15% плагиоклаза, около 30% серпентина, иногда титанавгит. В наиболее измененных породах серпентин-хризотил за-

нимает главенствующее положение, переходя на роль основного минерала в серпентинитах.

В Тамдытау гипербазиты расположены в северо-западной части гор, представляя собой вытянутую с юго-востока на северо-запад полосу. Залегают они среди вулканогенно-осадочных толщ в виде согласной полого падающей межформационной залежи и небольших обособленных линзовидных тел. Общее их протяжение около 5 км. Падение на запад и юго-запад под углом 20—50°.

Ультрасосновные породы представлены серпентинизированными дунитами, серпентинизированными перидотитами, серпентинитами, пироксенитами, оталькованными карбонатизированными породами и лиственитами.

Дуниты слагают небольшие залежи среди серпентинитов главным образом в юго-восточной части массива. Граница между ними не четкая. Дуниты состоят из серпентинизированного оливина (около 90—93%), ромбического (5—6%) и моноклинного (1—2%) пироксена, акцессорного хромита (0,3 до 1%). Пространственно к дунитам тяготеют образования рудных хромитовых тел.

Серпентинизированные перидотиты в виде небольших участков встречаются в средней и юго-восточной частях массива. Они сложены серпентинизированным оливином (70—75%), ромбическим и моноклинным пироксеном (20—25%), акцессорным хромитом (0,4—1%) и редкими вкрапленниками магнетита. Структура их паналлотриоморфная.

Серпентиниты распространены наиболее широко. В их составе участвуют хризотил, антигорит, бастит, чешуйки талька, серпофит, асбест и изредка гастингсит. Постоянно присутствует акцессорный хромит. Структура петельчатая, сетчатая, мелкоорешетчатая, лепидобластовая. По характеру слагающих минералов и структуре выделяется три разновидности серпентинитов: хризотиловая, бастит-хризотиловая и антигоритовая.

Пироксениты образуют залежи между серпентинитами и габбро в северо-западной части массива. В их составе отмечены диопсид, реже ромбический пироксен, тремолит и хлорит.

С гипербазитами описываемой формации связан большой комплекс полезных ископаемых. В Тамдынских горах и Южной Фергане хромитовое оруденение, проявление никелевой, кобальтовой, тальковой и асбестовой минерализаций. Заслуживают более детального изучения листвениты на предмет поисков платиноидов и золота промышленных концентраций.

Габбро. Габброиды встречены в Южной Фергане, Северном Нуратау, Тамдытау, Букантау и Ауминзатау. В Южной Фергане они пространственно связаны с гипербазитами и отмечались в Сарыталинской и Абширской полосах.

В Каракольском интрузиве среди габброидов имеются габбро-нориты. Я. С. Висьневский выделяет габброиды ранней фазы добато-литового этапа, встречающиеся на Шуране. Образование их предшествовало внедрению гипербазитов, так как они превращены в зелено-каменные породы, как и вмещающие эффузивы верхнего силура. Жильные фации габброидов представлены габбро-пегматитами (Кан и Абшир) и габбро-диабазам.

Из жильных образований встречаются лампрофировидные диориты, лампрофиры, плагиограниты, плагиоаплиты, альбитофиры, кварцевые кератофиры, сиенит-аплиты и мономинеральные роговообманковые породы.

Э. В. Пояркова (1969 г.) датирует эту формацию как  $C_2$  ( $C_3?$ ), выделяя в ней следующие магматические фации: габбро, перидотиты, диа-

базы, пикриты, пикритовые порфириды, габбро-нориты, вебстериты. В жильной серии отмечаются альбитовые диориты, альбититы, горнблендиты, перидотит-пегматиты, габбро-пегматиты, шпинелевые пироксениды. Они распространены в Канской, Карачатырской, Сарталинской и Абширской полосах.

В количественном отношении габбро, за исключением Надырского интрузива, подчинено серпентинитам. В Надырском интрузиве порода представлена авгитовой разностью, состоящей из плагиоклаза (№ 30—39\*) и пироксена. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, титаномагнетит, серпентин, хлорит, лейкоксен. Структура породы меняется от типично габбровой до офитовой. Здесь кроме авгитового габбро наблюдаются переходные разности, представленные оливинowymi, амфиболовыми и соссюритовыми разностями.

Габброиды в Канской полосе распространены ограниченно и представлены уралитовыми и соссюритовыми разностями. Здесь совершенно обособленно стоят шпинелевые разности, представляющие пегматидное прорастание пироксена плагиоклазом или шпинелью. Последняя составляет до 10% объема породы.

Габброиды Каракольского интрузива состоят из основного плагиоклаза (лабрадор, битовнит), диаллага, баститизированного ромбического пироксена. По данным Я. С. Висьневского, акцессорные минералы отсутствуют. Из вторичных минералов наблюдаются соссюрит, пренит, бастит и амфибол. Структура породы от типично габбровой до габброофитовой.

Зеленокаменные габбро Шуранского участка, по Я. С. Висьневскому, встречены в виде небольшого штока среди сланцев вмещающих серпентиниты. Порода имеет серую окраску, заметно порфиробластовую и сланцевую структуры. Состоит из соссюритизированного плагиоклаза, реликтов пироксена, тремолита, актинолита и альбита. Порфиробласты представлены либо реликтовым пироксеном с тремолитовой оторочкой, либо актинолитом.

Габбро-пегматиты развиты в Кане, Урусбулаке и Джейранбеле в виде небольших линз и жил среди серпентинитов. Это крупнозернистые и гигантокристаллические породы, состоящие из разложенного плагиоклаза и призматических кристаллов бурой роговой обманки. В некоторых разновидностях присутствует медно-красный флогопит. В заметном количестве имеется апатит, сфен, рудный минерал, а из вторичных — серицит, пренит и хлорит. Рудный минерал представлен ильменитом или титаномагнетитом в Кане и хромитом в Абшире.

Габбро-диабазы образуют жилы и широко распространены в Сарытале и Карачатыре. В основном это кварцевые разности. Породы сложены пироксеном и плагиоклазом (вытянутые кристаллы), а в промежутках между ними хлоритом. Кроме того, присутствует пренит, иддингсит, лейкоксен, рудные минералы (часто ильменит), сфен и апатит. В кварцевых разностях в интерстициях плагиоклазов отмечается кварц. Структура породы габбро-диабазовая.

Диабазы и диабазовые порфириды в виде жил и небольших штоков встречаются в Карачатыре и Сарытале. Имеют темную и серовато-зеленую окраску. Структура их офитовая с порфировидными выделениями альбитизированного плагиоклаза и пироксена в порфиритах. Имеются сфен и рудные минералы. Большинство диабазов и диабазовых порфиритов относятся к послелабитовому этапу.

\* Пониженная основность объясняется альбитизацией и частичной ортоклазизацией кристаллов плагиоклазов.

В районе Сарытала установлены следующие разновидности жильных пород комплекса:

гранат-пироксеновая, габбро-пегматитовая, микродиоритовая, плагиоклазовая, плагиоаплитовая, мономинеральные роговообманковые породы.

Габброиды Южной Ферганы подверглись глубокому постмагматическому метаморфизму. За счет первичных породообразующих минералов возникли новообразования бурой роговой обманки, зеленой роговой обманки, актинолита, пренита, соссюрита, хлорита, магнетита и др. В результате этого вместо первичных пород образовались уралитовые, соссюритовые, пренитовые габбро, амфиболиты и др. Среди них наиболее широко развиты амфиболиты.

Процессу амфиболитизации особенно сильно подверглись породы Сарыталинского интрузива. Амфиболиты состоят из актинолита, бурой и зеленой роговой обманки, реликтов оливина, моноклинного пироксена, в небольшом количестве присутствуют хлорит, серпентин, а из примесей — магнетит, апатит и сфен. Структура породы часто фибро- и нематобластовая, порфиробластовая с лучистой структурой основной массы.

В Нуратау габброиды распространены весьма ограниченно. Они встречаются в Темиркобукском массиве в виде штокообразного тела (около 0,5 км<sup>2</sup>), в междуречье саев Синтаб и Ухум, где слагают мелкие межпластовые интрузивные залежи, у подножия гряды Писталитау и по р. Зааминсу, где образуют линзовидные и дайкообразные тела. Все тела имеют небольшие размеры и характеризуются значительными колебаниями состава слагающих их пород. Под влиянием контактового метаморфизма последующего гранитоидного комплекса габбро во многих местах переходит в более кислые разновидности — габбро-диориты и диориты.

Габбро и габбро-диориты состоят из цветных минералов и плагиоклаза. По сравнению с типичными представителями этих пород они более меланократовые. Цветные минералы в габбро-диоритах представлены актинолитом и биотитом, а в габбро-авгитом, обыкновенной бурой роговой обманкой и биотитом. В габбро-диоритах состав плагиоклаза колеблется от лабрадора в центре до основного андезина на периферии табличек. В габбро его состав изменяется от № 60 в центре до № 46 на периферии зерен. В габбро-диоритах кроме этого присутствуют редкие зерна калиевого полевого шпата (0,015 мм). Из акцессорных минералов отмечаются апатит, циркон, сфен, ильменит и очень редко магнетит.

Диориты обычно тонкозернистые и равномернозернистые породы, лишь изредка порфиоровидные. Структура их гипидиоморфнозернистая. В состав диоритов входят плагиоклаз (№ 30 на периферии и № 45 в центре), амфибол, биотит, авгит, кварц, калиевый полевой шпат и акцессории — апатит, сфен, ильменит, рутил, турмалин, силлиманит, магнетит и циркон.

Габбро в Нуратау в той или иной степени изменены при последующих процессах: автометаморфизме и контактом влиянии на них более молодых гранитоидных формаций. Альбитизация, актинолитизация и биотитизация, относимые к категории автометаморфических процессов, развиты в габброидах повсеместно, но незначительно. Продукты этих изменений составляют в сумме не более 10—15% общей массы породы. Контактный метаморфизм сводится к фельдшпатизации, окварцеванию, уралитизации, турмалинизации габбро, в результате которых они принимают состав и облик сначала габбро-диоритов, а затем диоритов.

В Тамдынских горах основные породы распространены довольно широко. Они образуют межформационную залежь, погружающуюся на запад и юго-запад под углом 30—65°. Более молодой возраст габбро устанавливается прорыванием его апофизами и дайками гипербазитов. Отмечается несколько разновидностей габброидов: габбро, габбро-диорит, кварцевое габбро. Они сопровождаются жильной фацией, представленной дайками габбро-порфиритов и габбро-диабазов. Все разновидности габброидов характеризуются постепенными взаимопереходами. Составляют они из плагиоклазов (лабрадор, битовнит) — 50—60%, уралитизированного пироксена — 22—23%, кварца — 2—3%, рудных минералов, ильменита — 4—7%, апатита 2—4%. Структура пород — габбровая, офитовая, реже пойкилитовая.

Габбро-порфириты в виде штоковидных тел выходят у колодца Зокудук среди осадочно-вулканогенной толщи (S<sub>2</sub>—D<sub>1</sub>). Структура пород порфировая. Составляют они из андезин-лабрадора, уралитизированного диопсида в фенокристаллах и основной массы, замещенной хлоритом и карбонатом.

Габбро-диабазы встречаются в виде дайкообразных тел в северо-западной и юго-восточной частях полосы гипербазитов. Они состоят из хлоритизированных и карбонатизированных плагиоклазов и игольчатых роговых обманок, отмечается хлоритизированный биотит и незначительное количество зерен кварца; структура — диабазовая.

Габбро обнаружено также в Ауминзатау. Им сложено штокообразной формы тело (28×50 м), несколько вытянутое в широтном направлении. Обнажается оно среди осадочно-метаморфических пород нижнего палеозоя у южной экзоконтактовой зоны Ауминзатауского интрузива. Состав габбро: плагиоклаз № 45 (50,5%), эгирин-авгит (2,2%), кварц (2,3%), энстатит-авгит (2,2%), биотит (0,7%), карбонат (2,2%) и акцессории — апатит, ильменит, магнетит, ортит, сфен (2,3%). Структура породы габбровая.

В распределении гипербазитов и базитов Узбекистана намечается определенная закономерность. Главной особенностью является приуроченность их к зонам глубинных разломов. Это определило размещение основных и ультраосновных пород в виде прерывистых поясов, аналогичных по происхождению и характеру с офиолитовыми или габбро-перидотитовыми поясами Урала. Однако размеры этих поясов во много раз меньше уральских.

Базиты и гипербазиты Узбекистана, как правило, интенсивно метаморфизованы, при этом предполагается, что изменение их является следствием влияния более молодых гранитоидных интрузий. Это влияние сказывается в образовании скарнов на контакте основных пород с известняками, а также вермикулитов. С влиянием гранитоидов на гипербазиты связывается и образование тальковых месторождений подобных уральским, широко развитых в Султануиздаге, а также проявления хризотил-асбеста (Тамды и др.).

Рудоносность базитов и гипербазитов еще слабо изучена. В настоящее время известны тесно связанные с этими породами хромовая, никелево-сульфидная и асбестовая минерализации.

#### *Габброидный ряд формаций*

Этот ряд формаций объединяет пироксенит-габбро-сиенитовую и габбро-норитовую формации, приуроченные к Зирабулак-Кульджуктауской зоне глубинного разлома (Хамрабаев и др., 1964). В отличие от предыдущего ряда формаций он не имеет пространственной связи с гипербазитами и по петрохимическим свойствам может быть отнесен к производным габбровой магмы.

### *Пироксенит-габбро-сиенитовая формация*

Формация еще недостаточно хорошо изучена. Она установлена пока только в Султануиздаге. Выделяются три группы пород — пироксениты, габбро и сиениты, находящиеся между собой в интрузивных взаимоотношениях.

**Группа пироксенитов.** Породами группы сложен Тебинбулакский интрузив, площадью  $2 \times 4$  км, расположенный в северо-западной части хр. Султануиздаг. Согласно Я. С. Висьневскому (1940 г.) он является одним из редких массивов с отчетливо выраженным зональным строением, возникшим вследствие кристаллизационной дифференциации.

Массив представляет собой, по-видимому, лополитообразное тело, расположенное в ядре синклинали складки с крутым западным и более пологим восточным контактами. В его лежащем боку развиты мономинеральные светло-зеленые пироксениты с линзами перидотитов (мощностью до 20—25 м) частично серпентинизированных. Среди пироксенитов выделяются разности, интенсивно обогащенные вермикулитом. В восточной части Султануиздага они сменяются черными пироксенитами и горнблендитами с постепенными переходами друг в друга, которые слагают до 80% площади выхода всего массива. Среди них встречены сегрегационные выделения титаномагнетитовых руд, имеющих линзообразную форму тел.

Перидотиты Тебинбулака черные плотные породы, состоящие из оливина, замещающегося идингситом и хризотилом, моноклинного пироксена, роговой обманки и рудного минерала (титаномагнетит). Иногда присутствуют единичные чешуйки флогопита. Среди наиболее широко распространенных пироксенитов и горнблендитов отмечаются все взаимопереходы одной мономинеральной породы в другую.

**Группа габбро.** Породы этой группы занимают в Тебинбулакском массиве не более 20% его площади в виде штокообразных и дайкообразных тел в центральной части и вдоль восточного контакта интрузива. Главную массу пород группы составляют роговообманковые габбро с различными количественными соотношениями главных породообразующих минералов. В небольшом количестве среди них отмечаются близкие к диоритам и кварцевым диоритам породы.

Габбро представляет собой темно-серую или серую среднезернистую породу массивной текстуры с отчетливой габбровой структурой. Главными составными частями его являются плагиоклаз и амфибол, в очень малых количествах присутствуют пироксен, кварц, калиевый полевой шпат и акцессорные — сфен, апатит, титаномагнетит.

Плагиоклаз в габброидах обычно преобладает. Он выделяется в виде таблитчатых или изометричных зерен размером до 1 мм, почти всегда нацело сосюритизированных или эпидотизированных в центре и альбитизированных по периферии. Роговая обманка представлена двумя разновидностями. Наиболее ранняя (позднемагматическая), буровато-зеленая, образует довольно крупные (1—1,5 мм) идиоморфные кристаллы, по периферии которых развивается более поздняя роговая обманка, окрашенная в слабый зеленоватый цвет.

Пироксен относится к ряду диопсид-салита с железистостью (по Винчеллу) равной 43%. Обычно он представлен единичными бесцветными зернами и только в редких случаях составляет 6—7% общей массы пород. Изометричные кристаллы его часто замещаются амфиболами, как ранними, так и поздними.

Калиевый полевой шпат всегда свежий, иногда с тонкой микроклиновой решеткой и микропертитовыми прорастаниями. Выделяется в форме ксеноморфных и аллотриоморфных зерен, занимая участки меж-

ду плагиоклазами и роговой обманкой. Редко встречаются крупные (до 3 мм) зерна, включающие плагиоклаз и амфибол.

Кварц занимает интерстиции ранее выделившихся минералов в виде угловатых форм. Рудные минералы представлены ксеноморфными зернами титаномагнетита (до 102 г/т) и ильменита (30 г/т).

Сфен присутствует в виде клиновидных кристаллов размером до 0,5 мм, равномерно рассеянных в породе. Чаще ассоциирует с роговой обманкой. Апатит образует столбчатые кристаллики, включенные в плагиоклазы и амфибол.

Диоритовая и кварц-диоритовая разности этой группы пород имеют постепенные переходы в габбро. Окраска их зеленовато-серая, текстура массивная, структура гипидиоморфнозернистая. Состоят из плагиоклаза (63,1%), микроклина (13,5%), кварца (7,1%), биотита (2,8%), сфена (0,8), рудного минерала (0,3%), хлорита (10,9%), эпидота (1,5%) и единичных кристаллов ортита и апатита.

**Группа сиенита.** В Тебинбулакском интрузиве породы группы образуют дайки, развитые в южной и юго-восточной его частях. Они отчетливо пересекают как пироксениты, так и габброиды и не относятся к жильным производным на том основании, что аналогичные по составу и структуре породы слагают Джамансайский массив, расположенный в 8 км к юго-востоку от Тебинбулакского.

Среди пород этой группы по количественным соотношениям породообразующих минералов и структурным особенностям кроме сиенитов выделяются сиенито-диориты, лейкократовые сиенито-диориты, монцониты и кварцевые монцониты. Общим для них является некоторая трахитоидность, которая наиболее четко выражена в породах Джамансайского массива.

Светло-розовые или зеленовато-розовые среднезернистые массивные породы с призматически-зернистой структурой состоят из нацело сосюритизированного плагиоклаза, микроклина, амфибола, лепидомелана, кварца, сфена, титаномагнетита.

### *Габбро-норитовая формация*

Породы формации на описываемой территории достоверно известны только в горах Кульджуктау, где ими сложен Бельтауский и Шайдарзский интрузивы.

Благодаря наличию графитового месторождения Тасказган, генетически связанного с габбро-норитами Бельтау, массив явился предметом изучения многих исследователей: И. М. Евфименко, О. М. Шиллера, М. Ш. Шарафиева, Л. Б. Когана, Я. С. Висьневского, И. Х. Хамрабаева, В. В. Баранова, К. М. Кромской, Г. Г. Лихойдова.

Бельтауский массив расположен в западной части гор; он прорывает силурийские известняки и частично девонские доломиты. По данным Л. Б. Когана, В. В. Баранова, К. М. Кромской, интрузив представляет собой сложное межпластовое тело, напоминающее лополит. Его слагают породы двух магматических циклов: ранневарисского ( $C_{1-2}$ ) и поздневарисского ( $C_3-R_1?$ ). С первым циклом связано образование габброидов (до 95% площади интрузива), со вторым — гранитоидов. Кроме габбро, слагающих большую часть массива, установлены титан-авгитовое габбро, габбро-нориты и нориты, кварцевое габбро, роговообманковое габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, оливинное габбро, перидотиты и пироксениты.

Габбро обычно крупно- и среднезернистая порода с полосчатой текстурой, габбро-офитовой, офитовой и реже габбровой структурой. Состав его следующий: пироксен (авгит) до 45%, плагиоклаз (№ 40—



56) до 44—50%, в незначительных количествах роговая обманка, биотит, хлорит, графит, пренит, кальцит, серпентин, апатит, циркон, ильменит, сфен и гранат.

Габбро-нориты и нориты макроскопически не отличаются от габбро; распространены преимущественно в приконтактных частях. Отличаются от габбро наличием ромбического пироксена (гиперстена), иногда до 50%. Кроме того, в них присутствует авгит (14%) роговая обманка (28—30%), биотит (0,5—1%).

Самая меланократовая разновидность габброидов — титан-авгитовое габбро — встречается главным образом в центральной части массива. Состоит из преобладающего титан-авгита и подчиненного количества анортита (№ 20—97). Роговообманковое и кварц-роговообманковое габбро развиты в приконтактных частях северной, северо-западной частях массива и от обычного габбро отличаются высоким содержанием роговой обманки (до 21—36%) и кварца (до 4,6%).

В приконтактных частях и вокруг ксенолитов известняков распространены габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты. Оливиносодержащие разновидности наблюдаются преимущественно в юго-западной и северо-западной частях массива в виде линзообразных тел различных размеров. Оливиновое габбро с содержанием 5—10% оливина развито весьма ограниченно и выделяется шаровидной отдельностью.

С Бельтауским массивом тесно связаны единичные дайки микрогаббро-диабазов и диоритовых порфиритов.

Постмагматические изменения габброидов Бельтауского интрузива выразились в образовании скарнов и мощных зон графитизации на контакте с известняками. Скарны волластонит-пироксеновые, гранат-пироксеновые и волластонит-гранат-пироксеновые со сфеном. Зоны графитизации, приуроченные как к скарнам, так и к эндоконтактным частям интрузива, окаймляют его почти сплошным кольцом. По Х. М. Абдуллаеву, И. Х. Хамрабаеву и М. Ш. Шарафиеву (1953), габброиды и контактирующие с ними известняки явились лишь средой для отложений графита, а сама постмагматическая графитизация связана с внедрением кислой магмы.

Габброиды Шайдаразского интрузива развиты преимущественно в его северной и северо-западной частях вдоль контакта с известняками. Это дало возможность А. Ф. Свириденко считать их возникшими за счет ассимиляции кислой магмы известняками, тем более, что среди гранитоидных массивов Кульджуктау образования габбро в эндоконтактах с известняками нередкое явление. Однако И. Х. Хамрабаев (1958), В. В. Баранов и Г. Г. Лихойдов отождествляют габбро Шайдаразского интрузива с габбро Бельтауского массива.

Состав габбро Шайдаразского интрузива следующий: плагиоклаз андезин или лабрадор (№ 45—50), уралитовая роговая обманка, замещающая моноклинные пироксены, биотит, замещающийся рудным минералом и графитом, графит и кварц; много акцессорного ильменита. Структура габбровая. По мере увеличения содержания кварца и похлещения плагиоклаза порода постепенно переходит в габбро-диориты и диориты.

Возможно к этой формации следует отнести массивы, включенные Э. В. Поярковой (1969 г.) в габбро-норитовый ряд габбро-перидотитового комплекса Южной Ферганы. По ее данным, этот ряд отличается постоянством минерального состава пород при широком пределе их количественных колебаний. Главными составляющими являются плагиоклаз № 70—80 (47—74%), диаллаг-диопсид (16—45%) и ромбический пироксен (29—4%), нацело замещенный баститом. Спорадически встречается кварц, крайне редки скелетные кристаллы ильменита. По плагио-

клазам широко развиты соссюрит и пренит. Структура габбро-норитов пойкилоофитовая.

В Кульджуктау с габбро-норитами Бельтауского интрузива генетически связано графитовое месторождение.

#### Верхнекаменноугольный — нижнепермский интрузивный комплекс (поздний этап)

В Западном Узбекистане очень широко распространены гранитоиды, которые и определяет основной петрологический и металлогенический облик этого обширного региона. Они и связанные с ними полезные ископаемые изучались многими исследователями. В познание общих закономерностей развития и размещения гранитоидных пород и связанных с ними рудных формаций большой вклад внесли Х. М. Абдуллаев, И. Х. Хамрабаев, И. М. Исамухамедов, П. Д. Купченко, Н. Д. Ушаков.

В результате многолетних работ, научных дискуссий и споров выработалось общее представление о характере, масштабах и времени проявления магматических процессов этого региона. В частности, выработана схема магматических процессов гранитоидного цикла магматизма, который проявился в четырех<sup>1</sup> последовательных фазах в конце позднего карбона и в начале перми.

Возраст пород комплекса И. Х. Хамрабаевым (1957, 1958) на основании прорывания ими отложений московского яруса и вероятного перекрытия континентальными отложениями верхнего карбона — нижней перми, считался верхнекарбовым. Полученные в последнее время данные определений абсолютного возраста пород из нескольких массивов гранитоидов 260—270 млн. лет (Хамрабаев и др., 1963) свидетельствуют о вероятном раннепермском возрасте пород гранитоидного комплекса.

Гранитоиды слагают многочисленные массивы, внедрившиеся, как правило, в сводовые части антиклинальных (крупных и более мелких) складок. Наиболее распространены они в Нуратау, где образуют десять наиболее крупных массивов и около десяти мелких, являющихся апофизами первых. На современном эрозионном срезе площадь Актауского интрузива 255 км<sup>2</sup>, Темиркобукского 202 км<sup>2</sup>, Устукского 197 км<sup>2</sup>, Кошрабатского 185 км<sup>2</sup>, Зайкарнарского 174 км<sup>2</sup>, Каратауского 165 км<sup>2</sup>, Койташского 47 км<sup>2</sup>, Акчопского 35 км<sup>2</sup>, Мадаватского 30 км<sup>2</sup>, Синтабского 18 км<sup>2</sup>. По представлениям И. М. Исамухамедова (1955) все интрузивы являются куполами единого Нуратинского батолита с общей площадью около 1400 км<sup>2</sup>.

В Тамдынских горах гранитоиды слагают удлиненной формы интрузивное тело (3×9 км) и несколько штоков, расположенных юго-восточнее колодца Джаман-Кынгыр.

В Ауминзатау, Алтынтау и Букантау имеется по одному крупному гранитоидному массиву (площади соответственно 65, 150 и 120 км<sup>2</sup>) и большое число мелких, являющихся, по-видимому, их апофизами.

В западной части Зеравшанского хребта, в горах Чакул-Калян, гранитоидами сложены следующие массивы: Чинарсайский (Джайлауский) площадью 36—38 км<sup>2</sup>, Акбайджуанский — 40 км<sup>2</sup>, Чештепинский — 3 км<sup>2</sup>, Сарыдукенский, Камангаранский, Зинакский — площадью около 1—1,5 км<sup>2</sup> каждый. В горах Захрат имеется Султан-Сукарский массив площадью 50 км<sup>2</sup>.

В отрогах Зеравшанского хребта, в горах Каратюбе, размещен одноименный массив, так называемый Каратюбинский плутон, обнажаю-

<sup>1</sup> А. А. Кустарникова считает, что гранитоидный ряд формаций сформировался в результате трех фаз интрузивной деятельности, которым соответствуют формации диоритов, гранодиоритов и гранитов.

щийся на площади 1200 км<sup>2</sup>. Он является самым крупным среди известных гранитоидных массивов Западного Узбекистана. Здесь же размещены еще три его сателита: Аксайский (площадью около 25 км<sup>2</sup>), Сарыкульский (около 20 км<sup>2</sup>) и Лолабулакский (около 30 км<sup>2</sup>) массивы.

В Зирабулак-Зиаэтдинских горах насчитывается около 20 интрузивных тел, занимающих не менее 20% всей современной площади развития палеозойских отложений. Наибольшее количество их расположено в Зирабулакских горах, где самый крупный — Центральный — pluton имеет площадь выхода 225 км<sup>2</sup>. Интрузивы Тымский, Кетменчинский, Чиракджуриинский, Карнабский имеют площадь до 40 км<sup>2</sup> каждый, остальные — еще меньше. В Зиаэтдинских горах интрузивы Акмазарский и Кошкунурский по площади выхода не превышают 40 км<sup>2</sup>, а более мелкие Гунджакский, Майзакский и Каратагский — не более 20 км<sup>2</sup>. Кроме того, в гряде Киттармай на севере Зиаэтдинских гор имеются довольно многочисленные мелкие дайковые и штокообразные тела гранодиорит-порфиров.

В южном Кызылкуме гранитоиды Кульджуктау слагают шесть самостоятельных интрузивов и ряд мелких штоков общей площадью около 65 км<sup>2</sup>. Среди них самые крупные Тозбулакский (около 30 км<sup>2</sup>), Актостинский (9 км<sup>2</sup>), Шайдаразский (8 км<sup>2</sup>), Таушанский (9 км<sup>2</sup>), Западный Кынгырский шток (3,5 км<sup>2</sup>), Восточный Кынгырский шток (5,5 км<sup>2</sup>). Среди мелких следует назвать шток лейкократовых мусковитизированных гранитов Аяк-Гужумды (800×450 м).

В Султануиздаге гранитоидами сложены Актауский, Дарбазатауский (по-видимому, являющийся апикальной частью первого) и Кубатауский интрузивы.

По общепринятой схеме магматизма в первую фазу внедрились кварцевые диориты и диориты, во вторую — порфировидные биотитовые и реже биотит-роговообманковые гранодиориты, в третью массивные биотитовые и двуслюдяные граниты и в четвертую лейкократовые граниты и аляскиты.

Каждый конкретный интрузив региона обычно сложен одной, двумя, а иногда и тремя формациями гранитоидов.

В возрастном отношении описываемый комплекс является самым молодым: гранитоиды прорывают все другие магматические комплексы и палеозойские осадочные породы, за исключением отложений верхнего карбона — перми.

### *Диоритовая формация*

Породы этой формации занимают значительные участки в сложных массивах, образуя в них самостоятельные тела. Наиболее распространена формация в Нуратинском хребте (Туркестано-Алайская зона). Так, в Актау описываемые породы занимают площадь около 90 км<sup>2</sup>. Они наблюдаются по периферии интрузива биотитовых гранитов, в виде непрерывной полосы шириной от нескольких сотен метров до 3 км. Кроме этой главной интрузии кварцевые диориты в Актауских горах встречаются в виде мелких дайкообразных тел, залегающих во вмещающих интрузив известняках и сланцах.

В районе Темиркобукского интрузива кварцевые диориты образуют семь отдельных тел (от 0,5 до 22 км<sup>2</sup>) общей площадью 52 км<sup>2</sup>. В северо-восточной части Нуратинского массива они слагают площадь около 15 км<sup>2</sup>.

В отличие от других интрузивов Нуратинского хребта Кошрабатский массив сложен сиенито-диоритами, которые образуют в средней части интрузива до 20 разобщенных глыб и ксенолитов общей пло-

щадью 20 км<sup>2</sup>. По данным П. Д. Купченко (1958), они сложены пироксен-роговообманковыми и роговообманковыми сиенито-диоритами, которые по направлению к контакту с прорывающими их гранодиоритами постепенно переходят в кварцевые сиениты. Структура пород порфиоровидная с гипидиоморфнозернистой основной массой, состоящей из основного олигоклаза, микроклина, обыкновенной роговой обманки, моноклинного пироксена и акцессорных минералов (апатита, ильменита, магнетита, реже циркона и магнетита).

В горах Букантау и Тамдытау кварцевых диоритов значительно меньше. Они образуют мелкие (десятки и первые сотни квадратных метров) штокообразные тела и дайки гипабиссального облика. Принадлежность их к этой серии устанавливается нередко совершенно условно.

В составе описываемых пород участвуют плагиоклаз (лабрадор в ядре, в периферии — кислый андезин), биотит амфибол, кварц, микроклин и акцессорные апатит, сфен, ильменит, редко магнетит. Количественные соотношения минералов меняются в связи с наличием в интрузивах зональности, обусловленной различной степенью ассимиляции гранитоидной магмой ксенолитов вмещающих пород. В апикальных и эндоконтактных частях интрузива развиты наиболее основные разности — габбро, габбро-диориты, которые книзу постепенно переходят в диориты, кварцевые диориты и даже гранодиориты. Структура пород обычно гипидиоморфнозернистая, нередко порфиоровидная. В диоритах и кварцевых диоритах ясно выражена параллельная текстура, которая в более кислых разностях становится менее отчетливой или отсутствует. Ориентировка ее полностью совпадает с параллельной текстурой окружающих сланцев и их ксенолитов, содержащихся в интрузивах. Она обычно параллельна вытянутости ксенолитов, а также плоскости контакта интрузивных тел со сланцами.

Породы этой формации имеют жильную фацию, представленную дайками микродиоритов, диорит-порфиритов и лампрофиров, которые секют кварцевые диориты, но сами прорываются гранодиоритами последней фазы внедрения.

В Каратюбе (Зеравшано-Алайская зона) кварцевыми диоритами сложены небольшие штокообразные тела, рвущие метаморфические породы в восточной части главного Каратюбинского плутона (перевалы Тахта-Карача, Аман-Кутан) или образующих ксенолиты среди гранитоидов (центральная часть плутона).

Состав их очень непостоянен и зависит главным образом от контактирующих с ними вмещающих пород. При наличии в эндоконтакте известняков они приобретают состав габбро-диоритов или кварц-биотитовых габбро; массивы же прорывающие алюмосиликатные породы, как правило, представлены диоритами и кварцевыми диоритами. В составе этих пород почти всегда биотит преобладает над амфиболом, а в габбро отмечается пироксен. Состав и содержание плагиоклаза также меняются — от 23% андезина (№ 30) в кварцевых диоритах до 63% лабрадора (№ 45) в габбро. Кроме того, в различных количествах присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, сфен, апатит, циркон, магнетит, ильменит, рутил, графит.

В Зирабулакских горах породы формации описаны И. Х. Хамрабаевым (1958). Они представлены ксенолитами (размером до 50 м<sup>2</sup>) в северо-восточной части Центрального Зирабулакского плутона и мелкими массивами в его северо-восточном экзоконтакте. Состав этих пород также весьма непостоянен, вследствие чего среди них выделяются габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, монцониты и гранодиориты. Наиболее распространенные из них диориты состоят из андезина (50—60%), микроклина (15—20%), кварца (1—3%), биотита (20—

25%), роговой обманки (0—8%) и акцессорных (до 4%) апатита, сфена, лейкоксена, ортита (иногда до 1%).

К жильной фации диоритов Зирабулакских гор относятся довольно широко развитые дайки диоритовых порфиров, микродиоритов и лампрофиров.

Породы, слагающие массив, разнообразны по составу, в северо-восточной части они переходят в габбро, где массив контактирует с известняками и в кварцевые диориты — в центральной и юго-западной частях на контакте с песчаниками и сланцами. Наиболее распространены диориты с гипидиоморфнозернистой структурой состоят из плагиоклаза — до 70% и зеленой роговой обманки до 25—30%. В незначительном количестве содержится биотит, калиевый полевой шпат и кварц. Среди акцессорных наблюдаются апатит, сфен и графит, который иногда становится породообразующим минералом.

Кварцевые диориты Султануиздага слагают маломощные межпластовые тела и дайки, локализующиеся в основном на юге центральной части гор. Они состоят из андезина, биотита и кварца, примесями являются апатит и сфен. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

### *Гранодиоритовая формация*

Гранодиориты занимают главенствующее положение среди гранитоидов Западного Узбекистана. Без преувеличения можно сказать, что это гранодиоритовая провинция. Характерным признаком почти всех гранодиоритов является их порфировидное строение, преобладание в цветной составной части биотита над амфиболом и высокая ассимиляционная способность кислой магмы при внедрении, вследствие которой повсеместно развиты краевые фации, представленные целой гаммой пород повышенной основности: плагиогранодиориты, кварцевые диориты, диориты до габбро-диоритов и кварцевого габбро.

Нижний возрастной предел описываемых пород определяется нахождением ксенолитов кварцевых диоритов в гранодиоритах. Сами гранодиориты прорваны гранитами следующей фазы магматизма. Породы характеризуются различными структурно-текстурными и количественно-минералогическими особенностями, обусловленными различиями в объеме внедрявшейся магмы, глубиной становления интрузива, тектоническими условиями, составом вмещающей среды и т. п.

Гранодиориты слагают большую часть Кошрабатского, Тамдынского, Букантауского, Ауминзатауского, Каратюбинского и других массивов описываемого региона.

Они имеют крупнозернистое (в Алтынтау), среднезернистое или порфировидное сложение, гранитовую структуру и состоят из андезина (40—50%), калиевого полевого шпата (15—20%), кварца (20—25%), биотита (5—10%) и обыкновенной роговой обманки (10—15%). Акцессорными минералами являются апатит, сфен, циркон, ортит, ильменит, флюорит, галенит.

Слюдяные разности гранодиоритов преобладают, тогда как биотит-амфиболовые встречаются в апикальных частях массивов и вблизи окружающих пород. Однако если последние представлены известняками, то по направлению к ним порода становится более лейкократовой, вплоть до полного исчезновения амфибола; одновременно с этим в ней увеличивается количество примесей (особенно сфена и апатита) и структура ее уже более близка к панидиоморфнозернистой.

В горах Чакыл-Қалян гранодиоритами сложены небольшие массивы — Чинарсайский, Чештепинский, Сарыдукенский, Камангаранский и ряд мелких выходов по Гузсаю и Тиллягульсаю. По минеральному

и химическому составу, по идентичности элементов-примесей и структурно-текстурным особенностям эти породы из разрозненных выходов весьма сходны. Типичные гранодиориты состоят из олигоклаз-андезина (26—40%), микроклин-пертита (22—36%), кварца (13—28%), биотита (0—9%), роговой обманки (0,5—20%). Акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон, реже ортит, рутил. Структура пород порфиroidная с гипидиоморфнозернистой основной массой.

Гранодиориты Каратюбе занимают преимущественно периферические части большинства массивов. Кроме того, ими полностью сложен Аксайский интрузив на северном склоне гор Каратюбе. Также широко развиты гранодиориты и в Зирабулак-Зиаэтдинских горах, где почти все массивы сложены этими породами. Среди гранодиоритов Каратюбе и Зирабулак-Зиаэтдинских гор выделяются две структурно-текстурные разновидности: крупнозернистые порфиroidные и гнейсированные очковые, минеральный и химический состав которых совершенно идентичен. Вкрапленники их представлены порфиробластами микроклина и реже плагиоклаза (олигоклаз, олигоклаз-андезин) размером до 1—3 см, основная масса — плагиоклазом аналогичного состава (30—50%), микроклином (15—30%), кварцем (18—30%), биотитом (8—15%), роговой обманкой (преимущественно в Каратюбе), сфеном, апатитом, ортитом, цирконом, ильменитом.

К формации гранодиоритов относятся порфиroidные породы гряды Китгармай (Зиаэтдинские горы), аналогичные фациям малых глубин гранодиоритов Нуратау. Они сложены преимущественно гранодиорит-порфирами с крупными выделениями плагиоклаза, биотита и реже кварца.

В Кульджуктау гранодиоритами сложены два небольших штока. Один из них прорывает габбро и диориты Шайдаразского интрузива, другой расположен в восточной части обособленной гряды Кынгыртау и получил название Восточного Кынгырского штока. Кроме того, к этой формации относятся небольшие тела гранодиоритов, адамеллитов, в северо-западной части Бельтауского интрузива. Гранодиориты Кульджуктау также обладают порфиroidной структурой и по составу аналогичны зирабулакским и каратюбинским.

Более широко, чем в Кульджуктау, распространены гранодиориты в Султануиздаге. Здесь ими полностью сложены Актауский интрузив и небольшой Дарбазинский массив. Характерной их особенностью является равномернозернистое строение с неотчетливо выраженной порфиroidной структурой и повышенная роль плагиоклаза, который, как правило, резко преобладает над микроклином и иногда становится единственным из полевых шпатов. В последнем случае порода приобретает состав плагиогранодиоритов, которые встречаются в Актау.

С гранодиоритами тесно связаны жильные фации: гранодиорит-порфиры, лампрофиры, микрограниты, аплиты и реже пегматиты.

Постмагматические изменения гранодиоритов выражаются в образовании скарнов (часто шеелитоносных) на контакте их с известняками.

### *Гранитовая формация*

В эту формацию входят глубинные и жильные породы. Первые представлены биотитовыми гранитами, слагающими центральные и наиболее пониженные части интрузивов. По направлению к эндоконтактам, а также к апикальным частям их они постепенно переходят в адамеллиты и гранодиориты.

Граниты наиболее распространены в Нуратау, где они занимают площадь около 1035 км<sup>2</sup>. Ими сложены Темиркобукский, Актауский,

Заркайнарский, Устукский, Сентабский и другие массивы. Кроме того, в районе сая Ухум эта формация слагает ряд мелких штокоподобных выходов (диаметром 30—60 м) или даек (мощностью до 9 м) северо-западного и широтного простирания с крутым падением на юго-запад. И. Х. Хамрабаевым (1958) они рассматриваются как гипабиссальная или субвулканическая фация, сложенная породами колеблющегося состава от гранит-порфиоров и гранофиоров до гранодиорит-порфиоров. Исходя из ряда фактов (слабое проявление в них процессов ассимиляции, малая мощность покрывавших их толщ, структурных особенностей и количества кристаллизационной воды), предполагается, что они кристаллизовались на глубине порядка 500—600 м.

Биотитовые граниты являются главным типом пород этой формации. Они состоят из микроклин-микропертита (30%), олигоклаза (20%), кварца (35—40%) и биотита (5—10%). Акцессорные минералы — апатит, сфен, гранат, циркон, монацит, ксенотим и др. Структура пород гипидиоморфнозернистая, ближе к апикальным частям массивов — порфириовидная.

Контакт этой формации с вмещающими осадочно-метаморфическими толщами обычно резкий и сложный; широкая зона эндоконтактных разностей биотитовых гранитов содержит многочисленные глыбы и ксенолиты боковых пород, количество которых постепенно уменьшается к центру интрузивов. В этом же направлении уменьшается основность пород в связи с понижением степени контаминации магмы (Исамухамедов, 1955). В гибридных разновидностях обычно параллельная текстура, которая полностью совпадает с вытянутостью сланцевых ксенолитов и в конечном счете с элементами залегания вмещающих толщ.

В горах Чакыл-Калян и Хазрат (Зеравшано-Алайская зона) к формации гранитов М. С. Кучукова и Л. Д. Смородинова относят порфириовидные биотитовые граниты — гранодиориты Акбайджуманского и Султан-Сукарского интрузивов, среднезернистые биотитовые граниты Зинакского массива.

В Каратюбе гранитами сложена центральная часть главного плутона и отдельные его сателлиты (Сарыкульский и др.). Среди них выделяются массивные и гнейсированные разности, переход между которыми постепенный. Порфириовидность отмечается только вблизи контактов с более древними образованиями. По составу они делятся на биотитовые и мусковитизированные (двуслюдяные и мусковитовые) граниты. Таким образом, каратюбинские граниты являются промежуточными между чакылкалянскими и сукарскими на востоке и Зирабулак-Зиаэтдинскими — на западе. В Зирабулак-Зиаэтдинских горах описываемыми породами сложена южная часть Кетменчинского интрузива, часть Тымского и небольшие тела в Акмаарском и Гундажакском массивах. Здесь они исключительно двуслюдяные или мусковитовые с массивной текстурой, как правило, слабо гнейсированы. Следовательно, каратюбинские граниты включают элементы порфириовидной структуры, присущей гранитам, размещенным восточнее, но имеющим биотитовый состав. С зирабулакскими их связывает наличие мусковита и отсутствие порфириовидной структуры. В минеральном составе рассматриваемых гранитов отмечается преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом (олигоклаз, альбит-олигоклаз), а в мусковитизированных разностях — мусковита над биотитом.

В Кульджуктау мусковитизированными разностями гранитов сложены Тозбулакский, Актостинский, Таушанский интрузивы и Западный Кынгырский шток.

В отличие от зирабулакских, в гранитах Кульджуктау темноцветные минералы представлены биотитом с микроскопическими замещениями мусковитом, в то время как в первых мусковит образует крупные чешуйки, обычно превышающие по размерам реликты биотита. Кроме того, для многих гранитов Кульджуктау весьма характерна постмагматическая графитизация (Таушанский интрузив) и наличие участков щелочного метасоматоза с образованием эгирин- и нефелин-содержащих пород (Тозбулакский интрузив). Подобное явление имеет место в Султануиздаге, что помимо других критериев (развитие основных пород) сближает Кульджуктау с Султануиздагом.

Гранитами в Султануиздаге сложен массив Кубатау, расположенный на левом берегу Амударьи. Это среднезернистые мясо-красные породы с участками пегматоидного и гнейсированного облика.

С формацией гранитов тесно связаны многочисленные дайки аплитов и пегматитов, иногда лампрофиры и порфириды.

К лейкократовым гранитам и аляскитам относятся небольшие (до 1,5 км<sup>2</sup>) штокообразные, дайкообразные, иногда пластовые и лакколитообразные тела, размещенные главным образом в зонах контактов гранитоидов с вмещающими породами или вдоль разломов. Лейкократовые граниты в общем занимают не более 5% от общего объема гранитоидов. Они встречаются во многих массивах рассматриваемого района — Темиркубукском, Актауском, Алтынтауском, Каратюбинском, Зирабулакском и др.

Специальными исследованиями лейкократовых гранитов, проведенными А. Ф. Свириденко (1961 г.), установлено, что среди них выделяются две генетические разновидности: интрузивные — образования заключительной фазы позднекарбонového магматизма, и метасоматические, возникшие вследствие метасоматического преобразования (альбитизации, микроклинизации, выщелачивания, окварцевания) более древних гранитоидов.

Интрузивные, или фазовые, лейкократовые граниты имеют свою жильную фацию (аплиты и пегматиты) и постмагматические образования (скарны), хотя и не образуют таких крупных массивов как гранодиориты или граниты. Лейкократовые граниты — это обычно средне-до мелкозернистого сложения породы, часто аплитовидного облика и с пегматовидными, грубозернистыми участками. Среди структур выделяются микрогранитовая, паналлотриоморфная, иногда порфировая и очень часто микропегматитовая.

В породе отмечается неравномерное распределение биотита: участки с содержанием его до 3% чередуются с участками почти лишенными его, что создает неотчетливо выраженную такситовую текстуру. Существенной частью рассматриваемых пород являются щелочные полевые шпаты (микроклин и альбит или альбит-олигоклаз) и кварц. Темноцветные представлены биотитом и мусковитом; иногда они являются акцессорными. Относительное содержание породообразующих минералов колеблется в довольно широких пределах, в связи с чем среди этих пород выделяются разновидности: лейкократовые граниты с примерно одинаковым количеством кварца, плагиоклаза (до 48%) и пониженным микроклина (12%), аляскиты (микроклин 43%, плагиоклаз 24%, кварц 30%, биотит и мусковит 2%) и др. Среди акцессорных минералов встречаются циркон, апатит, гранат, рутил, касситерит, шеелит, турмалин, берилл, ильменорутит, колумбит, реже флюорит.

Метасоматические лейкократовые граниты развиты преимущественно в эндоконтактах Зирабулакского плутона, в Актауском и Койташском интрузивах (Нуратау) и возможно в Каратюбе. По морфологическим особенностям они делятся на пластовые и дайкообразные и



образуются в куполах интрузивов или их апофизах и дайках. Они характеризуются наличием ряда метасоматических зон (хлоритизация, коррозия биотита, микроклинизация, окварцевание), такситовым сложением, псевдографическими структурами, своеобразным кварц-плагиоклазовым составом и коррозией кварцем как темноцветных, так и сапфировых минералов.

Кроме указанных выше аплитов и пегматитов, являющихся жильными производными формации лейкократовых гранитов и аляскитов, в Тамдынских горах имеются дайки диабазовых порфиритов, которые секут самые молодые гранитоиды. В Северо-Нуратинском хребте и Зирабулак-Зиаэтинских горах установлены послеалаяскитовые дайки щелочных лампрофиров (мончикиты) и близкого к ним состава. Этот факт указывает на наличие основных и щелочных образований молодого возраста, которыми завершается интрузивная деятельность на территории Западного Узбекистана.

#### Пермский (?) вулканогенный комплекс (конечный этап)

Этот комплекс выделяется на территории Западного Узбекистана впервые и с некоторой долей условности по данным буровых скважин, вскрывших туфопесчаники, туфоконгломераты и брекчии. По данным Х. Узакова, В. Н. Полякова, М. С. Родовильского (1968), туфопесчаники распространены на площадях Кызылрават и Карабаир. Они состоят из кварца, альбитизированного плагиоклаза, калиевого полевого шпата, разложенного биотита, редко эпидота и обломков пород, принадлежащих эффузивам среднего и основного состава, кремнистым и кремнисто-хлоритовым сланцам и интрузивным породам. Туфоконгломераты образуют мощную толщу в пределах Амударьинской ступени Бухаро-Хивинской тектонической области в районах Алатской и Фарабской структур. Они сложены гальками кварцевых порфиритов, порфиритов, спилитов, редко гранитов и перекристаллизованных туфов, сцементированных пелит-кварц-хлорит-серицитовой массой. Пермский (?) возраст этих пород определяется по галькам гранитоидов, отождествляемых с породами позднекаменноугольного-раннепермского комплекса, а также по аналогии с отложениями, развитыми в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (Исамухамедов, Купченко, Василевский, 1962).

Совсем недавно опорной скважиной в Хорезме в интервале глубин 2000—3000 м вскрыта пачка вулканогенных пород субщелочного состава. Среди них определены туфолава биотитового трахита, туфолава трахидацита, трахит и другие разновидности. Туфолава биотитового трахита имеет литокристаллокластическую структуру с криптокристаллической структурой основной массы. Состоит она из обломков минералов и пород, сцементированных плохо индивидуализированным вулканическим стеклом с показателем преломления ниже, чем у балъзама. Среди обломков минералов встречены альбитизированный содалит, плагиоклаз, ярко-бурый биотит, реже кварц, цеолит и рудный минерал. Обломки пород представлены трахибазальтовыми порфиритами и не поляризующим свет вулканическим стеклом. Трахибазальтовые порфириты состоят из лейст полевых шпатов и рудной пыли в основной массе и нацело замещенного тальком оливина и полевых шпатов — в виде фенокристаллов.

В трахите структура порфиристая и аллотриоморфнозернистая. В фенокристаллах ярко-бурый биотит, погруженный в раскристаллизованную полевошпатовую массу, обильно насыщенную рудным веществом. Кубической и октаэдрической формы минералы в основной

массе представлены либо содалитом, либо цеолитом. Показатель преломления основной массы ниже, чем у бальзама.

Туфолава трахидацита состоит из обломков кристаллов олигоклаза, альбита, биотита и рудного минерала. Обломки пород редки и соответствуют сферолитовым трахитам и вулканическому стеклу. Главная масса серицит-полевошпатовая. Структура литокристаллокластическая с микрокристаллической основной массой.

Подобные породы не известны среди ниже-среднепалеозойских образований, обнажающихся на дневной поверхности в Западном Узбекистане. Не обнаружены они и в более чем 100 скважинах, пробуренных в закрытой части складчатого фундамента Западного Узбекистана, Туркмении, Устюрта и Приаралья (Князев, Чарыгин, Шнип, 1961; А. А. Арипов и др., 1967 г.). Вместе с тем имеется указание П. Л. Низковского (1915 г.) о наличии кератофиров (трахитов) в окрестностях г. Красноводска. Химический состав упомянутых им пород весьма близок составу дацитовых порфиритов того же района, описанных Е. А. Худобиной (1961 г.) и отнесенных ею к заключительной фазе вулканической деятельности этого района.

Верхняя возрастная граница магматических пород в Туаркыре контролируется наличием галек почти всего магматического комплекса в пермских отложениях. Дацитовые порфириты по химическому составу близки туфолавам липарит-дацитового состава из скважин района Дарваза — Зиачли, для которых определен абсолютный возраст 255—275 млн. лет, т. е. пермский. В Южной Фергане по возрасту им соответствует формация щелочных и субщелочных пород, представленных сиенитами, монцонитами, шонкинитами, щелочными гранитами и другими разновидностями, образующими дайки, штоки и лакколитообразные тела (Э. В. Поляркова, 1969 г.).

#### Петрохимическая характеристика магматических пород Южного Тянь-Шаня

Характеристика петрохимических особенностей магматических пород описываемого региона затруднена из-за отсутствия достаточного количества химических анализов, характеризующих различные фации вулканитов. В дифференциационных рядах имеются анализы не по всем разновидностям пород, вследствие чего необычайно высок коэффициент погрешности при вычислении среднего состава. Отсутствуют химические анализы по наиболее древней (рифей-кембрийской) спилито-диабазовой формации.

Более молодая, андезит-липаритовая формация рифей-раннесилурийского вулканогенного комплекса представлена 18 анализами, большинство которых отображает химизм субвулканической фации, выраженной кварцевыми порфирами (табл. 51). Обращает на себя внимание широкий предел колебаний содержания кремнезема (от 8 до 77,34%). Однако в среднем составе кремнезема столько же, сколько его в среднем типе кварцевых порфиритов по Р. Дэли. Тожественны они и по содержанию анортитовой извести, тогда как кварцевые порфиры Западного Узбекистана несколько беднее щелочными алюмосиликатами, но более меланократовые. Из щелочей натрия несколько преобладает над калием, а в среднем типе кварцевых порфиритов по Р. Дэли — наоборот. Спектральными анализами в кварцевых порфирах обнаружены Mn, Ba, Ti, Zn, Sr, V, Cu, Be, Ni, Cr, Co. Содержание Mn, Ni, Be, Zn и Ba превышает кларковое от 2 до 4 раз, остальных — меньше кларкового<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Здесь и в дальнейшем среднее содержание отдельных химических элементов в главных типах пород (кларки) приводится по А. П. Виноградову (1962 г.).

Химический состав спилито-диабазовой формации силур-девонского вулканогенно-интрузивного комплекса характеризуется чрезвычайной изменчивостью почти всех окислов. Из-за крайне малого числа анализов по отдельным регионам невозможно определить причину таких больших их колебаний. Можно предполагать, что она в значительной степени зависит от характера и степени метаморфизма. Средний же состав этой формации более всего отождествим со средним типом диабазов по Р. Дэли, по сравнению с которыми спилиты и диабазы Западного Узбекистана более меланократовые.

По данным спектрального анализа в породах этой формации имеются Mn, Ba, Sr, V, Cr, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Be, Zr, Sc, Ga, Nb. Содержания их, как правило, меньше или близкое к кларковому. Исключение составляют цинк, никель и ниобий, количество которых превышает кларки в 5 раз.

Эти же элементы свойственны и для пород другой, андезито-альбитофировой, формации этого ряда. Однако здесь кроме цинка кларки превышают медь и золото. Содержание последних в некоторых разновидностях субвулканической фации достигает 0,03 з/т.

Андезито-альбитофировая формация ( $S_2-D_2$ ) представлена 19 химическими анализами, из которых не менее половины принадлежит породам субвулканической фации, менее развитой по сравнению с поверхностными фациями. Субвулканические образования этой формации не имеют аналогов среди поверхностных фаций, являясь наиболее кислыми дериватами этого ряда. Вследствие этого средний состав формации, вычисленный без учета объемных соотношений пород разного состава, не может учитываться при петрохимическом анализе. Поэтому характеристика химического состава формаций дается по анализам входящих в нее разновидностей пород.

Наиболее основные различия формации представлены спилитами и андезитовыми порфиритами, которые имеют очень изменчивые химические составы, колеблющиеся между составом ультраосновных пород, андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров. При этом соотношения окислов таковы, что не удается найти аналогов этим породам среди средних типов по Р. Дэли.

Химический состав субвулканической фации, представленной в основном альбитофирами, более стабилен. Однако ей также невозможно найти аналога среди средних типов по Р. Дэли, так как эти породы характеризуются аномально высоким (71—77%) содержанием кремнезема и резким преобладанием окисла натрия над окислом калия. Эта особенность делает их несопоставимыми с вулканитами кислого ряда. Вообще резкое преобладание натрия над калием свойственно всем разновидностям пород этой формации.

Группы перидотитов и габбро габбро-перидотитовой формации также входят в силур-девонский офиолитовый ряд формаций. Первая из них представлена 19 анализами, взятыми из четырех районов распространения гипербазитов. Все анализы характеризуются хорошей сходностью результатов, позволяющей по среднему составу отождествлять их с гарцбургитами по Р. Дэли (рис. 16).

Химический состав группы габбро менее представительен, так как анализы принадлежат исключительно габброидам Султануиздага. Они не плохо сопоставляются со средним типом габбро по Р. Дэли; отличаются от него в основном лишь повышенной меланократовостью.

Химические анализы габбро-плагиигранитовой формации совершенно недостаточно представляют, входящие в эту формацию группы пород габбро-диабазов, кварцевых диоритов и плагиигранитов. В общих чертах они сопоставляются с аналогичными средними составами

## Состав средних типов пород магматических форм

| Формация  | Средний тип породы                           | Количество анализов | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|---|--|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Андезито-липаритовая (O — S <sub>1</sub> )                          | Кварцевые порфиры                            | 18                  | 74,21            | 0,05             | 13,94                          | 0,72                           |
| Спилито-диабазовая (S <sub>1</sub> — D <sub>1</sub> )               | Спилиты и диабазовые порфиры                 | 12                  | 50,17            | 1,11             | 16,13                          | 4,84                           |
| Андезито-альбитофи-<br>ровая (S <sub>2</sub> — D <sub>2</sub> )     | Спилиты и андезитовые порфиры<br>Альбитофиры | 8                   | 54,48            | 0,61             | 16,92                          | 2,11                           |
|   |  | 11                  | 73,21            | 0,16             | 12,89                          | 1,27                           |
| Габбро-перидотитовая (D <sub>3</sub> ?)                             | Перидотиты<br>Габбро                         | 19                  | 39,56            | 0,15             | 1,95                           | 4,60                           |
|   |  | 7                   | 47,19            | 0,39             | 16,48                          | 2,29                           |
| Габбро-плагиогранитовая (D <sub>3</sub> ?)                          | Габбро<br>Диорит<br>Плагиогранит             | 2                   | 48,29            | 0,20             | 21,30                          | 3,77                           |
|   |  | 2                   | 56,66            | 0,31             | 16,10                          | 5,55                           |
|   |  | 5                   | 73,41            | 0,14             | 12,72                          | 1,51                           |
| Диабазовая (C <sub>1</sub> — C <sub>2</sub> )                       | Спилиты<br>Пикритовые порфи-<br>риты         | 10                  | 42,26            | 1,64             | 14,27                          | 4,16                           |
|   |  | 3                   | 40,60            | 1,03             | 6,05                           | 3,86                           |
| Габбро-перидотитовая (C <sub>1</sub> — C <sub>2</sub> )             | Гипербазиты<br>Габбро                        | 10                  | 39,16            | 0,21             | 4,49                           | 4,67                           |
|   |  | 11                  | 46,72            | 0,78             | 16,27                          | 5,58                           |
| Пироксенит-габбро-<br>сиенитовая (C <sub>1</sub> — C <sub>2</sub> ) | Пироксениты<br>Габбро<br>Сиениты             | 18                  | 42,63            | 1,24             | 6,35                           | 9,54                           |
|   |  | 13                  | 46,88            | 1,09             | 18,56                          | 5,84                           |
|   |  | 9                   | 59,13            | 0,40             | 20,00                          | 2,71                           |
| Габбро-норитовая (C <sub>1</sub> — C <sub>2</sub> )                 | Габбро                                       | 33                  | 49,27            | 1,08             | 16,68                          | 0,88                           |
| Диоритовая (C <sub>3</sub> — P <sub>1</sub> )                       | Диорит                                       | 23                  | 59,35            | 0,69             | 16,63                          | 2,00                           |
| Гранодиоритовая (C <sub>3</sub> — P <sub>1</sub> )                  | Гранодиориты                                 | 37                  | 65,51            | 0,44             | 16,72                          | 1,18                           |
| Гранитовая (C <sub>3</sub> — P <sub>1</sub> )                       | Граниты и аляскиты                           | 74                  | 72,35            | 0,23             | 14,35                          | 0,87                           |

Таблица 51

## маций Западного Узбекистана и Южной Ферганы

| FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | SO <sub>3</sub> | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | П.п.п. | Сумма  |
|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|--------|--------|
| 1,31 | 0,02 | 0,68  | 1,18  | 2,80              | 3,62             | 0,04                          | 0,05            | 0,06            | 0,35                          | 0,11                          | 0,94   | 99,94  |
| 6,31 | 0,13 | 5,12  | 7,90  | 2,82              | 0,95             | 0,37                          | 1,66            | —               | 0,48                          | 0,10                          | 1,65   | 99,67  |
| 5,32 | 0,11 | 3,44  | 4,19  | 3,86              | 0,61             | —                             | 0,97            | —               | 0,60                          | 0,69                          | 3,60   | 100,00 |
| 2,73 | 0,03 | 1,41  | 2,64  | 4,02              | 0,16             | 0,01                          | 0,05            | —               | 0,46                          | —                             | 0,76   | 99,80  |
| 3,98 | 0,07 | 36,04 | 1,05  | 0,05              | 0,04             | 0,02                          | 0,52            | 0,06            | 0,52                          | 3,06                          | 8,57   | 100,59 |
| 5,35 | 0,09 | 10,44 | 14,18 | 1,45              | 0,48             | 0,03                          | 0,24            | 0,03            | 0,22                          | —                             | 1,65   | 100,58 |
| 3,27 | 0,11 | 3,21  | 14,65 | 1,75              | 0,09             | —                             | —               | —               | 0,42                          | —                             | 2,74   | 99,79  |
| 4,46 | 0,11 | 3,45  | 6,55  | 3,38              | 1,71             | —                             | —               | —               | 0,21                          | —                             | 1,39   | 99,79  |
| 1,45 | —    | 1,08  | 3,98  | 3,86              | 0,36             | —                             | —               | —               | 0,39                          | —                             | 0,79   | 99,73  |
| 5,79 | 0,18 | 5,40  | 12,60 | 2,33              | 0,58             | 0,06                          | 5,45            | —               | 1,41                          | 0,58                          | 3,94   | 100,00 |
| 8,09 | 0,10 | 28,03 | 4,77  | 0,38              | 0,09             | 0,13                          | 0,12            | 0,16            | —                             | —                             | 1,99   | 100,53 |
| 3,33 | 0,24 | 31,62 | 4,04  | 0,07              | 0,05             | 0,07                          | 0,04            | 0,01            | 0,50                          | —                             | 8,98   | 99,80  |
| 6,11 | 0,10 | 6,51  | 11,48 | 1,86              | 1,32             | 0,09                          | 0,23            | 0,05            | 0,09                          | —                             | 2,47   | 99,61  |
| 4,99 | 0,12 | 14,44 | 16,10 | 1,21              | 0,50             | 0,10                          | 0,30            | 0,02            | 0,31                          | —                             | 1,49   | 100,39 |
| 4,14 | 0,12 | 4,21  | 11,51 | 3,41              | 1,90             | 0,28                          | 0,37            | 0,01            | 0,11                          | —                             | 1,39   | 99,87  |
| 1,06 | 0,07 | 1,14  | 4,63  | 5,14              | 3,81             | 0,02                          | 0,34            | —               | 0,25                          | —                             | 0,55   | 99,25  |
| 6,32 | 0,10 | 6,81  | 12,92 | 2,10              | 1,09             | 0,18                          | 0,52            | 0,02            | 0,24                          | 1,67                          | —      | 100,00 |
| 4,70 | 0,08 | 2,85  | 5,90  | 3,36              | 2,71             | 0,29                          | 0,63            | 1,81            | 0,13                          | —                             | 1,06   | 99,96  |
| 2,61 | 0,07 | 1,87  | 4,01  | 3,53              | 2,90             | 0,16                          | 0,50            | 0,04            | 0,33                          | —                             | 1,01   | 100,00 |
| 1,26 | 0,04 | 0,63  | 2,11  | 3,50              | 3,86             | 0,07                          | 0,18            | 0,03            | 0,16                          | —                             | 0,47   | 99,87  |

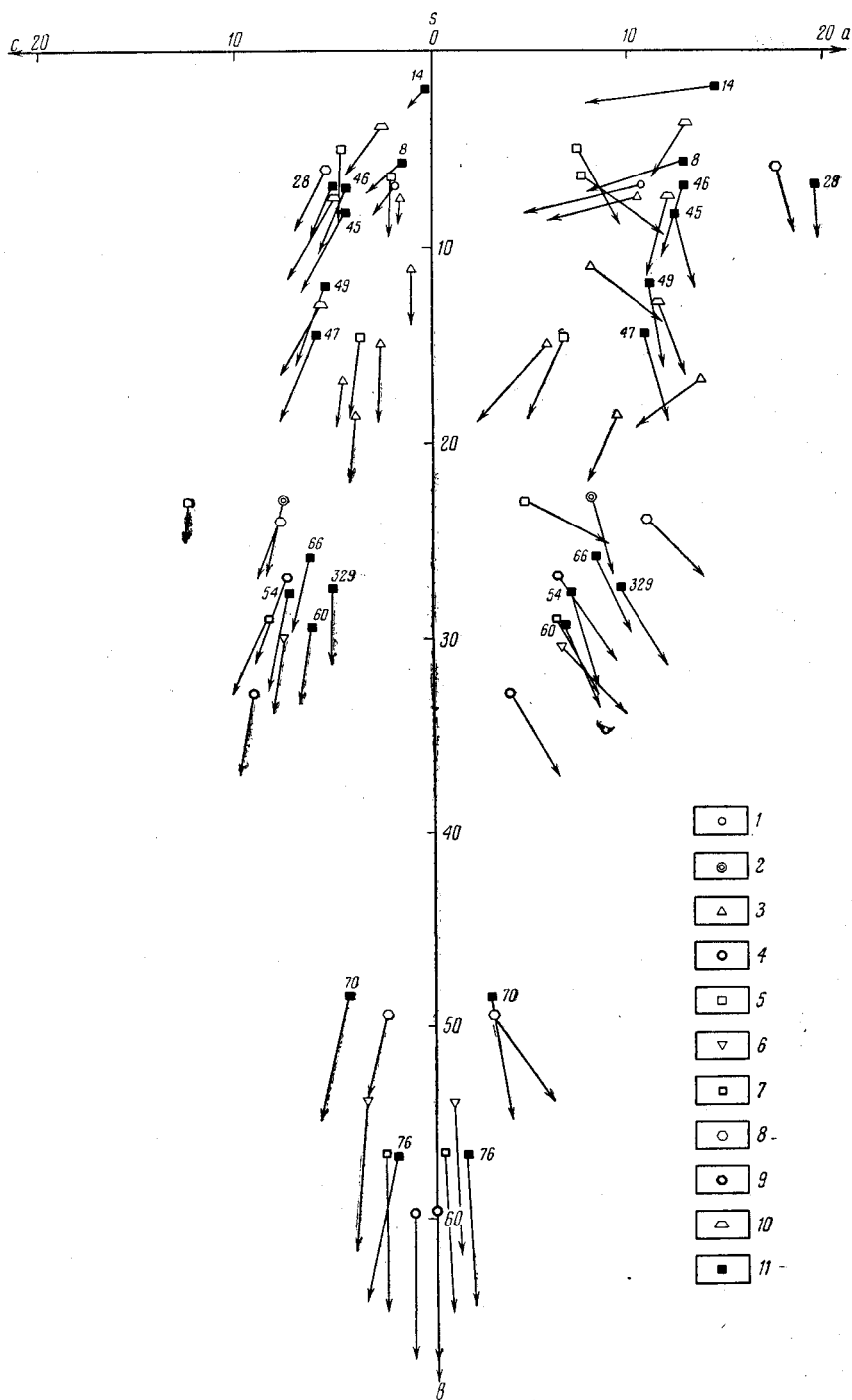


Рис. 16. Диаграмма средних типов пород магматических формаций Южного Тянь-Шаня

Формации: 1 — ордовик-нижнесилурийская андезито-липаритовая; 2 — нижнесилурийско-нижнедевонская спилито-диабазовая; 3 — верхнесилурийско-среднедевонская андезито-альбитофировая; 4 — средне-верхнедевонская габбро-перidotитовая; 5 — верхнедевонская габбро-плаггиогранитовая; 6 — ниже-среднекаменноугольная диабазовая; 7 — ниже-среднекаменноугольная габбро-перidotитовая; 8 — ниже-среднекаменноугольная пироксенит-габбро-сиенитовая; 9 — ниже-среднекаменноугольная габбро-норитовая; 10 — верхнекарбонново-нижнепермские гранитоидные. 11 — породы по Р. Дэли.

пород по Р. Дэли, но большее сходство имеют с породами андезито-альбитофировой формации, особенно с ее субвулканической фацией, с которой плагиограниты имеют тесную пространственную связь. Здесь та же пересыщенность кремнеземом и соотношение щелочей, большие колебания в значениях окислов, затрудняющие проводить их сопоставление со средними типами по Р. Дэли.

Ранне-среднекаменноугольный вулканогенно-интрузивный комплекс включает два ряда формаций: офиолитовый и габброидный, в каждом из которых по две формации. Наиболее древняя из них, диабазовая, характеризуется 10 анализами, принадлежащими спилитам и диабазовым порфиристам Букантау. Многие из анализов имеют большие колебания окислов, особенно кремнезема и кальция. Значительное количество последнего увязывается с  $\text{CO}_2$  в кальците, которым выполнены миндалины и трещинки в породах.

Средний их состав характеризуется небольшим содержанием алюмосиликатов при значительной роли железа и магнезии в фемических минералах. Умеренное количество анортита и преобладающая роль натрия над калием в алюмосиликатах отличает эти породы. Кроме того, в этих породах установлено постоянное присутствие хрома, никеля, меди, марганца (от сотых до тысячных долей процента). В большинстве проб отмечается Sr, Ba, V, Co, Ga (от сотых до тысячных долей процента) и лишь спорадически — бериллий, цирконий, скандий, фосфор, свинец, цинк, серебро, молибден, сурьма (не выше тысячных долей процента). Эти содержания обычно ниже кларковых или в пределах их, и только изредка выше (например, медь и никель).

Для пикритовых порфиритов характерны крутые наклоны векторов, свидетельствующие о резком преобладании магния над кальцием и натрия над калием. Сопоставление их со средним типом по Р. Дэли показало идентичность химических составов. Основную роль в составе пород играют магнезиально-железистые компоненты. Указанные особенности химизма, а также пространственная близость пикритовых порфиритов к диабазам позволили И. Х. Хамрабаеву, И. Е. Тамалееву, В. В. Баранову и др. (1967 г.) отнести их к одной диабазовой формации.

По данным спектральных анализов в этих породах присутствуют платина (0,1 г/л), палладий (0,15%), родий (0,02%), золото (0,02 г/л), никель (0,4%), кобальт (0,02%), хром (0,02—0,5%), титан (0,5%), медь (0,02%).

Для группы перидотитов габбро-перидотитовой формации каменноугольного офиолитового ряда характерны довольно широкие пределы колебания параметра  $b$ , что, по-видимому, является выражением различий в характере темноцветных минералов и степени их вторичного изменения. Так, например, серпентиниты Тамдытау имеют самое высокое значение характеристики  $b$ , пироксениты — самое низкое.

Векторы этих пород (см. рис. 16), располагаясь на оси  $B$ , правильными, почти вертикальными линиями свидетельствуют о присутствии в породе ромбических пироксенов или оливина. Некоторые из анализов близки к среднему типу дунитов по Р. Дэли, другие — амфиболовым перидотитам и пр.

Пересчеты по методу Н. Д. Соболева показывают, что гипербазиты Тамдытау относятся к железисто-магнезиальной группе. Коэффициент железистости у всех разновидностей базитов и гипербазитов не одинаковый и прогрессивно возрастает от перидотитов к пироксенитам и габбро. У перидотитов и серпентинитов железистость колеблется от 0,9 до 0,21, составляя в среднем 0,14. Более высокая железистость

у пироксенитов (0,24—0,30) и наиболее высокая у габбро (0,49—0,60), что в среднем составляет 0,58 (т. е. 58%).

Количество окиси хрома в гипербазитах колеблется (по результатам 40 химических анализов) от 0,06 до 1%. Максимальное его значение отмечается в аподунитовых серпентинитах, перидотитах и апоперидотитовых серпентинитах, что соответственно выражается в следующих цифрах: 0,32; 0,70; 0,92%. В пироксенитах хрома меньше (0,06—0,10%).

Содержание никеля, так же как и хрома, находится в зависимости от типа породы. Так, перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты содержат никеля (0,20%) больше, чем апопироксенитовые серпентиниты и пироксениты (0,12%). При этом наблюдается прямая корреляционная зависимость хрома и никеля с магнием и обратная с алюминием, титаном и железом. Эти факты находят подтверждение в высказываниях некоторых исследователей (И. И. Эдельштейн, 1963 г.), согласно которым пониженная железистость и повышенный коэффициент магнезиальности гипербазитов являются показателями их потенциальной никельности.

Породы этой группы в Южной Фергане также представляют существенно магнезиальные породы, бедные кремнием и алюминием. Они образуют весьма короткий дифференциационный ряд, очень близкий к нормальному ряду гипербазитов по Р. Дэли (дунит — верлит), отличающийся в основном относительно малой железистостью.

Петрохимические особенности гипербазитов в целом свидетельствуют об однородности и слабой дифференционной способности родоначальной магмы.

Группа габбро наиболее широко распространена среди пород этого офиолитового ряда. Иногда габбро тесно ассоциируют в пространстве с ультрабазитами (Тамдытау, Южная Фергана), но встречается и обособленно от них (Сангрунтау, Ауминзатау). Все породы этой группы образуют на петрохимической диаграмме довольно большой ореол рассеяния, обусловленный главным образом значительными колебаниями в содержании фемических компонентов и анортитовой извести. Наиболее меланократовые их разности по числовым характеристикам очень близки гипербазитам. По содержанию фемических компонентов породы образуют ряд от горнблендитов через миссуриты, бекинкиниты, оливниновое габбро до оливниновых норитов. Все они бедны щелочными алюмосиликатами, в которых натрий преобладает над калием.

От среднего типа габброидов по Р. Дэли породы этой формации отличаются повышенной меланократовостью. При этом по отношению щелочей тамдытауские габброиды значительно больше отличаются от среднего типа по Р. Дэли по сравнению с габброидами других районов. Кроме того, они характеризуются повышенным содержанием железа, а для некоторых членов серии также пересыщенностью глиноземом. Среднее же содержание  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$  приближается к содержанию этих окислов в средних типах габбро по Р. Дэли. Количество же натрия и фосфора понижено.

Габброиды Южной Ферганы в зависимости от поведения кремния, магния и алюминия разделяются Э. В. Поярковой (1969 г.) на габбро-перидотитовый и габбро-норитовый дифференциационные ряды.

В породах габбро-перидотитового ряда наблюдаются большие вариации в содержании кремния, магния и алюминия, причем с увеличением количества кремния возрастает значение алюминия, в то время как магнезиальность падает. Меланократовые члены этого ряда по содержанию кремния близки к средним типам гипербазитов, но отличаются повышенной глиноземистостью и пониженной магнезиальностью.



Кальция же в них больше нормы. Содержание хрома несколько повышено, однако сумма хрома, никеля и кобальта не превышает содержания титана. Кроме того, следует отметить повышение титаноносности пород по мере уменьшения их магнезиальности и увеличения железистости.

Лейкократовые члены этой же ветви приближаются по составу к типовым габбро, но отличаются от них несколько повышенным содержанием магния и кальция и пониженной щелочностью, железистостью и кислотностью.

Ранне-среднекаменноугольный магматический комплекс завершает габброидный ряд, включающий пироксенит-габбро-сиенитовую и габбро-норитовую формации. Первая отмечается только в Султануиздаге (Тебинбулакский и Джамансайский интрузивы) и состоит из группы пироксенитов, габбро и сиенитов.

Группа пироксенитов, включающая и горнблендиты, характеризуется большим содержанием феррических компонентов по сравнению со средним типом горнблендитов по Р. Дэли. При этом наиболее меланократовыми являются биотитовые пироксениты, приближающиеся к составу слюдяных перидотитов Р. Дэли. Эти породы бедны алюмосиликатами и богаты магнезией, что также сближает их с гипербазитами. Это обстоятельство дало возможность Я. С. Висьневскому рассматривать все базиты и ультрабазиты Султануиздага как последовательный ряд дифференциатов из одного магматического очага. Кроме того, следует отметить в составе этих пород высокое содержание железа (до 15%) и титана (до 3%), обусловивших появление титаномагнетитового оруденения. В связи с ними также установлены (В. В. Баранов и др., 1964 г.) акцессорные платиноиды (палладий, иридий, платина) в количестве до 1 г/т пироксенита с вкрапленным титаномагнетитом. Почти во всех пробах этих пород спектральными анализами определяются титан (0,5—1%), хром (0,001—0,1%), никель (0,003—0,01%), кобальт (0,003—0,006%), ванадий (0,01—0,06%), марганец (0,1—2%), барий, медь, цинк (0,01—0,03%), церий и галлий (0,01%). Из щелочных элементов установлены натрий (около 0,5%), калий (до 1%), литий и рубидий (тысячные и десятитысячные доли процента).

Породы группы габбро Джамансайского и Тебинбулакского массивов характеризуются последовательным увеличением содержания щелочных алюмосиликатов, причем, так же как и в группе пироксенитов, среди щелочей здесь натрий преобладает над калием. Сопоставление же химического состава пород этих массивов показало, что сиенито-диориты и габбро-диориты первого интрузива и габбро — второго не имеют существенных различий. Для сопоставления применены петрохимические коэффициенты, употребляемые для интрузивных траппов Сибири Н. Н. Урванцевым, А. М. Виленским и др. (1964 г.). По значениям этих коэффициентов (молекулярные количества) рассматриваемые породы относятся к щелочной ветви:

| Коэффициент, %  | Габбро<br>Тебинбулака | Сиенито-диориты и<br>габбро-диориты<br>Джамансая |
|---|-----------------------|--|
| $\frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100$                              | 54                    | 58   |
| $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}} \cdot 100$                             | 29,4                  | 28,1   |
| $\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{F}_2\text{O}_3} \cdot 100$ | 37,7                  | 47,8   |
| $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100$                                  | 57,7                  | 64,8   |

Это подтверждается и сопоставлением пород Тебинбулакского и Джамансайского массивов по щелочным элементам. Количество натрия в тех и других колеблется от 1 до 5%, калия до 2% в первых и до 3,5% — во вторых. Рубидий присутствует в количестве 0,0042—0,0083%, в некоторых пробах установлены следы лития. Характерно отсутствие цезия.

Сопоставляемые породы характеризуются и примерно одинаковым содержанием ряда элементов, определенных спектральными анализами. Среди них наиболее постоянно встречаются барий, стронций, марганец, ванадий, медь, цинк, свинец, никель, кобальт, цирконий.

Щелочные же породы (группа сиенитов) Джамансая вполне соответствуют ларвикитам по Р. Дэли.

Габбро-норитовая формация, как уже отмечалось, развита в Бельтауском и Шайдаразском массивах Кульджуктау. Положение фигуративных точек и векторов ее показывает относительную близость габброидов к среднему типу по Р. Дэли. Характерными чертами пород является их малая железистость и повышенная магнезиальность, что особенно характерно для габброидов Шайдаразского массива.

По величине отношения  $\text{FeO}/\text{MgO}$  габброиды района делятся на две группы со значениями 0,55—0,70 и 0,24. Петрохимические коэффициенты, употребляемые Н. Н. Урванцевым, А. Н. Виленским и др. (1964) для характеристики ветвей дифференциации габброидных пород, в среднем соответственно равны (молекулярные количества):

$$\frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100 = 62 \text{ и } 61$$

$$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100 = 20 \text{ и } 13$$

$$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}} \cdot 100 = 19 \text{ и } 23$$

$$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100 = 42 \text{ и } 29$$

Общая железистость, по Л. Л. Перчуку (1963 г.), для среднего типа габбро Кульджуктау равна:

$$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100 = 40 \text{ и } 42 \text{ (атомные проценты).}$$

Величина магнезиальности более характерна для субщелочной ветви, значения же остальных коэффициентов позволяют отнести габброиды Бельтау к щелочной ветви. Учитывая возможность ассимиляции части магнезии из вмещающих доломитов правильнее считать Бельтауские габброиды принадлежащими к щелочной ветви дифференциации базальтовой магмы. Более кислый состав пород Шайдаразского массива объясняется также различиями в характере ассимиляционных процессов (Лихойдов, 1966).

Наиболее характерный для Бельтау процесс возникновения амфиболовых габброидов за счет титан-авгитового габбро происходит при увеличении содержания кремнекислоты (от 46,88 до 51,62%), двуокиси титана (от 0,86 до 1,69%), суммарного железа (от 6,09 до 7,21%) и суммы щелочей (от 2,65 до 4,19%); пятиокись фосфора возрастает вдвое и появляется сульфидная сера (до 0,05%), при этом уменьшается содержание извести (от 17,64 до 8,63%) и двуокиси углерода (от 1,07 до 0,40%).

Содержание элементов-примесей (никеля, кобальта, хрома, ванадия, меди, бария, стронция и редких щелочей) в породах находится в пределах близких кларкам. Исключение составляет никель Бельтау, среднее содержание которого в 2,8 раза превышает кларк.

В породах габбро-норитового ряда Южной Ферганы возрастание количества алюминия сопровождается уменьшением магнезиальности

пород и незначительным понижением кислотности. Этот ряд подобен нормальному ряду бронзитит-норита, хотя и обладает несколько меньшими содержаниями кремния, магния и железа. Кальция в габбро-норитах Южной Ферганы больше, чем в типовых норитах. Количество титана невелико и равно сумме хрома, никеля и кобальта.

Позднекаменноугольный — раннепермский интрузивный комплекс представлен гранитоидным рядом, включающим три формации: диоритовую, гранодиоритовую и гранитовую.

Самая древняя формация этого ряда охарактеризована 23 химическими анализами на четыре района, в которых она встречается. При этом в Қокпатасе и Тамдытау породы формации обнажаются в виде даек и небольших штокообразных тел, без достоверных фактов не позволяющих однозначно включать их в эту формацию.

Средний состав пород этой формации на диаграмме находится в непосредственной близости к среднему типу диоритов и андезитов по Р. Дэли.

Формация гранодиоритов охарактеризована наибольшим числом химических анализов (сотни проб), они образуют на петрохимической диаграмме поле, пределами которого с одной стороны являются граниты, а с другой — диориты. Исключение составляют единичные пробы из эндоконтактных разностей, которые по содержанию фемических компонентов соответствуют кварцевым диоритам, тогда как количество алюмосиликатов равно таковому в гранитах среднего типа пород по Р. Дэли.

Большинство анализов пород этой формации показывает избыток глинозема, который сближает их с гранитами Р. Дэли, тогда как по содержанию фемических компонентов они приближаются к гранодиоритам. Содержание калия и натрия в алюмосиликатах почти одинаковое, с незначительным преобладанием второго над первым. Вместе с тем основные числовые характеристики среднего состава гранодиорита определяют его положение между гранодиоритами и дацитами по Р. Дэли.

Породы гранитовой формации также образуют рой векторов, окружающих гранит по Р. Дэли. Среди них выделяются разности с повышенным содержанием кремнезема и алюмосиликатов при полном отсутствии магнезии, равно как и породы обогащенным глиноземом и железом. Некоторые из них соответствуют составу аляскитов (Сперр, 1900 г.).

Граниты Каратюбе, названные «мусковитовыми» и «двуслюдяными», в одних случаях располагаются в поле гранитов, в других — гранодиоритов, но во всех случаях содержат значительно выше нормы щелочные алюмосиликаты, в которых калий резко преобладает над натрием. Возможно эти особенности обусловлены метаморфогенным происхождением двуслюдяных гранитов, родоначальными породами которых в одних случаях были граниты, а в других гранодиориты (Свириденко, 1960; И. Х. Хамрабаев, 1952 г.).

Главной петрохимической особенностью пород комплекса гранитоидов является отсутствие обособленных групп на диаграмме. Они создают рой точек, размещенных в поле диоритов — гранитов. В породах ранних фаз увеличивается железистость и магнезиальность, а в конечных продуктах увеличивается кислотность, щелочность, а также содержание алюмосиликатов. Причем некоторая часть пород одной формации по химизму соответствует породам другой, как правило, более основной формации. По соотношению щелочей, извести и глинозема породы этого ряда относятся либо к классу нормальных, либо пересыщенных глиноземом. Среди щелочей, как правило, преобладает калий

над натрием. Порода, соответствующая среднему составу гранитов и аляскитов вместе, на диаграмме А. Н. Заварицкого занимает промежуточное положение между гранитами и аляскитами по Р. Дэли.

**Главнейшие петрологические и минералого-геохимические особенности гранитоидных формаций Южного Тянь-Шаня**

В общем балансе магматических пород Западного Узбекистана и Южной Ферганы, составляющем 15 тыс. км<sup>2</sup>, на долю гранитоидов приходится более 10 тыс. км<sup>2</sup>, что составляет свыше 80%. Таким образом, Западный Узбекистан может рассматриваться как существенно гранитоидная провинция. Это обусловило лучшую изученность гранитоидов, позволяющую в настоящее время говорить о их главнейших петрологических и минералого-геохимических особенностях.

На территории Западного Узбекистана обнажается до 40 массивов гранитоидов. Под покровом современных осадков (около 80% территории этого региона) бурением и геофизическими исследованиями также обнаружено большое число гранитоидных массивов, многие из которых характеризуются большими размерами.

Гранитоидный магматизм в Западном Узбекистане проявился в конце карбона и начале перми и не сопровождался эффузивными аналогами.

Преобладают куполообразные формы интрузивных тел нередко с пологими контактами. Тела ранних и поздних фаз интрузий (диориты, аляскиты) образуют штоки и дайки.

Имеющийся геологический и геофизический материал говорит о том, что большинство «батолитовых тел» представляет собой грибообразные или языкообразные межформационные тела с относительно малой толщиной и узкими выводными каналами (см. рис. 14 и 15).

Гранитоидные интрузивы Западного Узбекистана по классификации Д. И. Горжевского, В. Н. Козеренко (1965 г.), И. Х. Хамрабаева и др., (1968 г.) относятся к образованиям средних и малых глубин, что в абсолютных цифрах соответствует условиям от 1,5 до 4,5 км от поверхности современной гранитоидной интрузии. На этом основании гранитоидные интрузивы Западного Узбекистана отнесены к фациям средних (каратюбинские, зирабулакские, кульджуктауские, южнуратинские) и малых глубин (северонуратинские, центральнокызылкумские).

Детальное петрографическое изучение интрузивных массивов показало преобладающее развитие гранодиоритовой и гранитовой формаций и явно подчиненной диоритовой, а также аляскитовой.

Каждая из формаций характеризуется в общем сходным парагенезисом породообразующих минералов: кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, амфибола и биотита. Различие заключается в количественных соотношениях, составе полевых шпатов и ассоциации цветных минералов. Особенно отчетливо выступают парагенезисы цветных минералов. Для гранитоидов Западного Узбекистана это пироксен — амфибол ( $f' = 65-90\%$ ) — биотит ( $f' = 70-90\%$ ) — мусковит. Первые два минерала (моноклинный пироксен и амфибол) появляются в ограниченном количестве в породах первой фазы интрузии (диоритах). В большинстве пород биотит преобладает над амфиболом или является единственным цветным компонентом, если не считать замещающий его мусковит.

Как локальный случай в щелочных и нефелиновых сиенитах Кульджуктау (Тозбулак) наряду с биотитом появляется эгирин-авгит с постмагматическим магнетитом. Есть основания весь парагенезис ще-

лочных пород (ортоклаз — нефелин — эгирин — авгит — магнетит) считать постмагматическим — метасоматическим (Мусаев, 1966).

Из характерных акцессорных минералов гранитоидов Западного Узбекистана нужно отметить парагенезис апатита, ортита, сфена и ильменита в породах ранних фаз, монацита, ильменита, циркона, тантало-ниобатов, иногда касситерита, шеелита и турмалина, — в породах III—IV фаз интрузии. Кроме того, высокожелезистые биотит и амфибол ассоциируют с содержащимся в ничтожно малых (до 0,2—0,3%) количествах акцессорным магнетитом.

Апатиты из гранитоидов Западного Узбекистана имеют следующие показатели преломления:  $n_g=1,638-1,646$  и  $n_p=1,333-1,640$ . Они содержат свинец (0,001%), титан (0,001%), кобальт (следы), марганец (1—2%), молибден (0,01%) и ванадий (0,1%). При этом последние два элемента особенно характерны.

Сфен распространен в гранитоидах Каратюбе и Зирабулакских гор. В отдельных массивах (Актауский и др.) установлен также постмагматический сфен, образование которого чаще всего связано с мусковитизацией и реже с хлоритизацией биотитов. Сфены из гранитоидов Западного Узбекистана характеризуются наличием циркония (до 1%), олова (0,1%), лантана (0,1%), иттрия (0,1%) и церия (0,1%).

Ортит является, по-видимому, позднемагматическим минералом, так как образует выделения вблизи апатита и сфена. Кроме того, встречаются сростания ортита с плагиоклазом, сфеном, апатитом, монацитом и анатазом, что указывает на вероятность образования ортита и монацита за счет разложения апатита и полевых шпатов в условиях наличия редких земель в растворах.

Акцессорные ортиты большей частью представлены цериевой разновидностью с очень малым содержанием иттрия и обычным содержанием тория. В них содержатся следующие редкие земли: церий до 11%, лантан 1% и более, неодим 0,5%, гадолиний ( $Gd_2O_3$ ) 0,07% и европий ( $Eu_2O_3$ ) 0,07%.

Циркон — наиболее распространенный акцессорный минерал. Он присутствует во всех разновидностях гранитоидов; содержание его увеличивается от краевых к центральным и более глубинным частям интрузивов. Наибольшее количество циркона наблюдается в гранитоидах Северного Нуратау, особенно в Койташском интрузиве.

В цирконах гранитоидов Каратюбе и Зирабулакских гор обнаружены гафний 0,1%, торий 0,2%, уран 0,2%, иттрий 0,5%, лантан 0,1%, церий 0,3%, неодим 0,2% и гадолиний 0,05%.

Монацит из аляскитов Северного Нуратау, по данным С. Т. Бадалова, состоит из элементов редких земель 65,90%,  $P_2O_5$  28,82%, тория 4,80%,  $VO_2$ —0,05%; сумма 99,57%.

Неполным рентгено-спектральным анализом в составе монацита из пегматитов участка Джайляу (Актауский интрузив) обнаружены (данные П. Т. Азимова) церий 10,0%, лантан 6,0%, празеодим 0,4%, неодим 4,0%, самарий 1,0% и иттрий 4,0%.

Ксенотим встречается совместно с монацитом. Спектральным анализом в нем кроме иттрия и фосфора обнаружены кремний, галлий более 1%, и в пределах от десятых до тысячных долей процента железо, магний, свинец, цинк, лантан и др.

В пегматитах и лейкократовых гранитах Актауского массива установлена ниобиевая разновидность рутила. Она встречается в виде таблитчатых кристаллов и развивается главным образом по альбиту в тесной ассоциации с блонстрандином. Размер кристаллов до 1,5 см. В нем химическим анализом установлены  $Nb_2O_3$  24,02%,  $Ta_2O_5$  3%,  $TiO_2$  57,6%,  $\Sigma TR_2O_3+V$  1,44%.

Гранат в значительных количествах отмечается в мусковитизированных гранитах и пегматитах. Спектральными анализами в нем обнаружены цирконий, ниобий, ванадий, мышьяк, титан (Х. М. Абдуллаев, И. Х. Хамрабаев).

По геохимическим особенностям гранитоиды Западного Узбекистана разделяются на две группы. Для первой группы (Северный Нуратау, Тамдытау) имеет место умеренная меланократовость, известковистость и щелочность при преобладании натрия над калием. Для них характерны содержания золота, цинка, бериллия, в 2—3 раза превышающие кларковые значения, а также ниобий и редкие земли.

Для интрузивов Южного Нуратау, Каратюбе и Зирабулакских гор свойственна высокая кремнекислотность, глиноземистость, умеренная известковистость, щелочность (при преобладании калия над натрием) и низкая меланократовость (при содержании элементарного железа на уровне кларков — 2,60—2,80%).

Характерными ассоциациями малых элементов, присутствующими в этих породах (за исключением Актауского массива) в вышекларковых количествах, являются бор, вольфрам, бериллий, олово, литий, рубидий. В породах Актауского интрузива олово, бериллий, литий и рубидий находятся в кларковых значениях, а вольфрам, молибден, бор и ниобий образуют концентрации выше кларковых.

В связи с изложенным выделяется редкометальный (вольфрам, олово, молибден, бериллий) тип гранитоидных формаций (Актауский, Каратюбинский, Койташский, Зирабулакский, Тозбулакский и другие интрузивы) и золоторудный, или медно-золоторудный (Темиркобукский, Акчопский, Тамдынский и другие массивы).

#### Магматические образования закрытой территории Южного Приаралья

Профильным бурением на территории Каракалпакии и Хорезма выявлено широкое развитие интрузивных и вулканогенных образований под покровом мезо-кайнозоя (рис. 17).

Интрузивные породы представлены гранитами и гранодиоритами. Выделяются два крупных интрузивных тела. Одно расположено несколько юго-восточнее возвышенности Бельтау, где встречаются граниты (скв. 21) и гранодиориты (скв. 15, 20, 22, 24). В двух скважинах (20 и 24) гранодиориты контактируют с вулканогенными породами и сланцами девонского (?) возраста. Сланцы на контакте ороговиковааны и приобретают порфиробластовую структуру.

Второе интрузивное тело известно южнее гор Султануиздаг. Вскрытые здесь граниты (скв. 117, 119, 210) и гранодиориты (скв. 18) представляют погребенную часть массива интрузивных кислых пород, развитых в пределах султануиздагских палеозойских выходов в Шейхджейли, Джимуртау и Кубатау.

Граниты розоватые и розовато-серые, бластокластической структуры, катаклазированы. Состоят из крупных кристаллов микроклина, плагиоклаза, кварца и листоватых агрегатов биотита.

Гранодиориты серо-зеленые, биотитовые и биотит-роговообманковые. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Состав их следующий: плагиоклазы 50—55%, калиевые полевые шпаты 15—20%, кварц 15—20%, биотит и роговая обманка 8—10%. Плагиоклазы представлены идиоморфными таблитчатыми и призматическими кристаллами (0,5—3,5 мм), по составу отвечающими альбиту. Отдельные кристаллы имеют слабо выраженное зональное строение, краевая часть при этом чистая, прозрачная, без включений вторичных минералов, центральная —

серицитизирована. Изредка встречаются пойкилитовые вроски кварца и включения магнетита.

Калиевые полевые шпаты резко ксеноморфные по отношению к плагиоклазу, в значительной мере замещены темно-бурым пелитовым материалом. Многие кристаллы их (1,0—4,8 мм) содержат микропертитовые вроски альбита или имеют микропегматитовое строение.

Кварц — резко ксеноморфный, трещиноватый, выполняет промежутки между кристаллами полевых шпатов. Биотит образует расщепленные чешуи, нередко нацело хлоритизированные, с развитием по

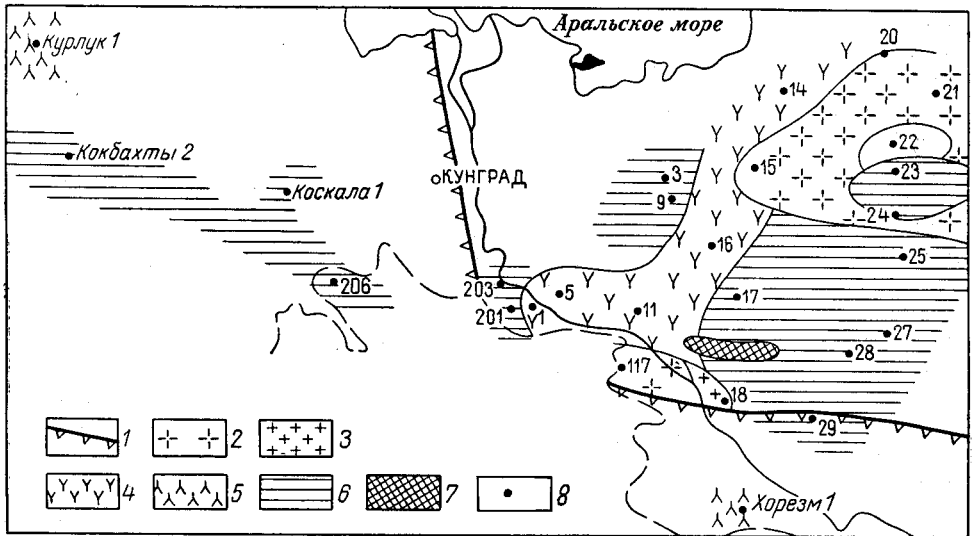


Рис. 17. Схема распространения магматических образований под покровом мезозойских отложений на территории Южного Приаралья

1 — граница между Южным и Юго-Западным Тянь-Шанем; 2 — гранодиориты; 3 — граниты; 4 — вулканогенные образования среднего девона (?); 5 — вулканогенные образования нижней перми (?); 6 — осадочные (терригенно-карбонатные) отложения; 7 — выходы палеозоя на дневную поверхность; 8 — скважины

трещинкам спайности лейкоксона. Роговая обманка обычно встречается в виде сростков из нескольких сдвойникованных призматических и ромбовидных зерен (0,4—1,0 мм).

Вероятнее всего, вскрытые интрузивные породы по структурным особенностям и положению среди вмещающих толщ могут быть отнесены к позднекарбовому — раннепермскому комплексу гранитоидов II и III фаз, выделенных в Центральном Кызылкуме И. Х. Хамрабаевым (1958) и представленных порфиридовидными гранодиоритами и биотитовыми гранитами.

Среди вулканогенных образований закрытой территории выделяются два комплекса пород, различных по составу и времени образования.

Первый комплекс вскрыт несколькими профильными скважинами на западном погружении Султануиздагской горст-антиклинальной зоны (скв. 1, 5, 11) и к северу от нее (скв. 14, 16, 20). Комплекс представлен порфиритами и их туфами, альбитофирами, спилитами и вулканомиктовыми песчаниками.

Порфириты (скв. 11, 14) имеют порфирировую структуру с микролитовой основной массой. Порфирировые выделения (0,2—1,0 мм) представлены изометричными и часто сдвойникованными кристаллами плагиоклаза и реже моноклинных пироксенов. Основная масса состоит из

микролитов плагиоклаза, равномерно рассеянных в мелкочешуйчатом хлорите. Порода сильно изменена, плагиоклаз пелитизирован, а по спайности хлоритизирован. В отдельных участках основная масса замещена хлоритом и крупнозернистым кальцитом. По мелким трещинкам развит эпидот.

Туфы порфиритов (скв. 1, 5) представлены литокристаллокластическими псаммитовыми разностями. Они состоят из угловатых обломков сосюритизированных плагиоклазов и нацело хлоритизированных темноцветных минералов; более редко встречаются обломки порфиритов. Плагиоклазы — это преимущественно олигоклаз со слабо выраженными полисинтетическими двойниками. Цементом является бледно-зеленый хлорит, составляющий небольшую часть общего объема породы. Туфы частично окварцеваны, мелкозернистый кварц выполняет тонкие трещинки.

Вулканомиктовые песчаники (скв. № 1, 5) залегают совместно с туфами порфиритов. Породы существенно полевошпатовые. Зерна плагиоклазов угловатые, редко идиоморфные, бесцветные, замещены тонкочешуйчатым серицитом. По трещинкам местами развит хлорит. Зерна кварца редки, характерна незначительная округлость их контуров. В целом обломочный материал однороден, преобладающий размер зерен 0,08—0,2 мм. Цемент глинисто-хлоритовый типа выполнения пор и соприкосновения. Отмечается субпараллельное расположение чешуек хлорита на отдельных участках. По тонким трещинкам в песчаниках развит прозрачный мелкокристаллический кварц.

Спилиты (скв. 16) существенно изменены, местами имеют миндалекаменную текстуру. Порода состоит из лейст альбита (0,2—0,6 мм) и развитого между ними светло-зеленого хлорита, реже серицита и магнетита. Миндалины встречаются в небольшом количестве. Форма их неправильная, реже округлая, размер 0,3—0,6 мм; обычно они выполнены магнетитом и хлоритом.

Альбитофиры (скв. 20) представлены сильно разложенной, частично перекристаллизованной и ороговикованной породой. Вкрапленники альбита (альбит-олигоклаза) в породе имеют укороченную таблитчатую и призматическую форму кристаллов, характерны простые и полисинтетические двойники. Края кристаллов чаще изъедены. Вкрапленники цветного минерала замещены хлоритом и гидроокислами железа. Их реликты и форма кристаллов не сохранились. Основная масса породы состоит из лейст альбита с изъеденными краями, чешуек хлорита, зерен кварца, апатита и рудных минералов.

Перечисленные вулканические породы по составу и геологическому положению являются северным продолжением коренных выходов эффузивов шейхджейлинской свиты эйфельского яруса хр. Султануиздаг, которая представлена порфиритами, туфами, вулканомиктовыми песчаниками, кварцевыми порфирами и альбитофирами.

Второй вулканогенный комплекс вскрыт южнее Султануиздага, в 4 км к северо-востоку от пос. Янгиарык. Хорезмской опорной скважиной № 1 под юрскими отложениями здесь вскрыты вулканогенные образования, представленные в основном трахиандезитовыми и андезитовыми порфиритами, реже диабазовыми порфиритами, сиенит-порфирами, кластолавами кислого и основного состава, туфобрекчиями и вулканомиктовыми песчаниками.

Породы в различной степени изменены. Степень изменения уменьшается вниз по разрезу. По этому признаку довольно четко выделяются три пачки пород. Первая пачка залегает в интервале 2139—2450 м. Слагающие ее трахиандезитовые, андезитовые и андезит-дацитовые порфириты почти нацело изменены — хлоритизированы, лейко-



ксенизированы, карбонатизированы, окварцеваны и ожелезнены. Окраска пород светло-серая, белесая, коричневато-сиреневая, коричневато-вишневая.

Вторая пачка залегают в интервале 2450—2820 м. Представлена значительно измененными трахиандезитовыми порфиритами, более редкими андезитовыми, андезит-дацитовыми порфиритами, диабазовыми и базальтовыми порфиритами. Изменение пород выражено в окварцевании и ожелезнении. Серичитизация, хлоритизация, лейкоксенизация развиты слабо. Окраска коричневато-серая, редко темно-серая и вишнево-коричневая.

Третья пачка представлена слабоизмененными, окварцованными, ожелезненными, лейкоксенизированными и серичитизированными монолитными трахиандезитовыми порфиритами, их туфами и кластолавами. Окраска пород темно-коричневая.

Сравнение вулканогенной толщи, вскрытой Хорезмской скважиной № 1, с хорошо изученными вулканогенными разрезами открытых районов показало, что по составу и облику пород она наиболее сходна с вулканогенными образованиями нижней перми Гиссарского хребта. Этот вывод подтверждается определением абсолютного возраста пород керна интервала 2346—2350 м (274 млн. лет, что соответствует нижней перми).

Порфириты, аналогичные пройденным Хорезмской опорной скважиной, встречены на Устюрте, севернее Центральноустюртской зоны поднятия, на площади Курлук.

**ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ**  
**(БАЙСУНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА)**  
**И ЮЖНО-ГИССАРСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА**  
**ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Геологические процессы в Южно-Гиссарской зоне, являющейся краевой для Южного Тянь-Шаня, оказывали существенное влияние на тектоно-магматическое развитие Байсунской зоны. Вследствие этого магматизм этих двух зон рассматривается совместно.

Южно-Гиссарская зона охватывает площадь Гиссарского хребта, западное окончание которого расположено в пределах Узбекистана. Байсунская зона выделяется на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта, включающей хребты Сурхантау, Байсунтау, Чак-Чар, Кугитангтау. Все они представляют собой крупные брахиантиклинальные альпийские складки, разделенные депрессионными структурами. Палеозойские и докембрийские образования обнажаются в ядрах этих антиклиналей.

В северо-западном направлении палеозойские породы указанных зон погружаются под мощный чехол мезозойских и кайнозойских осадков Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. На этой территории общие черты строения палеозойского фундамента установлены по данным геофизических исследований и глубокого структурного бурения.

Многолетняя история изучения магматизма региона связана с именами Е. М. Головина (1941, 1949 гг.), Г. С. Чикрызова (1953), С. К. Овчинникова и А. Т. Тарасенко (1956 г.), Е. Н. Горецкой (1961), Р. Б. Баратова (1952, 1959 гг., 1966), И. М. Исамухамедова, П. Д. Купченко, Б. Ф. Василевского (1962, 1965) и др. За последнее десятилетие изучение магматических образований проводилось в процессе крупномасштабных съемок (Д. А. Рубанов, С. Я. Лапидус, В. Н. Зонов, В. К. Панасюченко, А. М. Мустафин, Г. И. Могилевский, Б. П. Пятаев, В. М. Велитченко, Ф. М. Фаттахов, М. М. Маденов, О. А. Шумара,

Н. П. Поддубный и др.). Специальными тематическими исследованиями изучены магматические образования докембрийского этажа (В. А. Хохлов, А. В. Покровский), отдельные интрузивные тела (М. С. Султанов, Н. П. Холопов), вулканогенные породы (В. А. Пимшина, Т. Н. Далимов, О. И. Черных, А. А. Попова, В. М. Велитченко).

В результате этих исследований в изучении магматизма региона достигнут определенный прогресс. Тем не менее некоторые вопросы до сих пор являются дискуссионными. Прежде всего это касается обоснования возраста некоторых интрузивных и вулканогенных комплексов, что не позволяет в полной мере расшифровать историю магматических процессов. Недостаточна еще петрохимическая и геохимическая изученность магматических комплексов, особенно вулканогенных.

Большинством исследователей в Южном и Юго-Западном Гиссаре выделяются магматические образования протерозоя, каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов. Магматические породы в протерозое развиты незначительно, несколько больше их среди каледонид. Основная же масса образована в герцинский цикл. Магматическая деятельность альпийского цикла неизвестна.

Докембрийские (протерозойские?) образования развиты сравнительно широко в Байсунской зоне. В Южно-Гиссарской зоне они образуют несколько небольших выходов в тектонических блоках среди палеозойских осадочных и магматических пород. Исследованиями В. А. Хохлова подтвержден геосинклинальный характер осадков докембрия, причем в их составе установлены эффузивы и туфы кислого, среднего и основного составов, имеющие незначительное распространение и мощности на фоне громадной толщи осадков докембрия, оцениваемой в 14—15 тыс. м. Эта цифра, по-видимому, несколько завышена.

К докембрию В. А. Хохловым отнесены также комплекс лейкократовых гранитов бахчинского, или ходжаосминского, типа и кордиеритовые граниты сусызтауского типа. Однако по данным других исследователей эти граниты являются либо докаменноугольными (С. К. Овчинников, А. Т. Тарасенко, С. Я. Лapidус), либо каменноугольными (Исамухамедов и др., 1962). Поэтому в настоящем очерке они исключены из протерозойских образований.

К докембрийским магматическим образованиям, по-видимому, следует относить гранитный материал мигматитов и пластовые тела гранитоидов в сланцах и гнейсах протерозоя, внедрение которых сопровождало складкообразовательные процессы инверсионной стадии протерозойской геосинклинали.

Палеозойская геосинклинальная система, зародившаяся на месте протерозойской, в самом начале существования распадается на ряд прогибов и поднятий (структурно-формационные зоны). По данным многих исследователей Южно-Гиссарская зона представляла собой в палеозое эвгеосинклиналь, а расположенная южнее Байсунская зона рассматривается в качестве части срединного массива Юго-Западного Тянь-Шаня, переработанного герцинскими тектоническими движениями.

В раннем палеозое (ранний этап каледонского цикла) на юге Южно-Гиссарской зоны накапливались сравнительно маломощные (до 1,5—2,0 тыс. м) терригенные осадки, материал для которых поступал с Байсунского срединного массива, а также с существовавшей в это время на севере суши.

Незначительная вулканическая деятельность фиксируется в среднем — позднем ордовике и раннем силуре и имеет характер подводных извержений вулканов центрального типа. Отдельные вулканы цепочкой располагались вдоль Южно-Гиссарского глубинного разлома. Вулканический материал (в основном пирокластический, реже лавы) кислого

состава отмечается в виде линз и пластов мощностью до 80—100 м в средне-верхнеордовикских (бассейн р. Чош) и нижнесилурийских (бассейн р. Шильхазор) отложениях.

В позднем силуре и раннем девоне наступает полный вулканический покой, а в продолжающем существовать прогибе терригенные осадки постепенно сменились карбонатными. Вероятно, горные сооружения Байсунской зоны и Центрального Гиссара к этому времени были в значительной степени денудированы и представляли низменную сушу.

Во второй половине девона, по-видимому в начале или середине живетского века, в регионе проявилась главная фаза складчатости (средний этап каледонского цикла), в результате которой был существенно перестроен структурный план Южно-Гиссарской зоны. На месте существовавшего ранее Центральногиссарского поднятия образовался прогиб. Южно-Гиссарский глубинный разлом (на стыке Байсунского срединного массива и Южно-Гиссарской зоны) был обновлен и по нему происходило внедрение довольно значительных гранитоидных масс в своды созданных еще в протерозое (?) брахиантиклинальных складок. Возможно, интрузивный магматизм сопровождался и вулканической деятельностью, проявившейся в Центральногиссарском прогибе. На это указывает присутствие в средне-верхнедевонских терригенных породах редких пластов кислых лав и туфов (бассейн р. Танхазыдаря).

Поздний этап каледонского цикла в регионе не получил развития.

Наиболее интенсивные проявления магматической деятельности характерны для герцинского цикла. В раннем этапе ( $C_1 + C_2b_1$ ) — это преимущественно вулканогенные образования, формирование которых связано с активизацией Северо-Гиссарского (Арало-Гиссарского), Южно-Гиссарского и Южно-Сурхантауского глубинных разломов. Именно к зонам этих разломов приурочены центры извержений кислых, реже средних лав в позднем турне и визе, тогда как в участках между зонами накапливался в основном пирокластический материал. Извержения сопровождалась образованием субвулканических тел того же состава, однако последние достоверно установлены только на северном склоне Гиссарского хребта (вдоль Арало-Гиссарского глубинного разлома). Что касается субвулканических тел южной части Южно-Гиссарской зоны и гор Сурхантау, то в отношении их возраста нет единого мнения. По-видимому, большая их часть образовалась в ранней перми; не исключено, что часть из них следует относить к раннему карбону.

Вулканическая деятельность в позднем турне и визе сначала происходила в наземных и прибрежно-морских условиях, но затем море, вероятно, трансгрессировало на территорию почти всего Южного и Юго-Западного Гиссара, за исключением районов Караташского (в Байсунской зоне) и Кашка-Марданского (в Южно-Гиссарской зоне) поднятий.

Тектоническая активность в намюре приводит к развитию зон глубинных разломов, которые достигали более глубоких слоев земной коры: вначале базальтового (базит-гранулитового), а затем и глубин верхней мантии. Прогибы вдоль этих зон в намюре и начале башкирского века заполнялись производными базальтовой магмы — диабазами, спилитами и их туфами; излияния имели трещинный характер. На площадях между зонами глубинных разломов в это время происходило накопление терригенных и пирокластических осадков. Вулканизм сопровождался внедрением субвулканических тел диабазов, а на территории Таджикистана — плагιοгранитов. К концу образования диабазовой формации или сразу после нее происходит внедрение небольших

габбро-перидотитовых интрузий, вытянутых цепочкой вдоль Южно-Гиссарского, а по данным Т. Н. Далимова, и вдоль Южно-Сурханского глубинных разломов.

Со следующей тектонической фазой раннего этапа связана частичная инверсия существовавших прогибов и продолжение вулканической деятельности (в наземных и прибрежно-морских условиях) в Южно-Гиссарской зоне, где вдоль Южно-Гиссарского глубинного разлома происходило накопление вулканических пород андезитового ряда. Возможно, с андезитовой формацией связаны и комагматичные ей небольшие тела диоритов, встречающиеся вдоль полосы распространения пород формации. Однако их генетическая связь в настоящее время еще не доказана, хотя и предполагается. Эти диориты отличаются от позднекаменноугольных кварцевых диоритов более основным составом и гипабиссальным обликом.

Частичная инверсия прогибов в конце раннего этапа герцинского цикла вызвала их сокращение или полное замыкание (последнее касается прогиба вдоль Арало-Гиссарского глубинного разлома). В остаточных прогибах, ограниченных геоантиклинальными поднятиями в позднебашкирское и раннемосковское время накапливались довольно значительные толщи флишеидных осадков сагдорской свиты. Отличительной особенностью этих осадков является наличие в них довольно частого переслаивания пелитового материала с песчаниками и алевролитами.

Фаза складчатости в середине московского века привела к замыканию и этих флишевых прогибов. В последующем осадконакопление продолжается только на юге гор Байсунтау, в условиях открытой межгорной котловины, а также на севере Южно-Гиссарской зоны, где в это время существовал неглубокий морской бассейн. В межгорной котловине в позднемосковское время и в позднем карбоне накапливаются терригенные породы, сносившиеся с окружающих горных сооружений, а на севере Южно-Гиссарской зоны — преимущественно карбонатные осадки.

К концу позднекаменноугольного и, возможно, началу раннепермского времени приурочена главная фаза герцинской складчатости, вызвавшая общую инверсию геосинклинальной системы и создание на месте Южно-Гиссарской зоны геоантиклинального поднятия. Инверсия завершается формированием полигенного крупного Гиссарского батолита и других менее значительных интрузивных массивов. Характерной особенностью этих интрузий является изменение их состава во времени от средних до кислых и ультракислых, что объясняется некоторыми исследователями убывающей ролью ассимиляции вмещающих пород первичной аляскитовой магмой к концу магматического цикла (Исамухамедов и др., 1962).

С пермского времени (поздний этап герцинского цикла) в Южном и Юго-Западном Гиссаре формируется складчатое сооружение с одновременной денудацией горных поднятий. Оно сопровождается расколами консолидированного палеозойского массива; по некоторым из них происходило проникновение магмы. Для ранней перми известны наземные излияния. В Байсунской зоне — это вулканы андезит-диабазового ряда, а в Южно-Гиссарской — липарит-дацитового. Вулканическая деятельность сопровождалась образованием в обеих зонах штоков, лакколитов и даек кварцевых и дацитовых порфиров. Магматизм раннепермского времени завершился внедрением трещинных интрузий лейкократовых аляскитоидных гранитов, развитых только в Южно-Гиссарской зоне, и даек кислого, среднего и основного состава, развитых повсеместно.

К концу пермского периода происходит усиленная денудация горных сооружений региона. Продукты размыва, накапливаясь в межгорных и предгорных впадинах, образуют молассовую формацию (ханакинская свита), по возрасту относимую к концу перми — началу триаса. В составе пород формации присутствуют незначительные по мощности потоки и пласты лав и туфов липаритовых порфиров. Молассы ханакинской свиты отмечены в Байсунской зоне. Более широко они развиты на востоке Южно-Гиссарской зоны в смежных районах Таджикистана.

В пределах Таджикистана выделяется самый молодой ранне-среднетриасовый комплекс субщелочных габброидов и базальтоидов, прорывающий ханакинскую свиту. К этому комплексу в Байсунской зоне следует, видимо, относить дайки слюдяных (биотитовых) порфиритов, также прорывающих молассы ханакинской свиты. Становление этого комплекса объясняется И. В. Мушкиным автономной тектоно-магматической активизацией.

Охарактеризованные представления на ход геологической истории региона позволяют наметить схему последовательности магматических комплексов (табл. 52).

### Протерозойские магматические образования

Среди глубоко метаморфизованных образований условно протерозойского возраста в Байсунской зоне в 1961—1965 гг. В. А. Хохловым отмечены пластовые тела сильно преобразованных пород, которые при микроскопических исследованиях были определены как порфириты, порфиры и туфогенные образования.

Порфириты встречены в верховьях р. Ходжа-Бузбарак, по левому притоку р. Кызылсай и в приустьевой части левого притока р. Хандиза, где образуют согласные пластовые тела мощностью от 2—3 до 40 м среди гнейсов и сланцев. Это темные породы плотного сложения. Под микроскопом в них устанавливается реликтовая порфировая или афировая структура с участками перекристаллизованной тонкомикролитовой основной массы. В порфириковых выделениях (размером 0,1—0,4 мм, редко до 1,8 мм) присутствуют сильно серицитизированный, иногда альбитизированный средний плагиоклаз, реже нацело разложенные зерна темноцветных минералов и чешуйки хлоритизированного биотита. Основная масса сложена тонкими (0,1×0,02 мм) микролитами среднего плагиоклаза, в интерстициях которых развивается хлорит и мелкие зерна рудного минерала. Отмечаются новообразования кварца и калиевого полевого шпата. Структурные особенности и состав позволяют отнести эти породы к излившимся андезитовым порфиритам.

Порфиры в метаморфизованной толще протерозоя отмечены в верховьях рек Сангардак и Кызылсай (хр. Сусызтау), у сел. Бахча и по р. Хурсандарья (хр. Байсунтау). Повсеместно они образуют согласные пластовые тела мощностью от 3,5—7 до 20—60 м. Породы лейкократового облика с порфировой или афировой структурой и с реликтовой микропюкилитовой, частично сферолитовой основной массой. В порфириковых выделениях отмечены кварц и альбит. Основная масса состоит из округлых пятнистых участков тонкоагрегатного прорастания калиевого полевого шпата кварцем с включением тонких микролитов альбита, в промежутках которых отмечается крипточешуйчатый хлорит. Состав и структура пород позволяют отнести их к излившимся породам типа альбитофира. Характерными особенностями этих пород

**Схема магматизма Байсунской зоны Юго-Запад  
Южного Тянь-Шаня**

| Магматический цикл         | Магматические комплексы (комагматические серии) |                               | Тектонический режим                           | Формация                | Байсунская  |  |
|----------------------------|---|-------------------------------|---|-------------------------|---|--|
|                            |   |                               |   |                         | Состав пород  |  |
| Герцинский ( $C_1 - T_1$ ) | Позднего этапа ( $P_1 - T_1$ )                  | Вулканогенный ( $P_2 - T_1$ ) | Геосинклиальный                               | Вулканогенно-молассовая | Туфы липаритовых порфиров   |  |
|                            |   | Интрузивный ( $P_1?$ )        |   |                         | Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диабазовые порфириты, лампрофиры |  |
|                            |   | Интрузивный ( $P_1?$ )        |   | Аляскитоидных гранитов  | Формация  |  |
|                            |   | Вулканогенный ( $P_1?$ )      |   | Липарит-дацитовая       | Кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры, сферолитовые порфиры         |  |
|                            |   | Вулканогенный ( $P_1?$ )      |   | Андезито-диабазовая     | Лавы и туфы лабродоровых, диабазовых и андезитовых порфиритов         |  |
|                            | Среднего этапа ( $C_3 - P_1$ )                  | Интрузивный                   | Инверсионный. Преобладают восходящие движения | Гранитовая              | Порфировидные и аплитовидные граниты; жильные: аплиты, пегматиты      |  |
|                            |   |                               |   | Гранодиорит-гранитовая  | Граниты, гранодиориты   |  |
|                            |   |                               |   | Плагиогранитовая        | Формация  |  |
|                            |   |                               |   | Диоритовая              | Кварцевые диориты, диориты, гранодиориты, тоналиты                    |  |

Таблица 52

ного Тянь-Шаня и Южно-Гиссарской зоны  
(по Д. А. Рубанову)

| зона  | Южно-Гиссарская зона  |   |
|---|---|---|
| Форма тел   | Состав пород  | Форма тел                               |
| Единичные пласты  | Формация отсутствует  |   |
| Дайки   | Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диабазовые порфириты, лампрофиры | Дайки                                   |
| отсутствует   | Аляскитовые граниты; жильные: аплиты, сиенит-порфиры                  | Средние штоки, дайки, жилы              |
| Субвулканические тела разных размеров штокообразной и дайкообразной формы | Лавы и туфы дацитовых порфиров  | Потоки, пласты, некки, дайки            |
| Потоки и пласты   | Формация отсутствует  |   |
| Небольшие штоки, жилы   | Порфировидные и аплитовидные граниты; жильные: пегматиты, аплиты      | Крупные штоки, дайкообразные тела, жилы |
| Небольшие штоки   | Граниты, гранодиориты   | Батолитообразные массивы                |
| отсутствует   | Плагиограниты   | Штоки разных размеров                   |
| Небольшие штокообразные тела  | Кварцевые диориты, диориты, гранодиориты, тоналиты                    | Штоки разных размеров                   |

| Магматический цикл                            | Магматические комплексы (комагматические серии)                 | Тектонический режим  | Формация         | Байсунская                        |   |         |
|---|---|--|------------------|-----------------------------------|---|---------|
|   |   |  |                  | Состав пород                      |   |         |
| Герцинский (C <sub>1</sub> — T <sub>1</sub> ) | Раннего этапа (C <sub>1</sub> — C <sub>2</sub> b <sub>1</sub> ) | Вулканогенный (C <sub>2</sub> b <sub>1</sub> )                                 | Геосинклинальный | Андезитовая                       | Формация  |         |
|   |   | Интрузивный (C <sub>2</sub> b <sub>1</sub> )                                   |                  | Габбро-периодитовая               | Серпентиниты, перидотиты, пироксениты, габбро   |         |
|   |   | Вулканогенный (C <sub>1</sub> p <sub>2</sub> — C <sub>2</sub> b <sub>1</sub> ) |                  | Диабазовая                        | Лавы и туфы диабазовых порфиритов, спилитов   |         |
|   |   | Вулканогенный (C <sub>1</sub> t <sub>2</sub> — C <sub>1</sub> p <sub>1</sub> ) |                  | Дацит-липаритовая                 | Лавы, туфы, игнимбри-ты дацитовых и липаритовых порфиритов, редко андезитовые порфириты |         |
| Каледонский (O <sub>2</sub> — D)              | Среднего этапа (D)  | Интрузивный  | Инверсионный     | Гранитовая                        | Граниты, пегматиты  | жильные |
|   | Раннего этапа (O <sub>2</sub> — S <sub>1</sub> )                | Вулканогенный  | Геосинклинальный | Вулканогенно-осадочная            | Формация  |         |
| Протерозойский (aCm)                          | Интрузивный   |  | Инверсионный (?) | Гранит-амфиболитовая              | Ортогнейсы, граниты, аплитовидные граниты, ортоамфиболиты                               |         |
|   | Вулканогенный   |  | Геосинклинальный | Кристаллических сланцев и гнейсов | Порфириты, порфиры (альбитофиры), туфы кислого и среднего состава                       |         |

является интенсивное окварцевание, резкое преобладание основной массы над вкрапленниками.

В хр. Сурхантау среди гнейсов и сланцев протерозоя обнаружены окварцеванные слюдястые гнейсы, в которых под микроскопом установлен реликтовый пирокластический материал, позволяющий отнести эти породы к первичным туфам кислого и среднего состава.

Наряду с вулканитами в протерозойском (?) комплексе присутствуют гнейсо-граниты, граниты и ортоамфиболиты. Гнейсо-граниты и гнейсовидные двуслюдяные граниты сланцевой и гнейсовой текстуры встречены среди гнейсов и сланцев в виде небольших пластовых тел в горах Сурхантау и Байсунтау. Они состоят из кварца до 25%, калиевого полевого шпата 25—35%, плагиоклаза до 30—40%, мусковита и биотита до 8—10%, апатита и рудных. Кварц мутный, с волнистым погасанием, трещиноватый, размер зерен его от 0,1 до 1,5 мм. Калиевый



Продолжение табл. 52

| зона  | Южно-Гиссарская зона   |   |
|---|--|---|
| Форма тел                                       | Состав пород   | Форма тел                                       |
| отсутствует                                     | Лавы и туфы андезитовых порфиритов   | Потоки, пласты, возможно субвулканические тела  |
| Мелкие штоки, дайкообразные тела                | Серпентиниты, перидотиты, пироксениты, габбро                                  | Мелкие штоки, дайкообразные тела                |
| Потоки, пласты, небольшие субвулканические тела | Лавы и туфы диабазовых порфиритов, спилитов                                    | Потоки, пласты, небольшие субвулканические тела |
| Потоки, покровы, пласты                         | Лавы, туфы липаритовых и фельзитовых порфиров, гранит-порфиры субвулканические | Потоки, пласты, небольшие субвулканические тела |
| Штоки разных размеров                           | Граниты  | Мелкие штокообразные тела                       |
| отсутствует                                     | Лавы и туфы липаритовых порфиров   | Единичные потоки и пласты в осадочной толще     |
| Пластовые и жилообразные тела                   | Формация не установлена  |   |
| Единичные пласты в метаморфической толще        | Формация не установлена  |   |

полевой шпат микропертитовый, интенсивно пелитизированный, трещиноватый, образует неправильные или таблитчатые зерна размером от 0,3 до 1,2 мм. По трещинкам в нем развивается кварц, реже карбонат.

Плагиоклаз (альбит-олигоклаз) замещается пелитовым веществом и серицитом. Удлиненные его таблички (до 1,5—2 мм) деформированы, а полисинтетические двойники часто смещены друг относительно друга. Биотит и мусковит образуют вытянутые и неправильные чешуи размером 0,1—0,5 мм. Биотит интенсивно хлоритизирован с выделениями тонких иголок сагенита. Структура породы катакластическая, blastogранитовая.

Биотитовые граниты аналогичного облика и состава вместе с плагиогранитами инъецируют гнейсы и мигматиты в Байсунтау и хр. Чак-Чар.

Плагииграниты содержат до 40% плагноклаза (альбит-олигоклаз), до 35% кварца, до 10% калиевого полевого шпата (криптопертитового) и хлоритизированного биотита до 10—15%. Акцессорные минералы — циркон, апатит, рутил. Структура пород бластогранитовая, текстура нередко гнейсовидная.

Особенностью протерозойских (?) гранитоидов является их резко гибридный характер, проявляющийся в их минералогическом составе и структуре. Как правило, все они значительно гнейсированы и содержат большое количество ксенолитов вмещающих пород, с которыми часто образуют постепенные переходы, приобретая при этом пятнистый облик.

Химические анализы некоторых разностей протерозойских (?) гранитоидов указывают на повышенное содержание в них кремнезема и перенасыщенность глиноземом по сравнению со средними типами докембрийских гранитов по Р. Дэли.

Спектральный анализ пород показывает повышенное содержание в плагиигранитах никеля и кобальта (0,001—0,003%), ванадия и хрома (0,01—0,03%). Медь, свинец, цинк, стронций и цирконий как в гранитах, так и в плагиигранитах содержатся в пределах кларка. Несколько повышено содержание бария (0,03—0,1%). Оруденения с породами данного комплекса не установлено.

Е. М. Головин, А. Т. Тарасенко, В. А. Хохлов и др. указывают на наличие в составе протерозойских (?) образований Байсунской зоны амфиболитов, считая их первоначальными лавами и жилами габброидного состава. Это мелко- и среднезернистые породы темно-зеленого цвета с незначительным содержанием лейкократовых компонентов и большим количеством сфена, ильменита и титаномагнетита. По данным В. А. Хохлова, для ортоамфиболитов характерно повышенное содержание платиноидов (0,16—0,65 г/т), золота (0,06—0,15 г/т), никеля (0,01—0,05%), кобальта (0,005—0,01%), хрома (0,11—0,23%), титана (до 2%).

А. В. Покровский (1965) и В. А. Хохлов (1966) приводят данные по определению абсолютного возраста амфиболитов: 604, 678 и 695 млн. лет. Эти цифры, по-видимому, характеризуют возраст процессов метаморфизма, а не первоначальный возраст габброидных пород.

### Магматические комплексы каледонского тектоно-магматического цикла

Магматические породы каледонского цикла представлены вулканиками, содержащимися в отложениях ордовика и силура, и среднедевонскими гранитоидами. Последние условно относятся к образованиям среднего этапа цикла.

#### *Вулканоогенно-осадочная формация*

Единичные прослои лав и туфов липаритовых порфиров установлены А. А. Рубановым и Д. А. Рубановым в отложениях среднего и верхнего ордовика (бассейн р. Чош) и нижнего силура (бассейн р. Шильхазор) в Южно-Гиссарской структурно-формационной зоне. В среднем — верхнеордовикских образованиях липаритовые порфиры, переслаивающиеся с туфоаргиллитами, образуют потоки суммарной мощностью до 100 м. В нижнесилурийских отложениях бассейна р. Шильхазор обнаружен пласт туфов липаритовых порфиров мощностью до 28 м.

Липаритовые порфиры — это массивные породы серого цвета; структура их порфировая, основная масса фельзитовая. Вкрапленники,

составляющие до 25—30% от общей массы породы и имеющие размер от 1—2 до 3,5 мм, представлены главным образом оплавленными зернами кварца, единичными зернами сильно карбонатизированного и пелитизированного ортоклаза и идиоморфными таблицами опацизированной роговой обманки.

Туфы липаритовых порфиров сильно изменены, карбонатизированы, состоят из крипнокристаллического кварц-полевошпатового вещества (микрофельзита), замещенного слюдopodobными минералами и мелкочешуйчатым хлоритом, среди которого отмечаются неправильные остроугольные обломки кварца и полностью измененных полевых шпатов.

Петрохимические особенности этих пород не изучены, можно отметить только повышенные по сравнению с кларковыми содержания титана (до 1%), хрома (0,01—0,03%), цинка (0,01—0,03%) и циркония (до 0,1%).

### *Гранитовая формация*

Породами формации сложено несколько массивов: Вахшиварский (45 км<sup>2</sup>), Обинаурузский (55 км<sup>2</sup>), Гуматагский (47 км<sup>2</sup>) в Байсунской зоне, Урахский (2,5 км<sup>2</sup>) и несколько мелких тел — в Южно-Гиссарской зоне (рис. 18). Размещение перечисленных тел контролируется разломами. Все тела сложены довольно однообразными по составу гранитами, которые прорывают протерозойские (?) сланцы и гнейсы, образуя в них несложные крутонаклонные штоки различных размеров, приуроченные в основном к сводам брахискладок. Реже отмечаются пластовые тела и залежи.

Граниты светло-серые, крупно- и среднезернистые, резко порфировидные, с массивной, а в краевых частях с гнейсовидной текстурой. Структура их гипидиоморфнозернистая и гранитовая, в той или иной мере катаклазированная. Наиболее обычный состав гранитов следующий: калиевый полевой шпат 25—30%, кварц 25—35%, плагиоклаз 20—25%, биотит 0—18%, мусковит 0—15%. Из аксессуарных минералов отмечены апатит, циркон, рудный минерал, редко встречаются турмалин и гранат.

Калиевый полевой шпат представлен пелитизированным анортоклазом в виде неправильных зерен размером до 1 мм. Вторичный калиевый полевой шпат встречается в порфировидных выделениях размером до 3,5—8 мм и представлен микроклином. Плагиоклаз, чаще серицитизированный олигоклаз (№ 25—30), реже альбит-олигоклаз (№ 5—10), образует удлиненные идиоморфные таблицы длиной до 1—1,5 мм. Кварц встречается в виде ксеноморфных неправильных зерен, иногда раздробленных и почти всегда с волнистым погасанием. Биотит и мусковит наблюдаются в виде удлиненных и неправильных чешуек размером до 1—2 мм. Биотит обычно в разной степени хлоритизирован.

В краевых частях массивов и вблизи ксенолитов часто отмечаются гранодиориты и кварцевые диориты; по-видимому, их образование связано с процессами ассимиляции вмещающих пород.

Из жильных дериватов двуслюдяных и мусковитовых гранитов наиболее характерны сильно измененные крупнокристаллические пегматиты с мусковитом и гранатом.

Химический состав гранитов (табл. 53) характеризуется несколько повышенным содержанием кремнезема и глинозема и преобладанием калия над натрием. Граниты близки к послекембрийским гранитам по Р. Дэли (рис. 19, проба 3), но отличаются от них повышенным содержанием глинозема, пониженной железистостью и меньшим содержанием анортитовой составляющей.

## Состав интрузивных пород Байсунской и Южно-

| Форма-ция              | № п/п | Количество анализов (номер пробы) | Порода                  | Место отбора        | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  |
|------------------------|-------|-----------------------------------|-------------------------|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|
| Гранитовая (D)         | 1     | 1 (№ 123)                         | Гранит                  | Р. Обинауруз        | 69,81            | 0,15             | 14,50                          |                                | 2,98 | 0,05 |
|                        | 2     | 1 (№ 689)                         | Порфири-видный гранит   | Р. Гуматаг          | 71,24            | 0,23             | 15,60                          | 0,46                           | 1,79 | 0,08 |
|                        | 3     | 6                                 | Гранит                  | —                   | 70,69            | 0,21             | 14,93                          | 0,26                           | 1,88 | 0,05 |
| Габбро-перидотитовая   | 4     | 1 (№ 3047)                        | Серпентинит             | Р. Иргайли          | 39,10            | 0,03             | 1,63                           | 5,20                           | 1,58 | 0,10 |
|                        | 5     | 1 (№ 2546)                        | То же                   | Р. Кундаджуаз       | 37,96            | 0,11             | 2,47                           | 4,76                           | 3,01 | 0,08 |
|                        | 6     | 3                                 | " "                     | —                   | 38,65            | 0,04             | 1,97                           | 5,17                           | 2,47 | 0,09 |
|                        | 7     | 1 (№ 546)                         | Роговообманковое габбро | Р. Токауйнар        | 45,40            | 1,45             | 16,49                          | 1,99                           | 9,20 | —    |
|                        | 8     | 1 (№ 21906)                       | Габбро                  | Ур. Ходжа-Каршавар  | 50,66            | 0,47             | 15,82                          | 0,56                           | 7,18 | 0,15 |
|                        | 9     | 5                                 | "                       | —                   | 47,06            | 1,10             | 16,81                          | 1,93                           | 8,15 | 0,11 |
| Диоритовая             | 10    | 1 (№ 347)                         | Кварцевый диорит        | Р. Аксу Восточная   | 62,28            | 0,60             | 16,33                          | 1,64                           | 3,81 | 0,11 |
|                        | 11    | 1 (№ 1096a)                       | Диорит                  | Р. Аксу (Кзылдарья) | 58,84            | 0,70             | 16,69                          | 1,84                           | 4,38 | 0,10 |
|                        | 12    | 9                                 | "                       | —                   | 60,49            | 0,82             | 16,32                          | 1,74                           | 4,18 | 0,12 |
|                        | 13    | 1 (№ 51в)                         | "                       | Р. Токауйнар        | 55,10            | 0,85             | 17,14                          | 1,27                           | 6,61 | 0,07 |
|                        | 14    | 1 (№ 39)                          | "                       | Кугитангтау         | 51,04            | 1,20             | 18,00                          | 0,08                           | 7,20 | —    |
|                        | 15    | 11                                | "                       | —                   | 53,46            | 1,05             | 18,17                          | 1,54                           | 6,21 | 0,10 |
| Гранодиорит-гранитовая | 16    | 3                                 | Плаггиогранит           | —                   | 71,23            | 0,51             | 13,91                          | 1,73                           | 1,71 | 0,04 |
|                        | 17    | 1 (№ 625)                         | Гранит                  | Гора Мачетли        | 69,20            | 0,22             | 15,16                          | 1,32                           | 2,16 | 0,21 |
|                        | 18    | 1 (№ 80a)                         | "                       | Гора Хурсантаг      | 71,72            | 0,14             | 14,49                          | 0,42                           | 2,50 | 0,06 |
|                        | 19    | 10                                | "                       | —                   | 71,56            | 0,20             | 14,85                          | 0,60                           | 2,09 | 0,06 |
|                        | 20    | 5                                 | Гранодиорит             | —                   | 64,23            | 0,56             | 17,44                          | 1,98                           | 3,41 | 0,11 |

Таблица 53

## Гиссарской структурно-формационных зон (в вес. %)

| MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | SO <sub>3</sub> | H <sub>2</sub> O | П.л.п. | Сумма  | Автор, год                           |
|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|-----------------|------------------|--------|--------|--------------------------------------|
| 0,65  | 1,47  | 3,22              | 5,18             | 0,17                          | —               | 0,01            | 0,06             | 1,42   | 99,43  | Н. П. Холопов,<br>1961 г.            |
| 1,03  | 1,84  | 3,53              | 3,52             | —                             | —               | —               | 0,26             | 1,06   | 100,38 | С. К. Овчинников<br>и др., 1956 г.   |
| 0,87  | 1,16  | 3,60              | 4,31             | 0,15                          | 0,16            | 0,02            | 0,15             | 1,49   | 99,45  | По разным<br>авторам                 |
| 37,90 | 0,30  | 0,13              | 0,13             | 0,40                          | 0,20            | 0,10            | 0,61             | 13,16  | 99,26  | Д. А. Рубанов<br>и др., 1965 г.      |
| 37,80 | 0,06  | 0,21              | 0,06             | 0,02                          | —               | 0,03            | —                | 13,72  | 100,24 | И. М. Исамухамедов<br>и др., 1962 г. |
| 37,08 | 0,28  | 0,32              | 0,09             | 0,15                          | 0,07            | 0,05            | 0,20             | 13,56  | 99,72  | По разным<br>авторам                 |
| 9,00  | 9,73  | 1,84              | 1,39             | 0,07                          | 0,41            | 0,05            | —                | 2,89   | 99,38  | И. М. Исамухамедов<br>и др., 1962 г. |
| 8,46  | 11,36 | 1,72              | 0,72             | 0,09                          | —               | —               | —                | 1,88   | 98,98  | Д. А. Рубанов<br>и др., 1965 г.      |
| 7,78  | 9,84  | 1,97              | 1,42             | 0,15                          | 0,46            | 0,07            | —                | 2,71   | 98,88  | По разным<br>авторам                 |
| 2,12  | 4,70  | 2,94              | 3,11             | 0,18                          | 0,20            | 0,10            | 0,07             | 1,60   | 99,24  | Д. А. Рубанов<br>и др., 1965 г.      |
| 2,50  | 5,04  | 2,58              | 4,02             | 0,26                          | —               | 0,02            | —                | 2,48   | 99,17  | И. М. Исамухамедов<br>и др., 1962 г. |
| 3,35  | 5,77  | 2,65              | 2,00             | 0,27                          | —               | 0,03            | —                | 1,52   | 98,96  | По разным<br>авторам                 |
| 3,05  | 5,81  | 2,85              | 3,71             | 0,16                          | 0,32            | 0,17            | —                | 2,10   | 98,56  | И. М. Исамухамедов<br>и др., 1962 г. |
| 3,80  | 7,14  | 2,96              | 2,90             | 0,10                          | —               | 0,06            | 0,10             | 5,09   | 99,41  | А. К. Преображенский,<br>1951 г.     |
| 3,76  | 6,81  | 2,68              | 2,70             | 0,17                          | 0,31            | 0,04            | 0,08             | 2,52   | 99,00  | По разным<br>авторам                 |
| 1,20  | 4,17  | 3,50              | 0,98             | 0,09                          | 0,20            | 0,04            | 0,04             | 0,65   | 99,63  | По разным<br>авторам                 |
| 1,09  | 2,91  | 3,70              | 1,95             | 0,01                          | —               | 0,04            | 0,03             | 1,33   | 99,25  | Е. М. Головин,<br>1941 г.            |
| 0,40  | 1,40  | 3,47              | 4,32             | —                             | 0,20            | 0,02            | —                | 0,60   | 99,52  | И. М. Исамухамедов<br>и др., 1962 г. |
| 0,53  | 1,54  | 3,37              | 4,41             | 0,06                          | 0,21            | 0,05            | 0,06             | 0,70   | 99,91  | По разным<br>авторам                 |
| 1,73  | 4,86  | 3,92              | 1,59             | 0,23                          | 0,05            | 0,03            | 0,04             | 0,71   | 100,54 | То же                                |

| Формация                                     | № п/п | Количество анализов (номер пробы) | Порода                                     | Место отбора           | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  |
|--|-------|-----------------------------------|--|------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|
| Гранитовая (С <sub>3</sub> —Р <sub>1</sub> ) | 21    | 1 (№ 21)                          | Порфири-<br>видный<br>биотитовый<br>гранит | Р. Аксу<br>(Ханакосу)  | 71,72            | 0,30             | 15,46                          | 0,18                           | 1,67 | —    |
|  | 22    | 1 (№ 26)                          | Порфири-<br>видный<br>гранит               | Кугитанг-<br>тау       | 74,04            | 0,15             | 12,59                          | 0,99                           | 1,29 | 0,02 |
|  | 23    | 16                                | То же                                      | —                      | 72,49            | 0,21             | 13,54                          | 0,67                           | 1,89 | 0,03 |
|  | 24    | 1 (№ 2190а)                       | Аплитовид-<br>ный гранит                   | Ур. Ходжа-<br>Каршавар | 74,60            | 0,05             | 13,35                          | 0,40                           | 1,20 | 0,02 |
| Аляски-<br>тоидных гра-<br>нитов             | 25    | 1 (№ 21776)                       | Аляски-<br>товый гранит                    | Р. Сарасы-<br>сай      | 75,80            | 0,09             | 12,30                          | 1,21                           | 0,57 | 0,01 |
|  | 26    | 1 (№ 585)                         | То же                                      | Р. Мизаки-<br>гау      | 74,19            | 0,22             | 13,52                          | 0,34                           | 1,59 | 0,04 |
|  | 27    | 5                                 | " "  | —                      | 75,39            | 0,12             | 12,95                          | 0,50                           | 1,03 | 0,01 |

Граниты девонского комплекса характеризуются повышенным против кларковых содержанием ванадия (0,006—0,02%), титана (0,01—0,6%, реже до 2%), хрома (0,005—0,008, реже 0,01—0,02%), никеля (0,001—0,004%), кобальта (0,001—0,002%), бария и стронция (от 0,04—0,07 до 0,1—0,2%). Содержание остальных элементов в пределах кларковых или несколько ниже их.

Рудной минерализации с гранитами формации не установлено.

Возраст гранитов принимается девонским на основании радиологического анализа пород Обинаурузского и Вахшиварского массивов. Получены цифры 332—380 млн. лет (среднее  $353 \pm 14$  млн. лет), что соответствует интервалу от среднего девона до раннего карбона (Исамухамедов и др., 1965). Гальки описываемых гранитов установлены в конгломератах верхнего турне — нижнего визе (зойская свита).

### Магматические комплексы герцинского тектоно-магматического цикла

В истории герцинского цикла в регионе выделяются три этапа. Ранний этап (С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub>В<sub>1</sub>), в течение которого формировались прогибы вдоль глубинных разломов, характеризуется преобладающими нисходящими движениями, сопровождаемыми преимущественно вулканической деятельностью. К этому периоду относится формирование дацит-липаритовой, диабазовой и андезитовой формаций. Комаматами диабазовой формации условно считаются интрузивные породы габбро-перидотитовой формации того же возраста.

Со средним этапом (С<sub>3</sub>—Р<sub>1</sub>) восходящих движений связывается основная масса гранитоидных пород района, представленных диоритовой, плагиогранитовой, гранодиорит-гранитовой и гранитовой формациями. Крупнейшие интрузивные тела этого периода располагаются в основном в Южно-Гиссарской зоне, где слагают сложнопостроенный Гиссарский батолит.

Продолжение табл. 53

| MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | SO <sub>3</sub> | H <sub>2</sub> O | П.п.п. | Сумма  | Автор, год                           |
|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|-----------------|------------------|--------|--------|--------------------------------------|
| 0,48 | 2,84 | 3,08              | 3,36             | 0,03                          | —               | —               | —                | 0,33   | 99,42  | М. М. Посохова<br>и др., 1948 г.     |
| 0,30 | 1,72 | 2,72              | 4,82             | 0,04                          | 0,02            | —               | —                | 1,36   | 100,00 | И. М. Исамухамедов<br>и др., 1962 г. |
| 0,66 | 1,75 | 3,54              | 4,03             | 0,09                          | 0,05            | 0,02            | 0,02             | 0,54   | 99,35  | По разным<br>авторам                 |
| 0,30 | 1,60 | 3,55              | 4,50             | 0,03                          | —               | —               | —                | 0,62   | 100,19 | Д. А. Рубанов<br>и др., 1965 г.      |
| 0,30 | 1,06 | 3,10              | 4,56             | 0,04                          | —               | —               | —                | 0,82   | 99,82  | Д. А. Рубанов,<br>1965 г.            |
| 0,30 | 0,91 | 3,67              | 4,50             | 0,06                          | —               | —               | 0,03             | —      | 99,28  | М. М. Маденов,<br>1962 г.            |
| 0,22 | 0,97 | 3,26              | 4,61             | 0,04                          | —               | 0,02            | 0,01             | 0,75   | 99,81  | По разным<br>авторам                 |

Геоантиклинальный режим позднего этапа ( $P_1$ — $T_1$ ) характеризуется локальными межблоковыми подвижками и связанными с ними проявлениями вулканической и интрузивной деятельности, обусловившей образование андезит-диабазовой, липарит-дацитово́й, вулканогенно-молассовой формаций и формации аляскиитоидных гранитов.

#### Магматические комплексы раннего этапа

##### Дацит-липаритовая формация

Вулканыты формации выделяются в составе зойской и вахшиварской свит, широко распространенных в Южном и Юго-Западном Гиссаре (см. рис. 18). Наибольшие мощности этих образований отмечены на юге гор Сурхантау и на севере Гиссарского хребта. Площадь, занимаемая породами формации, составляет около 12—15% от общей площади выходов домезозойских образований. Основная масса вулканических пород представлена покровами кислых лав, меньше пластами туфов того же состава, переслаиваемых осадочным карбонатным и терригенным материалом (табл. 54). Очень редко отмечаются экструзивные купола и субвулканические тела, достоверно относимые к этому возрасту.

Распространение вулканических пород по площади связано с зонами глубинных разломов, к которым, как показывает анализ соотношений лавового и пирокластического материала, в основном приурочены центры излияний, а также и субвулканические тела. Возраст пород вахшиварской и зойской свит устанавливается по комплексу морских органических остатков (см. кн. 1, раздел «Стратиграфия»), содержащихся в прослоях известняков.

Вулканические породы представлены лавами и игнимбритами, меньше лавобрекчиями и туфами липаритовых и дацитовых порфиров.

Отмечаемые изредка покровы и пласты лав и туфов андезитовых порфиритов приурочены к верхам разрезов.

Игнимбриты липаритовых порфиров наиболее широко развиты в разрезах вахшиварской свиты на юге гор Сурхантау и в бассейне р. Шильхазор, где они образуют покровы мощностью 50—80 м, нередко

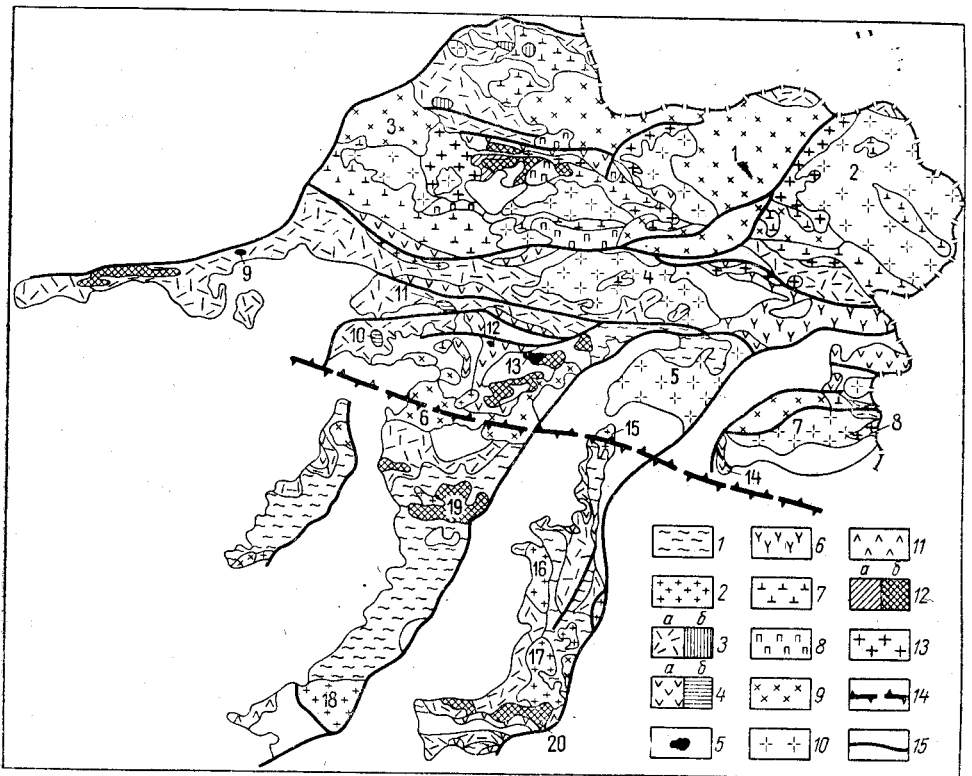


Рис. 18. Распространение магматических формаций в Южно-Гиссарской и Байсунской структурно-формационных зонах

1 — выходы протерозойских (?) образований; 2 — каледонские граниты. Формации герцинского тектоно-магматического цикла. Раннего этапа: 3 — дацит-липаритовая (а — эффузивная, б — субвулканическая фацции), 4 — диабазовая (а — эффузивная, б — субвулканическая фацции), 5 — габбро-перидотитовая, 6 — андезитовая; среднего этапа: 7 — диоритовая, 8 — плагиогранитовая, 9 — гранодиорит-гранитовая, 10 — гранитовая; позднего этапа: 11 — андезито-диабазовая, 12 — липарит-дацитовая (а — эффузивная, б — субвулканическая фацции), 13 — аляски-тоидных гранитов. 14 — граница между Южным и Юго-Западным Тянь-Шанем; 15 — важнейшие разломы

Массивы: 1 — Гиссарский, 2 — Сангиаский, 3 — Таижазыкий, 4 — Шатрутский, 5 — Тупалангский, 6 — Хурсантагский, 7 — Мачеглинский, 8 — Обизарангский, 9 — Захчинский, 10 — Карамкольский, 11 — Шильхазорский, 12 — Иргайлинский, 13 — Алмалыкский, 14 — Кундаджуазский, 15 — Малайлский, 16 — Обинаврузский, 17 — Вахшиварский, 18 — Гуматакский, 19 — Ширтский, 20 — Ходжапакский

разделенные пластинами морских известняков. Присутствие игнимбритов в толще, формировавшейся в прибрежно-морских условиях, трудно объяснимо. Допускается неоднократная смена поднятий и опусканий участков, где происходило извержение вулканического материала.

Макроскопические игнимбриты представляют собой породу зеленого, синевато-зеленого цвета, состоящую из хлоритизированной, почти афанитовой связующей массы, на фоне которой выделяются многочисленные субпараллельно ориентированные черные, темно-зеленые фьямме величиной от 0,2—0,5 до 10—12 см, обуславливающие такситовую и звтакситовую текстуру. Кроме того, в игнимбритах часто отмечаются остроугольные обломки липаритовых порфиров, дацитов, фельзитов,



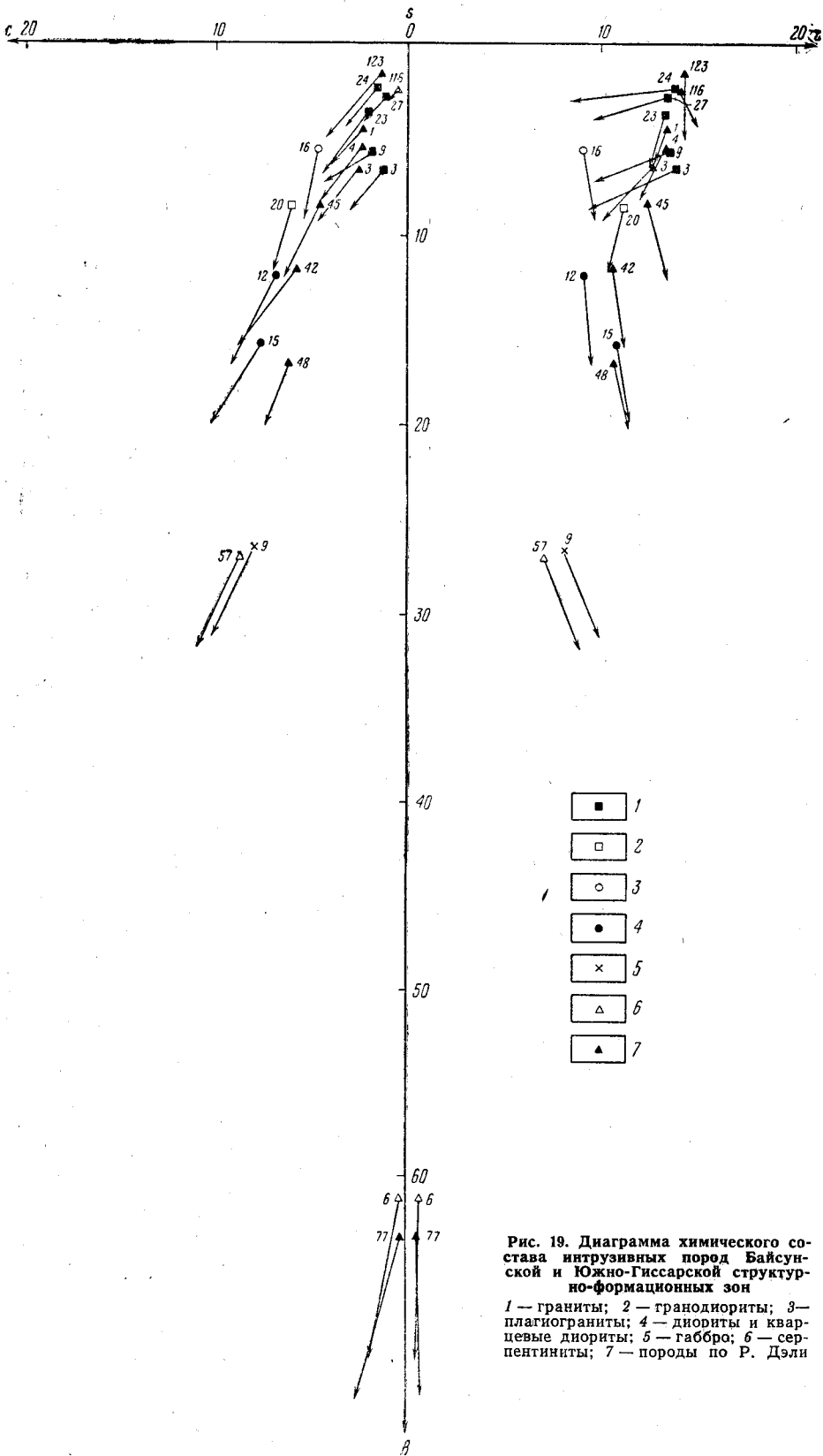


Рис. 19. Диаграмма химического состава интрузивных пород Байсунской и Южно-Гиссарской структурно-формационных зон

1 — граниты; 2 — гранодиориты; 3 — плагииграниты; 4 — диориты и кварцевые диориты; 5 — габбро; 6 — серпентиниты; 7 — породы по Р. Дэли

Соотношение типов пород и лаво-пирокластического материала в разрезах вахшиварской свиты

| Место составления разреза (автор, год)                  | Мощность разреза, м | Липаритовые порфиры |       | Дацитовые порфиры |      | Андезитовые порфиры |      | Песчанки, гравелиты, конгломераты, известняки, алевролиты | Суммарные мощности |       |              |               |
|---|---------------------|---------------------|-------|-------------------|------|---------------------|------|---|--------------------|-------|--------------|---------------|
|   |                     | Лавы                | Туфы  | Лавы              | Туфы | Лавы                | Туфы |   | лав                | туфов | кислых пород | средних пород |
| Хр. Сурхангау, ур. Ходжабарку (Далимов и др., 1968)     | 1427                | 493                 | 408   | —                 | —    | —                   | —    | 526   | 493                | 408   | 901          | —             |
| Разрез XXIV бассейна р. Тамшущ (Д. А. Рубанов, 1964 г.) | 1783,1              | 706,1               | 22,9  | —                 | —    | 10,4                | —    | 1043,7  | 716,5              | 22,9  | 729          | 10,4          |
| Разрез V, горы Чак-Чар (С. Я. Лапидус, 1961 г.)         | 949,5               | 229,3               | 445,8 | —                 | —    | —                   | —    | 274,4   | 229,3              | 445,8 | 675,1        | —             |
| Разрез XXXVII, р. Шильхазор (Д. А. Рубанов, 1965 г.)    | 793,5               | 157,9               | 36,0  | 339,4             | —    | 94,6                | 7,9  | 157,7   | 591,9              | 43,9  | 533,3        | 102,5         |

аргиллитов и известняков. Количество фьямме достигает 15—19% от массы породы. Обломки минералов представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, апатитом, цирконом, магнетитом, пиритом; вторичные минералы — хлорит, карбонат, серицит.

Кварц (10—15%) встречается в виде обломков фенокристов размером 0,5—1,8 мм. Прозрачен, интенсивно корродирован связующей массой, иногда (в основании покровов) приобретает мозаичное или волнистое угасание.

Обломки калиевого полевого шпата (18—30%) представлены микроклин-пертитом с большими значениями углов оптических осей; по нему развиты вторичные минералы — альбит, хлорит, карбонат и соссюрит. В основной массе минерал устанавливается с трудом, обладает незначительным  $2V$  (45—50°) и, возможно, является более высокотемпературным (санидин?).

Количество плагиоклаза варьирует в игнимбритах от 1—2 до 10%. Представлен он остроугольными обломками размером 0,5 до 1,6 мм. Состав его значительно колеблется — от андезина и олигоклаза до альбита. Он подвержен значительной серицитизации, альбитизации, хлоритизации. В основной массе устанавливается с трудом и представлен альбитом.

Структура основной массы игнимбритов отчетливо пепловая, со следами спекания, местами псевдофлюидальная. Встречающиеся миндалины заполнены хлоритом, карбонатом, в меньшей степени опалом и халцедоном.

Туфы липаритовых порфиров представлены как крупнообломочными, так и средне-мелкообломочными разностями. Обломки составляют 15—35% общей массы. Это фельзиты, дациты, сферолиты, кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, циркон, сфен, апатит. Из вторичных минералов отмечаются хлорит, эпидот, карбонат, опал, халцедон.

Реже встречаются обломки яшм и известняков. Связующая масса пепловая. Структура породы литокристаллокластическая.

Лаво- и туфобрекчии наиболее распространены вблизи центров извержений; преобладают туфобрекчии. Основной массой в первых является лавовый материал, во вторых — туфовый кислого состава. Обломки размером от 1 до 10, реже до 20 см составляют от 1 до 10% основной массы и принадлежат яшмам, липаритовым порфирам, фельзитам, известнякам и пр.

Лавы липаритовых порфиров широко распространены по северной окраине Южно-Гиссарской зоны и на юге гор Сурхантау. Породы массивные, окраска серая и буроватая, структура порфировая. В порфировых выделениях размером 0,8—2,0 мм встречены оплавленные зерна кварца, пелитизированного калиевого полевого шпата и кислого, слегка серицитизированного плагиоклаза. Основная масса фельзитовой структуры, из криптокристаллического кварц-полевошпатового вещества, часто пропитанного вторичным кварцем и альбитом. Акцессорные минералы — апатит и циркон.

Лавы фельзитовых порфиров, встреченные в основном в бассейне р. Шатрут на южном склоне Гиссарского хребта, имеют порфировую структуру с фельзитовой основной массой. Вкрапленники немногочисленные (до 10—15%), сильно деформированы, часто имеют линзовидную форму и представлены серицитизированным кислым плагиоклазом. Размер вкрапленников от 0,2 до 1 мм. Основная масса состоит из мелких (до 0,1 мм) неправильных зерен кварца, реже альбита (возможно, вторичного), мелких чешуй хлорита и серицита. В некоторых разностях основная масса интенсивно пропитана гидроксидами железа.

Дацитовые порфиры встречены в бассейне р. Шильхазор и в горах Чак-Чар. Состоят они из вкрапленников (до 40%) и основной массы. Вкрапленники размером до 2,5 мм представлены в основном призматическими кристаллами кислого плагиоклаза (олигоклаз № 15—25) в значительной степени серицитизированного. Отмечается их зональное строение. Меньшее количество вкрапленников принадлежит округлым, оплавленным зернам кварца с волнистым угасанием. Темноцветные минералы, изредка отмечаемые во вкрапленниках, полностью разложены и замещены рудными минералами и хлоритом. Основная масса состоит из беспорядочно расположенных микролитов плагиоклаза, погруженных в тонкозернистый агрегат кварца, хлорита и кальцита.

Редко встречающиеся андезитовые порфириты обычно зеленого цвета с миндалекаменной текстурой, с редкими выделениями среднего плагиоклаза среди гиалопилитовой основной массы. Последняя состоит из войлока различно ориентированных микролитов плагиоклаза, пропитанного раскристаллизованным хлоритизированным стеклом. Миндалины размером до 1 мм выполнены хлоритом и кварцем.

Работами Т. Н. Далимова в 1967 г. на юге гор Сурхантау намечено два участка, где возможно находились центры извержений: район горы Ходжабарку и центральная часть ур. Ходжирбулак. А еще ранее, в 1966 г., В. М. Велитченко и А. А. Поповой южнее, вдоль зоны Южно-Сурхантауского разлома, были откартированы четыре центра извержений. Как правило, эти центры представляют собой сложные вулканические постройки с центральным подводющим каналом — некком. Они сложены лавобрекчиями, туфолавами и туфами липаритовых порфиров и реже лавами основного состава.

Возможно и в других местах региона имеются аналогичные центры извержений, однако слабая изученность площади распространения

вулканических пород не позволяет их достоверно наметить в настоящее время.

По петрохимическим особенностям липаритовые порфиры характеризуются завышенным по сравнению с типовыми породами по Р. Дэли содержанием кремнекислоты, недосыщенностью полевошпатовой известью и глиноземом (табл. 55, рис. 20). Характерно преобладание калия над натрием. Некоторые пробы по составу отклоняются в сторону дацитов и дацит-андезитов, что может свидетельствовать о гибридном их происхождении.

Дацитовые порфиры близки к дацитам по Р. Дэли; отличаются от них некоторой пересыщенностью кремнекислотой и недосыщенностью полевошпатовой известью.

В вулканогенных породах зойской и вахшиварской свит элементы-примеси распространены неравномерно. Титан, ванадий, цирконий, галий, стронций, барий и иттрий содержатся в количествах ниже кларковых, а бериллий и иттербий превышает кларковые в 2—4 раза. По-видимому, процессы контаминации магмы материалом вмещающих гнейсов и сланцев протерозоя (?) привели к обогащению ее кобальтом, ванадием и частично хромом и медью.

Эксплозивно-эффузивные извержения кислой магмы сопровождались внедрением небольших массивов субвулканических пород кислого состава: кварцевых и фельзитовых порфиров и гранит-порфиров, которые достоверно установлены пока только по северному склону Гиссарского хребта (Наушурский и Аксуйский штоки), где прорывают нижнекаменноугольные вулканогенные образования, интрузивными аналогами которых, по-видимому, и являются. Сами они рвутся позднекаменноугольными диоритами. Распространение этих пород, вероятно, не ограничивается северным склоном Гиссарского хребта, но в других местах они пока не доказаны.

Кварцевые порфиры субвулканических тел — это породы серого цвета с порфировой (бластопорфировой) структурой и микролепидогранобластовой основной массой. Порфировые выделения (16—30%) размером 0,5—2,0 мм принадлежат пелитизированному ортоклазу, нацело разложенному плагиоклазу и кварцу. Изредка отмечаются темноцветные минералы, полностью замещенные мелкозернистым агрегатом полевых шпатов, хлорита и магнетита. Основная масса сложена гранобластовыми зернами (размером 0,005—0,01 мм) кварца, полевых шпатов, актинолита и хлорита, единичных зерен апатита и магнетита.

Фельзитовые порфиры аналогичны по составу кварцевым порфирам; отличаются от них микрофельзитовой основной массой и отсутствием кварца во вкрапленниках.

Гранит-порфиры приурочены к краевым частям массивов, реже слагают ксенолиты в диоритах. Это серые породы с бластопорфировой структурой и микрогранулитовой и микробластогранитовой основной массой. Порфировые выделения составляют 10—30% породы, принадлежат кварцу, реже решетчатому микроклину и разложенному олигоклазу. Основная масса сложена в равных количествах мелкими (0,01—0,1 мм) взаимопроникающими зернами кварца, плагиоклаза, микроклина и вытянутыми чешуйками биотита. Данные о петрохимии и геохимии этих пород отсутствуют.

### *Диабазовая формация*

Породы диабазовой формации распространены в виде двух широтного простирания полос вдоль зон глубинных разломов в Южно-Гиссарской зоне, а также на юге гор Сурхантау в Байсунской зоне (см.

рис. 18). Наибольшее их развитие отмечается на стыке этих зон вдоль Южно-Гиссарского глубинного разлома.

В формацию объединяются потоки лав спилитов и диабазовых порфиритов и пласты их туфов, которые вместе с прослоями терригенного и карбонатного материала слагают толщу, выделяемую в регионе под названием ходжирбулакской свиты, а также серии небольших субвулканических тел (мелких штоков, силлов, дайкообразных тел), развитых в пределах распространения пород свиты.

Возраст ходжирбулакской свиты определяется находками в низах толщи гониатит верхнего намюра, а в центральных районах Южного Гиссара в средней части толщи, представленной туфами основных пород и осадочными образованиями, встречены многочисленные остатки фораминифер раннебашкирского возраста.

В. А. Пимшиной для диабазов верхов ходжирбулакской свиты на юге гор Сурхантау приводятся данные абсолютного возраста по валовой пробе в  $355-360 \pm 10$  млн. лет (определения в лаборатории ИГЕМ АН СССР), что указывает на границу девона и карбона. Породы свиты с несогласием залегают на отложениях вахшиварской свиты и перекрываются среднекарбонной сагдорской свитой.

Соотношение вулканического и осадочного материала в составе ходжирбулакской свиты по площади неравномерное. Так, на юге Сурхантау, по данным Т. Н. Далимова, из общей мощности свиты (325 м) на лавы приходится 231 м, на туфы 62 м, на осадочные породы 32 м. В районе горы Хурсантаг и вообще вдоль Южно-Гиссарского разлома в разрезе свиты преобладают осадочные породы (песчаники, алевролиты, известняки, гравелиты). В разрезе свиты по Хурсандарье, составленном А. В. Покровским, лавы составляют 255 м, а осадочные породы 340 м. В целом отмечается преобладание лав над туфами. Формирование пород свиты происходило в подводных условиях.

Среди пород формации выделяются спилиты, диабазовые порфириты и их туфы, очень редко отмечаются андезитовые порфириты.

Спилиты представляют собой темные миндалекаменные породы с отчетливой шаровой отдельностью. Количество миндалин и их размеры уменьшаются от почвы к кровле потоков. Под микроскопом спилиты состоят из лейст плагиоклаза, реже измененного амфибола, интерстиции между которыми заполнены гидроокислами железа, карбонатом, эпидотом и хлоритом. Структура породы спилитовая, микролитовая, гиалопилитовая, интерсертальная. Плагиоклаз представлен беспорядочно ориентированными лейстами альбита размером 0,3—1,0 мм. Миндалины составляют местами до 46% породы. Они выполнены карбонатом, кварцем, хлоритом, эпидотом, нередко имеют концентрически зональное строение: края сложены хлоритом, центр — карбонатом и эпидотом.

Миндалекаменные диабазовые порфириты состоят из плагиоклаза, темноцветных минералов, магнетита. Структура породы пилотакситовая и интерсертальная. Породы интенсивно подвержены зеленокаменному перерождению. Плагиоклаз в фенокристаллах образует идиоморфные зерна размером 0,2—0,8 мм. Соответствует основному андезину, сильно серицитизированному, особенно в центральных частях. В основной массе тонкие лейсты плагиоклаза принадлежат альбиту, реже альбит-олигоклазу.

Темноцветные минералы (1—3%) сильно изменены (опацитизированы, хлоритизированы), сохраняют лишь формы первоначальных кристаллов. Основная масса порфиритов интенсивно замещена гидроокислами железа, хлоритом, карбонатом, эпидотом.

## Состав вулканических пород Байсунской и Южно-

| Формация   | № п/п | Количество анализов (номер пробы) | Порода                                     | Место отбора        | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  |
|--|-------|-----------------------------------|--|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|
| Дацил-липаритовая (C <sub>1t2</sub> — C <sub>1п1</sub> ) | 1     | 1 (№ 3—2)                         | Липаритовый порфир                         | Р. Кызылсай         | 72,12            | 0,15             | 12,98                          | 1,14                           | 1,72 | 0,03 |
|  | 2     | 1 (№ 698)                         | То же                                      | Р. Курганча         | 75,00            | 0,15             | 11,45                          | 0,57                           | 1,29 | —    |
|  | 3     | 6                                 | " "  | —                   | 75,19            | 0,19             | 10,86                          | 0,59                           | 1,84 | 0,03 |
|  | 4     | 1 (№ 114)                         | Туфолава липаритового порфира              | Р. Шильхазор        | 68,55            | 0,27             | 15,14                          | 0,38                           | 3,08 | 0,02 |
|  | 5     | 1 (№ 760)                         | То же                                      | Р. Дийболо          | 75,94            | 0,27             | 11,30                          | 0,30                           | 1,72 | —    |
|  | 6     | 8                                 | " "  | —                   | 71,20            | 0,24             | 14,72                          | 0,69                           | 2,29 | 0,01 |
|  | 7     | 14                                | Туф липаритового порфира                   | Сурхангау           | 74,1             | 0,01             | 12,1                           | 0,85                           | 1,60 | 0,02 |
|  | 8     | 3                                 | Дацитовый порфир                           | —                   | 66,63            | 0,60             | 14,79                          | 1,44                           | 2,23 | 0,09 |
|  | 9     | 1 (№ 6666)                        | Андезитовый порфирит                       | Р. Курганча         | 58,24            | 0,55             | 17,26                          | 1,69                           | 3,44 | 0,15 |
| Диабазовая (C <sub>1п2</sub> — C <sub>2b1</sub> )        | 10    | 1 (№ 6в)                          | Порфирит                                   | Верховья р. Хандизы | 47,48            | 0,69             | 17,04                          | 1,60                           | 7,20 | 0,07 |
|  | 11    | 5                                 | Диабазовый порфирит                        | —                   | 45,95            | 1,08             | 16,39                          | 2,66                           | 5,92 | 0,13 |
|  | 12    | 1 (№ 7)                           | Спилит                                     | Р. Хурсандарья      | 44,88            | 1,09             | 20,0                           | 4,50                           | 6,76 | 0,11 |
|  | 13    | 3                                 | "  | —                   | 46,61            | 1,06             | 17,78                          | 3,47                           | 6,56 | 0,09 |
| Андезитовая (C <sub>2b1</sub> )                          | 14    | 3                                 | Андезитовый порфирит                       | Р. Обизаранг        | 60,17            | 1,44             | 14,94                          | 2,48                           | 5,14 | 0,11 |
| Андезито-диабазовая (P <sub>1</sub> )                    | 15    | 1 (№ 681)                         | Диабазовый порфирит                        | Р. Кайрак           | 48,80            | 1,65             | 16,50                          | 2,55                           | 7,68 | 0,03 |
|  | 16    | 3                                 | Лабрадорский порфирит                      | Там же              | 48,61            | 1,09             | 17,38                          | 3,52                           | 3,30 | 0,14 |
| Липарит-дацитовая (P <sub>1</sub> )                      | 17    | 19                                | Кварцевый порфир (из субвулканических тел) | —                   | 74,20            | 0,02             | 12,50                          | 0,40                           | 1,08 | 0,02 |

Таблица 55

## Гиссарской структурно-формационных зон (в вес. %)

| MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | SO <sub>3</sub> | H <sub>2</sub> O | П.п.п. | Сумма  | Автор                        |
|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|-----------------|------------------|--------|--------|------------------------------|
| 0,75 | 0,63  | 1,07              | 8,10             | 0,03                          | 0,33            | 0,04            | 0,40             | 0,96   | 99,65  | Е. И. Мезенцова,<br>1958 г.  |
| 2,25 | 0,60  | 1,46              | 3,83             | 0,02                          | 0,56            | 0,02            | 0,56             | 2,92   | 99,52  |                              |
| 1,32 | 0,98  | 1,71              | 4,52             | 0,04                          | 0,86            | 0,04            | 0,20             | 2,56   | 99,79  | В. А. Пимшина,<br>1967 г.    |
| 0,50 | 1,76  | 3,26              | 4,00             | 0,09                          | 1,22            | —               | 0,11             | 2,62   | 99,58  |                              |
| 0,95 | 0,63  | 2,10              | 5,40             | 0,08                          | 0,68            | 0,18            | 0,24             | 1,40   | 100,01 | По разным<br>авторам         |
| 1,50 | 0,96  | 2,36              | 4,14             | 0,03                          | 0,42            | 0,02            | 0,20             | 1,56   | 99,67  |                              |
| 0,90 | 1,50  | 2,2               | 2,5              | —                             | —               | —               | —                | 0,70   | 96,48  | Т. Н. Далимов,<br>1968 г.    |
| 1,90 | 2,73  | 3,76              | 2,58             | 0,12                          | 0,66            | 0,02            | 0,04             | 2,69   | 99,44  | По разным<br>авторам         |
| 2,70 | 5,14  | 4,00              | 1,75             | 0,26                          | 2,45            | 0,02            | 0,51             | 4,72   | 99,64  |                              |
| 7,60 | 9,60  | 5,25              | 2,51             | —                             | 0,79            | —               | 0,16             | —      | 99,04  | А. В. Покровский,<br>1961 г. |
| 6,87 | 8,69  | 3,75              | 1,46             | 0,14                          | 3,60            | 0,04            | 0,43             | 6,76   | 99,66  |                              |
| 2,40 | 10,0  | 5,23              | 1,53             | —                             | 2,21            | —               | 0,12             | 3,33   | 99,83  | По разным<br>авторам         |
| 5,63 | 9,89  | 4,25              | 1,41             | —                             | 2,21            | —               | 0,12             | 2,52   | 98,97  |                              |
| 2,48 | 5,15  | 4,42              | 0,60             | 0,25                          | 1,08            | 0,31            | 0,08             | 2,36   | 99,29  | А. В. Покровский,<br>1961 г. |
| 7,49 | 10,20 | 1,65              | 1,94             | —                             | —               | —               | 0,95             | 1,01   | 99,50  | В. А. Пимшина,<br>1967 г.    |
| 2,37 | 10,72 | 2,60              | 2,46             | 0,40                          | 5,04            | 0,10            | 0,44             | 7,37   | 99,56  |                              |
| 0,70 | 1,37  | 2,30              | 4,50             | 0,05                          | 0,75            | —               | 0,20             | 1,05   | 98,14  | По разным<br>авторам         |

Лавобрекчии миндалекаменных порфиритов зеленого цвета, содержат многочисленные угловатые и остроугольные обломки андезитовых порфиритов (до 2 см), субпараллельно ориентированные. В породе имеются реликты фенокристаллов пироксена и амфибола, замещенные вторичными минералами. Основная масса по составу соответствует андезитовому порфириту с микролитовой, реже гиалопилитовой структурой.

Состав пластов сильно измененных туфов соответствует лавам спилитов и диабазов. Среди них по размерности пирокластического материала выделяются псаммитовые, псаммит-псефитовые до агломератовых туфов. Нередко в туфах присутствует чужеродный материал, вынесенный из фундамента вулканических построек. Структура туфов литокристаллокластическая или литовитрокристаллокластическая. Пирокластический материал представлен, как правило, угловатыми обломками минералов, пород и вулканического стекла.

По химизму диабазы и спилиты близки к диабазам по Р. Дэли (см. табл. 55 и рис. 20); отличаются от них повышенным содержанием алюмосиликатов, меньшими количествами полевошпатовой извести, суммарного железа и магния. В породах содержатся в кларковых количествах титан, ванадий, хром, цирконий, цинк, галлий, скандий, иттрий, в ниже кларковых — никель, кобальт, медь, стронций, барий, в выше кларковых — бериллий и иттербий.

С площадями развития пирокластических и лавовых фаций тесно связаны небольшие субвулканические тела диабазов в горах Сурхантау, в верховьях р. Хунсандарья и по рекам Шильхазор и Карамколь. Диабазы, как правило, сильно хлоритизированы и амфиболитизированы. Состоят из лейст разложенного плагиоклаза и авгита, почти полностью замещенного амфиболом, хлоритом, эпидотом. Редко встречаются зерна рудного минерала, апатита и циркона. Структура породы диабазовая. Местами породы тел превращены в амфиболиты.

### *Габбро-перидотитовая формация*

С породами диабазовой формации пространственно связаны перидотиты и габбро, сформировавшиеся, по-видимому, к концу накопления пород ходжирбулакской свиты. Тела перидотитов, измененных до серпентинитов, и габбро вытягиваются цепочкой вдоль южной полосы распространения пород диабазовой формации в Южно-Гиссарской зоне и приурочены к зоне Южно-Гиссарского глубинного разлома. Тела серпентинитов (Кундаджуазский, Иргайлинский и Захчинский массивы) площадью до 0,5—0,7 км<sup>2</sup> каждое имеют в плане вытянутую в широтном направлении форму. Захчинский выход прорывает породы нижнего карбона, а два других ограничиваются тектоническими контактами от известняков девона с севера и от диабазов ходжирбулакской свиты с юга.

Наиболее крупные тела габбро (Чарновинский и Алмалысайский выходы) имеют штокообразную форму; площадь их до 2—2,5 км<sup>2</sup>; прорывают они породы дацит-липаритовой и диабазовой формаций. Дайкообразное тело габбро в районе перевала Кармикат интродуцирует низы фаунистически охарактеризованных нижнебашкирских отложений.

Эти факты, а также устанавливаемая парагенетическая связь габбро-перидотитовой и диабазовой формаций позволяют считать серпентиниты (перидотиты) и габбро раннебашкирскими.

Серпентиниты представляют собой сильно трещиноватую темно-зеленую или почти черную породу с жирным блеском. Под микроскопом обладают петельчатой бластопорфировой структурой за счет вкраплен-



ников бастита, развивающегося по ромбическим пироксенам. Выделяются две разности серпентинитов — хризотилловые и антигоритовые. Хризотилловые серпентиниты состоят из зеленого хризотила, образующего густую сеть тонких полос с поперечноволоконным строением.

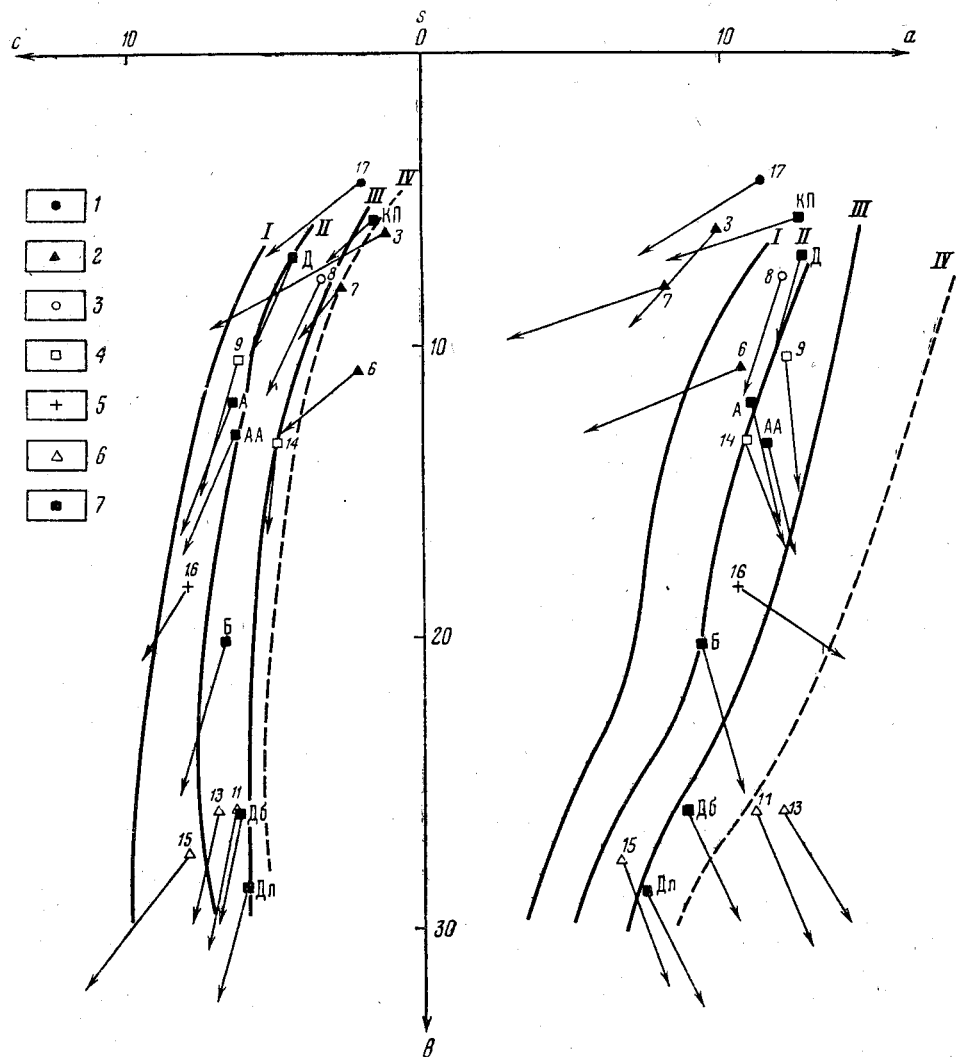


Рис. 20. Диаграммы химических составов вулканических пород Юго-Западного Тянь-Шаня  
 1 — кварцевые порфиры субвулканические; 2 — лавы и туфолавы липаритовых порфиров; 3 — дацитовые порфиры; 4 — андезитовые порфириты; 5 — лабрадоровые порфириты; 6 — спилиты и диабазовые порфириты; 7 — породы по Р. Дэли; КП — кварцевый порфир, Д — дацит, А — андезит, АА — авгитовый андезит, Дб — диабаз, Дп — долерит. Вариационные кривые составов лав: I — тип Пеле, II — тип Лассен-Пик, III — тип Йеллустонского парка, IV — тип Этны

Рудные минералы — магнетит, хромит и др. — обильно пропитывают породу в виде пылевидной вкрапленности. Антигоритовые разности сложены исключительно мелко- и среднечешуйчатым антигоритом с значительными выделениями магнетита и хромита в виде пылевидных скоплений, полосок и мелких зерен.

По химическому составу (см. табл. 53 и рис. 19) серпентиниты близки к гарцбургитам по Р. Дэли, что указывает на их происхождение за счет существенно оливинсодержащих пород.

С серпентинитами связана хризотил-асбестовая и никель-кобальтовая минерализация, а в серпентинитах Иргайлинского массива обнаружены платина (0,03 г/т), палладий (0,03 г/т), родий (0,003 г/т), а также золото (0,022 г/т).

Габбро — это меланократовые, среднезернистые породы темно-зеленого или зеленовато-серого цвета. Под микроскопом обладают габбровой, габбро-офитовой структурами. Состоят они из плагиоклаза (36—60%), пироксена (5—23%), амфибола (15—45%), биотита (до 5%), редко отмечается кварц (до 1—3%). Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, сфеном, ильменитом.

Плагиоклаз в габбро образует идиоморфные удлиненнотаблитчатые зерна, серицитизированные и соссюритизированные. Состав их колеблется от лабрадора (№ 50) до битовнита (№ 70). Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой и актинолитом, развивающимся по пироксену и плагиоклазу. Роговая обманка замещается иногда хлоритом, эпидотом и магнетитом. Пироксен (авгит) образует короткопризматические кристаллы. Замещается актинолитом, реже биотитом. Биотит развит главным образом по амфиболу. Кварц явно вторичный, выполняет промежутки между зернами плагиоклаза и амфибола.

Сведений о связи с габбро какой-либо рудной минерализации не имеется, однако на соседней к востоку площади (в пределах Таджикистана) в аналогичных породах отмечается ильменитовая минерализация, причем ильменит вместе со сфеном и рутилом составляют иногда до 20—25% объема породы.

Спектральный анализ габбро показал кларковые для основных пород содержания таких элементов, как барий, стронций, марганец, ванадий, титан, хром, цинк, никель, цирконий, скандий, галлий, в ниже кларковых количествах встречаются кобальт и медь. Отмечается несколько повышенное содержание бериллия и свинца. По-видимому, отклонение от кларковых содержаний вызвано ассимиляцией кислых вулканитов (повышение бериллия и свинца) и последующим метаморфизмом, при котором выносились кобальт и медь.

По петрохимическим особенностям габбро близки к габбро по Р. Дэли; отличаются от них повышенным содержанием железисто-магнезиальных компонентов и несколько пониженным — полевошпатовой извести. Обращает внимание довольно резкое колебание содержания щелочей, что, по-видимому, связано с воздействием последующих гранитоидных интрузий.

### *Андезитовая формация*

Породы андезитовой формации выделяются в районе под названием свиты андезитовых порфиритов, которая с отчетливым несогласием перекрывает диабазы ходжирбулакской свиты. В пределах Узбекистана породы андезитовой свиты развиты незначительно вдоль южных склонов Гиссарского хребта в бассейнах рек Кштут и Обизаранг, где сохранившаяся мощность толщи достигает соответственно 270—300 и 790 м. Площадь распространения их около 18—20 км<sup>2</sup>. Низы толщи в указанных пунктах не наблюдаются, везде они срезаны разломами. В бассейне р. Ханака, на территории Таджикистана, отмечается трансгрессивное перекрывание андезитовыми порфиритами пород диабазовой формации. В свою очередь толща андезитовых порфиритов перекрывается в бассейне р. Кштут флишоидами сагдорской свиты, в низах ко-

торой обнаружены позднебашкирские фораминиферы. Таким образом, возраст андезитов определяется довольно точно как раннебашкирский.

Андезитовые порфириды образуют довольно монолитные массивы, в которых редко можно выделить отдельные потоки. В верхах толщи изредка наблюдаются туфогенные породы того же состава.

Указанные особенности строения, а также недостаточная изученность позволяют считать, что в пределах распространения пород андезитовой толщи могут быть широко развиты субвулканические тела.

Андезитовые порфириды — породы зеленовато-серого, редко темно-зеленого цвета, крупно- и мелкопорфировые, причем первые характеризуются меньшей степенью изменения, тогда как мелкопорфировые почти полностью замещены вторичными минералами. Структура пород порфировая с микропризматической основной массой. В порфировых выделениях размером до 1—1,5 мм, которые иногда составляют до 40% от объема породы, содержатся плагиоклаз, реже амфибол и биотит. Плагиоклазы образуют широкотаблитчатые зерна, часто зональные — в ядре основные (лабрадор № 50), а по периферии более кислые (олигоклаз № 25). Плагиоклазы в значительной степени альбитизированы. Часто замещаются агрегатом чешуек хлорита и серицита.

Амфибол принадлежит к уралитовой роговой обманке, развивающейся по пироксену-авгиту. Биотит встречается редко, почти нацело замещен хлоритом. Основная масса состоит из мелких лейст разложенных плагиоклазов и зерен темноцветных минералов, чешуек хлорита и точечных включений рудных минералов.

В кластолавах андезитовых порфиритов наблюдаются ксенолиты различной величины кислых эффузивов, известняков, кремнистых пород и миндалекаменных порфиритов.

Оруденения с породами формации не отмечено. Спектральным анализом установлены кларковые для средних пород содержания бария, стронция, марганца, титана, меди, цинка, никеля, кобальта, бериллия, циркония, галлия и несколько повышенные ванадия, хрома, скандия, причем содержания ванадия в 10—30 раз превышают кларковые.

По химическому составу (см. табл. 55 и рис. 20) андезитовые порфириды р. Обизаранг близки к авгитовым андезитам по Р. Дэли; отличаются от них меньшим содержанием алюмосиликатов и полевошпатовой извести и резким преобладанием натрия над калием. Последнее, по-видимому, связано с выносом калия при метаморфизме. В то же время от андезитовых порфиритов нижнего карбона (дацит-липаритовая формация) описываемые породы отличаются резко пониженным содержанием кремнекислоты, щелочных алюмосиликатов и полевошпатовой извести, т. е. первые имеют явно гибридный характер, располагаясь на диаграмме между дацитами и андезитами.

#### Магматические комплексы среднего этапа

Общая инверсия территории Южного и Юго-Западного Гиссара в позднем карбоне — ранней перми сопровождалась внедрением крупных масс гранитоидной магмы, сформировавшей Гиссарский батолит и другие более мелкие массивы. Внедрение гранитоидной магмы происходило в несколько фаз, причем состав пород изменялся во времени от средних к кислым. Исследования последних лет позволяют выделить в регионе четыре фазы внедрения, в результате которых были сформированы породы диоритовой, плагиогранитовой, гранодиорит-гранитовой и гранитовой формаций.

### Диоритовая формация

Породы диоритовой формации распространены в Южно-Гиссарской зоне, где слагают массивы: Танхазыкий площадью  $120 \text{ км}^2$  (в между-речье Аксу и Танхаздаря), Гиссарский —  $60 \text{ км}^2$  (в верховьях р. Аксу) и Сангиассийский —  $20 \text{ км}^2$  (в верховьях р. Кштут). Кроме этих сравнительно крупных штоков отмечаются мелкие штокообразные тела площадью в  $1\text{—}3 \text{ км}^2$  как в Южно-Гиссарской, так и в Байсунской зоне, а также довольно крупные ксенолиты диоритов и кварцевых диоритов в породах более поздних фаз.

Массивы кварцевых диоритов в основном приурочены к крыльям крупных антиклинальных структур; они прорывают осадочные и вулканогенные породы силура и карбона, а в Байсунской зоне — гнейсы и сланцы протерозоя (?).

Основным критерием для определения возраста пород диоритовой формации является их интрузивный контакт с терригенно-карбонатными отложениями позднего карбона на северном склоне Гиссарского хребта (бассейн р. Турткуйлюк), а также прорывание небольшим штоком кварцевых диоритов позднекаменноугольных терригенных образований (алачпанская свита) в бассейне р. Кайрак на юге гор Байсунтау. Обломки несколько преобразованных диоритов, скорее всего принадлежащих характеризуемой формации, отмечены в конглобрекциях эффузивной толщи условно раннепермского возраста в ур. Ходжа-Каршавар. Эти данные позволяют отнести образование диоритовых тел к позднекаменноугольному — раннепермскому времени.

Абсолютный возраст кварцевых диоритов, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР по амфиболу, составляет  $302 \pm 10$  млн. лет, что соответствует низам позднего карбона (Исамухамедов и др., 1965).

Главными породами формации являются кварцевые диориты. Реже отмечаются диориты, а в краевых частях тел местами наблюдается переход в гранодиориты и тоналиты, что связано, по-видимому, с асимметрией вмещающих терригенных пород.

Кварцевые диориты — полнокристаллические среднезернистые породы, иногда порфиоровидные. Состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, роговой обманки, биотита, апатита, циркона, сфена, рудного минерала. Иногда встречается пироксен. Структура их гипидиоморфнозернистая, призматически-зернистая, реже диоритовая.

Кварц (8—15%) в породах резко ксеноморфный, образует слегка запыленные зерна размером от 1,3 до 5 мм, почти всегда с волнистым угасанием. Плагиоклаз (42—62%) — это идиоморфные, часто зональные водяно-прозрачные или слегка серицитизированные и сосюритизированные таблички длиной от 1,5 до 3,7 мм. Относится к андезин-лабрадору (№ 46—48) и даже лабрадору (№ 52).

Калиевый полевой шпат присутствует не всегда. В породах образует (до 5—10%) слегка запыленные ксеноморфные водяно-прозрачные зерна размером от 1,4 до 5,0 мм. Иногда наблюдается микроклиноватая решетка.

Амфибол (обыкновенная роговая обманка) является главным цветным минералом и содержится в количестве от 10 до 31%. Образует неправильные зерна длиной до 4 мм темно-зеленого цвета с хорошо выраженной спайностью. Иногда он хлоритизирован и эпидотизирован и содержит включения плагиоклаза и рудного минерала.

Биотит составляет 10—15% от общего количества минералов, иногда отсутствует. Образует корродированные пластинки длиной до 1,3 мм зеленовато-бурого цвета. Частично хлоритизирован, реже за-

мещается эпидотом. Иногда имеет плеохроичные дворики и выделения по спайности рудного минерала.

Пироксен (авгит) встречается очень редко. Образует идиоморфные короткие таблички размером до 0,5 мм. Бесцветный, или слегка зеленоватый.

Диориты отличаются от кварцевых диоритов темной окраской и большим содержанием цветных минералов. Состоят они из плагиоклаза (андезин-лабрадора № 47) — до 40—60%, амфибола (обыкновенной роговой обманки) — до 37%, биотита — до 13% и аксессуарных минералов — апатита, циркона, сфена и рудного. Изредка встречается кварц (до 1%) и решетчатый микроклин (до 6—7%). Структура гипидиоморфнозернистая и диоритовая.

Гранодиориты — породы светло-серой окраски и массивной текстуры при среднезернистом, иногда порфириновидном строении, встречаются редко в краевых частях тел. Плагиоклаз в них всегда преобладает, образуя гипидиоморфные широкотаблитчатые зерна. Принадлежит андезину (№ 30—45), частично серицитизированному. Довольно много кварца (до 20—25%), образующего ксеноморфные по отношению к плагиоклазу зерна. Калиевые полевые шпаты представлены широкими, иногда ксеноморфными табличками микроклин-микрпертита с мелкими вростками кварца и плагиоклаза. Биотит образует скопления чешуек и отдельные листочки, часто преобладает над амфиболом. Последний присутствует не всегда, представлен обыкновенной роговой обманкой. Аксессуарные минералы — апатит, циркон, сфен.

Тоналиты, встречаемые в краевых частях массивов, представляют собой полнокристаллические среднезернистые породы. Состоят они из основного плагиоклаза (№ 50—58) — 40—50%, кварца — 25—30%, обыкновенной роговой обманки — 15—24% и биотита — 1—12%. Структура тоналитов гипидиоморфнозернистая, реже диоритовая.

Как уже отмечалось, тоналиты носят явно гибридный характер и являются, по-видимому, сильно гранитизированными сланцами. Это подтверждается наличием в них сланцеватой текстуры, образованной линейным расположением цветных минералов.

С комплексом кварцевых диоритов связано образование пирротиновых скарнов с вольфрамом и серебром.

Спектральным анализом в породах комплекса обнаружены кларковые для средних пород содержания бария, стронция, марганца, ванадия, титана, хрома, меди, свинца, цинка, кобальта, никеля, бериллия, циркония, галлия. Отклонение от кларковых содержаний некоторых элементов (барий, стронций, титан меньше кларка, хром — больше кларка) обнаруживается в диоритах. Это, видимо, связано с несколько гибридным характером меланократовых диоритов, которые, как и тоналиты, развиты в краевых фациях массивов.

По химизму кварцевые диориты близки к таковым по Р. Дэли; отличаются от них несколько меньшим содержанием щелочных алюмосиликатов и большим содержанием анортитовой составляющей. Диориты (см. табл. 53) краевых фаций отличаются от диоритов по Р. Дэли небольшой недосыщенностью кремнеземом, несколько большим содержанием глинозема и резким увеличением полевошпатовой извести.

### *Плагиогранитовая формация*

Породы формации развиты только в Южно-Гиссарской зоне, где небольшие штокообразные тела плагиогранитов, площадью от 10 до 25 км<sup>2</sup>, выделяются в бассейне р. Тамшуш и в междуречье Аксу и Танхаздаря.

И. М. Исамухамедов и П. Д. Купченко (Исамухамедов и др., 1962, 1965) относят плагиограниты к комплексу кварцевых диоритов наряду с гранодиоритами и диоритами. Однако в бассейне р. Тамшуш (по ручьям Алатаг и Соя) наблюдается их интрузивный контакт с диоритами, а в ур. Ходжа-Каршавар последние содержатся в виде ксенолитов в плагиогранитах. Все это позволяет выделить плагиограниты в отдельную формацию. В свою очередь плагиограниты прорываются породами следующей, гранодиорит-гранитовой формации.

Внешне плагиограниты — это лейкократовые светло-серые полнокристаллические среднезернистые породы с призматически-зернистой структурой. Состоят из короткопризматических кристаллов длиной 2—5 мм серицитизированного, реже сосюритизированного андезина № 37, 40, 42 (48—52%), ксеноморфных зерен кварца (до 40%) с волнистым угасанием, зеленой обыкновенной роговой обманки (9—12%) в виде табличек размером от 1 до 1,2 мм, местами хлоритизированной и эпидотизированной, иногда замещенной мелкочешуйчатым биотитом, и чешуй бурого биотита (до 7%). Последний иногда замещается хлоритом и эпидотом.

Акцессорные минералы редки; встречаются мелкие зерна циркона и апатита (иногда до 1%). Магнетит часто вместе с цирконом наблюдается в зернах плагиоклаза, где образует мелкие округлые зерна.

Минерализации с данным комплексом не отмечено, спектральными анализами в плагиогранитах установлены в кларковых для кислых пород количествах стронций, ванадий, медь, свинец, никель, кобальт, бериллий, галлий, цирконий.

По химизму плагиограниты не подходят ни к одному из средних типов пород по Р. Дэли. Ближе всего они к кварцевым монцонитам; отличаются от них резко пониженным содержанием щелочей, несколько увеличенным количеством кремнезема и значительным преобладанием натрия над калием. Такой характер пород может указывать на их гибридное происхождение вследствие активной ассимиляции вмещающих пород.

### *Гранодиорит-гранитовая формация*

Породы описываемой формации наиболее распространены в регионе. Они образуют крупные массивы: Гиссарский (около 400 км<sup>2</sup>), Сутшарский (60 км<sup>2</sup>), Мачетлинский (95 км<sup>2</sup>) в Южно-Гиссарской зоне и Хурсантагский (40 км<sup>2</sup>) на границе Южно-Гиссарской и Байсунской зон. Кроме того, ими сложены небольшие штокообразные тела (от 1 до 3—5 км<sup>2</sup>) в обеих зонах. Общая площадь, занимаемая породами гранодиорит-гранитной формации, составляет на территории Узбекистана около 650 км<sup>2</sup>, а с учетом областей их развития в Таджикистане — до 2,5—3,0 тыс. км<sup>2</sup>.

Массивы гранодиоритов — гранитов в структурном отношении располагаются на крыльях (Гиссарский, Сутшарский, Хурсантагский), реже в ядрах (Мачетлинский) антиклинальных структур и являются позднескладчатыми. Они прорывают сланцы и гнейсы протерозоя (?), отложения нижнего палеозоя, нижнего, среднего и верхнего карбона (северный склон Гиссарского хребта, верховья р. Аксу-Азор-Чашма) и породы диоритовой и плагиогранитовой формаций. В свою очередь они рвутся гранитами позднекаменноугольно-раннепермской гранитовой формации, аляскитоидными гранитами и субвулканическими телами ранней перми. На этом основании для них предполагается позднекаменноугольный — раннепермский возраст.

Абсолютный возраст гранитов, определенный калий-аргоновым методом по биотиту в лаборатории ИГЕМ АН СССР, составляет 290±

$\pm 10$  млн. лет, а гранодиоритов —  $311 \pm 10$  млн. лет, что отвечает в первом случае началу позднего, а во втором — концу среднего карбона (Исамухамедов и др., 1965). Возможно, занижение возраста гранодиоритов связано с гибридным характером последних. На соседней территории Таджикистана А. Я. Крыловым по пробам ортита и циркона, отобранными И. В. Мушкиным, возраст определен в 280—285 млн. лет, что соответствует границе карбона и перми.

Главными породами формации являются средне-, реже крупнозернистые роговообманково-биотитовые граниты, переходящие в краевых и апикальных частях массивов в гранодиориты и гнейсо-гранодиориты, образование которых объясняется процессами гибридизма. Жильные фации представлены пегматитами, различными порфиритами и лампрофирами, однако генетическая связь последних с данной формацией часто только предполагается.

Граниты имеют гранитовую или панидиоморфнозернистую структуру, состоят из почти равных количеств кварца и калиевого полевого шпата (в среднем до 30—35% каждого), плагиоклаза (до 33%), биотита (до 5%) и амфибола (до 4,5%). Размер зерен обычно 2—5 мм, иногда до 1 см. Плагиоклазы представлены олигоклазом № 28 и андезин-олигоклазом № 34, часто образуют длиннопризматические таблички, иногда почти нацело сосюртитизированы, реже серицитизированы и эпидотизированы. Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином, реже микроклин-пертитом, образует широкотаблитчатые, слегка пелитизированные зерна, часто с включениями плагиоклаза. Кварц ксеноморфен к полевым шпатам, выполняет промежутки между зернами. Из цветных минералов чаще развит биотит в виде хлоритизированных чешуй до 1—2 мм или скоплений более мелких (0,2—0,4 мм) листочков. Роговая обманка встречается реже в виде удлиненных кристаллов размером до 1—2 мм. Замещается она мелкочешуйчатым биотитом, реже хлоритом и эпидотом. Акцессорные минералы представлены ортитом, цирконом, апатитом и магнетитом.

Гранодиориты развиты большей частью в периферических частях массивов, а иногда образуют и самостоятельные, но незначительные тела, формирование которых связывается с ассимиляцией магмой вмещающих пород. Цвет их серый, иногда темно-серый, структура гипидиоморфнозернистая. Гранодиориты состоят из андезин-олигоклаза № 34—36 (до 40%), ксеноморфного кварца (до 20%), ортоклаза (до 15—20%), биотита (до 10%), обыкновенной роговой обманки (до 5—6%). Акцессорные минералы редки, представлены апатитом и цирконом. Рудный минерал — магнетит — развивается как в породе, так и в темноцветных минералах, где встречается в ассоциации с эпидотом и хлоритом.

Породы жильной фации предполагаются по их в основном пространственной связи с массивами — жилы пегматитов, а также дайки диабазовых порфириров и лампрофириров. Последние невозможно отличить от более молодых даек, поэтому описание их приводится в комплексе раннепермских дайковых интрузий.

С гранодиорит-гранитовой формацией связана скарновая минерализация с вольфрамом и молибденом. В дайках диабазовых порфириров в горах Мачетли обнаружена видимая, весьма незначительная, молибденовая минерализация. Пегматиты Гиссарского и Сутшарского массивов оловоносны, хотя и в малой степени, а в Гиссарском массиве с ними связаны редкометальное и редкоземельное оруденение (иттрий, иттербий, галлий, рубидий, реже ниобий).

Содержание основных элементов-примесей (бария, стронция, марганца, ванадия, меди, свинца, никеля, кобальта, бериллия, скандия,

галлия, циркония) соответствует кларковым для кислых пород, иногда чуть превышая их. Примерно в 10 раз ниже кларковых содержание хрома, а цинка в 2 раза и титана в 10 раз выше кларковых. Интересно, что такое распределение примесей отмечалось уже в плагиогранитах. Возможно, что обе группы пород являются производными единой магмы.

По петрохимическим особенностям роговообманково-биотитовые граниты близки к гранитам по Р. Дэли; отличаются от них повышенным содержанием глинозема и несколько меньшим — полевошпатовой извести. Гранодиориты (см. табл. 53) также близки к гранодиоритам по Р. Дэли, но отличаются пересыщенностью глиноземом, большим содержанием полевошпатовой извести и меньшим щелочей, что лишний раз подтверждает их происхождение за счет ассимиляции магмой пород, богатых глиноземом и основными плагиоклазами.

### Гранитовая формация

К этой формации отнесены массивы, сложенные однообразными по составу порфиоровидными биотитовыми гранитами: Сутшарский, Гиссарский, Сангиассийский, Шатрутский, Тупалангский в Южно-Гиссарской зоне, Кугитангский в Байсунской зоне. Площадь массивов колеблется от 50—60 до 120—150 км<sup>2</sup>, общая площадь, занимаемая ими, около 400—420 км<sup>2</sup>. Форма тел преимущественно штокообразная, иногда несколько вытянутая в широтном направлении. Массивы приурочены в основном к ядрам антиклинальных структур и по своему отношению к тектоническому режиму являются послескладчатыми.

Порфиоровидные граниты интродуцируют силурийские, нижне- и среднекаменноугольные осадочные и вулканогенно-осадочные образования, кварцевые диориты, плагиограниты и роговообманково-биотитовые граниты и сами рвутся раннепермскими субвулканическими кварцевыми порфирами и аляскитоидными гранитами.

Абсолютный возраст по пробам И. М. Исамухамедова и др. (1965) определен калий-аргоновым методом по биотиту в лаборатории ВСЕГЕИ в 311 и 323±10 млн. лет, что по геохронологической шкале на апрель 1964 г. соответствует концу среднего карбона. Возраст явно занижен. В соседних районах Таджикистана для аналогичных и по составу, и по геологической обстановке гранитов южноварзобского комплекса по пробам И. В. Мушкина и В. А. Кутенца абсолютный возраст определялся изотопно-свинцовым методом по цирконам, ортитам и монацитам и для контроля калий-аргоновым методом по биотитам. Большинство определений хорошо согласуются между собой — 245—260 млн. лет, что соответствует ранней перми или границе ранней и поздней перми.

В состав формации входят биотитовые порфиоровидные граниты и аплитовидные мелкозернистые граниты. Последние представляют собой, по-видимому, дополнительные интрузии и образуют мелкие (до 0,1—0,5, редко до 1 км<sup>2</sup>) штоко- и дайкообразные тела, залегающие обычно в порфиоровидных гранитах или вблизи них. Возможно, с ними связаны жильные и дайковые фации, однако тесную генетическую связь последних с гранитами на современном этапе изученности установить не удалось.

Порфиоровидные биотитовые граниты — это полнокристаллические крупнозернистые породы светло-серой и светло-розовой окраски. Среди порфиоровых выделений наблюдаются фенокристаллы светлого плагиоклаза и розовых калиевых полевых шпатов длиной до 3, реже 5 см. Средний размер зерен породы колеблется от 2 до 4 мм. Состоят они из



кварца (35%), калиевого полевого шпата (36%), плагиоклаза (23%), биотита (7%), редко встречается амфибол (до 1%). Акцессорные минералы — циркон, сфен, апатит, рудный минерал (до 1, редко 2%). Структура гранитовая.

Кварц образует ксеноморфные водяно-прозрачные или слегка запыленные изометричные и округлые зерна размером до 6—8 мм; обладает волнистым и мозаичным погасанием.

Калиевый полевой шпат представлен водяно-прозрачными пертитовыми и криптопертитовыми со слабой или резкой микроклиновой решеткой таблицами и призмами и неправильными ксеноморфными зернами. Местами содержит мелкие включения таблиц плагиоклаза и округлых зерен кварца. Относится исключительно к микроклину. По-видимому, имеется две генерации его — первичный (ксеноморфный) и вторичный (порфиновые выделения).

Плагиоклаз образует зональные серицитизированные, иногда карбонатизированные и эпидотизированные кристаллы и неправильные зерна длиной от 2 до 7 мм. Принадлежит альбиту или альбит-олигоклазу (№ 4—10).

Биотит наблюдается в виде темно-бурых неправильных разъединенных листочков длиной 1,3—4 мм, частично хлоритизирован. Иногда замещается цоизит-эпидотовыми минералами или мусковитом и вторичным биотитом. Часто имеет плеохроичные дворики. Амфибол встречается в виде идиоморфных призмочек длиной до 1 мм темно-зеленого и буро-желтого цвета.

В порфировидных гранитах рудной минерализации не обнаружено.

Спектральными анализами в породах выявлены те же элементы-примеси и в том же количестве, что и в роговообманково-биотитовых гранитах предыдущей формации. Здесь отсутствуют только хром и скандий.

По химизму порфировидные граниты близки к докембрийским гранитам по Р. Дэли; отличаются от них повышенным содержанием кремнезема и несколько меньшим количеством железа и полевошпатовой извести.

Аплитовидные мелкозернистые граниты дополнительных интрузий представляют собой светло-серые и серые мелкозернистые породы с размером зерен 1—2 мм. Состоят они из кварца (26%), калиевого полевого шпата (43%), альбита № 4—6 (26%), биотита (5%), мусковита (0,5%) и акцессорных минералов — циркона, апатита, рудного минерала. Структура породы преимущественно гипидиоморфнозернистая.

Минерализация в аплитовидных гранитах также не отмечена. Геохимическая характеристика их аналогична порфировидным биотитовым гранитам главной фазы, но отличаются они от них повышенным содержанием олова и ниобия. От гранитовых аплитов по Р. Дэли аплитовые граниты Южного и Юго-Западного Гиссара отличаются меньшим содержанием кремнезема, недосыщенностью щелочными алюмосиликатами и большим содержанием железа в фемических компонентах.

#### Магматические комплексы позднего этапа

Поздний этап герцинского цикла тектогенеза характеризуется формированием в Южном и Юго-Западном Гиссаре складчатого сооружения, которое сопровождалось расколами в консолидированных к этому времени образованиях среднего и более ранних этапов. Эти расколы служили путями проникновения магмы к поверхности. Продукты магматической деятельности составляют наземновулканогенные нижне-

пермские андезито-диабазовую, липарит-дацитовую формации, аляски-тоидных гранитов и вулканогенно-молассовую формацию перми — триаса.

### *Андезито-диабазовая формация*

Образования формации выделены на юге гор Байсунтау, где они образуют небольшой по площади (0,4—0,5 км<sup>2</sup>) выход, залегающий на размытой поверхности терригенных образований верхнего карбона и нижней перми и трансгрессивно перекрываясь отложениями верхнего триаса. Возраст этих образований принимается условно раннепермским.

Породы формации, выделенные Е. М. Головиным в 1940—1941 гг. в кайракскую свиту, представлены диабазовыми, лабрадоровыми оливиновыми и андезитовыми порфиритами, редко их туфами. Исследованиями В. А. Пимшиной установлено нарастание числа и общей мощности потоков (с 162,7 до 738 м) в северо-восточном направлении, что может указывать на нахождение там центра извержения. Мощность отдельных потоков изменяется от 5—10 до 70—80 м и более.

Диабазовые порфириты, преобладающие в толще, травяно-зеленой, буровато-зеленой окраски, часто миндалекаменные, с порфировой структурой. Вкрапленники представлены широкопластинчатыми кристаллами плагиоклаза и пироксена размером до 2 мм. Плагиоклаз часто зональный, в центре зерен андезин-лабрадорового состава (№ 40—52), а по периферии более основного (№ 68—76). Зерна почти нацело замещаются соссюритом или эпидот-хлоритовым материалом. Пироксен, как правило, полностью замещен зеленым хлоритом и серпентином. Основная масса микролитовой, микропризматической и микродиабазовой структуры состоит из беспорядочно расположенных мелких призмочек и лейст основного плагиоклаза (андезин-лабрадора), промежутки между которыми выполнены слегка раскристаллизованным хлоритизированным стеклом, слабо действующим на поляризованный свет. Рудные минералы — ильменит, пирит, редко гидроокислы железа — образуют мелкие зерна и агрегатные скопления. Миндалины округлой формы размером до 1,3 мм выполнены кальцитом, кварцем, хлоритом, редко тонковолокнистым актинолитом.

Лабрадоровые оливиновые порфириты отличаются от диабазовых наличием во вкрапленниках оливина. Плагиоклаз образует зональные призматические зерна (в центре лабрадора № 51—48, в краевых частях более основной), карбонатизирован и серицитизирован. Оливин разложившийся и измененный, зерна его размером 0,5—1 мм окаймлены рудной оторочкой. Характерная форма зерен удлиненно-призматическая, шестигранная. Зерна разбиты на ячейки гематитовыми прожилками, в ячейках развиваются кварц, идингсит и кальцит, который нередок и в основной массе в виде скоплений. Моноклинный пироксен диопсид-геденбергитового ряда часто замещается карбонатом, хлоритом и рудными, иногда амфиболом. Рудные минералы — гематит и пирит — образуют мелкие (0,01—0,03 мм) зерна. Структура основной массы пилотакситовая, трахитовая. Микролиты основной массы отвечают по составу лабрадору; между ними наблюдаются чешуйки хлорита с распыленным рудным минералом и карбонатом.

Андезитовые порфириты редки, обладают порфировой структурой и микролитовой основной массой. В порфирических выделениях размером от 0,2 до 1,5 мм встречаются зональные плагиоклазы андезин-лабрадорового состава № 40—52, часто замещенные соссюритом и хлоритом, пироксены и, возможно, оливины, нацело замещенные хлорит-серпентиновым веществом. Основная масса состоит из войлока микролитов и

лейст плагиоклаза, погруженных в бесцветный, почти изотропный базис с низким показателем преломления. В виде мелких зерен или пылевидных частиц в породе содержится магнетит.

Рудных ассоциаций с андезито-диабазовой формацией не отмечено. Геохимическая характеристика пород комплекса определяется отсутствием в наиболее чистых разностях пород хрома, молибдена, свинца, цинка, скандия, присутствием в количествах ниже кларковых титана, никеля, циркония, меди, галлия, стронция, бария, в кларковых — кобальта, ванадия, выше кларковых — бериллия, иттрия и иттербия. Повышение содержания этих элементов связано с привнесом их постмагматическими растворами. Часть элементов выносилась из пород при выветривании.

По химизму диабазовые порфиристы (см. табл. 55) близки к диабазам по Р. Дэли, с одной стороны, и долеритам — с другой. Отличаются повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов и пониженным — полевошпатовой извести. Последнее вызвано, по-видимому, деаортитизацией плагиоклазов при автотематоморфических и, возможно, гидротермальных процессах.

Лабрадоровые оливиновые порфиристы могут быть сравнимы с кварцевыми базальтами по Р. Дэли, от которых отличаются меньшим количеством кремнезема, алюмосиликатов, а также полевошпатовой извести.

### *Липарит-дацитовая формация*

Эффузивно-пирокластические породы формации развиты только в центральной части Южно-Гиссарской зоны, по правым притокам р. Тамшуш, и до настоящего времени они почти не изучены. Выход этих пород не превышает  $0,5 \text{ км}^2$  и представлен лавами и лавобрекчиями дацитовых порфиров и их туфов мощностью до 300 м.

Раннепермский (?) возраст этим образованиям придается на основании находки в лавобрекчиях и туфоконгломератах обломков кварцевых диоритов, розоватых порфировидных гранитов и красноватых аплитов, относящихся по возрасту к позднему карбону — ранней перми. По возрасту и составу описываемые породы сопоставляются с вулканогенной лючобойской свитой бассейна р. Ханака на соседней к востоку территории Таджикистана.

С эффузивно-пирокластической толщей тесно генетически и пространственно связаны субвулканические тела дацитовых порфиров, небольшие (площадью до  $0,5$  редко  $1,0 \text{ км}^2$ ) выходы которых вытянуты цепочкой вдоль р. Тамшуш и ее составляющей — р. Сарасысай.

К формации условно относятся также субвулканические тела кварцевых, сферолитовых порфиров, кварцевых кератофиров и дацитовых порфиров, развитых на юге Южно-Гиссарской зоны (в бассейне р. Чош) и в Байсунской зоне (в бассейне р. Сангардак и на юге гор Сурхантау). В отношении возраста указанных тел единого мнения нет. А. В. Покровский, считая их тесно связанными с раннекаменноугольными вулканидами (липаритовая формация зойской и вахшиварской свит), относил породы формации к раннему карбону. Т. Н. Далимов, изучая их на юге гор Сурхантау, также связывает их с вулканидами вахшиварской свиты, в то же время указывая на их интрузивный контакт с породами позднеамюрской — раннебашкирской ходжирбулакской свиты. И. М. Исамухамедов и П. Д. Купченко считают эти породы раннепермскими и на основании прорывания ими гранитоидов среднего — верхнего карбона и на основании данных определения абсолютного возраста валовых проб из Карамкульского (по р. Кызылдарья), Ходжаи-

пакского (на юге гор Сурхантау) и Ширтского (по р. Сангардак) массивов:  $240-243 \pm 4$  млн. лет для первых двух тел и  $288 \pm 10$  млн. лет для последнего. В первом случае возраст пород соответствует поздней перми (по геохронологической шкале на апрель 1964 г.), во втором — концу позднего карбона.

Указанные данные позволяют с некоторой долей условности относить образование субвулканических порфиров к ранней перми, считая их субвулканическими фациями липарит-дацитовый формации, хотя некоторые из них при дальнейшем изучении возможно окажутся более древними.

Субвулканические тела имеют размеры от 0,01—0,05 до 10 км<sup>2</sup> и штокообразную и дайкообразную форму. К наиболее крупным относится Ширтское тело, имеющее площадь 10 км<sup>2</sup>. Общая площадь, занимаемая выходами субвулканических порфиров, составляет не менее 50 км<sup>2</sup>.

Лавовая фация липарит-дацитовый формации представлена в основном дацитовыми порфирами, составляющими более 60% общей мощности покровной толщи. Они вместе с лавобрекчиями того же состава (25%) развиты в низах толщи. Мощность потоков лав колеблется от 5—10 до 20—25 м. В верхах толщи распространены туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты с единичными потоками лавобрекчий.

Дацитовые порфиры — породы порфировой структуры с вкрапленниками размером 1—5 мм округлых зерен кварца и призматических кристаллов плагиоклаза. Плагиоклазы представлены олигоклазом (№ 15—18) или олигоклаз-альбитом (№ 8—12), часто серицитизированным, реже хлоритизированным и эпидотизированным. Встречаются единичные чешуйки (1—1,5 мм) опацицитизированного биотита. Основная масса породы кварц-полевошпатовая, фельзитовой и микрофельзитовой структуры, часто с зачаточной пилотакситовой.

Туфы, туфопесчаники, туфогенные алевролиты сложены из пирокластического и литокластического материала, присутствующего в разных количествах. В туфах, состоящих из пирокластического материала, встречены обломки кристаллов плагиоклазов, хлоритизированного стекла, кварца, эффузивных пород, а также обломки кварцитов. Размер обломков от 0,05 до 0,4 мм. В туфопесчаниках увеличивается до 35—50% объема породы содержание литокластических обломков. Представлены они кварцем, кремнями, кварцитовидными песчаниками. В туфоалевролитах, сложенных зернами кварца, полевых шпатов, обломков песчаников, эффузивных пород, сцементированных кремнисто-серицит-хлоритовым цементом, встречены обломки раскристаллизованного хлоритизированного стекла (до 10% породы).

Субвулканические интрузии сложены дацитовыми, кварцевыми, сферолитовыми порфирами и кварцевыми кератофирами. Тела дацитовых порфиров встречены в бассейне р. Тамшуш и в бассейне р. Чош, кварцевые порфиры и кератофиры выделены на юге гор Сурхантау, где образуют 14 изолированных массивов, локализующихся в две ветви — северную и южную. Южная ветвь сложена преимущественно кератофирами, северная — красными кварцевыми порфирами и сферолитовыми порфирами.

Кварцевые кератофиры и альбитизированные кварцевые порфиры слагают Вахшиварский, Зойский и Готхакинский массивы. Они характеризуются зеленоватой, серой, коричневой окраской, столбчатой и плитчатой отдельностью. Состоят из фенокристаллов (15—40%) и основной массы (60—85%). Фенокристаллами (2—2,5 мм) представлен в основном (от 4,3 до 24%) альбит, реже андезин и олигоклаз-андезин (№ 35), в значительной степени хлоритизированный и серицитизиро-

ванных. В основной массе из плагиоклазов развит чистый альбит в виде тонких, лейстовидных игольчатых кристаллов длиной 0,1—0,2 мм. Кварц (7—14%) в фенокристаллах образует водяно-прозрачные, сильно корродированные зерна размером 1,6—2,0 мм. В основной массе кварц присутствует в виде мелких (0,2—0,3 мм) округлых зерен. Калиевый полевой шпат для этих пород не характерен (0,2—2,5%); зерна его имеют размер 0,5—1,6 мм, часто сильно пелитизированы и серицитизированы; по углу оптических осей минерал приближается к микроклинпертиту. Нередко образует простые двойники. В основной массе встречается в пустотках породы, замещает зерна альбита и в агрегатном состоянии является составной частью связующей массы. Биотит присутствует редко в виде сильно мусковитизированных чешуек.

В апикальных частях тел кварцевых кератофигов нередко отмечаются переходы в сферолитовые породы. Сферолитовые обособления представляют собой радиальнолучистые и концентрически-зональные округлые образования кварц-калишпатового состава. Диаметр сферолитов от 0,1 до 5—10 мм.

Кварцевые порфиры макроскопически резко отличаются ярко-красной, кирпично-красной окраской. В фенокристаллах отмечены кварц, альбит и калиевый полевой шпат, основная масса преимущественно кварц-калишпатовая с микрофельзитовой, сферолитовой, аллотриоморфнозернистой структурами. Плагиоклаз наблюдается в виде фенокристаллов (от 3 до 8%) серицитизированных и хлоритизированных зерен альбита и олигоклаза, включений серицитизированных зерен в выделениях калиевого полевого шпата и лейст альбита в основной массе. Калиевый полевой шпат (28—32%) в фенокристаллах представлен корродированными зернами с небольшими углами оптических осей (63—65°). Большая часть калиевого полевого шпата приходится на основную массу, где он часто образует регенерационные каемки вокруг фенокристаллов и сферолитов. Это может свидетельствовать о наличии процессов калиевого метасоматоза. Кварц (8—10%) отмечается как в фенокристаллах, так и в основной массе.

Дацитовые порфиры субвулканических тел серого и зеленовато-серого цвета, порфировой структуры. Вкрапленники (до 15—25%) представлены округлыми зернами (до 1—3 мм) кварца, призматическими кристаллами серицитизированного олигоклаза (№ 18—20) и нацело разложенного цветного минерала, замещенного агрегатом волокнистого амфибола, хлорита, альбита и магнетита. Акцессорные минералы — единичные мелкие зерна апатита. Основная масса микрогранулитовая, состоит из мелких (0,005—0,01 мм) зерен альбит-олигоклаза (№ 8—15), меньше — кварца и удлиненошестоватых (длиной до 0,02 мм) иголок зеленого амфибола; отмечаются также мелкие чешуйки хлорита, зерна магнетита.

С субвулканическими телами порфиров пространственно связаны рудопроявления кварц-магнетит-гематитовой минерализации. На возможность связи с субвулканическими порфирами золоторудной минерализации указывал в 1940—1941 гг. Е. М. Головин. Пространственно с этими же телами связано колчеданно-полиметаллическое оруденение в хр. Чак-Чар.

Субвулканические порфиры относятся к породам резко пересыщенным кремнеземом (см. табл. 55, рис. 20). Состав их колеблется от кварцевого порфира до кератофира и кварцевого кератофира. Отдельные пробы приближаются к дацитам и андезито-дацитам. Калий преобладает над натрием. Отмечается некоторая недосыщенность щелочными алюмосиликатами.

### *Формация аляскитоидных гранитов*

Аляскитоидные граниты образуют трещинные, штокообразные, вытянутые в широтном направлении массивы в Южно-Гиссарской зоне: наиболее крупные Ходжа-Каршаварский (65—70 км<sup>2</sup>), Сангиасский (25—30 км<sup>2</sup>), Ойбексуский (20—25 км<sup>2</sup>), Кштутский (10—12 км<sup>2</sup>), Обизарангский (20—25 км<sup>2</sup>), Чормагольский (3—4 км<sup>2</sup>), Мизакигауский (10 км<sup>2</sup>) и ряд мелких тел. Общая площадь, занятая гранитами в пределах узбекистанской части Южно-Гиссарской зоны, составляет около 180—190 км<sup>2</sup>.

С описываемыми гранитами связаны жильные породы — пегматиты, аплиты и дайки граносиенит-порфиров и, возможно, лампрофиров.

Аляскитоидные граниты прорывают каменноугольные осадочные и вулканогенные образования, гранитоиды позднекаменноугольного — раннепермского времени, раннепермские эффузивные и субвулканические дацитовые порфиры. На соседней к востоку территории Таджикистана галька весьма схожих по облику и составу гранитов обнаружена в конгломератах молассовой толщи поздней перми — раннего триаса (ханакинская свита). На основании этих данных возраст аляскитоидных гранитов принимается раннепермским. На территории Таджикистана для аналогичных гранитов определен абсолютный возраст в 225—230 млн. лет, что соответствует раннему триасу (Крылов, Силин, 1963).

Массивы аляскитоидных гранитов сложены однообразными по составу лейкократовыми полнокристаллическими породами темно-розового и красного цвета. Под микроскопом граниты состоят из кварца (30—35%), калиевого полевого шпата (45—50%), альбита (20—25%), редко биотита (0,5—1—5%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ортитом. В области развития этих гранитов в шлихах обнаружены торит и оранжит, по-видимому, также входящие в состав гранитов в виде акцессорных минералов. Структура пород гипидиоморфнозернистая, порфировидная, реже гранитовая. Вторичные минералы — серицит, эпидот, пелит.

С аляскитоидными гранитами генетически связаны проявления грейзен-кварц-молибденитовой рудной формации (по рекам Обизаранг и Хучи). Предполагается связь с ними редкоземельной (лантан, церий) минерализации.

Основные элементы-примеси в аляскитоидных гранитах находятся в кларковых для кислых пород содержаниях. Отмечается повышение количества титана и цинка (в 5—10 раз выше кларка) и отсутствие хрома и скандия.

Петрохимические особенности аляскитоидных гранитов определяются несколько повышенным содержанием фемических компонентов и полевошпатовой извести по сравнению со средним типом аляскита по Р. Дэли и несколько меньшим количеством щелочных алюмосиликатов (см. табл. 53, рис. 19).

### *Дайковые интрузии различного состава*

Описываемый регион характеризуется развитием многочисленных разнообразных по составу дайковых интрузий. Для некоторых из них устанавливается тесная генетическая связь с гранитоидными комплексами различного возраста, другие, по-видимому, возникли позднее самых молодых аляскитоидных гранитов.

С гранитоидными комплексами разного возраста чаще всего генетически связаны аплиты и пегматиты, с субвулканическими порфирами — дайки того же состава. Наиболее молодые дайки порфиритов, гранит-порфиров, лампрофиров прорывают все более древние образования. Их возраст относительно друг друга часто не устанавливается. В Кугитангтау они наиболее многочисленны и по их пересечению устанавливается следующая последовательность их образования:

- а) диабазы и диабазовые порфириты I;
- б) кварцевые порфиры, фельзиты, гранит-порфиры;
- в) микродиориты, спессартиты, керсантиты, порфириты;
- г) диабазы, диабазовые порфириты II;
- д) диабазы, диабазовые порфириты III;
- е) ортофиры, сиенит-порфиры.

Описание их приводится по И. М. Исамухамедову и П. Д. Купченко (Исамухамедов и др., 1965).

Ранние дайки диабазов и диабазовых порфиритов мощностью от 0,4 до 2,5 м имеют преимущественно северо-западное простирание. В диабазах структура микродиабазовая, в диабазовых порфиритах — порфировая с диабазовой основной массой. По химическому составу они являются промежуточными между диабазами и мелафирами.

Кварцевые порфиры, фельзиты и гранит-порфиры связаны постепенными переходами. Фельзиты слагают дайки мощностью до 2 м или образуют приконтактные зоны в дайках кварцевых порфиров (последние мощностью от 2 до 7 м). Дайки мощностью от 7 до 12 м сложены гранит-порфирами со сферолитовой, а свыше 12 м — с микрогранитовой структурами основной массы. Дайки этих пород прорывают диабазы и диабазовые порфириты первой группы и пересекаются более поздними жильными породами.

Микродиориты, спессартиты, керсантиты и порфириты, по-видимому, образовались одновременно. Они прорывают дайки кварцевых порфиров и в свою очередь секутся диабазами второй группы. Породы образуют меридиональные дайки мощностью от нескольких метров до десятков метров.

Микродиориты в зонах контакта по составу приближаются к спессартитам. Плаггиоклазы в них отвечают андезин-лабрадору (№ 48), а амфиболы — обыкновенной роговой обманке. Структура гипидиоморфнозернистая, в краевых частях — микрогранитовая и лампрофировая.

Спессартиты состоят из плаггиоклаза (№ 9) и зеленой обыкновенной роговой обманки. В небольшом количестве встречаются кварц, апатит и магнетит. Структура лампрофировая. Керсантиты образуют редкие и маломощные дайки. В них наблюдаются выделения плаггиоклазов (кислый андезин № 33) и биотита. Основная масса того же состава с трахитоидной структурой.

Среди дайковых пород преобладают диабазы и диабазовые порфириты второй группы, образующие дайки меридионального простирания. В диабазовых порфиритах вкрапленниками являются плаггиоклазы и пироксены, основная масса диабазовая или микрогаббровая. В диабазах основная масса микролитовая. Маломощные (до 6 м) дайки сложены диабазами, крупные — диабазовыми порфиритами, причем в последних наблюдаются переходы от микрогаббро в центре, через диабазовые порфириты к диабазам в контактах. Образованы эти породы плаггиоклазами, пироксеном, аксессуарными (сфен, магнетит, титаномагнетит, апатит). Плаггиоклазы отвечают лабрадору (№ 54—70), а пироксен — авгиту. По химическому составу они близки к среднему типу диабазов.

Диабазовые порфириды и диабазы третьей группы развиты ограниченно, они образуют дайки субширотного простирания мощностью до 5 м. По составу и структуре аналогичны диабазам и диабазовым порфиридам ранних этапов.

Ортофиры и сиенит-порфиры также распространены ограниченно. Они образуют дайки мощностью от 3 до 15 м, имеющие близкие к меридиональному простирания. Прослеживаются на сотни метров. Маломощные дайки сложены ортофирами со сферолитовой структурой, а крупные — сиенит-порфирами со сферолитовой основной массой. Состав ортофиров и сиенит-порфиров сходный: альбит (№ 4), ортоклаз и биотит.

С дайковыми интрузиями, по мнению Б. Ф. Василевского (Исамухамедов и др., 1962), связана большая группа месторождений и проявлений полезных ископаемых. С диабазам и диабазовыми порфиридами первой группы предполагается связь молибденовой минерализации, а с аналогичными породами второй — скарново-полиметаллическая. Диабазам и диабазовым порфиридам третьей группы сопутствует кварц-доломит-полиметаллическая формация, широко развитая в Байсунской зоне. Ортофиры и сиенит-порфиры сопровождаются кварц-флюорит-галенитовой минерализацией.

### *Вулканогенно-молассовая формация*

К концу пермского периода происходит усиленная денудация растущих поднятий, продукты размыва образуют молассовые толщи, выделенные на юге Гиссарского хребта в ханакинскую свиту.

В описываемом регионе аналоги ханакинской свиты установлены в горах Байсунтау, где сложены конгломератами, песчаниками, гравелитами и алевролитами. Накопление молассовой толщи сопровождалось отдельными пароксизмами вулканической деятельности, о чем свидетельствуют маломощные (5—10 м) прослои туфов липаритовых порфиридов, а на территории Таджикистана — лав трахиандезитовых порфиридов, туфолав и туфов липаритовых порфиридов. Более молодых магматических образований в рассматриваемом регионе не обнаружено.

Обзор магматических комплексов Южного и Юго-Западного Гиссара позволяет отнести этот регион к уникальным по размаху и разнообразию проявлений магматизма, охватывающих длительный промежуток времени (от позднего протерозоя? до раннего триаса). Выделяются до 17 разновозрастных формаций вулканогенных и интрузивных пород, большинство которых образовано в герцинский тектономагматический цикл. В течение этапов этого цикла намечается определенная закономерность в изменении состава магматических пород.

В раннем этапе отмечается смена кислых вулканических пород основными и средними с проявлением интрузий габбро-перидотитового ряда. В среднем этапе картина обратная, наблюдается закономерный ряд интрузий от диоритов до гранитов. Поздний этап начинается с образований основных и средних вулканитов и завершается кислыми. Указанные особенности магматизма тесно связаны с тектоническим режимом.

В ранний этап цикла происходит заложение прогибов вдоль глубинных разломов, игравших в последующем значительную роль в распределении магматического материала.

Дифференциация прогибов и активизация глубинных разломов в раннем и начале среднего карбона обусловили интенсивную вулканическую деятельность. Изменение состава вулканитов от кислых до



основных объясняется проникновением глубоких расколов вначале до гранитного, а затем и до базальтового слоев земной коры и соответственно участием магм гранитного и базальтового состава. Падение тектонической активности в среднем и позднем карбоне закономерно отразилось в затухании магматической деятельности.

Инверсия геосинклинальной системы, завершившаяся формированием складчатого сооружения, сопровождается четырехфазным внедрением интрузий гранитоидов, состав которых от фазы к фазе меняется в сторону более кислых пород. Это вызвано, по мнению некоторых исследователей (Исамухамедов и др., 1962; Баратов, 1966), убывающей ролью ассимиляции первичной аляскитовой магмы к конечным фазам.

Другие исследователи, проводившие детальные работы по изучению магматических пород Южного Гиссара (И. В. Мушкин и др.), считают, что особенности развития интрузивного магматизма региона лучше всего объяснимы с позиций Ю. А. Кузнецова о различном составе магмы в момент ее зарождения, зависящем от обстановки и характера субстрата. Э. П. Изох объясняет наличие вариаций пород от диоритов до аляскитов перемещением очагов магмообразования из основного (базальтового) слоя в гранитный, не исключая процессы дифференциации и ассимиляции в очагах вторичной магмы.

Магматические процессы поздних этапов вызываются расколами в консолидированном субстрате и проникновением их на различную глубину. По-видимому, этим можно объяснить излияния основной магмы на юге гор Байсунтау, где расколы достигли базальтового слоя, тогда как в других местах и особенно в Южно-Гиссарской зоне происходят излияния кислых лав, формирование субвулканических порфиров также кислого состава и последующее внедрение магмы аляскитового состава.

Орогенические движения в конце поздних этапов сопровождались мощными разрывными нарушениями, проникшими в более глубокие зоны земной коры. В результате сформировался комплекс дайковых интрузий преимущественно основного ряда.

Таким образом, в формировании магматических комплексов Южного и Юго-Западного Гиссара участвовали магмы кислого (гранитная) и основного (базальтовая) состава. Возможно, на ранних этапах участие принимала и гипербазитовая магма, послужившая исходным материалом для формирования пород габбро-перидотитового комплекса.

Основные черты петрохимии горных пород рассмотренных формаций и особенно кислого ряда показывают, что они насыщены, а часто и пересыщены кремнекислотой и глиноземом. Заметные отклонения большинства вулканитов от средних типов пород по Р. Дэли, по-видимому, вызвано гибридным характером магмы, при продвижении захватывавшей и ассимилировавшей боковые породы. Это подтверждается также распределением элементов-примесей, содержания которых меняются в зависимости от литологического и петрографического состава ассимилированных пород.

Связь с вулканогенными образованиями региона рудных формаций достоверно не установлена. Большинство из имеющихся в районе месторождений и проявлений полезных ископаемых генетически и парагенетически связаны с интрузивными комплексами. С интрузивными породами раннего этапа связана хризотил-асбестовая и кобальт-никелевая (возможно, и платиновая) минерализация в серпентинитах. Интрузивные комплексы средних этапов сопровождаются скарново-пирротиновой (с вольфрамом и серебром) минерализацией в кварцевых диоритах, скарново-вольфрамовой с молибденом — в гранитах, редкоземельной и редкометальной — в пегматитах гранит-гранодиоритовой форма-

ции. К породам позднего этапа приурочена кварц-гематит-магнетитовая минерализация в субвулканических порфирах, грейзен-молибденовая в гранитах и хрусталеносность в пегматитах формации аляскидных гранитов. И наконец, большая группа рудных формаций парагенетически связана с комплексом дайковых интрузий: молибденовая, скарново-полиметаллическая, кварц-доломит-полиметаллическая, кварц-флюорит-галенитовая и др.

В последние годы в юго-западных отрогах Гиссарского хребта изучается колчеданная и колчеданно-полиметаллическая минерализация уральского типа. Наиболее крупным объектом этого типа является месторождение Хандиза в северной части гор Сурхантау. Западнее его аналогичная минерализация известна в хр. Чак-Чар и Яккабагских горах.

По данным О. И. Черных и В. А. Арапова, указанная минерализация пространственно связана с региональным субширотным «эффузивным» разломом, к зоне которого приурочен пояс субвулканических тел среднего и кислого состава и кислые лаво-пирокластические фации вахшиварской и зойской свит. Колчеданно-полиметаллическая минерализация пространственно тесно связана с субвулканическими телами. Указанные особенности размещения, по мнению ряда исследователей (П. В. Панкратьев, В. А. Арапов, Т. Н. Далимов и др.), свидетельствуют о генетической связи указанной минерализации с вулканической деятельностью в позднем визе — раннем намюре.

#### **ЗАКРЫТЫЕ РАЙОНЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА**

Рассматриваемая площадь Узбекистана ограничивается на севере Кульджуктаускими, Зирабулак-Зиатдинскими и Каратюбинскими горами, на востоке — западными отрогами Гиссарского хребта, на юге, юго-западе и западе граничит с Туркменской ССР. Площадь региона 61 тыс. км<sup>2</sup>.

Погребенный палеозойский фундамент описываемой площади имеет ступенчатое строение. Погружение ступеней происходит с севера на юг по региональным глубинным разломам. В первой ступени палеозой обнажается на дневной поверхности, во второй (Бухарской) он залегает на глубине 800—3000 м, в пределах третьей (Амударьинской) — на глубине 3000—4500 м.

Северная ступень относится к Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоне Южного Тянь-Шаня. Средняя и южная ступени представляют собой соответственно северо-западное продолжение под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений Южно-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня и Байсунской зоны Юго-Западного Тянь-Шаня.

В строении фундамента принимают участие осадочные и магматические породы. Последние вскрыты 206 скважинами и оконтурены геофизическими исследованиями. Общая площадь их распространения более 17 тыс. км<sup>2</sup> или около 29% площади региона. Среди магматических образований выделяются вулканогенные, интрузивные и вулканогенно-осадочные породы. Сопоставление указанных групп пород с соответствующими палеозойскими образованиями, выходящими на поверхность в горных окраинах региона, позволяет отнести первую группу к нижнему карбону, вторую — к верхнему карбону — нижней перми и третью — к перми.

#### **Вулканические породы нижнего карбона**

Эффузивно-пирокластические породы вскрыты 46 скважинами на 19 площадях и занимают 3,5% площади региона (2,06 тыс. км<sup>2</sup>). Среди них установлены альбитофиры, авгититы, кварцевые порфиры и их ту-

фы, фельзитовые и дацитовые порфиры, диабазовые порфириты и туфы андезитового порфирита.

Альбитофиры встречаются в скв. 10 на площади Учкыр. Они представлены сильно измененными серовато-зелеными породами. Основная масса их (92—95% породы) состоит из лейст альбита, серицита и редких зерен кварца. Среди вкрапленников преобладает альбит (5—7%), редко наблюдаются единичные округлые порфиновые выделения кварца. Размер вкрапленников 0,3—1 мм. По трещинам в альбите и вокруг зерен кварца развит серицит.

Авгититы — это измененные массивные зеленого цвета породы, вскрыты скв. 33 на площади Учкыр. Состоят из основной массы (60—65%) и вкрапленников (35—40%). Вкрапленники представлены довольно свежим авгитом, выделяющимся в виде зерен размером 0,4—4,5 мм. Август образует идиоморфные призмы; встречаются характерные восьмигранные сечения; наблюдаются двойники и зональные кристаллы. Основная масса полностью преобразована, сложена из микрозернистого агрегата хлорита, в котором кое-где наблюдаются нечеткие реликты разложенного альбита, призмы бледноокрашенной роговой обманки, бесформенные и игольчатые зерна магнетита и комочки землистого эпидота.

Кварцевые порфиры встречаются на площадях Атбакор, Мамаджургат, Шуртепа, Кызылрават, Байбурак, Карабаир, Ташлы, Андабазар, Карактай и Джаркак.

На площадях Атбакор (скв. 3) и Мамаджургат (скв. 3) кварцевые порфиры представлены желто-серыми и зеленовато-серыми с бурым оттенком породами. Порфиновые выделения составляют 8—10, редко 15% породы; среди них преобладают плагиоклаз и калиевый полевой шпат, реже кварц. Основная масса сложена плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем и бледно-зеленым хлоритом.

Кварцевые порфиры Шуртепе (скв. 1), Кызылравата (скв. 1 и 3) Байбурака (скв. 3) и Карабаира (скв. 1 и 10) имеют зеленовато-серую окраску. Основная масса породы интенсивно окварцована, местами сильно хлоритизирована, содержит равномерно рассеянную рудную пыль. Состоит из лейст плагиоклаза, погруженных в нацело разложенную фельзитовую массу. Порфиновые выделения представлены слегка альбитизированным плагиоклазом, единичными зернами калиевого полевого шпата и кварца.

На площадях Андабазар (скв. 1 и 2), Карактай (скв. 3, 4 и 5) и Ташлы (скв. 1, 2, 4 и 5) кварцевые порфиры сильно изменены и катаклазированы. Окраска их серовато-зеленая. Основная масса (до 75%) состоит из серицита, альбита, кварца и редко хлорита. Порфиновые выделения (0,3—2,5 мм) принадлежат плагиоклазу и кварцу. Плагиоклазы разложены, часто полностью замещены мелкочешуйчатым серицитом, за счет чего они слабо различаются на фоне основной массы. Зерна кварца имеют неправильную форму, оплавлены, давлены и трещиноваты. По трещинам развивается серицит.

На площади Джаркак (скв. 1, 2, 3, 5 и 17) кварцевые порфиры в отличие от этих пород других площадей характеризуются темно-бурой окраской. Структура их порфировая. Основная масса флюидальная, имеет кварц-полевошпатовый состав с пятновидными скоплениями хлорита и серицита. Редкие вкрапленники в порядке преобладания представлены серицитизированным плагиоклазом, пелитизированным калиевым полевым шпатом и кварцем.

Химический состав кварцевых порфиров указанных площадей имеет ряд сходных черт (табл. 56). По содержанию окислов и по величине основных числовых характеристик они близки к кварцевым пор-

## Химический состав кварцевых порфиров закрытых

| Площадь    | Номер скважины | Номер образца | Интервал отбора кернa, м | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  |
|------------|----------------|---------------|--------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|
| Шуртепе    | 1              | 73            | 1774,1—1775,4            | 70,89            | 0,56             | 13,23                          | 0,35                           | 2,00 |
| Кызылрават | 1              | 76            | 1867,5—1870,25           | 59,20            | 0,89             | 14,68                          | 1,30                           | 4,16 |
| Байбурак   | 3              | 183           | 2172,7—2174,1            | 74,12            | 0,26             | 12,73                          | 0,07                           | 2,15 |
| Карабаир   | 10             | 130           | 2014,7—2015,5            | 76,07            | 0,13             | 11,60                          | 0,63                           | 0,86 |
| Андабазар  | 1              | 193           | 1312—1317                | 73,23            | 0,13             | 13,83                          | 0,20                           | 1,00 |
|            | 2              | 208           | 1357—1359                | 71,61            | 0,20             | 13,60                          | 0,80                           | 1,80 |
| Карактай   | 3              | 190           | 1231,7—1238,1            | 74,98            | 0,22             | 12,30                          | 0,62                           | 1,43 |
|            | 5              | 192           | 1215,5—1216,2            | 75,18            | 0,22             | 13,16                          | 1,20                           | 0,86 |
|            | 4              | 191           | 1095,9—1097,9            | 73,68            | 0,16             | 13,30                          | 0,55                           | 1,36 |
|            | 8              | 277/1         | 1120—1121,6              | 73,35            | 0,25             | 13,49                          | 0,66                           | 0,74 |
|            | 8              | 277/2         | 1121,6—1124,5            | 71,25            | 0,28             | 13,08                          | 1,10                           | 1,06 |
|            | 8              | 277/3         | 1124,5—1128              | 70,20            | 0,26             | 13,35                          | 0,37                           | 5,21 |
|            | 8              | 277/4         | 1128—1130                | 74,22            | 0,23             | 13,11                          | 1,66                           | 0,59 |
| Джаркак    | 5              | 50            | 1457—1458                | 59,36            | 0,33             | 14,31                          | 4,70                           | 1,85 |
|            | 17             | 51            | 1406—1410                | 65,00            | 0,34             | 15,70                          | 3,66                           | 0,49 |

фирам и кварцевым кератофирам по Р. Дэли. Однако та пестрота, которая наблюдается не только в значениях дополнительных, но и основных числовых характеристик, указывает на их гибридный характер.

По данным спектральных анализов в кварцевых порфирах присутствуют барий, бериллий, свинец, цирконий, медь, ванадий, титан и марганец в количествах от 0,001—0,003 до 0,03—0,1%.

В кварцевых порфирах установлены пирит (Карабаир), марказит и пирит (Андабазар), пирит, марказит, пирротин и гематит (Карактай), иногда составляющие 2—3, редко до 5%.

Сходный химический состав, одинаковый набор редких и малых элементов и некоторые геологические факторы показывают, что кварцевые порфиры, распространенные на этих площадях, вероятно, являются продуктом одного и того же магматического очага и их незначительные различия, по-видимому, обусловлены разной степенью контаминации исходной магмы.

Туфы кварцевых порфиров вскрыты на площадях Раимсуфы (скв. 1), Ташлы (скв. 2 и 4), Сарыча (скв. 1, 2 и 5) и Шурасан (скв. 3 и 4). Это серовато-зеленые с коричневатым оттенком слегка рассланцованные породы. Основная масса их состоит из перекристаллизованного микрозернистого (0,001—0,06 мм) фельзитовидного агрегата кварц-полевошпатового состава. Среди микрозернистой серицитизированной массы рассеяны угловатые зерна кварца размером 0,3—0,7 мм и кристаллы альбитизированного плагиоклаза (0,15—1,8 мм), составляющие в сумме около 15% объема породы. Обломки плагиоклаза имеют обычно удлиненную форму. Наблюдается обильная мелкая (0,001—0,05 мм) вкрапленность пирита; кристаллики последнего нередко образуют линзовидные скопления.

Фельзитовые порфиры встречены на площади Ащикудук (скв. 2). Породы имеют серовато-зеленую окраску. Состоят они из микрофельзитовой кварц-полевошпатовой сильно окварцованной основной массы и единичных мелких вкрапленников (0,2—1,0 мм) плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Плагиоклаз представлен несколько серицитизированным альбит-олигоклазом. Калиевый полевой шпат незначительно пелитизирован.

Таблица 56

районов Юго-Западного Узбекистана (в вес. %)

| MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | S    | SO <sub>3</sub> | H <sub>2</sub> O <sup>105°</sup> | П.п.п. | Сумма  |
|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------|-----------------|----------------------------------|--------|--------|
| 0,10 | 1,72 | 2,00 | 1,00              | 1,29             | 0,16                          | —               | 0,14 | —               | 0,19                             | 2,89   | 100,52 |
| 0,17 | 3,85 | 4,56 | 3,00              | 2,44             | 0,16                          | —               | 0,59 | 0,03            | 0,49                             | 4,50   | 100,02 |
| 0,04 | 1,30 | 1,12 | 4,21              | 1,83             | 0,06                          | 0,16            | —    | 0,10            | 0,24                             | 1,70   | 100,09 |
| 0,02 | 0,25 | 0,50 | 2,14              | 5,20             | 0,09                          | 0,11            | 0,53 | —               | 0,36                             | 1,50   | 99,99  |
| 0,01 | 0,50 | 0,75 | 2,75              | 6,35             | 0,02                          | —               | —    | 0,08            | 0,09                             | 1,40   | 100,34 |
| 0,02 | 0,65 | 0,35 | 5,60              | 3,11             | 0,03                          | 0,05            | —    | —               | 0,84                             | 1,46   | 100,12 |
| 0,01 | 1,60 | 0,42 | 4,00              | 2,45             | 0,06                          | 0,08            | —    | 0,30            | 0,31                             | 1,90   | 100,68 |
| —    | 1,05 | 0,14 | 0,27              | 3,42             | 0,06                          | 0,27            | —    | 0,51            | 0,45                             | 3,58   | 100,37 |
| 0,02 | 0,30 | 0,35 | 3,00              | 5,78             | —                             | 0,05            | —    | 0,23            | 0,08                             | 1,14   | 100,00 |
| 0,01 | 0,30 | 0,50 | 3,44              | 5,23             | 0,03                          | 0,20            | —    | 0,08            | 0,44                             | 1,64   | 100,36 |
| 0,02 | 0,91 | 1,26 | 3,00              | 5,00             | 0,06                          | 0,77            | —    | 0,17            | 0,50                             | 2,58   | 101,04 |
| 0,03 | 0,50 | 0,42 | 2,55              | 4,82             | 0,06                          | 0,22            | —    | 0,30            | 0,48                             | 1,48   | 100,25 |
| 0,01 | 0,40 | 0,30 | 3,00              | 5,44             | 0,03                          | 0,20            | —    | 0,08            | 0,46                             | 1,46   | 101,19 |
| 0,04 | 4,95 | 0,49 | 3,54              | 1,52             | 0,08                          | —               | 4,86 | —               | 0,45                             | 2,98   | 99,46  |
| 0,05 | 1,00 | 2,61 | 2,53              | 3,72             | 0,08                          | —               | 0,01 | —               | 1,30                             | 4,40   | 100,89 |

Дацитовые порфиры вскрыты в своде Акджарского поднятия (скв. 1). Структура основной массы пород микрофельзитовая, состав ее кварц-полевошпатовый. Среди вкрапленников резко преобладает плагиоклаз, размеры кристаллов которого равны 2—3 мм; реже наблюдается кварц (3—4 мм), имеются единичные зерна хлоритизированного биотита.

Диабазовые порфириты вскрыты на площадях Акджар (скв. 2, 3, 6, 7 и 8) и Шурчи (скв. 8 и 11). Это тонкозернистые скрытокристаллические породы зеленовато-серой, темно-серой, почти черной окраски, измененные, раздробленные, с прожилками кварца и вкрапленниками пирита. Состоят они из микродиабазовой основной массы и единичных плохо выраженных порфировых выделений измененного темноцветного минерала размером 0,3—0,6 мм. Основная масса интенсивно хлоритизирована, состоит из лейст альбитизированного плагиоклаза, по которому развиты чешуйки серицита и пятна кальцита. Промежутки между лейстами плагиоклаза заполнены бледно-зеленым хлоритом с равномерно рассеянным агрегатным лейкоксеном.

Туфы андезитового порфирита были вскрыты скв. 1 на площади Даутепа. Породы серого цвета, сильно измененные, разложившиеся, местами карбонатизированные. Наблюдается вкрапленность рудных минералов. Структура породы литокристаллокластическая. Обломки в туфе представлены плагиоклазом и породами с тонкомикролитовой структурой основной массы. Плагиоклазы часто альбитизированы.

Сильно измененные порфириты вскрыты на площадях Учкыр (скв. 31) и Камаша (скв. 6). Порода темно-серого цвета, массивная, трещиноватая. Состоит из вкрапленников плагиоклаза, темноцветных минералов и микролитовой основной массы. Порфириты сильно катаклазированы, разложены и хлоритизированы.

В настоящее время в рассматриваемом регионе установлены три большие площади развития эффузивных пород: северо-западная (Даутепа, Учкыр, Аладагир), центральная (Шурчи, Акджар и Джаркак) и юго-восточная (Шуртепе, Кызылрават, Байбурак, Карабаир, Андабазар, Раимсуфы, Карантай, Ташлы и Сарыча). На северо-западной площади развиты альбитофиры, авгититы и туфы различного состава.

В центральной части региона установлены кварцевые и дацитовые порфиры и диабазовые порфириты. На юго-востоке региона распространены исключительно кварцевые порфиры и их туфы.

Таким образом, в раннем карбоне в Юго-Западном Узбекистане можно предполагать существование по крайней мере трех крупных по площади центров извержений.

#### Интрузивные породы верхнего карбона — нижней перми

Интрузивные породы этого возраста довольно широко распространены. Они вскрыты 162 скважинами на 45 нефтегазоносных структурах, занимают 15 тыс. км<sup>2</sup> территории или 25% площади региона. Среди них выделяется три формации: диоритовая, гранит-гранодиоритовая и гранитовая.

#### Диоритовая формация

Породы формации представлены диоритами и кварцевыми диоритами. Диориты распространены незначительно. Они слагают северный склон Янгикудука, юго-западную часть Аладагира и юг Кимирекского поднятия.

Аладагирский диорит серого и темно-серого цвета, хлоритизированный, гнейсированный (скв. 2), среднезернистый. Породу секут многочисленные прожилки кальцита. По прожилкам и по породе развит пирит. Диорит состоит из плагиоклаза (60—70%), роговой обманки (30—40%) и незначительного количества вторичных и аксессуарных минералов. Плагиоклаз частично альбитизирован и серицитизирован. Размер его зерен 0,2—1,4 мм. Часто отмечаются полисинтетические двойники. Роговая обманка представлена таблитчатыми зернами (0,1—1,2 мм), иногда замещенными хлоритом и актинолитом. Аксессуарные минералы — бесцветный апатит (размер зерен 0,2—0,3 мм). Порода частично катаклазирована. Катаклиз проявляется в виде тонких зон, вдоль которых происходит грануляция и частичное раздробление составных компонентов породы, часто сопровождающиеся новообразованным хлоритом. По химическому составу диориты Аладагира близки к среднему типу бескварцевых диоритов по Р. Дэли.

Кимирекский диорит (скв. 4) мелкозернистый, частично разложившийся, кварцсодержащий, несколько лейкократовый, темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Диорит состоит из удлиненнопризматических и таблитчатых зерен плагиоклаза (55%), темноцветных минералов (30%), кварца (6%) и калиевого полевого шпата (6%). В незначительном количестве присутствует пирит (3%) и вторичные минералы — хлорит, актинолит, серицит и кальцит.

Плагиоклаз образует резко зональные зерна размером 0,15—0,68 мм, довольно свежие, по составу отвечающие андезину. По плагиоклазу развиваются в небольшом количестве серицит, пелитовое вещество, чешуйки хлорита. Темноцветные минералы, по-видимому роговая обманка, более ксеноморфные, заполняют угловатые промежутки между зернами плагиоклаза, полностью разложены и замещены хлоритом и буроватыми продуктами разложения.

Присутствующие в породе в небольшом количестве кварц и калиевый полевой шпат представлены ксеноморфными зернами. Иногда они образуют микропегматитовые сростания. Размер их колеблется от 0,03 до 0,3 мм. В породе неравномерно рассеяны зерна рудного минерала размером 0,02—0,15 мм и скопления пирита.

Аккумулятивный диорит (скв. 2) мелкозернистый, серый, с темно-зеленоватым оттенком, массивный. Состоит из идиоморфных зерен плагио-

клаза (50—55%), таблитчатых и удлиненных чешуек биотита и других разложенных темноцветных минералов (35—40%). В промежутках между плагиоклазом и темноцветными минералами выделяются кварц и калиевый полевой шпат (10%). Акцессорные минералы — апатит и магнетит. Аккумулятивный диорит прорван дайкой аплита.

На северо-западе Ашикудука геофизическими работами установлено интрузивное тело размером около 12×32 км. Граничные скорости пород в пределах интрузии соответствуют диоритам, развитым в пределах открытой части Южного Тянь-Шаня.

Кварцевые диориты слагают свод Газлинского поднятия (скв. 3, 4 и 7) и южные крылья Шурчинского (скв. 2) и Караизского (скв. 3 и 4) поднятий.

Газлинский кварцевый диорит темно-серый, измененный, массивный. Состоит из альбитизированного плагиоклаза, слегка деформированных чешуек биотита, сравнительно свежих зерен амфибола и кварца с нормальным и волнистым погасанием. Плагиоклаз преобладает (55—65%); цветные минералы составляют не более 25%, а кварц около 12% породы. Из акцессорных отмечены апатит, а из рудных — магнетит.

Шурчинский и караизский кварцевый диорит серый, темно-серый с зеленоватым и буроватым оттенком. Состоит из плагиоклаза (40—45%), темноцветных минералов (25—30%), представленных биотитом и роговой обманкой, кварца (20%), калиевого полевого шпата (6—8%), вторичных и акцессорных минералов (2—3%).

Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы с нечеткими полисинтетическими двойниками, заметным зональным строением. Размеры их 0,3—1,5 мм. Они полностью разложены, альбитизированы и интенсивно серицитизированы. Темноцветные минералы также полностью замещены светло-зеленым микрочешуйчатым хлоритом. Акцессорные минералы — апатит, циркон и сфен, вторичные — хлорит, серицит, эпидот, лейкоксен и кальцит.

По химическому составу кварцевые диориты близки к средним типам кварцевых диоритов по Р. Дэли (табл. 57).

### *Гранит-гранодиоритовая формация*

Гранодиориты слагают площади Мандкара (скв. 1, 2 и 3) и Байбурак (скв. 1, 2, 4 и 5), а также свод Майдаджая (скв. 1) и незначительную площадь Южного Мубарека (скв. 14, 15 и 16). Кроме того, гранодиориты вскрыты 10 скважинами в обрамлении Зиаэтдинских гор.

Гранодиориты — это средне- и крупнозернистые породы серого цвета с розоватым оттенком. В верхней части интервалов гранодиориты измененные, хлоритизированные, полевые шпаты каолинизированные. Состоят породы из плагиоклаза (50—60%), крупных зерен кварца (25—30%), калиевого полевого шпата (до 10%), темноцветных минералов, представленных биотитом (до 6%) и продуктами его разложения (до 10%) и единично роговой обманкой. Акцессорные минералы — циркон, апатит, магнетит.

Плагиоклаз образует идиоморфные таблитчатые кристаллы размером 0,5—5 мм, свежие в краях и со следами незначительной пелитизации и серицитизации в средней части. В гранодиоритах Майдкары (скв. 1) плагиоклаз полностью замещен бесцветным мелкочешуйчатым серицитом с рассеянными мелкими пятнами карбоната, а в гранодиоритах Байбурака (скв. 2) — каолинитом, гидрослюдистыми чешуйками и кальцитом.

## Состав диоритов на закрытых площадях

| Площадь                        | Номер скважины | Номер пробы | Интервал отбора керна, м | Порода                                 | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|--------------------------------|----------------|-------------|--------------------------|--|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Янгикудук<br>Аладагир<br>Газли | 3              | 161         | 1200—1204,9              | Диорит<br>Кварцевый<br>диорит<br>То же | 62,60            | 0,60             | 16,67                          | 0,29                           |
|                                | 2              | 158         | 1995—1995,5              |  | 53,34            | 0,90             | 16,07                          | 0,14                           |
|                                | 4              | 4           | 1321,7—1324,7            |  | 61,70            | 0,50             | 15,15                          | 2,35                           |
| Газли                          | 7              | 6           | 1240,49—1241,39          | То же                                  | 66,54            | 0,56             | 13,43                          | 1,47                           |

Кварц наблюдается в виде неправильных зерен размером 3—4 мм, часто ксеноморфных слегка загрязненных пылевидным веществом. Угасание зерна кварца нормальное, волнистое, а в гранодиоритах Майдкары облачное. Калиевый полевой шпат образует резко ксеноморфные зерна (0,8—3 мм) в промежутках между зернами других минералов.

Биотит отмечается в виде крупных и мелких кристаллов, иногда полностью разложенных и замещенных хлоритом, карбонатом, эпидотом, а по спайности лейкоксеном. Роговая обманка образует удлиненные и неправильные зерна, размером до 1,8 мм. Иногда нацело разложена, замещена хлоритом, кальцитом и эпидотом с выделением мелких зерен рудного минерала.

Гранодиориты Майдкары в отличие от байбуракских сильно изменены, хлоритизированы и катаклазированы. В результате зерна полевого шпата и темноцветные минералы полностью разложены и замещены вторичными образованиями, а зерна кварца катаклазированы.

## Гранитовая формация

Биотитовые граниты распространены очень широко и вскрыты более 140 скважинами. Они представляют собой полнокристаллические крупно- и среднезернистые породы, сложенные кварцем (25—30, редко до 40%), калиевым полевым шпатом (от 15—20 до 25—30%), плагиоклазом (до 50%) и биотитом (от 3—4 до 7—8%, редко до 10%). Вто-

## Химический состав биотитовых гранитов

| Площадь          | Номер скважины | Номер пробы | Интервал отбора керна, м | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|------------------|----------------|-------------|--------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Газли            | 5              | 5           | 1422,26—1423,56          | 74,64            | 0,19             | 12,40                          | 0,29                           |
|                  | 29             | 18          | 1354—1360,6              | 74,05            | 0,31             | 12,42                          | 0,77                           |
| Курбанали        | 3              | 28          | 1264—1268                | 70,41            | 0,27             | 13,10                          | 1,13                           |
| Атбакор          | 2              | 31          | 1379—1380                | 69,83            | 0,24             | 14,74                          | 0,64                           |
| Агачли           | 1              | 155         | 1371,1—1375,1            | 70,57            | 0,35             | 13,50                          | —                              |
| Шурчи            | 6              | 99          | 923,7—926,7              | 73,68            | 0,11             | 12,65                          | 0,70                           |
| Южный Мубарек    | 18             | 70          | 2138,2—2143,2            | 73,18            | 0,19             | 13,00                          | 0,72                           |
|                  | 17             | 122         | 2024—2027,6              | 68,60            | 0,60             | 14,55                          | 0,26                           |
| Северный Мубарек | 1              | 66          | 2145—2149                | 70,31            | 0,27             | 14,00                          | 0,31                           |
|                  | 2              | 67          | 2197—2202                | 70,94            | 0,34             | 12,24                          | 0,35                           |
|                  | 4              | 116         | 2223,8—2223,2            | 69,46            | 0,27             | 14,24                          | 0,22                           |
|                  | 13             | 178         | 2314,5—2317,4            | 67,69            | 0,40             | 15,71                          | 0,40                           |
| Карабаир         | 4              | 81          | 1964,6—1966,8            | 70,39            | 0,20             | 14,90                          | 0,20                           |
| Шурсай           | 3              | 114         | 2160,9—2161,9            | 71,21            | 0,30             | 14,94                          | 0,45                           |
| Майдаджой        | 2              | 187         | 1486—1493                | 72,02            | 0,42             | 14,15                          | 0,85                           |
| Кызылрават       | 4              | 182         | 1852,4—1855,9            | 73,80            | 0,22             | 12,00                          | 0,30                           |



Таблица 57

## Юго-Западного Узбекистана (в вес. %)

| FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | S    | H <sub>2</sub> O <sup>105°</sup> | П.п.п. | Сумма  |
|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------|----------------------------------|--------|--------|
| 4,96 | 0,10 | 2,10 | 3,75 | 3,86              | 2,14             | 0,18                          | 0,28            | 0,25 | 0,32                             | 2,06   | 100,16 |
| 4,02 | 0,11 | 4,20 | 6,02 | 7,00              | 0,22             | 0,21                          | 4,24            | 0,05 | 0,30                             | 3,30   | 100,12 |
| 3,16 | 0,07 | 2,75 | 3,50 | 3,60              | 2,19             | 0,15                          | —               | 0,08 | 0,45                             | 4,77   | 100,42 |
| 3,00 | 0,08 | 1,85 | 4,45 | 4,00              | 1,40             | 0,16                          | —               | 0,03 | 0,33                             | 3,33   | 100,63 |

ричные минералы представлены серицитом, хлоритом, лейкоксеном, пиритом и кальцитом. Из аксессуарных минералов встречены апатит, циркон, сфен, магнетит.

Плагиоклаз, в основном олигоклаз, встречается в виде широких таблитчатых и неправильных зерен размером 1,5—5 мм обычно зонального строения, часто с четкими полисинтетическими двойниками. Нередко он альбитизирован, местами равномерно серицитизирован, пелитизирован и слабо ожелезнен. Кварц образует крупные ксеноморфные зерна (0,5—3,5 мм) с нормальным, волнистым, реже облачным погасением. Зерна калиевого полевого шпата также ксеноморфные.

Биотит — это в основном свежие прямоугольные пластинки с ровными изрезанными краями. В гранитах мубарекской группы он представлен чешуйками с неровными расщепленными краями, часто замещенными желтовато-зеленым хлоритом. В гранитах Каганского поднятия биотит местами разложен и полностью замещен смесью мелких обесцвеченных чешуек с точечными выделениями лейкоксена.

В биотитовых гранитах, развитых в пределах Агачлинского, Шурчинского, Шуртепинского, Кызылраватского и Западно-Майманакского поднятий, наблюдаются рудные минералы (0,5—10%), представленные пиритом, халькопиритом, галенитом, магнетитом, ильменитом, гематитом, марказитом и вторично образованными гидроокислами железа.

Имеющиеся данные по химическому составу биотитовых гранитов (табл. 58) показывают, что описанные граниты близки к средним ти-

Таблица 58

## Юго-Западного Узбекистана (в вес. %)

| FeO  | MnO   | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | S    | SO <sub>3</sub> | H <sub>2</sub> O <sup>105°</sup> | П.п.п. | Сумма  |
|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------|-----------------|----------------------------------|--------|--------|
| 2,29 | 0,05  | 1,32 | 1,75 | 3,80              | 2,53             | 0,06                          | —               | 0,02 | —               | 0,13                             | 1,00   | 100,47 |
| 2,01 | 0,04  | 0,93 | 2,11 | 4,33              | 0,60             | 0,09                          | —               | 0,02 | —               | 0,03                             | 1,89   | 99,61  |
| 2,87 | 0,03  | 0,50 | 1,00 | 4,40              | 4,35             | 0,07                          | —               | 0,43 | 0,02            | 0,25                             | 1,10   | 99,93  |
| 2,22 | 0,03  | 0,55 | 0,83 | 4,26              | 6,20             | 0,07                          | —               | 0,07 | 0,03            | 0,22                             | 0,82   | 100,75 |
| 2,70 | 0,06  | 1,10 | 1,98 | 3,30              | 4,62             | 0,16                          | 0,22            | 0,06 | —               | 0,40                             | 1,50   | 100,52 |
| 1,30 | 0,06  | 0,60 | 1,20 | 4,25              | 3,00             | —                             | —               | 0,51 | —               | 0,20                             | 2,10   | 100,36 |
| 1,72 | Следы | 0,74 | 0,37 | 3,47              | 5,75             | 0,02                          | —               | 0,01 | —               | 0,43                             | 1,32   | 100,92 |
| 4,09 | 0,17  | 2,15 | 0,81 | 5,43              | 0,51             | 0,14                          | —               | 0,13 | —               | 0,32                             | 2,54   | 100,3  |
| 2,79 | 0,06  | 1,30 | 0,84 | 4,15              | 4,57             | 0,08                          | —               | 0,02 | 0,01            | 0,37                             | 1,90   | 100,98 |
| 3,29 | 0,06  | 0,65 | 0,98 | 3,19              | 5,17             | 0,12                          | —               | 0,04 | Следы           | 0,46                             | 2,60   | 100,43 |
| 2,15 | 0,06  | 1,40 | 0,97 | 3,85              | 5,80             | 0,08                          | —               | 0,01 | —               | 0,26                             | 2,14   | 100,91 |
| 2,55 | 0,04  | 1,80 | 0,64 | 3,33              | 4,36             | 0,12                          | 0,12            | —    | 0,07            | 0,14                             | 2,64   | 100,01 |
| 1,60 | 0,02  | 0,60 | 0,65 | 3,27              | 5,46             | 0,05                          | —               | 0,02 | 0,02            | 0,37                             | 2,12   | 99,87  |
| 1,20 | 0,02  | 0,80 | 0,56 | 1,40              | 3,30             | 0,04                          | —               | 0,07 | Следы           | 0,42                             | 3,90   | 98,61  |
| 1,58 | 0,08  | 0,95 | 1,54 | 3,44              | 3,50             | 0,10                          | 0,38            | —    | 0,04            | 0,18                             | 0,80   | 100,03 |
| 2,08 | 0,05  | 1,30 | 1,40 | 2,71              | 3,00             | 0,05                          | 1,42            | —    | 0,22            | 0,18                             | 1,78   | 100,51 |

пам щелочноземельных и щелочных гранитов по Р. Дэли. Некоторые из них являются гибридными. По составу биотитовые граниты сходны с аналогичными породами Западного Узбекистана (Хамрабаев, 1958) и Гиссарского хребта (Исамухамедов и др., 1962).

В заключение обзора интрузивных пород необходимо отметить следующее: 1) интрузивные породы имеют очень широкое площадное развитие, особенно биотитовые граниты; 2) из акцессорных минералов в них обнаружены рутил, циркон, сфен, гранат, анатаз, апатит, а из рудных — пирит, халькопирит, гематит (диориты Аладагира), пирит и халькопирит (гранодиориты Байбурака), пирит, халькопирит, галенит, магнетит, ильменит, гематит, марказит и вторично образованные гидрокислы железа (биотитовые граниты); 3) спектральным анализом в интрузивных породах установлены медь, марганец, свинец, цинк, кобальт, титан, бериллий в содержаниях выше кларковых, 4) химическим анализом в интрузивных породах определены титан, бериллий, медь, ванадий, никель, в несколько раз превышающие кларковые количества этих элементов в кислых породах.

Минералогическим изучением керна в гранитах, гранодиоритах и в кварцевых диоритах большинства площадей отмечено сульфидное оруденение в виде пирита (от 0,5—1,5 до 5%). Оруденение представлено вкрапленниками и прожилками. Вкрапленники рассеяны по всей породе равномерно, а иногда образуют густые скопления.

В гранитах Агачли, Акджара, гранодиоритах Байбурака и диоритах Аладагира кроме пирита, отмечены магнетит, халькопирит, гематит и ильменит. Пирит встречается в виде густо рассеянных зерен, халькопирит — в виде скоплений и отдельных зерен, а ильменит в тесной ассоциации с магнетитом.

В интрузивных породах в 34 пробах-протоколках выявлен следующий состав второстепенных минералов: апатит, циркон, рутил, гранат, касситерит, шеелит, турмалин, анатаз, галенит, сфен, сфалерит, флюорит, церуссит, брукит и циртолит. Из них наиболее распространенными являются апатит, сфен и циркон. Кроме того, в прозрачных полированных шлифах встречены ильменит, магнетит, графит и пирит.

В диоритах Ташкудука установлены циркон, апатит, сфен, галенит, сфалерит и пирит. Кроме того, из рудных встречено золото в виде золотисто-желтых пылевидных зерен неправильной формы.

В гранодиоритах Майдкары определены циркон, апатит, галенит, а в Байбуране кроме того рутил, флюорит и сфен.

В биотитовых гранитах площадей Северный и Южный Мубарек, Хаджихайрам, Шумак, Актеле, Шурсай, Майдаджой, Агачли и Газли встречены циркон, апатит, анатаз, рутил, сфен, галенит, сфалерит, флюорит, шеелит, гранат, церуссит, брукит, циртолит, базовисмутит, касситерит. Кроме того, в границах Шурсай, Шумак и Газли обнаружено золото и киноварь. Циркон, апатит, анатаз, рутил и сфен установлены в биотитовых гранитах на всех участках. Остальные минералы единичны и встречаются на отдельных площадях.

Таким образом, для гранитоидных пород Юго-Западного Узбекистана характерно постоянное присутствие апатита, циркона, сфена и рутила. На некоторых площадях обнаружены шеелит и касситерит. В гранитах Мубарекской группы площадей постоянно присутствуют наряду со сфеном более простые соединения титана — ильменит и реже рутил.

Почти все разновидности интрузивного комплекса являются золото-содержащими. В диоритах, кварцевых диоритах и биотитовых гранитах почти на всех площадях золото содержится в количестве

0,005 г/т. В гранодиоритах Майдкары и Байбурака и в гранитах Акджара и Ходжакудука установлено содержание золота в количестве 0,01 г/т. В эффузивно-пирокластических породах содержание золота несколько ниже, чем в сланцах и интрузивных породах, и составляет не более 0,005 г/т.

#### Вулканогенно-осадочные породы перми

Вулканогенно-осадочные породы встречаются редко и представлены туфопесчаниками, туфоконгломератами и брекчиями.

Туфопесчаники вскрыты на площадях Кызылрават (скв. 1 и 2), Карабир (скв. 1 и 5) и Янгиказган (скв. 2). Это массивные мелкозернистые породы серого и темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. В верхней части интервалов обычно выветрелые, разложенные. Обломки зерен составляют 45—50, редко до 80% общего объема породы. Они представлены кварцем, альбитизированным плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, разложенным биотитом, редко эпидотом и обломками пород. Последние принадлежат эффузивным (основного и среднего состава), кремнистым, кремнисто-хлоритовым и редко интрузивным разностям. Преобладающий размер зерен 0,3—0,8 мм. Цемент известково-хлоритовый.

Туфоконгломераты образуют мощную толщу в пределах Амударьинской ступени. Вскрыты они в районах Алатской (скв. 2 и 5) и Фарабской (скв. 2, 5 и 8) структур. Сложены гальками кварцевых порфиров, порфиритов, спилитов, перекристаллизованных туфов, сильно измененных ожелезненных и хлоритизированных неопределенных вулканогенных пород и редко гранитов. Размер галек до 4 см. Заполняющий песчано-гравелистый материал имеет тот же состав. Цементом служит перетертая слюдисто-глинистая и кварц-хлорит-серицитовая масса, иногда карбонат. Цементирующий материал часто ожелезнен, что придает породе бурую окраску.

Среди конгломератов отдельными прослоями встречается мелкообломочная брекчия того же состава.

Учитывая, что вулканогенно-осадочные породы кроме Фараба и Алата (Амударьинская ступень) изредка встречаются и в пределах Бухарской ступени, а также известны в Кызылкуме, можно сделать вывод о довольно широком их распространении в Западном Узбекистане в предмезозойское время. В начале мезозоя большая часть этих отложений в относительно тектонически приподнятых областях (Кызылкум, Бухарская ступень), по-видимому, была смята, и они сохранились в основном только в наиболее погруженных частях (Амударьинская ступень) Юго-Западного Узбекистана.

По особенностям орографии территория Узбекской ССР делится на две части: восточную — горную и западную — равнинную. Восточный Узбекистан располагается в пределах западных отрогов системы хребтов Тянь-Шаня, которые образуют здесь виргирующие ветви юго-западного и северо-западного простираний. Хребты постепенно переходят в систему низких кряжей и увалов и, наконец, как бы тонут в равнинах пустыни Кызылкум. Однако еще далеко к западу на их простирании встречаются обособленные возвышенности останцовых гор, характерные для Западного Узбекистана.

Еще трудами первых исследователей геологии Узбекистана было установлено, что горные сооружения востока республики, а также останцовые горы на западе ее сложены породами преимущественно палеозойского возраста. Равнинные же пространства и межгорные впадины слагаются породами мезозоя и кайнозоя, что полностью подтвердилось работами последующих лет. Тем самым было установлено, что рельеф Узбекистана имеет прямую связь с альпийской тектоникой, обуславливающей пространственное размещение разновозрастных образований.

По характеру разреза, степени дислоцированности пород, магматической деятельности и другим признакам в рассматриваемом регионе четко намечается двухчленное строение — складчатый фундамент и слабо дислоцированный покров, разделенные поверхностью регионального несогласия. Первый сложен мощными (до 20 тыс. м) допалеозойскими и палеозойскими неравномерно метаморфизованными, осадочными и магматогенными образованиями, сложно дислоцированными; второй — рыхлыми, исключительно осадочными мезозойскими и кайнозойскими отложениями мощностью около 2 тыс. м.

### *ДОМЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП*

Геологическое строение и внутренняя домезозойская структура горных хребтов Тянь-Шаня к настоящему времени изучены сравнительно полно. Палеозойские формации и структуры, представленные в обнажениях останцовых гор среди равнин Центрального и Западного Узбекистана, несомненно близки к тянь-шаньским. Анализ нового обширного материала, касающегося геологии домезозойских образований (по результатам буровых и геофизических исследований), не оставляет сомнения в том, что подавляющая часть закрытых пространств Узбекистана содержит в основании палеозойские складчатые комплексы тянь-шаньского типа. В районе Аральского моря характерные для Тянь-Шаня северо-западные простирания палеозойских складчатых струк-

тур сменяются меридиональными, типичными для Урала, а магматогенные и осадочные формации палеозоя уже имеют характер уральских.

В схеме тектонического районирования (см. кн. 1) палеозойские образования, развитые на территории Узбекистана, отнесены к трем крупным региональным структурам, отвечающим Среднему, Южному и Юго-Западному Тянь-Шаню. Эти тектонические блоки земной коры, рассматривающиеся как резко отличные друг от друга складчатые сооружения, подразделены на структурно-формационные зоны, описанию особенностей тектонического строения которых и посвящена первая часть этого раздела.

### ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ (БАЙСУНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА)

Байсунская структурно-формационная зона, примыкающая с юга к Южно-Тяньшаньской геосинклинали, представляла собой в палеозое срединный массив. Разрез этой зоны складается метаморфическими сланцами протерозоя, собранными в брахискладки северо-западного простирания.

В течение кембрийского, ордовикского, силурийского и девонского периодов Байсунская зона служила областью сноса для палеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Девонские движения здесь отразились в расколах консолидированного основания, по которым внедрялись гранитоидные интрузии. В предраннекаменноугольную фазу герцинского тектонического цикла зона испытала интенсивные движения, в результате которых были заложены прогибы в северной и центральной ее частях и обновлены каледонские разломы, которые в последующем служили подводными каналами для вулканогенных образований нижнего и среднего карбона.

Тектонические движения карбонового периода отразились в несогласиях и смене литологического состава пород. Мощность отложенной каменноугольной системы превышает 7,5 тыс. м, причем около половины ее приходится на терригенно-карбонатно-эффузивные образования нижнего карбона, 2000 м на флишoidы сагдорской свиты и 1600 м на терригенные породы алачпанской свиты. Несогласия внутри карбона прослеживаются между ходжирбулакской и сагдорской, сагдорской и алачпанской свитами.

Основная фаза герцинского тектогенеза проявилась здесь в позднем карбоне, обусловив смятие осадков, выполняющих заложенные ранее прогибы, и внедрение гранитоидных интрузий.

Раннепермская магматическая деятельность фиксируется континентальными извержениями лав среднего состава (кайракская свита) и внедрением гипабиссальных интрузий кварцевых порфиров. В дальнейшем происходит частичный разрыв всех древних образований и накопление континентальных молассовых толщ верхней перми — нижнего триаса в небольших, временах пересыхающих водоемах.

Из герцинских структур в современных выходах палеозоя и протерозоя Байсунской зоны можно весьма приблизительно наметить (см. приложение II) широтные складки — Хурсантагскую (94) и Вахшивар-Кайракскую (95) синклинали, разделенные Караташской антиклиналью (91), сложенной протерозойскими гнейсами и сланцами. Фрагменты Хурсантагской синклинали сохранились в северных окончаниях хребтов Сурхантау, Байсунтау и Чак-Чар. Северное крыло складки, закрытое мезозойскими и кайнозойскими осадками, по-видимому, срезается сбросом, оперяющимися Южно-Гиссарский глубинный разлом (7). В южном крыле развиты карбонатно-терригенные и вулканогенные

породы нижнего карбона, залегающие трансгрессивно на гнейсах протерозоя и имеющие падение в северных румбах под углами 20—30°. Местами это крыло (в горах Сурхантау особенно) интенсивно нарушено, вследствие чего азимуты падения пород резко меняются, а углы падения увеличиваются до 70°. В мульде складки местами отмечаются эффузивы ходжирбулакской и терригенные образования сагдорской свит.

Вахшивар-Кайракская синклираль выделяется на юге гор Сурхантау и Байсунтау. Сложена она дислоцированными карбонатно-терригенными и вулканогенными породами нижнего карбона, флишоидами сагдорской свиты, терригенными породами алачпанской свиты и полого залегающими эффузивами кайракской свиты. Вахшивар-Кайракская синклираль интенсивно нарушена разрывными нарушениями и на большей части закрыта мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Разрывные нарушения здесь имеют характер сбросов субширотного простирания и развиты в основном в восточной части складки (юг Сурхантау), где по ним на поверхность выведены блоки протерозойских гнейсов.

Байсунская зона большей частью скрыта под покровом мезозоя и кайнозоя, однако некоторые черты строения герцинских структур устанавливаются геофизическими работами, проведенными в пределах Южно-Таджикской и Бухаро-Хивинской депрессий. Так, выявленные аэромагнитной съемкой в Южно-Таджикской депрессии положительные аномалии субширотного направления связаны, по-видимому, с массивами гранитоидов и в некоторой мере отображают палеозойский структурный план. Далее на запад они соединяются с широтными положительными аномалиями Южной Туркмении, маркирующими погребенные структуры палеозоя. В этой связи Кугитангский выход протерозойских и палеозойских пород может рассматриваться как ундулирующий выступ широтной Кугитангской (92) антиклинали. Несколько севернее по геофизическим данным условно выделяется Южно-Байсунская антиклиналь (93), полностью перекрытая покровом мезозойских и кайнозойских образований.

### ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Южно-Тяньшаньская геосинклиральная система (Алай-Кокшаальская система структурно-формационных зон) на юге граничит с Байсунским докембрийским срединным массивом (Байсунская структурно-формационная зона) по крупному Южно-Гиссарскому глубинному разлому (7), проходящему вдоль южного склона Гиссарского хребта. С севера к ней, по глубинному разлому, положение которого устанавливается геофизическими данными, примыкает Среднетяньшаньский срединный массив.

Южно-Тяньшаньская геосинклиральная система охватывает обширную область, простирающуюся от хр. Кок-Шаал на востоке до Аральского моря на западе. Она включает хребты Алайский, Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский, Нуратинский, Зирабулак-Зиаэтдинские горы и возвышенности Центрального Кызылкума. Южно-Тяньшаньская геосинклиральная система, имеющая вид большой выпуклой к югу дуги, круто поворачивает на север, переходя в Уральскую геосинклиральную область. Общая протяженность геосинклиальной системы превышает 1800 км, что ставит ее в разряд крупных геоструктурных элементов Азиатского материка. На долю Узбекистана приходится западная ее составляющая, частично закрытая мезозойскими и кайнозойскими образованиями.

Основные структурные элементы Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы отличаются четкой линейностью и общей субширотной вытянутостью. Это объясняется существованием системы параллельных глубинных разломов, разделяющих ее на ряд блоков (шириной от 20 до 80 км), имеющих специфические особенности стратиграфического разреза, тектонических движений, проявления магматизма и характера структур. Основные характерные черты строения этих зон отчетливо устанавливаются на больших расстояниях, иногда же наблюдается их закономерная и постепенная смена по простиранию. Изменение разрезов внутри геосинклинальной системы вкрест простирания, при переходе из зоны в зону происходит в большинстве случаев скачкообразно и резко. Поэтому разрезы смежных зон часто увязываются только по одновозрастным органическим остаткам.

Точное время заложения Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы неизвестно. Во всяком случае уже в достоверно установленных кембрийских отложениях отчетливо вырисовывается центральная и окраинные части прогиба. Кроме того, на смежных с севера и юга территориях в кембрийский период существовали поднятия (Яскович, 1964 а, б).

Таким образом, уже в кембрии Южно-Тяньшаньская геосинклинальная система была четко отделена от срединных массивов береговыми линиями, совпадающими с существующими сейчас граничными глубинными разломами.

В настоящее время довольно убедительно доказан возраст главной структурной линии Тянь-Шаня, отделяющей Северный Тянь-Шань от Среднего. Возникновение этого разлома относится к позднему синию, что с некоторой долей условности можно принять и для глубинных разломов, ограничивающих Средний и Южный Тянь-Шань.

В Южном Тянь-Шане движения вдоль глубинных разломов происходили на протяжении всей доступной изучению геологической истории. Они оставили следы в виде разрывных нарушений, складок и особенно в виде чешуйчатых моноклинальных надвигов. Многочисленные несогласия известны во всех частях стратиграфического разреза палеозоя Южного Тянь-Шаня.

Вблизи глубинных разломов изменение одновозрастного разреза нередко происходит на коротких расстояниях, измеряемых в настоящее время первыми сотнями метров. Переходные фации между такими резко отличными толщами на границах соседних зон, как правило, отсутствуют. В восточной части Южного Тянь-Шаня, в районе Алайского хребта, в качестве доказательств могут служить материалы Г. С. Поршнякова (1961), а на западе, в Кызылкуме, — К. К. Пяткова и др. (Пятков, Бухарин, 1962б; Пятков, Бухарин, Пяновская, 1964).

Наиболее сложным и пока не нашедшим достаточно убедительного объяснения является вопрос о причинах, обуславливавших столь различные особенности разреза и тектонических движений в каждой зоне. Надо полагать, что причины были неодинаковыми на отдельных этапах развития зон и зависели от направленности вертикальных тектонических движений. Одним из возможных вариантов является такой, когда одна из зон служит областью сноса, а другая (или две смежных) — областью аккумуляции. Другой вариант: когда осадконакопление происходит во всех или в нескольких смежных зонах, но в дальнейшем в результате различных по характеру тектонических движений осадки в некоторых зонах оказываются размытыми. Не исключается и вариант, когда две смежные зоны испытывают опускание, но одна прогибается быстрее другой и отделена от нее поднятием в виде узкого надводного или подводного гребня тектонического происхождения, обра-

зующего своего рода «ловушку» для обломочного материала. Такое поднятие может и отсутствовать, тогда в одной из зон будет накапливаться более глубоководный материал.

Из выделенных в Южно-Тяньшаньской системе структурно-формационных зон пять — Карачатырская, Туркестано-Алайская, Зеравшано-Туркестанская, Зеравшано-Алайская и Южно-Гиссарская — слагают Южный Тянь-Шань почти на всем его протяжении и по существу определяют основные черты его строения.

В развитии Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы в настоящее время могут быть выделены три основных этапа: ранний, охватывающий раннепалеозойское — раннесилурийское время, средний, продолжавшийся в течение позднего силура — раннего карбона и, наконец, поздний, длившийся в течение среднего карбона — перми.

Допалеозойские образования в пределах Южного Тянь-Шаня достоверно не установлены и предполагаются лишь в Южно-Гиссарской зоне, где, вероятно, образуют самый древний структурный этаж.

В течение вышеуказанных этапов, разделенных основными фазами складчатости, происходит центробежное развитие геосинклинальной системы: смещение зон максимального прогибания от центра к периферии и в этой последовательности консолидация геосинклинальной системы на пути превращения ее в платформу. При этом в развитии геосинклинальной системы намечается определенная закономерность, выражающаяся в компенсации поднятий прогибами и в сопряженности зон поднятий со смежными зонами прогибаний.

В поперечном (меридиональном) направлении отчетливо прослеживается двусторонняя симметрия в развитии зон. Расположенная в центре Зеравшано-Туркестанская зона в раннем палеозое и раннем силуре соответствовала центральному прогибу геосинклинальной системы. В конце раннего силура центральный прогиб испытал частичную инверсию и консолидацию, а Туркестано-Алайская и Зеравшано-Алайская зоны вовлекались в интенсивное прогибание. В среднем карбоне после инверсии и консолидации этих прогибов интенсивное прогибание распространилось на Карачатырскую и Южно-Гиссарскую зоны.

Зеравшано-Туркестанская зона рассматривается как складчатая зона раннесилурийской консолидации, Туркестано-Алайская и Зеравшано-Алайская зоны — как складчатые зоны предпозднебашкирской (в восточной части предпозднемосковской) консолидации, а Карачатырская и Южно-Гиссарская зоны — как складчатые зоны раннепермской консолидации. Эта последовательность консолидации в какой-то мере нашла отражение и на геологической карте. В Зеравшано-Туркестанской зоне большая часть площади палеозойских образований занята нижнесилурийскими породами, в Туркестано-Алайской и Зеравшано-Алайской зонах — верхнесилурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными, а в Карачатырской (Северо-Букантауской) и близких по характеру к ней Южно-Букантауской и Южно-Гиссарской зонах — каменноугольными и пермскими. Это дает основание утверждать, что в каледонский и герцинский циклы складчатости в Южном Тянь-Шане шел направленный процесс тектонического развития геосинклинальной системы.

### Зеравшано-Туркестанская зона

Зеравшано-Туркестанская структурно-формационная зона, соответствующая центральному прогибу Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы, занимает почти весь Туркестанский хребет, часть се-



верного склона Зеравшанского хребта, горы Нуратау (кроме предгорий северного склона), Сангрунтау (юг), Аристантау, Тамдытау (юг), Ауминзатау, Бельтау. Складчатая структура зоны возникла на месте глубокого прогиба ранних этапов развития геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня, заполнившегося мощными (более 6 км) карбонатно-терригенными нижнепалеозойскими и флишеподобными песчано-сланцевыми нижнесилурийскими образованиями. Этот процесс заканчивается в венлоке. Отложения нижнего лудлова, тесно связанные с венлокскими, выходят на поверхность в отдельных частях зоны, тогда как на остальной части ее площади резко преобладают нижнесилурийские породы вместе с нижнепалеозойскими. В отдельные промежутки послевенлокского времени зона частично вовлекалась в процесс прогибания вместе со смежными с севера и юга зонами, но амплитуда движения, в отличие от глубоких прогибов соседних зон, здесь была невелика. В результате этого отложения лудловского, девонского и каменноугольного возраста имеют незначительную мощность, разрез их прерывист и невыдержан по простиранию. Н. М. Синицын (1960) называет подобный тип разреза отложениями седиментационных мульд.

В краевых частях некоторых седиментационных мульд (Меришкор, Койташ, Аузыкенсай и др.) между терригенной толщей нижнего силура и известняками верхнего силура наблюдаются следы перерыва и даже углового несогласия. Наряду с этим имеются разрезы с постепенным непрерывным переходом от терригенных нижнесилурийских толщ к известняковым верхнесилурийским. Скорее всего, после раннего силура рассматриваемая зона представляла собой область весьма ограниченной седиментации в условиях мелководья.

В посленижнесилурийском, преимущественно карбонатном, комплексе девона и карбона наблюдаются неоднократные перерывы в осадконакоплении, отмечено трансгрессивное налегание девона на нижнем силуре, намюра и среднего карбона — на более древних толщах. Это четко видно в Центральном Кызылкуме. Здесь в Зеравшано-Туркестанской зоне выделяются два структурных этажа: нижний — каледонский (нижнепалеозойский — нижнесилурийский), состоящий в основном из терригенных пород с прослоями основных эффузивов мощностью более 4 км, и верхний — герцинский (девонский — среднекаменноугольный), сложенный преимущественно карбонатными породами общей мощностью около 3 км.

Отложения верхнего этажа занимают незначительную площадь и резко несогласно залегают на породах нижнего. Простирания основных структур в них одинаковые, но в нижнем этаже породы больше перемяты (вплоть до гофрировки) и складки имеют более резко выраженный характер. В породах верхнего этажа дополнительные складки часто округлые, куполообразные, наложенные на линейные складки нижнего этажа, что особенно четко наблюдается в центральной части зоны, в горах Бельтау и Аристантау. Породы верхнего этажа залегают на породах нижнего различными горизонтами — от верхнего подъяруса лудловского яруса на востоке площади до эйфельского яруса на западе зоны. Величина углового несогласия растет от краевых частей зоны ( $5^\circ$ ) к центральной (до  $80^\circ$ ) и соответственно от крыльев к ядрам антиклинальных структур. Причем в этом же направлении наблюдается залегание пород верхнего этажа на все более древних горизонтах нижнего. Кроме того, здесь же отчетливо видно, что все основные складки росли в центральной части зоны, а в краевых ее частях (у губинных разломов) до сих пор сохранились их крылья.

В процессе образования верхнего структурного этажа в Кызылкуме осадконакопление неоднократно прерывалось тектоническими дви-

жениями (предраннедевонская, предэйфельская, предпоздневизейская, предпозднебашкирская и послесреднекаменноугольная фазы складчатости), которые проявились на площади зоны с различной интенсивностью. Так, например, верхнебашкирские — нижнемосковские отложения в кызылкумской части Зеравшано-Туркестанской зоны и в западном окончании Северного Нуратау залегают на породах верхнего девона или верхнего виде — намюра, на востоке Северного Нуратау — на среднем девоне, в районе Меришкора — на нижнем девоне и в районе Койташа — непосредственно на нижнем структурном этаже.

В результате проявления заключительных фаз герцинской складчатости палеозойские толщи в рассматриваемой зоне приобрели сложную структуру в виде пучка параллельных складок, вытянутых в направлении простирания самой зоны.

В восточной части ее основной структурой является Туркестано-Зеравшанский антиклинорий с веерообразным расположением составных элементов. Антиклинорий сложно построен и несколько асимметричен. Он не имеет достаточно четко выраженной осевой зоны, разделяющей его крылья. Центральная часть антиклинория представлена довольно широкой зоной линейных равносторонних, сильно сжатых складок. По мере удаления от центра и приближения к краевым частям наклон складок увеличивается: в северном крыле — на север, в южном — на юг.

В пределах антиклинория отчетливо прослеживаются Северо-Нуратинская (31), Кошрабатская (32), Южно-Нуратинская (33), Лятабандская (34), Каратауская (35), Актепинская (36) антиклинали и Койташская (37), Караташская (38), Южно-Гобдунтауская (39), Сарыкипчакская (40), Каратауская (41) синклинали.

В Кызылкуме хорошо видно различие в структурах нижнепалеозойского — нижнесилурийского структурного этажа и несогласно перекрывающего его верхнесилурийского — каменноугольного. Первому свойственны линейные складки, второму — наложенные на них более простые и менее протяженные куполовидные структуры.

Из складок первого типа наиболее крупной является Ауминзатауская (42) антиклиналь, прослеживающаяся в горах Ауминзатау и имеющая северо-западное простирание. В ядре этой структуры залегают породы ауминзинской свиты, крылья сложены тасказганской свитой нижнего палеозоя и бесапанской свитой лландовери. Антиклиналь осложнена многочисленными мелкими складками и разрывными нарушениями. При этом отмечаются более крутые падения в сводах и более пологие на крыльях. К ядру структуры приурочен крупный гранитный интрузив.

К северу Ауминзатауская антиклиналь сменяется Джасаульской синклиналью (46), в мульде которой залегают силурийские (бесапанская свита) и девонские отложения. Севернее располагаются Бельтауская (43) и Джитымтауская (44) антиклинали, разделенные отчетливо выраженной Сырдарьинской синклиналью (47). Ядро Джитымтауской антиклинали (в горах Джитымтау) слагают ауминзинская и тасказганская свиты нижнего палеозоя, перекрывающиеся на крыльях породами лландоверийского (?) яруса. Восточнее, в горах Аристантау, шарнир складки погружается.

Далее к северу, через Ясвайский синклинальный прогиб (48), располагается сложно построенная Тасказганская антиклиналь (45). В ядре ее вскрываются нижнепалеозойские, а на крыльях — последовательно их сменяющие нижнесилурийские, девонские и каменноугольные отложения. Крылья этой структуры осложнены дополнительными (в основном изоклинальными) складками и многочисленными разло-

мами. Благодаря ундуляции шарнира основной структуры, наблюдается прерывистость выходов нижнего палеозоя на поверхность.

Из складок верхнего структурного этапа наиболее крупной и хорошо выраженной является Аристантауская брахисинклиналь (49) (рис. 21), имеющая около 30 км по длинной оси и 10 км по короткой. В ядре ее залегают каменноугольные породы, крылья сложены девонскими образованиями, дислоцированными значительно слабее подстилающих нижнесилурийских. С севера к ней примыкает Северо-Аристантауская синклинали (50). Кроме того, довольно многочисленные пологие складки типа куполов отмечаются в 6 км юго-восточнее кол. Сарбатыр (в пределах Джа-саульской синклинали). Размер складок колеблется от нескольких сотен метров до нескольких километров. В плане они имеют округлую форму, нередко сближены. Разделяющие их синклинали по сравнению с куполами имеют значительно меньшие размеры. Углы падения пород на крыльях этих структур колеблются от 6 до 20°, несколько увеличиваясь вблизи Мурунтау-Северонуратинского разлома. Подстилающие их нижнесилурийские слои имеют углы падения от 40 до 80°.

### Туркестано-Алайская и Карачатурская зоны

С севера к Зеравшано-Туркестанской структурно-формационной зоне по глубинному разлому примыкает Туркестано-Алайская зона (зона высоких предгорий Алая, по Н. М. Сидицыну). Она протягивается на 1000 км при ширине от 20 до 40 км. Туркестано-Алайская зона отличается от Зеравшано-Туркестанской присутствием эффузивных толщ нижнего и среднего палеозоя, а также интрузивных тел основного и ультраосновного состава, обнажаю-

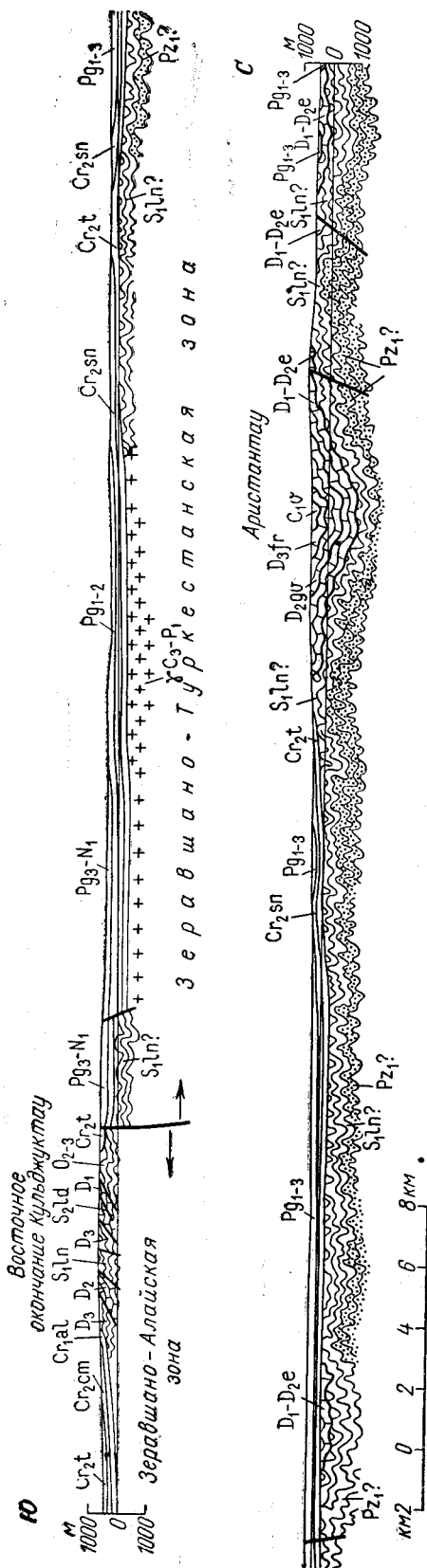


Рис. 21. Геологический разрез по линии Кульджуктау — Аристантау

щихся вдоль ее южной границы. В пределах Ферганской долины к Туркестано-Алайской зоне с севера примыкает Карачатырская зона. Далее на запад, на участке от меридиана юго-западного окончания Кураминского хребта до меридиана западного окончания Северного Нуратау, Туркестано-Алайская зона соприкасается на севере с Бельтау-Кураминской, Карачатырской и Южно-Букантауской зонами.

Наиболее детально Туркестано-Алайская зона изучена в Алайском хребте на территории Киргизии (Поршняков, 1961). В Узбекистане палеозойские образования этой зоны прослеживаются лишь в виде небольших разрозненных выходов среди мезозойских и кайнозойских пород. В основании разреза Туркестано-Алайской зоны, по Б. В. Ясковичу, развита кремнисто-эффузивная толща нижнего — среднего кембрия, несогласно перекрытая эффузивно-осадочными образованиями среднего ордовика общей мощностью до 3 км. Среднепалеозойские породы образуют самостоятельный структурный ярус, который, по Г. С. Поршнякову, имеет сложное строение и является единым для Туркестано-Алайской и Карачатырской зон. Для этого яруса в общем характерны линейные структуры.

За пределами Узбекской ССР в описываемых зонах выделяются с севера на юг: Араванский синклиниорий, Каузанский антиклиниорий, Охнинско-Талдыкский синклиниорий и Андыгенско-Кичикалайский антиклиниорий. Синклинории имеют веерообразное строение, их крылья разбиты взбросами и надвигами на крупные чешуи. Разрез среднего палеозоя начинается довольно однообразной терригенной толщей нижнего и верхнего силура. Выше лежащие девонские отложения характеризуются изменчивостью мощностей и фаций вкрест простирания зон, причем характерно симметричное чередование фациальных типов отложений, образующих узкие полосы (шириной 3—12 км), в которых разновозрастные толщи представлены терригенными, карбонатными и вулканогенно-осадочными образованиями. Полосы отделены региональными разломами и переходных разрезов между ними не наблюдается. При этом намечается определенная закономерность в положении типов разрезов в синклинориях и антиклинориях. Так, в мульдах синклинориев обычно залегает вулканогенный тип разреза, сменяющийся на крыльях сначала известняковым, а затем терригенным. В ядрах антиклинориев развит доломитово-известняковый тип разреза.

Наибольшие отличия между Туркестано-Алайской и Карачатырской зонами стали проявляться с позднебашкирского — раннемосковского времени. В Туркестано-Алайской зоне отложения этого возраста встречены только в ядрах Каузанского и Андыгенско-Кичикалайского антиклинориев. Залегают они здесь несогласно на газской свите, отвечающей намюрскому ярусу — нижнебашкирскому подъярсу, и представлены толщей конгломератовидных и фузулиновых известняков с линзами аллитов; общая мощность ее до 180 м. Выше следует песчано-сланцевая толубайская свита, охватывающая московский ярус, мощностью 250 м. Общая мощность башкирского и московского ярусов около 430 м.

На остальной площади непосредственно на намюрских — нижнебашкирских породах несогласно залегают нижнемосковские образования. В пределах развития терригенного разреза среднего палеозоя последние представлены песчано-сланцевой пачкой мощностью около 100 м, а в пределах карбонатного — известняковой толщей мощностью до 400 м.

В Карачатырской зоне башкирские — нижнемосковские отложения (включающие и нижнебашкирский подъярус), несогласно залегающие

на среднем палеозое, образуют непрерывную терригенную (молассовую) толщу мощностью около 2500 м. Верхнемосковские отложения, залегающие в обеих зонах несогласно на подстилающих породах, близки по составу и фациальному облику. Их мощность в Туркестано-Алайской зоне равна 1800 м, в Карачатырской — 600 м. Соответственно верхнекаменноугольные отложения имеют мощности 3600 и 1400 м. Кроме того, в Карачатырской зоне разрез наращивается мощной (около 3000 м) толщей нижней перми.

Таким образом, после кратковременных, но региональных перерывов, предшествовавших отложению намюрских и башкирских пород, Карачатырская зона начала интенсивно прогибаться, а Туркестано-Алайская стала стабильной, относительно приподнятой, что позволяет отнести ее к складчатой зоне предпозднебашкирской консолидации. Интересной особенностью Карачатырской зоны является наличие в ней остаточных раннепермских мульд, выполненных красноцветными континентально-лагунными отложениями, свидетельствующих об отсутствии инверсии при замыкании Карачатырского позднепалеозойского прогиба (Синицын, 1960) и возникновении здесь в конце ранней перми структурной равнины.

В обеих зонах формы залегания верхнепалеозойских пород сравнительно простые. Они образуют крупные, приближающиеся иногда по очертаниям к брахискладкам структуры, осложненные мелкими складками. Те и другие часто наклонены или даже запрокинуты к северу. В Карачатырской и Туркестано-Алайской зонах, по Г. С. Поршнякову (1961), наблюдается некоторое несовпадение простираций среднепалеозойских структур с простираемием границ верхнепалеозойских зон. Так, для среднепалеозойских синклиналиных и антиклиналиных структур характерна некоторая асимметрия, выражающаяся в тенденции опрокидывания к северу. Мелкие складки обнаруживают различные направления «движения масс». Ядерные части антиклинорий осложнены складчатыми нарушениями различных порядков и разновозрастными разрывами. Их крылья перекрыты надвинутыми толщами терригенных или карбонатных образований среднего палеозоя, образующих в первом приближении крупночешуйчатую структуру.

В кызылкумской части Туркестано-Алайская (Тамдытауская) зона отличается от Карачатырской, так же как и в Фергане, малым территориальным распространением верхнего палеозоя (Тамдытау, Учбаш, Северный Нуратау, Ханбандытау), небольшой мощностью и часто сокращенным разрезом (отсутствием местами верхнебашкирских и части нижнемосковских пород). Так, в северной части Тамдытау (Актау) верхнебашкирские — нижнемосковские отложения не превышают 300 м; в Балпантау они, вероятно, отсутствуют и развиты лишь нижнемосковские — верхнекаменноугольные породы мощностью до 900 м. Только в Северном Нуратау в одном пункте (к западу от Сопсай) известен полный разрез среднекаменноугольных отложений (исключая нижнебашкирский подъярус), представленный существенно терригенной толщей мощностью около 1400 м (против 6400 м в Карачатырской зоне) и наращивающийся верхнекаменноугольной толщей, имеющей мощность несколько сот метров. Развитые восточнее, в районе старого и нового Фариша, конгломератные толщи верхнего палеозоя не имеют еще точного разреза среднего — верхнего карбона пока не установлено. В районе Ханбандытау — Писталитау верхнепалеозойские отложения представлены карбонатно-терригенной толщей каширского — подольского горизонтов московского яруса мощностью около 300 м. Других пунктов с верхним палеозоем в кызылкумской части Туркестано-Алай-

ской зоны не установлено. На данной степени изученности складывается впечатление, что в обнаженной части Туркестано-Алайской зоны в Кызылкуме преобладает разрез, в котором существенное значение имеют вулканогенно-осадочные толщи.

В последние годы в северной части гор Тамдытау (горы Актау, Щуцактау) отчетливо наметился доломитово-известняковый (алайский) тип разреза палеозоя: на терригенной силурийской толще с базальными конгломератами в основании залегает мощный (около 2000 м) комплекс известняков и доломитов (ранее относившийся к венлоку и лудлову), в котором выделяются нижнедевонские, эйфельско-живетские, верхнедевонские, визейские и среднекаменноугольные отложения.

В восточной части Туркестано-Алайской зоны и в других зонах Южного Тянь-Шаня широко развиты надвиговые структуры. При дви-

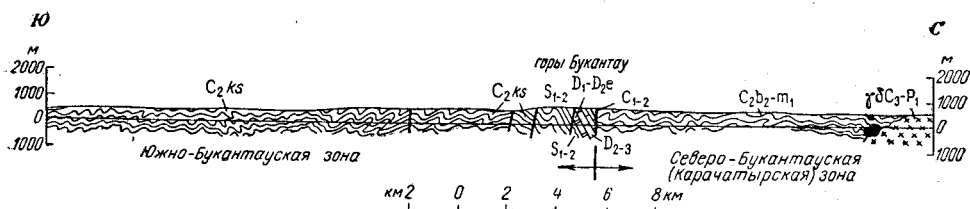


Рис. 22. Геологический разрез гор Букантау

жении на запад количество последних постепенно уменьшается и в пределах Кызылкума остаются лишь единичные структуры. В этом же направлении увеличивается количество разломов с вертикальным перемещением.

Таким образом, если для восточной части Узбекистана и соседних республик (к востоку от меридиана г. Джизак) значительное место в тектоническом строении района занимают надвиговые структуры, то для западной ее части они имеют второстепенное значение. В то же время вертикальные или близкие к ним разрывные структуры на западе района начинают играть основную роль.

Большую часть площади выходов палеозоя в пределах западной, кызылкумской, части Карачатырской зоны занимают среднекаменноугольные молассовые образования (архарская и тохтатауская свиты) (рис. 22) мощностью до 7 км, представленные ритмично переслаивающимися пачками полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков. Мощность и объемное соотношение пачек в разрезе не постоянны. Среднепалеозойские образования отделены от верхнего палеозоя отчетливо выраженным угловым несогласием.

Наиболее древними, достоверно установленными отложениями в пределах зоны являются ордовик-лландоверийские, представленные сланцами с прослоями песчаников, известняков, кремнистых и основных эффузивных пород мощностью около 500 м. Судя по обнажениям, на лландоверийских породах с резким (до 80°) угловым несогласием залегают верхнелудловские (тиверские) известняки мощностью около 36 м, несогласно перекрытые косослоистыми известняками верхнего визе и намюра мощностью до 100 м. В тектоническом блоке отмечается терригенно-вулканогенная (основного состава) толща нижнего — среднего девона видимой мощностью около 300 м. Выше по разрезу следуют намюрские образования, на большей части площади представленные двумя свитами: нижней (кумбулакской, 500 м) песчано-сланцевой с прослоями основных эффузивов, и согласно кроющей ее верх-

ней (тубабергенской, 500 м), представленной эффузивными породами основного состава с частыми линзами и линзовидными прослоями кремнистых пород, яшм, известняков, доломитов, алевролитов, песчаников и конгломератов. Взаимоотношение с более древними подстилающими породами неизвестно; верхи тубабергенской свиты содержат остатки позднеамюрских и раннебашкирских гониатитов.

Таким образом, в пределах Кызылкума в Карачатырской зоне отмечается два типа разрезов намюрского возраста: карбонатный, мощностью в десятки метров, и эффузивно-терригенный, мощностью около 1000 м. Венчается разрез палеозоя зоны молассами среднего карбона. Верхнепалеозойские молассовые отложения однотипные, очень мощные. Судя по резкому изменению состава и мощности верхнепалеозойских отложений Туркестано-Алайской и Карачатырской зон, предполагается наличие регионального разлома между ними. Этот разлом подтверждается также выклиниванием в Кызылкуме Южно-Букантауской зоны.

В восточной части Туркестано-Алайской зоны в пределах Узбекской ССР отчетливо выделяются Уччулачская (51), Ханбандытауская (52), Джунайская (53), Дарбазинская (54), Нуринская (55), Джалаирская (56), Куплантауская (57) антиклинали и Тузканская (58), Балыклинская (59), Чармагызская (60), Центральнодарбазинская (61) синклинали.

Из обнаженных складчатых структур в кызылкумской части Туркестано-Алайской зоны наиболее крупной является Актауская антиклиналь (62), имеющая субширотное простирание. В ее ядре обнажаются силурийские терригенные породы, а на крыльях — последовательно сменяющиеся девонские, ниже- и среднекаменноугольные. Антиклиналь осложнена серией более мелких, различных по величине и значимости структур, нередко опрокинутых на север; складки пересечены различно ориентированными разрывными нарушениями, количество которых увеличивается к востоку. Южное крыло структуры нарушено надвигом субширотного простирания.

К югу Актауская антиклиналь сменяется Тюменбайской синклиналью (63), значительно расширяющейся в восточном направлении. В мульде ее обнажаются верхнесилурийские и нижнедевонские отложения. В горах Сангрунтау также отмечается ряд небольших антиклинальных складок, вытягивающихся цепочкой вдоль Мурунтауского разлома. В их ядрах залегают верхнесилурийские — нижнедевонские и верхневизейские, а на крыльях — ниже-среднекаменноугольные образования.

В горах Султануиздаг в пределах Туркестано-Алайской зоны основной структурой является Султануиздагская антиклиналь (64), расположенная по правобережью устьевой части Джамансая. Ядро складки сложено самыми нижними (видимыми) в разрезе палеозоя песчано-сланцевыми отложениями верхнего силура — нижнего девона, прорванными гранитоидным Актауским интрузивом. На песчано-сланцевой толще согласно залегают сильно мраморизованные радиолариевые известняки мощностью до 100 м, являющиеся маркирующим горизонтом, оконтуривающим почти со всех сторон рассматриваемую антиклиналь. Особенно отчетливо он подчеркивает суживающуюся на север замковую часть складки. Западное крыло складки ограничено меридиональным глубинным разломом, разделяющим здесь Шейхджейлинскую и Султануиздагскую структурно-формационные подзоны. В зоне разлома отмечаются интрузивные тела основного и ультраосновного состава. Восточное крыло складки падает на восток-северо-восток. Ось складки от меридионального направления на западе плавно изгибается и

в устье Джамансая приобретает широтное простирание. В общем же она, как и форма самой складки в плане, подчеркивает дугообразный изгиб всех складчатых структур Султануиздага, изменяющих свое широтное и северо-западное направление на меридиональное. Эту же форму повторяет и расположенный в ядре складки гранитоидный интрузив, время формирования которого, по-видимому, отвечает времени проявления основной складчатости. В западной части складки ее ось погружается на север, а в восточной — на восток.

Северо-восточное крыло Султануиздагской антиклинали в верховьях Какралысая и Ахимбетсая осложнено крупным разломом северо-западного простирания. К югу от него на всем протяжении располагается полоса эффузивных (средний — верхний девон?) и интрузивных образований основного состава, превращенных часто в процессе метаморфизма в амфиболиты. К северу от разлома располагается также крупная Ахимбетская антиклинальная структура (65), разбитая на ряд блоков серией крупных разломов северо-западного и субширотного направления. Севернее ее протягивается Долакульпинская синклинали (66), сложенная терригенно-эффузивной толщей девона. В ядре складки обнажены полого падающие на северо-восток, юго-восток и юго-запад кварц-биотитовые песчаники и биотитовые гнейсы нижнего — среднего девона, согласно перекрытые известняками среднего девона. Юго-западное крыло и западное продолжение ее замковой части на большом протяжении срезано одним из упомянутых выше разломов. Восточная часть складки разбита на блоки тремя разломами поперечного к ее простиранию направления, а ось отчетливо погружается на юго-восток. Складка нарушена разломами.

Следующей крупной структурой является Шейхджейлинская синклинали (87). Она целиком сложена осадочно-эффузивными породами шейхджейлинской свиты, выходы которой занимают большую площадь по правобережью Амударьи в западной части Султануиздага (горы Шейхджейли, Куянчик и район, лежащий к западу от гряды Актау). Отдельные фрагменты этой складки известны и по левобережью реки на возвышенностях Джумыртау и Кубатау. Общая ширина синклинали между Джумыртау и районам гряды Актау достигает 12—15 км. Ось синклинали на юге района, между грядами Куянчик и Актау, прослеживается в меридиональном направлении, а затем отклоняется к северо-западу и в этом направлении погружается восточнее гряды Шейхджейли под покров мезозойских и кайнозойских отложений, срезаясь альпийскими разломами. Восточное крыло синклинали западнее Актау характеризуется довольно пологим моноклиальным падением слоев на запад-юго-запад, а западное крыло в грядах Шейхджейли, Куянчик и Джумыртау осложнено множеством мелких складок и крупным разломом.

Из складчатых структур в кызылкумской части Карачатырской зоны хорошо выражена Архарская антиклиналь (71). Благодаря ундуляции шарнира складки в ее ядре на поверхность выведены нижне-среднедевонские и верхневизейские образования. На остальной площади ядро и крылья складки сложены породами намюрского и среднекаменноугольного возраста. В восточной части зоны устанавливается Тохтатауская синклинали (73), в ядре которой развиты средневерхнекаменноугольные образования. Крылья сложены верхненамюрскими — нижнебашкирскими отложениями. Несколько южнее Тохтатауской синклинали располагается небольшая Беготанская антиклиналь (72). Кроме того, в отложениях среднекаменноугольного и намюрского ярусов встречаются многочисленные мелкие складки.



## Южно-Букантауская зона

В Кызылкуме с Туркестано-Алайской зоной на сравнительно большом протяжении граничит Южно-Букантауская зона. Граница между ними не обнажается и проведена по геофизическим данным, причем предполагается глубинный разлом по аналогии с остальной территорией Южного Тянь-Шаня. На севере Южно-Букантауская зона граничит по Букантаускому глубинному разлому с Карачатырской зоной. Разлом отчетливо наблюдается в центральной части гор Букантау, по северному склону известняковой гряды. По данным гравиметрических и аэромагнитных исследований в западном и восточном направлениях Южно-Букантауская зона быстро выклинивается. Слагающие ее палеозойские образования можно наблюдать в южной части гор Букантау или собственно в горах Кокпатас, Алтынтау, Джетымтау 1 (юг), Джартас (юг), Джетымтау 2 (юг), Окжетпес. Эта зона характеризуется присутствием карбонатно-кремнисто-терригенной толщи верхнего силура, доломитово-известняковой толщи всего девона (северный край зоны, а также в горах Окжетпес, Огузтау, Кокпатас), верхневизейских известняков и мощных существенно терригенных среднекаменноугольных образований. Выделяются предпоздневизейская, предпозднебашкирская и послесреднекаменноугольная фазы складчатости, причем последняя сопровождалась внедрением гранитных интрузий и сопутствующих им дайковых и жильных образований. Наибольшую часть площади занимают среднекаменноугольные отложения, которые отчетливо делятся на три свиты. Нижняя свита (верхнебашкирская — нижнемосковская) представлена линзовидно переслаивающимися кремнистыми и карбонатными породами общей мощностью до 500 м. Выше согласно залегают кокпатасская и коксайская свиты, занимающие основную часть площади зоны. Первая сложена линзовидно переслаивающимися кремнистыми яшмовидными породами, кварцитами, доломитами, известняками, рассланцованными терригенными породами и редко эффузивами основного состава мощностью около 900 м. Коксайская свита представлена довольно однообразными рассланцованными терригенными породами мощностью более 700 м (кровля размыта). Среднепалеозойские и верхнебашкирские — нижнемосковские отложения выходят в ядра брахиантиклинальных складок, и лишь в северной части зоны образуют протяженную гряду.

Вдоль северной границы Южно-Букантауской зоны низы разреза верхнебашкирского — нижнемосковского подъярусов представлены известняками, в отличие от района Огузтау, Окжетпес и Кокпатас, где разновозрастный разрез терригенный. Не исключена возможность, что здесь развит свой тип разреза, несколько похожий на доломитово-известняковый (алайский) тип ферганской части Туркестано-Алайской зоны.

Из складчатых структур в Южно-Букантауской зоне наиболее крупной и хорошо выраженной является Кокпатасская антиклиналь (67), протягивающаяся через горы Каскыртау, Кокпатас и Окжетпес. В результате ундуляции шарнира складки в горах Кокпатас и Окжетпес в ядре этой структуры обнажены карбонатные отложения девонского и поздневизейского возраста. В горах Каскыртау отчетливо выражено ее периклинальное замыкание. На крыльях складки залегают породы аналогов архарской свиты, которые последовательно перекрываются кокпатасской и коксайской свитами среднего карбона. К юго-западу Кокпатасская антиклиналь через Торткудукскую синклираль (70) переходит в Алтынтаускую антиклинальную структуру (68); ядро последней прорвано гранитной интрузией. Крылья антиклинали сло-



Верхний структурный ярус сложен трансгрессивно залегающей на различных горизонтах нижнего и среднего яруса молассовидной конгломерато-песчаниковой толщей с горизонтами известняков позднемосковского — позднекаменноугольного возраста, мощность которой достигает 1200 м.

Западнее, в Зирабулакских горах, разрез нижнего структурного яруса аналогичен разрезу восточной части зоны, причем карбонатные фации начинаются с лландовери. В верхах силура и низах девона отмечены терригенные породы (алевролиты, песчаники и сланцы) мощностью до 700 м. Вулканогенные породы встречены в верхнем ордовике, образуют линзовидные залежи эффузивов основного состава. Общая мощность ордовика, силура, нижнего и среднего девона около 3600 м. Средний структурный ярус представлен верхним девонем и нижним карбоном (тымская свита), сложенными терригенными породами с прослоями известняков, кварцевых порфиров и туфов мощностью до 800 м. Верхний структурный ярус здесь не установлен (Барковская и др., 1966).

В горах Кульджуктау терригенно-карбонатный разрез ордовика и лландовери сменяется карбонатами венлока и верхнего силура, карбонатно-терригенными отложениями верхнего силура — нижнего девона и карбонатными образованиями нижнего девона — эйфельского яруса. Общая мощность нижнего структурного яруса составляет 3600 м. Внутри него отмечаются локальные несогласия между ордовиком и нижним силуром, нижним и верхним силуром. Средний структурный ярус представлен терригенными образованиями верхнего девона — нижнего карбона. Верхний структурный ярус не установлен.

В целом для зоны характерны полнота разрезов нижнего структурного яруса, а также предпозднедевонская (на востоке предтурнейская), предпозднеландоверская (на востоке предпозднемосковская) и, по-видимому, предпермская фазы складчатости. Интрузивная деятельность выразилась внедрением верхнепалеозойских средних и кислых пород.

Каледонские складчатые движения в Зеравшано-Алайской зоне проявились слабыми волновыми колебаниями, отразившимися в смене разновозрастных терригенных фаций карбонатными в нижнем и верхнем силуре и в образовании локальных несогласий между ордовиком и силуром и внутри последнего.

Герцинскими движениями, неоднократно проявлявшимися на протяжении девона и карбона, созданы сложные складчатые структуры, интенсивно нарушенные разрывами, затрудняющими расшифровку этих структур. После проявления предпозднедевонской — предтурнейской фаз складчатости созданные складчатые сооружения подвергаются интенсивному размыву, затронувшему местами (в Зеравшанском хребте) даже верхневенлокские образования. Вероятно, к этой фазе приурочено заложение основных структурных элементов Зеравшано-Алайской зоны. В конце турне волновые колебательные движения, сопровождающие формирование верхнедевонской — турнейской терригенной толщи, завершились общим поднятием области с образованием отдельных прогибов, в которых в последующем происходило накопление карбонатных толщ верхнего визе, намюра, башкирского яруса и нижнемосковского подъяруса (П. Д. Виноградов, 1959 г.). Верхневизейский подъярус залегают несогласно на турнейских осадках. Незначительная по интенсивности фаза складчатости в середине московского века усилила волновые движения, в результате произошел интенсивный размыв поднятий и накопление в разделяющих их впадинах молассовидных толщ.

позднемосковского — позднекаменноугольного возраста. По-видимому, в конце позднего карбона проявилась наиболее интенсивная фаза складчатости, окончательно оформившая главнейшие структурные элементы зоны. Складчатость обусловила надвигание масс антиклинорных зон на отложения депрессий, сопровождающееся появлением густой сети разломов различного характера. Интрузивная деятельность проявилась в конце этого этапа и выразилась в формировании по окраинам зоны массивов средних и кислых пород. Размещение последних контролировалось разломами глубинного заложения, ограничивающими зону.

Складчатые структуры Зеравшано-Алайской зоны в результате интенсивного развития разрывных нарушений трудно поддаются расшифровке. На севере зоны, в ее восточной части, располагается Центральнокаратюбинская антиклиналь (74), западным продолжением которой является, вероятно, Кульджуктауская антиклиналь (75). В ядре структур обнажены ордовик-нижнесилурийские отложения, на крыльях — более молодые силурийские, девонские и нижнекаменноугольные. Восточная часть Центральнокаратюбинской антиклинали, известная в литературе под названием Зеравшанского антиклинория (Мартышев, 1956 и др.), представляет собой сложную веерообразную складку, крылья которой образованы серией чередующихся моноклинальных чешуй, сложенных разновозрастными осадками силура, девона и турнейского яруса нижнего карбона. К северному крылу и к осевой части складки приурочены наиболее крупные массивы гранитоидов. Аналогичное строение имеет и Северо-Гиссарская антиклиналь (77), отделенная от Центральнокаратюбинской складки Фараб-Магианским прогибом, выполненным мезозойскими и кайнозойскими осадками. Несмотря на такое, в общем, сложное строение описываемых структур, залегание пород в них характеризуется пологими углами —  $10-20^\circ$ , редко до  $35^\circ$ . Общность строения Центральнокаратюбинской, Северо-Гиссарской и Кульджуктауской антиклиналей подчеркивается развитием многочисленных разрывных нарушений, преимущественно согласных с простираем складок. Здесь выделяются по меньшей мере четыре серии нарушений. Самыми древними являются надвиги субширотного простираения с плоскостями надвигания, падающими в южных румбах под углами  $20-30^\circ$ . Их пересекают крутые ( $80-90^\circ$ ) сбросы северо-восточного и близкого к широтному простираений, в свою очередь нарушенные пологими ( $10-20^\circ$ ) надвигами с плоскостями, падающими на северо-восток. Наиболее интересными являются самые поздние, крутые, почти вертикальные, разломы, зоны которых часто минерализованы. Помимо указанных разрывных нарушений для Северо-Гиссарской антиклинали характерно наличие незначительных по амплитуде (единицы и первые десятки метров) послонных нарушений на контакте турнейских образований с подстилающими породами.

К описанным выше антиклиналям с юга примыкает Южно-Каратюбинская синклиналь (81), сочленение которой с первыми иногда проходит по разломам. В восточной части Зеравшано-Алайской зоны она известна как Шур-Маргузорская синклиналь. В горах Кульджуктау это, по-видимому, Янгиказганская синклиналь (83). В ядре складки в восточной части зоны обнажены верхнемосковские — верхнекаменноугольные отложения, залегающие с размывом на девонских и турнейских образованиях, слагающих крылья складки. Восточнее оз. Маргузор шарнир складки воздымается и далее ядро складки сложено уже девонскими и турнейскими осадками. Аналогичное воздымание шарнира, видимо, наблюдается и в Кульджуктау, где породы, выполняющие ядро складки, представлены девоном и нижним карбоном. Склад-

ка при сравнительно небольшой ширине (5—8 км) прослеживается на многие десятки километров.

Самой южной структурой Зеравшано-Алайской зоны является Кынгырская (76) антиклиналь, которая на востоке, так же как Центральнокаратюбинская и Северо-Гиссарская, имеет сложное строение: сложена из отдельных крупных моноклинальных чередующихся чешуй древних и молодых образований (от ордовика до верхнего карбона включительно). Ширина чешуй колеблется от сотен метров до 2 км при длине до 5 км и более. В горах Кульджуктау Кынгырская антиклиналь в ядре сложена карбонатными силурийскими образованиями, на крыльях — девонскими и каменноугольными. К ней приурочены мелкие интрузивы кислого и среднего состава. Южное крыло антиклинали осложнено многочисленными параллельными разломами, обусловившими блоковый характер этого участка.

Помимо описанных выше крупных структур в западной части Зеравшано-Алайской зоны выделяются Дарьясайская (78), Карашокинская (79) и Сартарашская (80) антиклинали, Кытырмайская (82), Дарьясайская (84), Алдыярская (85) и Зинданская (86) синклинали, выявленные в основном под покровом мезозоя и кайнозоя.

### Южно-Гиссарская зона

С юга к Зеравшано-Алайской зоне по Гиссарскому (12) разлому примыкает Южно-Гиссарская структурно-формационная зона (рис. 24). В восточной части она территориально выражена осевой частью и южным склоном Гиссарского хребта, к западу палеозойские образования залегают под мощным мезо-кайнозойским чехлом и вскрываются только буровыми скважинами. Геофизические данные подтверждают субширотное простираие зоны в пустынных частях Западного Узбекистана и Туркмении. К востоку зона продолжается по южному склону Гиссарского хребта в пределы Таджикистана. Южной границей зоны служит Южно-Гиссарский глубинный разлом, по которому она отделяется от Байсунского срединного массива.

Южно-Гиссарская зона характеризуется мощным развитием интрузивного магматизма, ввиду чего осадочные образования развиты здесь спорадически и обнажаются обычно в труднодоступных высокогорных районах в сложных тектонических условиях.

Самыми древними отложениями зоны являются протерозойские (?) гнейсы и сланцы (мощностью до 6000 м), слагающие отдельные блоки среди палеозойских образований. Выше залегают кембрийские сланцы (видимой мощностью до 1000 м), мелкообломочные терригенные породы верхнего ордовика и силура (до 2500 м) и ниже-среднедевонские изве-

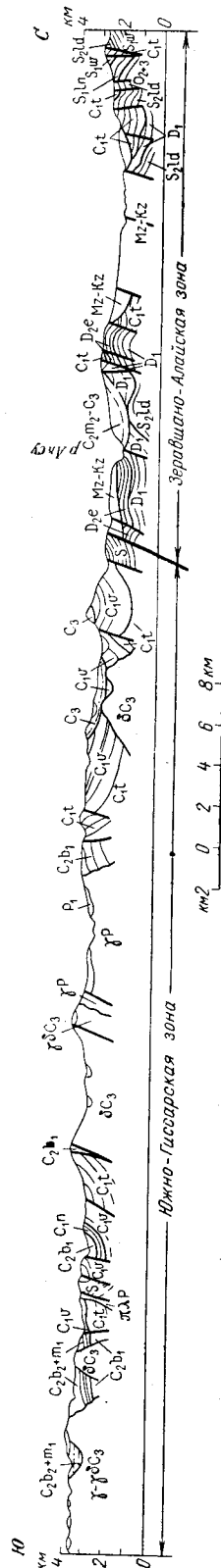


Рис. 24. Геологический разрез западной части Гиссарского хребта (в 25 км западнее г. Душанбе)

стняки (700—800 м). В силурийских отложениях отмечены горизонты кислых эффузивов мощностью до 100 м. Венчается разрез палеозоя каменноугольными образованиями, в основании которых прослеживаются мощные (до 3000 м) метаморфизованные вулканогенно-терригенные образования турнейского — ранневизейского возраста. Отложения верхнего визе с отчетливым несогласием перекрывают более древние отложения и вместе с намюрским ярусом образуют мощную (до 2500 м) толщу вулканогенных и терригенных пород, причем наблюдается изменение состава эффузивных пород в сторону повышения основности с запада на восток. В центральной части зоны отмечаются преимущественно терригенные образования с редкими прослоями известняков. Эффузивы и сопровождающие их интрузивные породы кислого и основного состава получили развитие по периферии зоны, вблизи глубинных разломов. По-видимому, на осадках нижнего карбона с размывом залегают среднекаменноугольные отложения, представленные в основании толщей андезитовых и диабазовых порфиритов мощностью 200—2500 м (нижебашкирский подъярус) и флишоидными породами сагдорской свиты (до 2800 м), между которыми отмечается несогласие. Накопление флишоидов происходило в узких глубоких прогибах, сформировавшихся в предпозднебашкирское время. В пределах Узбекистана такой прогиб четко фиксируется в южной части зоны, вблизи Южно-Гиссарского разлома. Незначительно распространены здесь верхнемосковские — верхнекаменноугольные карбонатно-терригенные образования мощностью до 500 м. Все эти отложения прорваны гранитоидными интрузиями, становление которых происходило в четыре этапа.

Нижнепермские отложения представлены кислыми эффузивами мощностью до 500 м, верхнепермские — нижнетриасовые — молассовой толщей местами до 1000 м. Литологические признаки пород и редкие органические остатки позволяют отнести эти толщи к континентальным, знаменующим заключительный этап развития геосинклинали.

Каледонские структуры в зоне достоверно не установлены, однако о наличии движений этого возраста можно судить по интенсивной дислокации кембрийских отложений, сопровождавшейся интенсивным региональным метаморфизмом.

Ранними проявлениями герцинского тектогенеза отложения нижнего структурного яруса Южно-Гиссарской зоны были дислоцированы и большей частью размыты. Эти движения захватили и соседнюю к югу Байсунскую зону, где обусловили раскол докембрийского складчатого массива на ряд блоков. В последующем (в раннем карбоне и начале среднего) эти движения носили колебательный характер и вызвали местами небольшие предверхневизейское и преднижебашкирское несогласия. Предпозднебашкирской фазой складчатости в северной части зоны создано геоантиклинальное поднятие, которое в среднем карбоне поставляло материал для накопления в соседнем к югу прогибе флишоидов сагдорской свиты. По-видимому, заложение основных складчатых сооружений Южно-Гиссарской зоны — Центральногиссарской (88) и Южно-Гиссарской (89) антиклиналей и Бухаро-Кштутской синклинали (90) — связано с этими движениями, знаменующими начало инверсионного этапа геосинклинали Южно-Гиссарской зоны. Основная фаза герцинского тектогенеза проявилась в позднем карбоне и обусловила пятифазное внедрение интрузии Гиссарского батолита и его сателлитов. В последующем тектонические движения вызвали расколы консолидированного складчатого сооружения, в основном параллельные направлению простирания складок. Эти расколы в перми служили подводными каналами для вулканов и гипабиссальных интрузий кислого состава и трещинных интрузий аляскитовых гранитов.

В поздней перми и раннем триасе созданные складчатые сооружения подверглись размыву, продукты их накапливались в небольших водоемах, существовавших на месте южного склона Гиссарского хребта.

Складчатые сооружения Южно-Гиссарской зоны имеют довольно сложное строение. На севере зоны располагается широтно вытянутая Центральногиссарская антиклиналь, в строении которой отмечается некоторая асимметричность крыльев. Северное крыло, ограниченное Гиссарским глубинным разломом, представляет серию крупных (шириной до 2 км), моноклинально падающих к югу чешуй, сложенных карбонатно-терригенными осадками силура и эффузивами верхнего визе. Южное крыло антиклинали также имеет сложное строение и состоит из ряда параллельных субширотных блоков, сложенных породами турнейского — низов визейского ярусов, эффузивами нижнебашкирского подъяруса и нижней перми, а также терригенными образованиями силура и гнейсами протерозоя. Падение пород в отдельных блоках различное: ближе к осевой части хребта — северное, в средней части — южное, на крайнем юге — северное и южное.

Разрывные нарушения, осложняющие Центральногиссарскую антиклиналь, представлены надвигами и сбросами. Первые характерны для северного крыла, а вторые развиты преимущественно на южном крыле. Амплитуда перемещения по разрывам достигает иногда нескольких сотен и первых тысяч метров. Достаточно сказать, что местами на поверхность выведены обломки протерозойского складчатого сооружения.

Бухаро-Кштутская синклиналь имеет не менее сложное строение. Под влиянием надвигающихся на нее масс Центральногиссарской антиклинали и Байсунского срединного массива докембрийской консолидации получили широкое развитие разрывные нарушения, затушевавшие первоначальную ее структуру. В современном срезе здесь можно наблюдать только фрагменты складки, имеющие местные названия — Сисангинская синклиналь на востоке и Чормагол-Шильхазорская — на западе. Бухаро-Кштутская синклиналь ограничена с севера и юга разломами типа сбросов; сложена в крыльях крутозалегающими (50—60°) терригенными осадками силурийского и раннекаменноугольного возраста и нижнебашкирскими эффузивами среднего и основного состава. Ядро складки занято флишoidalными терригенными образованиями сагдорской свиты. Складка вытянута в широтном направлении, прослеживаясь по обнажениям на 100 км при ширине 10—15 км.

В ядре расположенной к югу Южно-Гиссарской антиклинали субширотного простираения отмечаются протерозойские (?), силурийские и девонские терригенные и карбонатные образования, прорванные гранитоидными интрузиями. В крыльях складки верхневизейские и среднекаменноугольные терригенно-вулканогенные отложения трансгрессивно перекрывают более древние образования. К западу складка срезается Южно-Гиссарским глубинным разломом, на восток — прослеживается в пределах Таджикистана. Структурные сооружения Южно-Гиссарской зоны по данным геофизических исследований продолжают далее на запад-северо-запад под мезозойским и кайнозойским покровом.

После приведенной характеристики составных частей Южно-Тяньшаньской геосинклинальной складчатой системы необходимо остановиться на некоторых положениях, касающихся ее в целом. Прежде всего обращают на себя внимание достаточно интенсивные тектонические движения пермо-триасового времени, обусловившие проявление

крупных поперечных разломов типа сдвигов. Одним из таких разломов является Урало-Тяньшаньский сдвиг, расположенный в Южном Приаралье. На существование здесь разломов северо-восточного простирания указывалось и раньше при структурных построениях с использованием материалов геофизики (Сытин и др., 1960; Горецкий, Шрайбман, 1960; Андреев и др., 1966 г.). Однако представляющаяся наиболее правильной расшифровка характера разлома была дана В. Г. Гарьковцом после установления им металлогенического тождества уральской и тяньшаньской частей так называемого магнетитового «пояса» (Гарьковец, Хамрабаев, 1967). Выделенный по геофизическим данным «пояс» обнажается в Кураминском хребте и отчетливо прослеживается в северо-западном направлении по интенсивным положительным магнитным аномалиям. К северу от гор Букантау эта полоса магнитных аномалий, достигнув значительной ширины, резко обрывается, сменяясь полем отрицательных аномалий. Такая же резкая смена магнитных полей наблюдается и в южном окончании уральской части магнетитового «пояса». Линия сочленения магнитных полей разного знака имеет северо-восточное простирание. Сдвиговый характер перемещения по этой линии можно видеть и по взаимоотношениям магнитных полей смежных петролого-металлогенических зон. Амплитуда горизонтального перемещения по сдвигу составляет 150 км. Разлому соответствует мощная зона разрывных нарушений, протягивающихся на многие сотни километров. Несколько сдвигов подобного типа фиксируется и в более восточных районах. Один из них — Гиссаро-Чимкентский, — имеющий меньшую амплитуду, прослеживается от юго-западных отрогов Гиссарского хребта до г. Ташкента и далее на север к горам Каратау. Разлом располагается в участке изменения простирания структур с широтного (в восточной части Тянь-Шаня) на северо-западное (в горах Нуратау и западнее), а Урало-Тяньшаньский сдвиг в участке изменения простирания структур с северо-западного (в Кызылкуме) на меридиональное, уральское. Далее на основании комплексной геолого-геофизико-геохимической интерпретации материалов структурно-формационные зоны Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы В. Г. Гарьковцом параллелизуются с соответствующими им зонами Урала: Южно-Букантауская — с Зауральским антиклинорием, Туркестано-Алайская — с Иргизским (Восточно-Уральским) синклинорием, Зеравшано-Туркестанская и Зеравшано-Алайская — с Мугоджарским (Урало-Тобольским) антиклинорием и, наконец, Южно-Гиссарская зона — с Магнитогорским синклинорием. Перечисленным парам зон присвоены следующие названия: Зауральско-Букантауская, Иргизско-Тамдинская, Мугоджаро-Алайская и Магнитогорско-Гиссарская. В схеме В. Г. Гарьковца Северо-Букантауская зона за Урало-Тяньшаньским сдвигом достигает широты северного побережья Аральского моря.

К западу от Урало-Тяньшаньского сдвига, в районе Султануиздага, фиксируются лишь две зоны (Северо-Букантауская и Туркестано-Алайская) из пяти южнотяньшаньских зон. Зеравшано-Туркестанская, Зеравшано-Алайская и Южно-Гиссарская зоны скрываются под пермотриасовыми молассаами Устюрта, а Южно-Букантауская, вероятно, выклинивается, не доходя до Урало-Тяньшаньского сдвига.

На северо-запад и север Туркестано-Алайская и Северо-Букантауская зоны, прикрытые мощным мезо-кайнозойским чехлом, прослеживаются по гравимагнитным данным и совпадают соответственно с Восточно-Уральским (названным в Мугоджарах Иргизским) и Денисовским синклинориями (в понимании А. В. Альтгаузена и др., 1965). Восточно-Уральский (Иргизский) синклинорий ограничен с запада четко выраженным Челябинским, а с востока Джетыгаринским глу-



бинными разломами. Магнитное поле синклиория характеризуется резкими градиентами за счет основных и особенно ультраосновных пород; отрицательные экстремумы незначительные. Наряду с короткими полосами аномалий наблюдаются аномалии и значительно вытянутые по простиранию, обусловленные как межпластовыми интрузиями серпентинитов, так и значительно измененными основными эффузивами. Восточно-Уральский синклиорий характеризуется широким развитием и большим разнообразием средне- и верхнепалеозойских осадочных и вулканогенных образований, залегающих на кварцитах и сланцах протерозоя и нижнего палеозоя. Лландоверийский ярус представлен известняково-песчано-сланцевыми отложениями, реже туфогенно-сланцевыми большой мощности. Венлокские — нижнелудловские образования в одних случаях терригенно-вулканогенные (кислые и основные), в других — вулканогенно-осадочные, преимущественно кислые. Верхнелудловская (тиверская) — жединская толща — маломощная вулканогенная (основного состава), существенно туфовая, причем количественное соотношение эффузивных и осадочных пород на различных участках заметно меняется. Кобленцские — среднедевонские отложения преимущественно осадочно-вулканогенные, но местами, где кобленцкий ярус отсутствует, эйфельский ярус представлен основными эффузивами, а его верхи и живетский ярус — карбонатной толщей.

Наиболее разнообразны нижнекаменноугольные отложения. Так, для турнейских — нижневизейских образований известны четыре разновидности: угленосная известняково-песчано-сланцевая, известняковая, вулканогенно-терригенная и чисто вулканогенная (основного состава). Средневизейские — намюрские отложения представлены пятью разновидностями: известняковой, существенно карбонатной, терригенной, терригенно-туфогенной и вулканогенной (мощная диабазо-альбитофировая формация Иргизского прогиба). Среднекаменноугольные отложения — это карбонатно-терригенная толща. Известны также верхнепалеозойские конгломераты.

Фазы складчатости в этой зоне проявлялись перед поздним лудловом, поздним эйфелем, поздним девоном, турне, средним карбоном, местами перед средним визе. Интрузивная деятельность проявлена в виде довольно многочисленных тел среднепалеозойских габбро-плагиогранитов и верхнепалеозойских гранитов. По данным С. Г. Грешнера и др. (1963), в южной части этого синклиория, в Иргизском прогибе, габбро-плагиограниты приурочены к западной его окраине, а граниты — к восточной. Перечисленные интрузии, контролирующиеся глубинными разломами, местами обусловили интенсивный метаморфизм вмещающих пород.

Комплексы органических остатков из силурийских, девонских и каменноугольных отложений Восточного Урала и Южного Тянь-Шаня, по заключениям Б. П. Марковского, Д. В. Наливкина, О. И. Сергунковой и др., во многом сходны. Не может не привлечь внимания сходство, почти тождество, разрезов среднедевонских вулканогенных образований западной части Султануиздага и синклиориев Восточного Урала. На Урале они представлены чередованием основных, средних и кислых эффузивов и их туфов. На западе Султануиздага вулканогенные образования этого возраста (шейхджейлинская свита) состоят из порфиритов диоритового ряда, диабазов и их туфов с линзовидными прослоями яшм, кварцитов, известняков и сланцев. Положение этих разрезов находится на одной линии в структурах меридионального направления и свидетельствует о непосредственной связи Восточного Урала и Южного Тянь-Шаня (Бухарин, Пяновская, Пятков, 1964).

Как указывалось, продолжение Карачатырской (Северо-Букантауской) структурно-формационной зоны к западу от Урало-Тяньшаньского сдвига намечается по гравимагнитным полям, располагающимся в полосе, совпадающей с Денисовским синклинорием. На западе синклинорий ограничен Тобольским и на востоке — Ливановским глубинными разломами и характеризуется повышенным магнитным полем, общий фон которого на 100—200 *гамм* больше фона смежного с ним на западе Зауральского антиклинория. Характерны также интенсивные магнитные аномалии со значениями в 500—1000 *гамм* и более (базиты-ультрабазиты). Поле силы тяжести повышенное, с отдельными локальными аномалиями в 4—6 *мгл*. Основная часть разреза синклинория сложена диабазо-спилитовой формацией венлока — лудлова, осадочными породами граптолитовой толщи нижнего силура и осадочно-эффузивными образованиями среднего девона — нижнего карбона. Из интрузивных наблюдаются гранитоиды, габброиды и ультраосновные породы. Г. М. Терев и др. (1966 г.) отмечают, что в кембрии — среднем ордовике Денисовский синклинорий развивался по единому плану с граничащей Джетыгаринской подзоной (собственно Зауральский антиклинорий), а с позднего ордовика продолжал развитие в геосинклинальных условиях.

В уральском секторе Южного Тянь-Шаня между аналогами Туркестано-Алайской и Карачатырской зон располагается собственно Зауральский антиклинорий (Аятско-Аккаргинский антиклинорий А. В. Альтгаузена и др., 1965). Западной его границей является Джетыгаринский, а восточной — Тобольский глубинные разломы. Синклинорий выделяется по отрицательному магнитному полю с плавно изменяющимися значениями в интервале от 100 до 200 *гамм*. Границам структур соответствуют узкие вытянутые интенсивные локальные аномалии (400—1000 *гамм*), обусловленные телами гипербазитов. Гравитационное поле на всем протяжении антиклинория имеет в общем пониженные значения. Нормальный фон гравитационного поля заметно ниже уровня поля соседних структур. Судя по обнаженной части, антиклинорий сложен глубоко метаморфизованными образованиями верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, а по мнению Б. И. Комиссарова и П. Л. Смольяникова (1966), — отложениями кембрия — нижнего девона (в Мугоджарах). Преобладают сланцы различного состава с прослоями кварцитовидных пород. В пределах антиклинория фиксируются трещинные ультрабазиты и крупные гранитоидные массивы.

В южном направлении Зауральский антиклинорий прослеживается примерно до широты г. Нукуса и здесь предположительно выклинивается. Продолжением его в Кызылкуме является сходная по целому ряду признаков Южно-Букантауская структурно-формационная зона, характеризующаяся, так же как и Зауральский антиклинорий, проявлением золота и редкометальной минерализации. В ней также выявлены дайкообразные тела серпентинитов.

Зеравшано-Туркестанская зона Южного Тянь-Шаня сопоставляется с Восточно-Уральским (он же Урало-Тобольский или Мугоджарский) антиклинорием Южного Урала. Для Восточно-Уральского антиклинория характерен маломощный разрез палеозойских толщ, многочисленные перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия. Наиболее древними являются протерозойские и кембрийские метаморфические сланцы, кремнистые породы и порфиroidы. В наложенных мульдах на них несогласно залегают ордовикские, силурийские и среднедевонские существенно вулканогенные породы, сильно метаморфизованные и гранитизированные, вплоть до превращения в инъекционные гнейсы и мигматиты. Мощность нижнего палеозоя до 2000 м. Местами резко несо-

гласно на более древних толщах залегают мощные турнейские терригенные, угленосные на Южном Урале, образования и маломощные визейские и намюрские известняки. В конце среднего палеозоя и в позднем палеозое тектонические движения повлекли за собой образование в грабен-синклиналях узких сжатых складок и сильный катакластический и динамический метаморфизм всех пород нижнего — среднего палеозоя. В краевых частях антиклинория палеозойские толщи приобретают черты сходства со смежными синклинориями. Основными фиксирующимися фазами складчатости здесь являются предордовикская, предсреднедевонская, предраннекаменноугольная, предпоздневизейская и позднепалеозойские. Из интрузивных образований очень широко развиты, в виде огромных массивов, верхнепалеозойские гранитоиды, в том числе Кайрактинский плутон, меньше — среднепалеозойские гранито-гнейсы и мигматиты и еще меньше основные и ультраосновные породы. По Г. И. Смирнову и др. (1966 г.), Восточно-Уральское поднятие начинается с фаменского века или несколько ранее.

В металлогеническом отношении для антиклинория, так же как и для Зеравшано-Туркестанской зоны, характерны прежде всего благородные и редкие металлы, а также резкоземельные элементы. В. Г. Гарьковец Магнитогорскую зону Урала (Западно-Мугоджарская зона) сопоставляет с гиссарской частью Тянь-Шаня. Несмотря на большой разрыв между ними, их определенное положение в Урало-Тяньшаньском поясе и наличие в обеих зонах колчеданно-полиметаллического, скарново-магнетитового и никель-кобальтового оруденений и сопровождающих их сходных магматических пород позволяют предполагать возможную общность отдельных этапов истории развития зон.

### СРЕДНИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Средний Тянь-Шань в качестве самостоятельной региональной структуры впервые был выделен В. И. Поповым в 1938 г. Первоначально считалось, что в разрезах Среднего Тянь-Шаня определяющую роль играют среднепалеозойские отложения, формационный состав которых имеет своеобразный «переходный» облик между формациями того же возраста, развитыми в Северном Тянь-Шане и Алай-Кокшаальской системе Южного Тянь-Шаня. Было доказано, что в разрезах рассматриваемого складчатого массива повсеместно присутствует весьма характерный для него комплекс не только среднепалеозойских, но и нижнепалеозойских отложений. Е. И. Зубцов, обобщивший эти материалы, подчеркнул, что они в еще большей степени, чем это представлялось ранее, требуют обособления данной области в качестве самостоятельной единицы при региональных тектонических построениях (Зубцов, 1956 а, б). Одновременно с изложенной точкой зрения на строение Среднего Тянь-Шаня существовала и развивалась иная концепция, согласно которой эта область должна включаться в состав герцинид Южного Тянь-Шаня, рассматриваться как их часть, выступающая на правах зоны, и только в таком виде можно противопоставлять ее каледонидам Северного Тянь-Шаня (В. А. Николаев, В. Г. Королев и др.). Н. М. Сеницын, придерживавшийся в целом такой же точки зрения, полагал необходимым восточную часть данной области относить к каледонидам Северного Тянь-Шаня. В обеих концепциях относительно тектонического положения территории Среднего Тянь-Шаня есть и некоторая доля общности, заключающаяся в признании безусловной специфики геологического строения этой площади.

Автор понятия о Среднем Тянь-Шане В. И. Попов полагал необходимым для западной его части различать две характерные подзо-

ны — Кураминскую и Чаткальскую. Е. И. Зубцов, члены авторского коллектива прилагаемой к настоящему тому схемы тектоники и многие другие геологи считают, что районы Чаткала и Курамы, хотя и представляют самостоятельные зоны, должны относиться к единому складчатому массиву Среднего Тянь-Шаня. Иной точки зрения придерживался В. А. Николаев, который считал необходимым четко отличать эти две региональные структуры, поскольку каждая из них имеет принципиально различный режим тектонических движений в палеозое. Чаткальскую часть он относил к Чаткало-Нарынской «периферической негативной зоне» Южного Тянь-Шаня, а Кураминскую — к Каржантау-Кураминской «внутренней позитивной зоне». Позитивный («геоантиклинальный», «близкий к платформенному», «типа срединных массивов») тектонический режим кураминской части Среднего Тянь-Шаня отмечали в своих работах Н. М. Сеницын, Д. П. Резвой, В. Г. Королев, В. И. Кнауф и другие исследователи.

Складчатый массив Среднего Тянь-Шаня располагается к югу от каледонид Северного Тянь-Шаня. Граница между складчатыми комплексами обеих областей на всем ее протяжении представлена серией грандиозных разломов, впервые описанных В. А. Николаевым и названных им «Важнейшей структурной линией Тянь-Шаня». А. В. Пейве установил глубинную природу этих разломов и присвоил им наименование Терсей-Каратауской зоны глубинных разломов. Южная граница рассматриваемой области также тектоническая. Глубинные разломы, составляющие отдельные ее звенья, в пределах горных районов имеют самостоятельные названия (Ферганский, Атойнакский, Карасуйский). В целом Е. И. Зубцов предложил называть их системой Чаткало-Нарыньских разломов. В фундаменте Ферганской впадины и в равнинной части Узбекистана разломы устанавливаются только по данным геофизики и на отдельных участках положение их является спорным. Общее направление пограничных разломов в фундаменте эпигерцинской платформы запад-северо-западное, соответствующее генеральному простиранию тянь-шаньских структур. В районе г. Нукус происходит резкое изменение их простирания на меридиональное, уральское.

По особенностям хода истории геологического развития Среднего Тянь-Шаня в палеозое прежде всего обособляется его северная часть — Каратау-Нарыньская структурно-формационная зона (Чаткало-Нарыньская зона, по В. А. Николаеву, в расширенном к западу виде). Геологическое строение этой зоны характеризуется четким выделением разновозрастных структурных этажей. Нижний структурный этаж, наиболее полно представленный в нарынкой части зоны, образуют гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы допозднепротерозойского возраста. Метаморфическая толща прорвана плагиигранитами рифейского возраста, которые в верховьях Чаткала особенно широко развиты. Следующий структурный этаж слагают образования позднего докембрия, залегающие на размытой поверхности нижнего структурного этажа и прорванные интрузивными телами основного и ультраосновного состава. В основании наиболее полных разрезов этого этажа присутствует свита кварцевых порфиров, представляющая порфиртуфовую формацию, образовавшуюся в условиях геоантиклинального режима. Выше по разрезу располагается серия свит, сложенных осадками венда, нижнего палеозоя и силура, которая образует самостоятельный структурный этаж. В нижней его части лежит толща тилитоподобных конгломератов, песчаников и серицит-хлоритовых сланцев, иногда содержащих линзы железных руд. Над ними залегают кремнистые и глинистые сланцы с горизонтами известняков (кремнистая, кремнисто-сланцевая и кремнисто-карбонатная формации), содержа-

щих окаменелости кембрия — нижнего ордовика. Венчает разрез флишеидная песчано-сланцевая толща верхнего ордовика — силура.

Суммарная мощность отложений, составляющих каледонский структурный этаж, колеблется от 1,5 до 4,5 тыс. м. Изменения мощности обусловлены различным уровнем стояния блоков кристаллического фундамента, имевшим место во время осадконакопления (палеорельеф), что дает возможность при достаточно детальном тектоническом районировании выделять в пределах рассматриваемой зоны участки древних поднятий.

Средне-верхнепалеозойский структурный этаж в Каратау-Нарынской зоне повсеместно отделен от нижележащего поверхностью регионального размыва и стратиграфического перерыва. В основании его разреза лежит толща, представляющая формуацию древнего красного песчаника (тюлькубашская свита средне-позднедевонского возраста), которую сменяют отложения фамен-нижнебашкирской серии пород карбонатной формации. Верхнепалеозойская грубообломочная моласса имеет спорадическое распространение, поскольку образовывалась в изолированных впадинах у подножий древних складчатых поднятий, возникших здесь в ранне-среднекаменноугольное время. Этим определяется среднегерцинский (начало среднекаменноугольной эпохи) возраст складчатой структуры Каратау-Нарынской зоны. Общая мощность отложений средне-верхнепалеозойского структурного этажа колеблется от 1,5—2,0 до 4,0—5,0 тыс. м.

Складчатые комплексы Каратау-Нарынской зоны вмещают серию массивов интрузивных горных пород. Помимо уже упоминавшихся плагиогранитных, основных и ультраосновных интрузий, залегающих в фундаменте этой зоны, здесь сравнительно широко представлены гранитоиды средне- и, возможно, позднекаменноугольного возраста, а также непосредственно предшествующие гранитоидам и значительно менее распространенные мелкие тела диоритов и габбро. Известны также небольшие массивы сиенитов. Вполне надежных данных о возрасте интрузий нет, все они прорывают осадки нижнего карбона — низов башкирского яруса.

Как видно из схемы тектонического районирования, большая часть рассматриваемой зоны скрыта под молодыми отложениями покрова эпигерцинской платформы и недоступна непосредственному наблюдению. Представления о строении этой части Каратау-Нарынской зоны получены в результате геофизических исследований и по данным сравнительно редких для этой большой территории буровых скважин. Так установлено, что район левобережья Сырдарьи характеризуется отсутствием образований каледонского структурного этажа. Здесь непосредственно на древнем кристаллическом фундаменте залегает карбонатная формация девона — нижнего карбона.

Южная часть Среднего Тянь-Шаня по комплексу характерных для нее признаков также обособляется в качестве самостоятельной структурно-формационной зоны — Бельгау-Кураминской. Северная граница этой зоны определяется соприкосновением ее структур со складчатыми комплексами Каратау-Нарынской зоны. Южная граница далеко не везде установлена с достаточной степенью точности. На закрытых пространствах Ферганской впадины и пустынных районов запада Средней Азии эта граница проводится по линии изменения характера гравитационных и магнитных полей. В Чаткало-Кураминской системе горных хребтов граница определяется положением системы региональных разломов. Сложная конфигурация границы обусловлена комбинацией разломов северо-восточного, запад-северо-западного и субмеридиональ-

ного направлений. Пограничные разломы четко оконтуривают области распространения различных типов разрезов, что позволяет относить их к числу разломов краевого типа, имевших длительную историю развития.

Геологический разрез Бельтау-Кураминской зоны отличается полным отсутствием образований позднедокембрийско-нижнепалеозойского структурного этажа. Здесь предполагается залегание непосредственно на древнем размытом протерозойском основании пород силур-нижнедевонского (неокаледонского) структурного этажа, отсутствующего в Каратау-Нарынской зоне. В пределах этажа отчетливо выделяются три яруса: нижнесилурийский, верхнесилурийский и нижнедевонский. Нижний ярус представлен песчано-сланцевыми толщами флишеидного типа, содержащими на востоке зоны прослой известняков и горизонты основных эффузивов. Мощность толщи колеблется от 3000—3500 м в западной части Кураминского хребта до 2500 м — на стыке Чаткальского и Кураминского хребтов.

К верхнесилурийскому ярусу относятся небольшие интрузии гранодиоритов, плагиогранитов, аляскитов, адамеллитов, известных в юго-западных окончаниях Кураминского и Чаткальского хребтов и в хр. Моголтау, где они размещаются преимущественно в ядрах антиклинальных складок. Ярус характеризует главную фазу каледонской складчатости. Нижнедевонский ярус отделен от предыдущих отчетливо выраженным разрывом. Он сложен осадочно-эффузивной толщей континентального и прибрежно-морского генезиса, среди которой выделяются лавы и туфы среднего, умеренно кислого и кислого состава. Значительное участие в осадочной части разреза яруса принимают конгломераты, указывающие на резкую дифференциацию движений на территории зоны в раннем девоне с тенденцией к общему поднятию. Мощность осадочно-эффузивных толщ нижнедевонского яруса колеблется от 900—1000 м в Калканата и Каракия до 2000—3000 м в Кассансае (Аделунг, 1958).

Заключительные неокаледонские подвижки в раннем девоне завершились внедрением серии гипабиссальных гранитоидных малых интрузий (гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров, монзонитов), известных в районах Калканата и Алмалыка. Сейчас трудно сказать, вовлекался ли в неокаледонские движения весь протерозойский фундамент Бельтау-Кураминской зоны или прогибанию подверглись отдельные участки.

Герцинский структурный этаж зоны включает отложения от среднего девона до нижнего триаса включительно, представленные различными формационными группами, разделенными поверхностями разрыва и несогласиями на структурные ярусы. Породы этажа отделяются от предыдущего отчетливой плоскостью углового и трансгрессивного несогласия. Нижний ярус сложен карбонатной формацией среднего девона — нижнего карбона, лишь в основании содержащей небольшие горизонты обломочных терригенных пород. Мощность толщи изменяется от 1000 до 2500 м. Нарастание мощностей происходит с северо-востока на юго-запад. Средний герцинский структурный ярус Бельтау-Кураминской зоны представлен осадочно-вулканогенной толщей уяминбулакской свиты (нижний — средний карбон), характеризующей период поднятия региона в средний этап цикла. И, наконец, верхний структурный ярус включает вулканогенную толщу среднего карбона — нижнего триаса. Он характеризует период развития региона в поздний этап герцинского тектогенеза. Ярус широко распространен и присутствие его во многом определяет специфику и индивидуальность данной зоны. Его слагает мощная (от 5 до 10 тыс. м) толща эффузивных

и пирокластических пород. Осадочные, в основном континентальные обломочные породы образуют отдельные пачки и горизонты, которые в целом не имеют существенного значения в ее разрезах, но в совокупности с другими данными свидетельствуют о формировании вулканогенной толщи в наземных условиях. Накопление вулканогенной толщи происходило в течение всего позднего палеозоя, а местами и раннего триаса. Поверхностями перерывов и местных несогласий она разделяется на ряд свит, играющих роль структурных подъюросов.

В породах герцинского этажа большое развитие имеют интрузии гранитоидного состава. Среднедевонско-нижнекарбонный и нижне-среднекарбонный ярусы прорваны крупными батолитовыми телами среднего карбона, размещающимися в ядрах крупных антиклинальных складок. Среди пород преобладают гранодиориты, менее развиты диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты и граниты. Этот интрузивный комплекс по масштабам проявления превосходит все остальные и завершает собой период главной фазы складчатости герцинского тектогенеза. Интрузивные породы вместе с эффузивными уя-минбулакской свиты слагают средний структурный ярус. Достаточно интенсивный магматизм на территории зоны проявился также во время формирования верхнепалеозойского структурного яруса и связан с поздним этапом герцинского тектогенеза. Среди интрузий выделяются средне-верхнекарбонные, нижнепермские и верхнепермско-нижнетриасовые, отвечающие соответствующим тектоно-магматическим фазам. По размеру это гипабиссальные малые интрузии порфирирового облика, внедрение которых происходило в условиях блоковой перестройки вдоль разрывных нарушений. По составу в них выделяется целая гамма пород от кислых и ультракислых до основных.

Рассматривая структурные особенности зоны, можно отметить следующее. Фрагменты складчатости в нижнесилурийском ярусе имеют широтное и северо-западное простирание, характеризуются сильной сжатостью и крутыми углами падения, складки линейные, симметричные, местами изоклинальные. Заключительные неокаледонские подвижки в раннем девоне не оказали существенного влияния на смятие покрова пород нижнедевонского яруса. В большинстве случаев углы падения в пластах нижнего девона близки к залеганию вышележащей карбонатной толщи среднего девона — нижнего карбона, что свидетельствует о преобладающем блоковом характере перемещений в раннем девоне.

Приведенная характеристика разрезов и структуры Бельтау-Кураминской зоны касается наиболее полно изученной и довольно хорошо обнаженной ее части, располагающейся в пределах Кураминского хребта и юго-западных окончаний Чаткальского и Каржантауского хребтов.

### Каратау-Нарынская зона

В пределы Узбекистана заходит лишь небольшой участок Каратау-Нарынской структурно-формационной зоны, которая на западе по глубинному разлому граничит с Бельтау-Кураминской. На юге граница описываемой зоны проводится несколько севернее Кассанской антиклинали (28) в субширотном направлении, где вдоль нее располагаются небольшие штоки среднекаменноугольных гранодиоритов и сиенито-диоритов. Далее граница поворачивает на юго-запад и идет вдоль Арашанского линейно вытянутого гранитного массива до Кенкольского разлома (19) и следует вдоль последнего уже в северо-западном направлении до Кумбельского разлома (20).

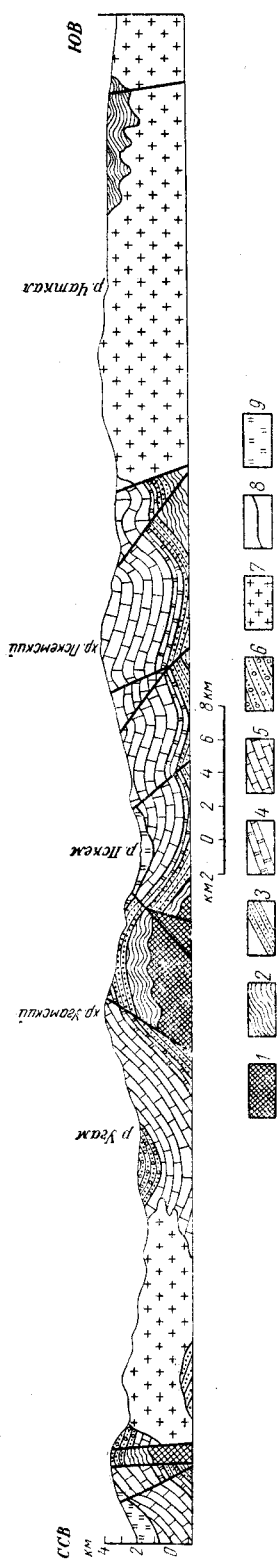


Рис. 25. Схематический геологический разрез юго-западной части Карагау-Нарынской структурно-формационной зоны

1 — докембрийский фундамент; 2 — сланцы, алевролиты, известняки нижнего палеозоя; 3 — песчаники Франского яруса; 4 — известняки Фаменского яруса; 5 — известняки нижнего карбона; 6 — конгломераты, туфоседанчики, известняки Башкирского яруса; 7 — гранитоиды среднего карбона; 8 — разломы; 9 — отложения мезозоя и кайнозоя

Основной структурой района является крупный Чаткальский антиклинорий (Аделунг, 1958), имеющий довольно сложное внутреннее строение. Северо-западная его половина выделяется под названием Таласо-Угамского (Северо-Чаткальского) прогиба, а юго-восточная — Пскем-Сандалашского (Южно-Чаткальского) поднятия. Граница между ними проводится по северо-восточному глубинному Пскем-Ойгаингскому (34) разлому. Последний выражен расположением в предполагаемой его зоне небольших штокообразных и дайкообразных тел гранитоидов.

Таласо-Угамский прогиб выполнен толщей карбонатных пород нижнего карбона, и лишь в ядрах отдельных куполообразных структур обнажаются карбонатно-терригенные отложения среднего — верхнего девона (рис. 25), а местами сохранились терригенные породы и среднего карбона, содержащие прослои туфогенных образований. В центральной части Таласо-Угамского прогиба проходит Аксу-Майдантальский разлом (33). Вдоль этой зоны располагается узкая с крутопадающими крыльями (60—80°) горст-антиклинальная структура (Майдантальская, 6), ядро которой сложено терригенными осадками силура. В зонах Аксу-Майдантальского и Пскем-Ойгаингского разломов предполагаются каналы, по которым внедрялась магма, сформировавшая соответственно Сусингенский и Майдантальский гранитоидные интрузивы.

Осадочные толщи между Аксу-Майдантальским и Пскем-Ойгаингским разломами смяты в серию простых складок, оси которых имеют изогнутую в плане форму, обращенную выпуклостью к северо-западу, повторяя изгиб Аксу-Майдантальского разлома. Среди них различаются Наутсайская (4), Айгырджиргенская (3) и Угамская (2) антиклинали и Верхнеугамская (8) и Угамская (7) синклинали. Шарниры антиклиналей по простиранию осей неоднократно погружаются и воздымаются, образуя куполовидные вздутия в осевых частях складок.

Пскем-Сандалашское поднятие имеет еще более сложное тектоническое строение. В его пределах развиты толщи кембрия, ордовика, нижнего силура, среднего — верхнего девона, нижнего и среднего карбона. Широко распространены



магматические образования. В герцинском структурном этаже отчетливо намечается влияние древних разломов фундамента, по которым площадь поднятия разбивается на серию удлиненных треугольных блоков. В центральной части поднятия вырисовывается Ташкент-Пскемский разлом (35), проходящий в северо-восточном направлении параллельно Пскем-Ойгаингскому. Разлом по геофизическим данным прослеживается в направлении г. Ташкента. С подвижками по этому разлому связывается Ташкентское землетрясение 1966 г. В пределах поднятия он отчетливо выявляется по расположению вдоль него небольших штокообразных и дайкообразных интрузий и серии кулисообразных дизъюнктивных нарушений.

Между Пскем--Ойгаингским и Ташкент-Пскемским разломами имеется поперечный Ихначский разлом (39), вдоль которого размещается линейно-вытянутый в северо-западном направлении одноименный массив среднекарбонových гранодиоритов.

Юго-восточнее Ташкент-Пскемского разлома проходит Сандалашский разлом (36), по простиранию которого отчетливо прослеживается цепочка штокообразных тел среднекарбонových гранодиоритов (Сандалашская группа интрузий). В его же зоне размещается намюр-ниже-башкирский вулканический центр извержения. Возможно с этим разломом и расположенным восточнее Терексайским (37), аналогичного типа, была связана вулканическая деятельность в раннем девоне. Несколько предположительно проведен Чаткальский разлом (38), вдоль которого располагаются глубинные фации гранитоидов Чаткальского среднекарбонového интрузива.

В пределах Пскем-Сандалашского поднятия развиты многочисленные более мелкие разломы альпийского и герцинского циклов и серия складчатых дислокаций. Альпийские разломы имеют характер чешуйчатых надвигов; основная масса их отмечается в блоке между Пскем-Ойгаингским и Ташкент-Пскемским разломами, где они имеют северо-восточное простирание. По ним происходило перемещение масс с юго-востока на северо-запад. В этом же блоке выделены Бадакская (5) и Пскемская (1) антиклинали, разделенные сильно сжатой Ойгаингской (9) синклинальной складкой. В ядре Пскемской антиклинали располагается докембрийский массив плагиогранитов (Бештор-Тундукский интрузив). В юго-западной половине блока имеется ряд более мелких брахиформных и куполовидных структур.

К югу от Сырдарьи выявлена только одна Карактауская брахиантиклинальная структура (10), в ядре которой по буровым и геофизическим данным установлены протерозойские (?) терригенные образования, несогласно перекрытые известняками среднего девона — нижнего карбона, залегающими очень полого и занимающими большую часть площади Среднего Тянь-Шаня.

На Урале Каратау-Нарынской зоне соответствует Жуванская зона (Горецкий и Шрайбман, 1960), позже названная А. В. Альтгаузенем и др. (1965) Тюменско-Кустанайской. Она ограничена с запада Опановским и с востока Севастопольским глубинными разломами. Восточнее Севастопольского разлома располагаются каледонские структуры Казахской складчатой страны. Такое же место занимает и важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (линия Николаева), отделяющая Средний Тянь-Шань от Северного. Эти разломы, по-видимому, являются составными частями одной структуры, разорванной по Урало-Тяньшаньскому сдвигу.

Жуванская зона обнаруживает большое сходство с Каратау-Нарынской структурно-формационной зоной Среднего Тянь-Шаня. Она ха-

рактируется преимущественно осадочными верхнедевонскими — визейскими образованиями, малым количеством интрузивных тел и сравнительно пониженным гравимагнитным полем.

### Бельтау-Кураминская зона

Бельтау-Кураминская структурно-формационная зона на юге граничит по Нуратау-Южноферганскому глубинному разлому (1) с Южно-Тяньшаньской складчатой системой. Простирание зоны в общем северо-западное с изменением на субширотное на отрезке к северу от Кызылкумских возвышенностей. Зона условно разделена на три части: восточную, в дальнейшем именуемую кураминской, центральную, ограниченную Урало-Тяньшаньским и Гиссаро-Чимкентским разломами, и западную, расположенную за Урало-Тяньшаньским разломом.

Кураминская часть зоны охватывает площадь Кураминского и частично Чаткальского, Каржантауского и Моголтауского хребтов, являющихся пологими антиклинальными складками основания, оси которых в большинстве совпадают с водоразделами хребтов. Фрагменты каледонских структур сохранились лишь на западе и востоке области. Главные же особенности ее тектонического строения созданы герцинским орогенезом (рис. 26). В формировании восточной части зоны принимают участие песчано-сланцевые отложения силура, вулканогенно-осадочные толщи нижнего девона, позднекаледонские интрузивные породы, карбонатные отложения среднего девона — нижнего карбона, гранитоиды и вулканогенные породы верхнего палеозоя — нижнего триаса. Среди перечисленных образований магматические породы верхнего палеозоя — нижнего триаса занимают около 90% площади. В юго-западной части хр. Моголтау отложения силура слагают крылья широтной Курусайской (20) антиклинали, в ядре которой располагаются позднекаледонские адамеллиты. Севернее антиклинали известняки среднего девона — нижнего карбона выполняют мульду Машрапской синклинали (27), шарнир которой погружается в северо-западном направлении. Северо-восточное ее крыло является одновременно юго-западным крылом крупной Моголтауской антиклинали (19). Основная площадь последней занята гранодиоритами Музбекского массива, который по магнитным аномалиям прослеживается в северо-западном и юго-западном направлениях (Таль-Вирский, 1964), в сторону Мирзарабадской и Ферганской впадин. Карбонатные породы синклинали имеют тектонический контакт с гранодиоритами, известный под названием Рудного пояса хр. Моголтау. Падение песчано-сланцевых отложений на крыльях антиклинали  $50-70^\circ$ , на крыльях синклинали  $20-50^\circ$ . Вдоль северо-восточного контакта гранодиоритового массива прослеживается полоса эффузивов, в пределах которой известна серия некков (Айнабулак).

В южной половине Западного Кармазара карбонатные породы среднего девона — нижнего карбона слагают несколько узких и протяженных (десятки километров) полос: Алтынтюпканская, Курусай-Джангалыкская, Барактынтау-Такелийская, Окуртауская и др. Полосы имеют на востоке широтное простирание, сменяющееся к западу на запад-северо-западное и северо-западное. Простирание полос в этих выходах параллельно общему простиранию полос, падение в пределах  $30-50^\circ$ . Полосы представляют собой остатки крыльев складчатых структур. Алтынтюпканская полоса и Курусай-Джангалыкская участвуют в строении крупной Центральнокарамазарской (17) антиклинали, в ядре которой размещается Карамазарский гранитоидный батолит. Барактынтау-Такелийская полоса карбонатных пород яв-

ляется южным крылом следующей антиклинали (Южно-Карамазарской, 18). Широтная Окуртауская полоса представляет собой сильно сжатую одноименную антиклиналь (16); в ее ядре в западной половине полосы располагается гранитоидный массив.

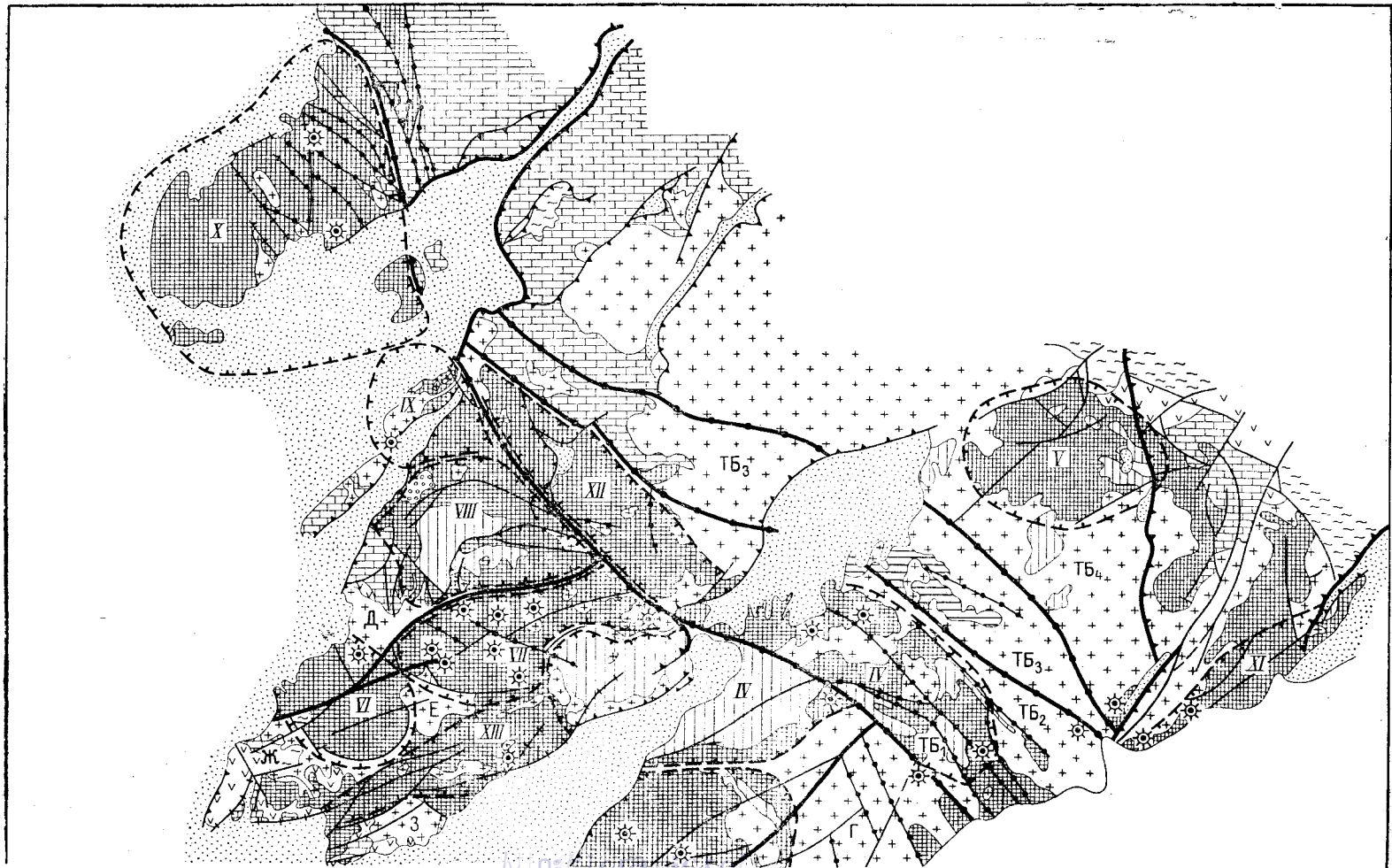
В северной половине Западного Карамазара (Алмалык) среди магматических пород сохранилось несколько выходов известняковых пород, представляющих собой останцы в пределах мульд с северо-западным простиранием осей (Каракия, Каратагата, Тутбулак). В бассейне Сардобая установлена крупная антиклиналь, крылья которой сложены песчано-сланцевыми отложениями силура, падающими под углами  $60-70^\circ$ , а в ядре располагаются преднижнедевонские плагиограниты. Севернее, по Умбеттысаю, по правому его водоразделу, имеется несколько узких, почти изоклиальных широтно вытянутых складок, развитых в аналогичных силурийских отложениях с падением крыльев под углами  $60-70^\circ$ .

Фрагменты складок северо-западного простирания отмечаются в юго-западном окончании Чаткальского хребта (Таш-Тепе, Кайнар, Ак-Тепе). В мульде Ангренской синклинали (22) сохранились отложения силура, нижнего девона и известняки верхнего девона.

Складки Сокак-Заркентского известнякового массива имеют форму куполов. Продолжением массива на северо-запад является известняковая толща, развитая на юго-западе Сюреньятинской гряды. Известняки этих двух выходов сохранились в мульде Сюреньята-Паркентской синклинали (21), переходящей на юго-западе в антиклиналь (11), в ядре которой расположены гранодиориты Башкызылсайского массива. Северо-западное простирание складок в отложениях среднего палеозоя отчетливо проявлено в бассейнах рек Сумсар и Кассан (Аделунг, 1958).

Деформации в начальный период герцинской складчатости развивались унаследованно. Простирания складчатости в отложениях силура и девона широтные и северо-западные. Углы падения крыльев складок колеблются от  $20$  до  $70^\circ$ . Вулканические породы верхнего палеозоя — нижнего триаса не образуют сплошного покрова. Они слагают несколько обособленных площадей. Участки развития вулканогенных образований, разделенных выходами осадочных и интрузивных пород среднего и верхнего палеозоя, по форме в плане могут быть разделены на крупные изометричные и узкие удлинённые. В структурном отношении эти участки представляют изометричные мульды проседания, прогибы и грабен-синклинали. Депрессионные структуры разделяются горст-антиклиналями, поднятиями и горстами. Все они являются наложенными на структуры неокаледонского и начальных этапов герцинского циклов. Грабен-синклинали развиты лишь в пределах Западного Карамазара. Здесь с юга на север выделяются Алмалыкская, Алтынтопканская, Курусай-Джангалыкская и Такелийская структуры. В пределах кураминской части зоны отчетливо прослеживаются три крупных прогиба, выполненных вулканогенными толщами: Гавасайский в Кураминском хребте, Тереклинский и Шавас-Дукентский в Чаткальском хребте. Пространственно первые два связаны с зонами разломов.

Гавасайский прогиб (106) расположен на южном склоне Кураминского хребта, в его северо-восточной части. Прослеживается он в северо-восточном направлении на  $35$  км от низовьев Чаркасарся на западе до бассейна Коксарекая — на востоке. Можно наблюдать только его северное крыло, осложненное мелкими складками. Осевая часть и южное крыло перекрыты мезозойскими и кайнозойскими отложениями. В северном крыле прогиба обнажаются породы уя-минбу-



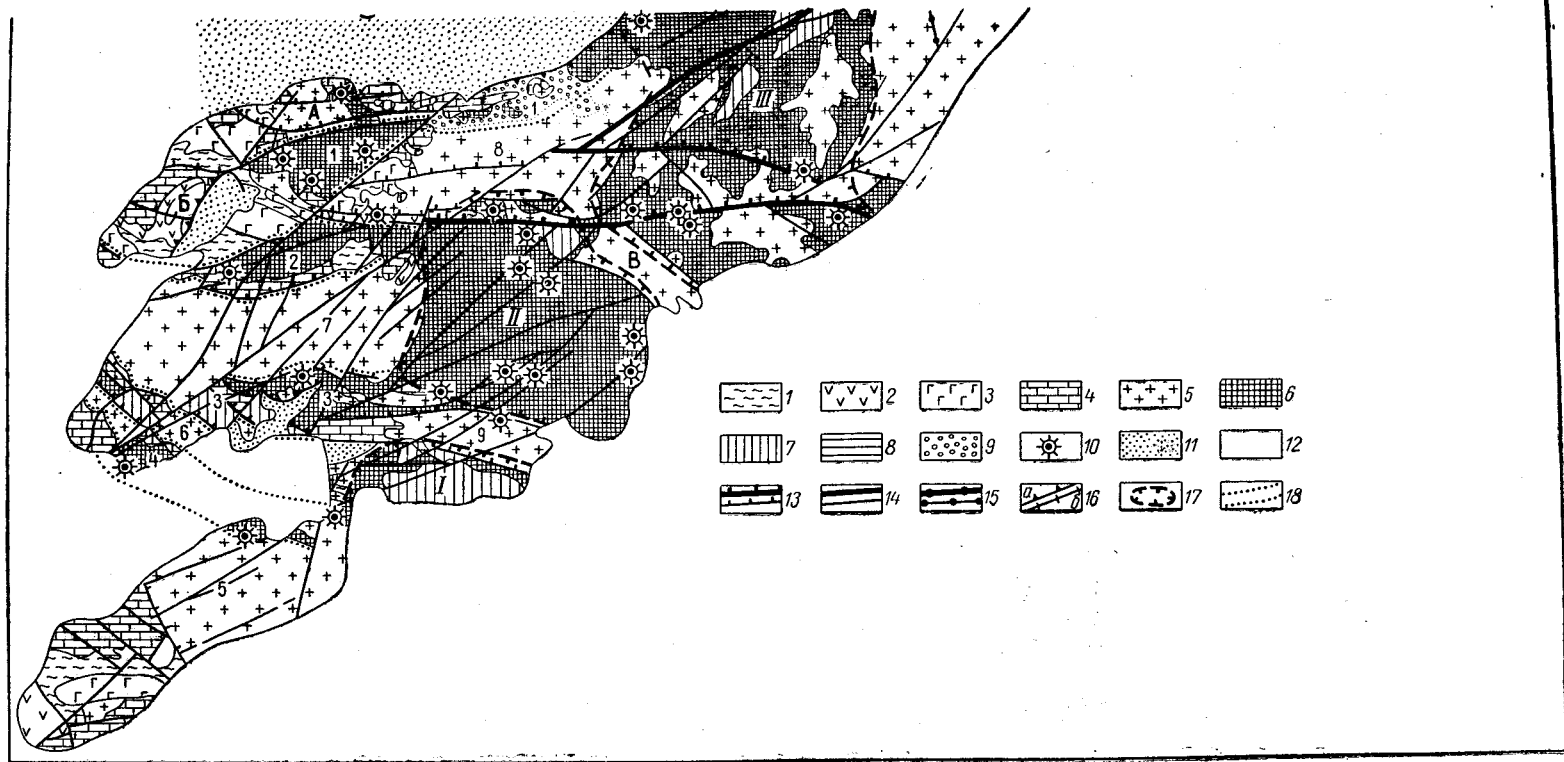


Рис. 26. Схема герцидских структур Каратау-Нарынской и Бельтау-Кураминской структурно-формационных зон

1 — песчаники и сланцы силура; 2 — вулканогенные породы нижнего девона; 3 — неокаледонские гранитоиды; 4 — известняки и доломиты среднего палеозоя; 5 — гранитоиды верхнего палеозоя и нижнего триаса; 6 — вулканогенные породы верхнего палеозоя — нижнего триаса; 7 — верхнепалеозойские и нижнетриасовые субвулканы и экструзии; 8 — область распространения нековых фаций намюр-раннебашкирского возраста; 9 — зоны ответвления; 10 — центры извержений; 11 — отложения мела, палеогена и неогена; 12 — четвертичные отложения. Разломы: 13 — намюр-раннебашкирские; 14 — средне-позднекарбонные и раннепермские; 15 — позднепермско-раннетриасовые; 16 — альпийские (а — надвиги, б — сбросы и взбросы). 17 — границы мульд проседания и синклинальных прогибов; 18 — границы грабен-синклиналей

Мульды проседания (цифры на схеме): I — Ташкескенская, II — Адрасманская, III — Лашкерекская, IV — Камчикская, V — Кугалинская, VI — Карабашская, VII — Чилтенская, VIII — Кызылнуринская, IX — Майгашанская, X — Каржантауская. Синклинальные прогибы: XI — Гавасайский, XII — Тереклинский, XIII — Шавас-Дукентский. Грабен-синклинали: 1 — Алмалыкская, 2 — Алтынташканская, 3 — Курусай-Джангалыкская, 4 — Такелийская. Горст-антиклинали: 5 — Моголтауская, 6 — Южно-Карамазарская (Алмабулакская), 7 — Центрально-Карамазарская, 8 — Северо-Карамазарская, 9 — Окуртауская. Поднятия и горсты: А — Северо-Алмалыкское, Б — Калканатинское, В — Долонинский горст, Г — Гудаское, Д — Сокак-Заркентское, Е — Акча-Шавасское, Ж — Кайнарское, З — Талбулакское. Восточно-Кураминская группа тектонических блоков: ТБ<sub>1</sub> — Актепинский, ТБ<sub>2</sub> — Чадакский, ТБ<sub>3</sub> — Кандаганский, ТБ<sub>4</sub> — Гавасайский

лакской, оясайской, шурабсайской и равашской свит, последовательно сменяющих друг друга с севера на юг. Общая мощность свит 5600 м. В этом же направлении происходит увеличение углов падения слоев равашской и шурабсайской свит до 80—85°. В пределах крыла отмечается ряд разломов, вдоль которых размещаются некковые фации, а также многочисленные мелкие штоки гранитоидов. Линейный характер прогиба, резкое увеличение углов падения пластов в его центральной части почти до вертикальных, большая мощность выполняющих его осадочно-вулканических пород, присутствие некковых фаций и обилие мелких штоков гранитоидных пород, секущих все свиты, свидетельствуют о несомненном расположении прогиба в пределах длительно жившей зоны разлома.

Тереклинский прогиб (107) располагается в центральной части Чаткальского хребта, пересекая его в северо-западном направлении. Он протягивается почти на 40 км с северо-запада на юго-восток от западных склонов горы Палатхан через бассейны рек Терекли и Акбулак до верховьев Иерташсая. Ширина прогиба в среднем около 8 км. С юго-запада и северо-востока прогиб ограничен раннетриасовыми сдвигами (Кумбельским и Кенкольским), по которым известны также альпийские подвижки. Прогиб выполнен вулканическими толщами уяминбулакской и шурабсайской свит суммарной мощностью около 3750 м. В породах этих свит отмечается серия мелких брахискладок северо-западного простирания. По всей площади прогиба развиты мелкие штоки и дайки гранитоидного и основного состава. Дайки особенно обильны в юго-восточной его части, где они образуют пояс северо-восточного простирания. Здесь же работами А. В. Перетрутова и Х. Б. Фаттахова выявлена серия жерловин, по которым изливались породы уяминбулакской свиты. Вдоль северо-восточной границы прогиба проводится граница между Бельтау-Кураминской и Каратау-Нарынской зонами. Отмеченные черты строения свидетельствуют о формировании прогиба в пределах приразломной зоны, по которой происходило воздымание Кураминского ядра.

Шавас-Дукентский прогиб (108) располагается в пределах нижних течений рек Дукент, Карабау, Акча, Шавас. Он протягивается в северо-восточном направлении на протяжении 32 км при ширине до 8 км. Прогиб выполнен вулканогенными породами акчинской и шурабсайской свит. Максимальная мощность толщ 3200 м (Васильковский, 1952). В центральной части прогиб осложнен широтной антиклиналью, осевая часть ее выделяется по выходам среднекарбонных гранитоидов. Углы падения пластов в пределах прогиба колеблются от 15 до 40°. По всей ширине прогиб осложнен серией северо-восточных разломов. Интрузивные образования верхнего палеозоя на площади прогиба представлены небольшими штоками и дайками гранитоидов. На правом водоразделе р. Карабау, в ее низовьях, предполагается центр извержения (Васильковский, 1952).

Мульды проседания являются представителями вулкано-тектонических структур, формирование которых происходило синхронно с вулканическими процессами. Выделение их в регионе производится впервые. В мульдах проседания сосредоточена подавляющая масса вулканогенных пород. Четыре таких мульды выделяются в Кураминском хребте — Ташкескенская (96), Адрасманская (97), Лашкерекская (98), Камчикская (99), четыре в юго-западной части Чаткальского хребта — Карабашская (102), Чилтенская (101), Кызылнуринская (103), Майгашканская (104), одна Кугалинская (100) на стыке указанных хребтов и Каржантауская (105) — в пределах юго-западной половины хр. Каржантау. Южные части Ташкескенской и Каржантауской мульды

перекрыты мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Камчикская мульда разобрана по Кумбельскому разлому на две половины, смещенные друг относительно друга на 9—10 км (рис. 27). Мульды имеют изометричные очертания в плане. Диаметры их достигают 15—25 км, а площади 300—800 км<sup>2</sup>.

Все мульды выполнены вулканогенными толщами мощностью от 2500 до 5000 м, среди которых выделяется ряд разновозрастных свит (от среднего карбона до нижнего триаса включительно). Породы молодых свит слагают центральную площадь мульд, а более древние — окаймляют мульды по периферии. Для ряда свит установлено увеличение мощности по направлению к центру структур, что свидетельствует о синхронном проявлении процессов вулканизма и образования мульд. Синхронность накопления вулканогенных толщ с прогибанием участков их развития отчетливо показана для Чилтенской и Карабашской мульд в работе Н. П. Лаверова, Б. Л. Рыбалова и Л. В. Хорошилова (1962). Значительное место в разрезах свит занимают кислые игнимбристы. Так, для Адрасманской мульды суммарная мощность игнимбристовых покровов составляет 1500 м, а объем 440 км<sup>3</sup>. В Лашкерекской мульде только в составе кызылнуринской свиты мощность игнимбристов в среднем 350 м, а объем около 52 км<sup>3</sup>. А. Е. Толкуновым (1961) по Башкызылсаю в кызылнуринской свите Карабашской мульды проседания описан горизонт игнимбристов кварцевых порфиров мощностью 250 м. Характерно уменьшение степени дислоцированности покровов вулканогенных пород в мульдах от древних к молодым свитам. Горизонты последних нередко залегают почти горизонтально. В целом складчатость носит брахиформный характер. Складки пологие и непротяженные; оси их ориентированы в пределах мульд в различных направлениях. Отмечается унаследованность складок в покровах разновозрастных свит, что дает основание увязывать их образование с формированием мульд в целом. Вдоль окраин некоторых мульд наблюдаются полукольцевые разломы.

В тесной пространственной связи с характеризуемыми структурами находятся гипабиссальные интрузии, субвулканические, экструзивные и жерловые образования. Основная масса их в виде штоков, крупных дайкообразных тел, полукольцевых даек и дайковых поясов цепочкой окаймляют мульды. Наряду с периферическим кольцом интрузий и субвулканов в центральных частях некоторых мульд располагаются крупные субвулканические тела и многоканальные экструзивные купола кислых порфировых пород, занимающих площадь в сотни квадратных километров.

Отмеченные особенности строения мульд проседания не позволяют считать их структурами, образование которых связано со складчатыми деформациями. Возникновение их обусловлено иными явлениями, решающая роль в которых отводится магматическим процессам, считающимся, по мнению ряда исследователей, первопричиной тектонических движений (В. И. Попов, 1960 г.; Б. А. Снятков, 1964 г.). Механизм образования мульд проседания объясняется гравитационным обрушением (проседанием) отдельных участков кровли очага, компенсирующим объем извергнутого из него вулканического материала и сконцентрированного на площади проседающих блоков. При этом каналами для магмы являлись как краевые расколы, ограничивающие блоки, так и разломы в центральных их частях, возникавшие вследствие неравномерного проседания отдельных участков опускающихся блоков. По характеру строения и происхождению мульды можно сравнивать с известными в литературе структурами типа вулканотектонических депрессий — кальдер проседания. Примеры такого типа обра-

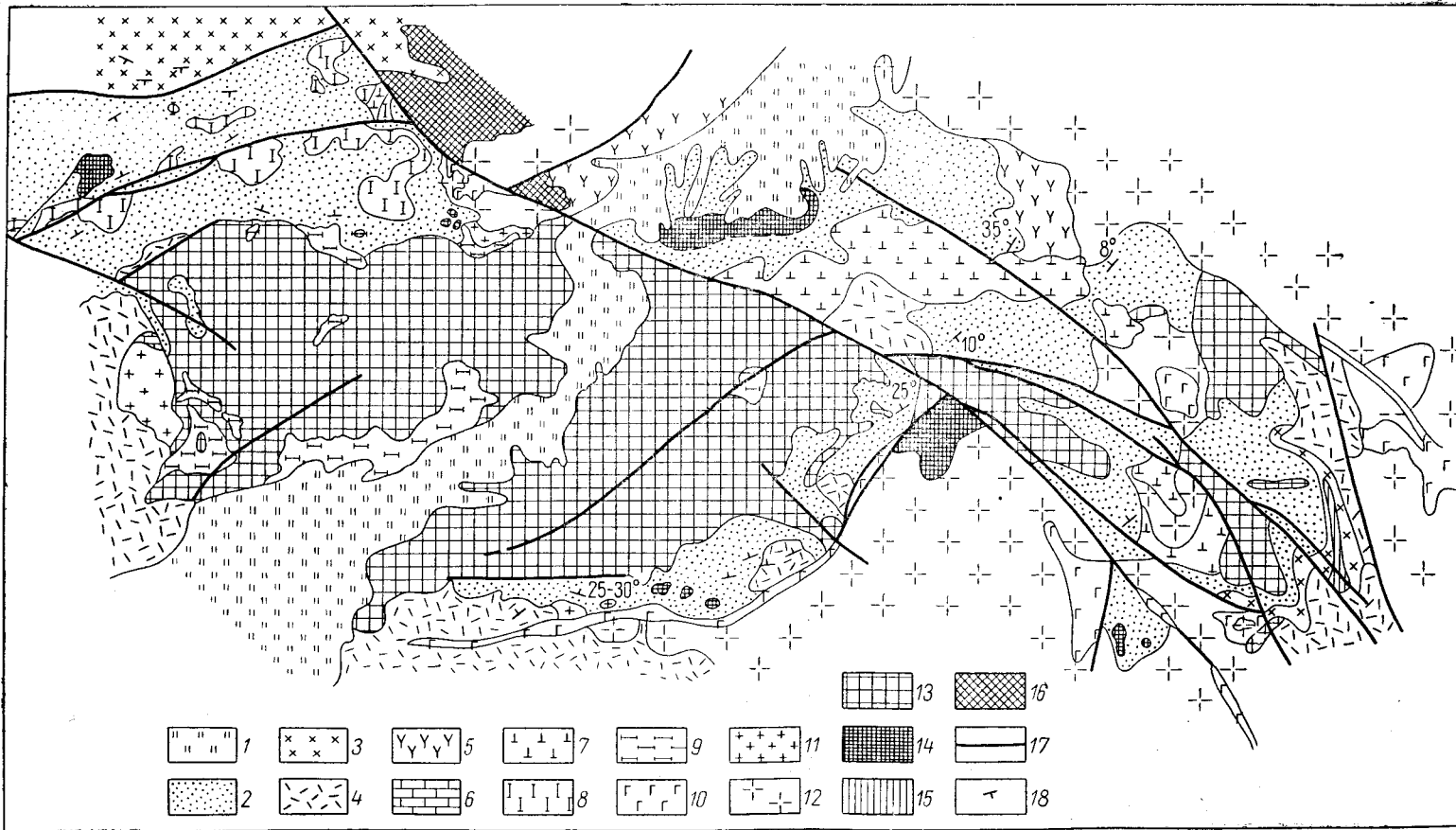


Рис. 27. Схема геологического строения Камычкской мульды проседания (на основе геологических карт З. П. Артемовой, Н. П. Васильковского, В. Н. Ткачева, Л. Г. Луниной, Д. П. Ляшкевича, Е. В. Панченко, Х. Б. Фаттахова, М. П. Аделунга, А. В. Перетрутова, Б. Л. Рыбалова, Е. Д. Карповой, Г. А. Абдурахманова и др.

1 — отложения мезозоя и кайнозоя. Вулканогенные свиты: 2 — кызылнуирская (Т<sub>1</sub>); 3 — шурабсайская (Р<sub>2</sub>); 4 — акчинская (С<sub>2</sub>); 5 — минбулакская (С<sub>1-2</sub>). 6 — известняки среднего палеозоя; 7 — сиениты, сиенито-диориты, сиенит-порфиры (Т<sub>1</sub>); 8 — сиенит-порфиры чилтенского типа (Т<sub>1</sub>); 9 — кварцевые сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры (Т<sub>1</sub>); 10 — граниты (Т<sub>1</sub>); 11 — гранодиорит-порфиры; 12 — гранитоиды среднего карбона; 13 — субвулканические кварцевые порфиры и гранит-порфиры. Жерловые фации эффузивов: 14 — нижнего триаса; 15 — нижней перми; 16 — нижнего — среднего карбона. 17 — разломы; 18 — элементы залегания пород



зований описаны К. Н. Рудичем (1959 г.) для центральной части хребта Сарычева, а также указаны Е. К. Устиевым (1963 г.) для Центрального Алдана, района Осло-грабена, каледонид Шотландии и др.

Горст-антиклинали развиты в основном в пределах юго-западной части Кураминского хребта. Всего их выделено пять: Северо-Карамазарская, Центральнокарамазарская (17), Южно-Карамазарская (18), Окуртауская (16), Моголтауская (19). Как указывалось, площади их сложены гранитоидами среднего карбона, и лишь в западной части Северо-Карамазарской структуры обнажаются неокаледонские интрузии и песчано-сланцевые породы силура, а в пределах Окуртауской — известняки среднего палеозоя. Особенностью интрузивных массивов Северо-Карамазарской и Центральнокарамазарской горст-антиклиналей является их резко выраженный полигенный характер. Простираание этих структур в основном широтное, переходящее на западе в северо-западное. Протяженность до 40 км при ширине до 14 км. Погружение шарниров происходит в северо-западных румбах. По серии взбросо-сдвигов северо-восточного простираания Центральнокарамазарская и Южно-Карамазарская структуры разобщены на блоки, сдвинутые относительно друг друга на 1—5 км.

В пределах кураминской части зоны выделено несколько участков, которые приподняты относительно соседних площадей, лишены определенных черт какой-то единой структуры, подобной вышеописанным, но характеризуются сложным внутренним тектоническим строением. В истории блоковых тектонических перемещений региона в позднем палеозое они играли роль горстов и поднятий, разделяющих депрессионные структуры. Среди них в пределах Кураминского хребта выделяются Северо-Алмалыкское, Калканатинское, Гудасское поднятия и Долонинский горст, в юго-западной части Чаткальского хребта — Кайнарское, Сока-Заркентское, Талбулакское и Акча-Шавасское поднятия.

Восточно-Кураминская группа тектонических блоков. К северо-востоку от бассейна Чарвакская в Кураминском хребте отчетливо прослеживается несколько разломов северо-западного простираания, разделяющих площадь на тектонические блоки, имеющие вид узких полос. Разломы имеют характер правых сдвигов, по которым ограниченные ими блоки перемещены относительно друг друга на 600—100 м. С юго-запада на северо-восток выделяются четыре таких блока: Актепинский, Чадакский, Кандаганский и Гавасайский. Перечисленные блоки, за исключением Чадакского, продолжают в северо-западном направлении в пределы Чаткальского хребта.

Актепинский блок ограничен с запада Кумбельским, а с востока — Джулайсайским разломами. Длина его в пределах Кураминского хребта свыше 40 км при ширине 5—6 км. На северо-западном продолжении блока в Чаткальском хребте расположен Тереклинский прогиб. Чадакский блок располагается между Джулайсайским и Кенкольским разломами; его длина равна 14 км. В северо-западном направлении под отложениями мезозоя и кайнозоя долины Ангрена Джулайсайский разлом, видимо, приключается к Кенкольскому и блок выклинивается. Кандаганский блок размещается между Кенкольским и Арашанским (18) разломами. Он протягивается от Ферганской депрессии до долины р. Чирчик почти на 100 км; ширина его на большем протяжении 12—13 км, к северо-западу и юго-востоку она уменьшается до 4—5 км. К Гавасайскому блоку относится область к северо-востоку от Арашанского разлома. Вместе с площадью Кандаганского блока эту область можно рассматривать как крупное послеинверсионное поднятие (Восточно-Кураминское). Вся юго-западная половина поднятия сложена среднекаменноугольными гранитоидами, а северо-восточная —

отложениями силура, девона и нижнего карбона, смятыми в серию складок северо-западного простириания. В пределах поднятия располагается Кугалинская мульда проседания.

Большую роль в формировании герцинских структур Кураминского хребта играют разломы. Среди них главное значение имеют разломы широтного, запад-северо-западного, северо-восточного и северо-западного направлений. Они не одинаковы по возрасту, генетическим особенностям и значению в геологической истории района.

Широтные и запад-северо-западные разломы развиты в западной половине Кураминского хребта, где отграничивают горст-антиклинали от грабен-синклиналей. Это преимущественно взбросы или сбросы с конечной вертикальной амплитудой смещения 400—1200 м и углами падения плоскостей от 35 до 60°. Наиболее протяженными являются Баштавакский, Колбулакский, Бургундинский и др. В зонах разломов размещаются дайки и дайкообразные тела интрузий, вулканические центры извержений, а также постмагматическая рудная минерализация, в том числе скарнового типа. По возрасту разломы данного направления являются наиболее древними из известных. Они возникли в среднем карбоне в период главной фазы складчатости герцинского тектогенеза. Это доказывается их тесной связью со складчатыми структурами этого же возраста (грабен-синклиналями и горст-антиклиналями). По отношению к последним они являются продольными и осложняют их крылья. Зоны некоторых разломов из характеризуемой группы перекрываются породами акчинской свиты (Касканасайский в бассейне Алтынтопкансая, Окурдаванский по Акташсаю) и пересекаются с большими смещениями более молодыми разломами северо-восточного простириания. В последующей геологической истории по широтным и запад-северо-западным разломам происходили неоднократные подвижки.

Северо-восточные разломы являются наиболее распространенными в пределах Кураминского хребта. В большинстве они относятся к левым взбросо-сдвигам с резко преобладающим горизонтальным перемещением, а иногда и к чистым сдвигам. Вертикальная составляющая перемещения достигает 400 м, горизонтальная — до 5 км. Плоскости разломов наклонены на юго-восток под углами от 40 до 70°. Наиболее крупными среди них являются Железный, Кызылтурский, Мисканский и др. В отличие от широтных разломов в зонах перечисленных разрывов дайки встречаются редко. Представлены они диабазовыми порфиридами или фельзитовыми порфирами нижнетриасового возраста. Обычно аналогичные по составу пояса даек косо секут зоны этих разломов. Иной тип имеет и минерализация, представленная средне- и низкотемпературными кварцевожильными типами.

Отчетливые сдвиговые перемещения по северо-восточным разломам фиксируются в породах начиная с акчинской свиты и более древних. При переходе в породы нижнего триаса сдвиговые смещения по разломам в наблюдавшихся участках резко убывают. Примером может служить Каракызтуганский (Кызылтурский) разлом, по которому в пределах хр. Моголтау сдвиговая амплитуда достигает 6 км, а к северо-востоку, в Ташкескенской мульде проседания, вдоль этого разлома кварцевые порфиры экстрезивного купола в горизонтальном плане совершенно не перемещены. Зона его здесь представлена дроблением и карбонатизацией пород. Северо-восточным продолжением Железного разлома является Лашкерекский разлом. По последнему в пределах Лашкерекской мульды в породах кызылнурунской свиты фиксируются вертикальные перемещения блоков на 500 м при незначительных горизонтальных. По проходящим севернее разломам, па-

раллельным Лашкерекскому, также отмечаются вертикальные перемещения в 200—400 м без признаков горизонтальных движений блоков.

Наиболее крупными разломами северо-восточного направления в юго-западной части Чаткальского хребта являются Башкызылсайский (он же Чибаргатинский и Чаулисайский) и Чилтенский. Первый прослеживается на 50 км, второй — на 40 км. Плоскость Башкызылсайского разлома в северо-восточной части падает на юг под углами 60—70°, а в юго-западной под углами 85—90°. По разлому отмечаются сбросовые перемещения до 1 км (Б. Л. Рыбалов, 1957 г.) и горизонтальное смещение южной части Карабашской мульды против часовой стрелки по отношению к северной части на 1—2 км. По данным Б. Л. Рыбалова, плоскость Чилтенского разлома падает на северо-восток и юго-восток под углом 80—90°. По нему установлены взбросы до 200 м, а местами и левые сдвиги на 300—350 м. В зонах обоих разломов располагаются дайки нижнетриасовых диабазовых порфиритов, фельзит-порфиров и сиенит-порфиров, а также разнообразная средне- и низкотемпературная минерализация жильного типа. На северо-востоке вдоль Чилтенского разлома наблюдаются небольшие штоки и дайкообразные тела нижнетриасовых граносиенит-порфиров. Чилтенский разлом считается главным каналом, по которому извергался вулканогенный материал оясайской свиты, выполняющий Чилтенскую мульду (Лаверов и др., 1962).

Северо-западные разломы являются наиболее молодыми из серии крупных герцинских разрывов. К наиболее крупным относятся Кумбельский, Джулайсайский, Кенкольский и Арашанский. По характеру перемещения блоков они относятся к правым взбросо-сдвигам и сдвигам. Наибольшие перемещения отмечаются по Кумбельскому разлому, для которого З. П. Артемова определяет горизонтальную амплитуду в 10 км. По Джулайсайскому разлому горизонтальная амплитуда определяется в 1 км, а по Кенкольскому — до 600 м. Вдоль осевых плоскостей и в зонах влияния разломов развита постагматическая средне- и низкотемпературная минерализация кварцевожильного типа. В плоскости Кумбельского разлома размещаются, кроме того, крупные дайкообразные тела нижнетриасовых гранитов, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и дайки диабазовых порфиритов. На территории хр. Каржантау Кумбельский разлом (носящий здесь название Угамского) имеет почти меридиональное простирание. Изменение простирания с северо-западного на меридиональное происходит в пределах долины р. Чирчик и южнее. На этом участке к нему причленяются Кенкольский и Арашанский разломы. По данным А. Б. Каждана, Угамский разлом в хр. Каржантау носит сбросо-сдвиговый характер с суммарной вертикальной амплитудой более 1500 м (опущен западный блок) и горизонтальной (левый сдвиг) — около 2000 м.

Р. А. Садыковым (1962, 1964) описаны крупные альпийские перемещения по Кумбельскому разлому. Падение основного шва разлома вертикальное и лишь на южном склоне Чаткальского хребта он падает на северо-восток под углом 50—60°. По сдвигу отмечаются движения в палеогеновом периоде с вертикальной амплитудой до 800 м и горизонтальной (по правому сдвигу) около 1 км. Более ранние горизонтальные смещения, характеризующиеся величинами в 13—16 км, Р. А. Садыков относит к поздней юре — раннему мелу. На такие расстояния сдвинуты по правому сдвигу нижнетриасовые дайковые пояса и восточная часть Бабайтаудорского массива кварцевых порфиров. В пределах хр. Каржантау в западном блоке, образованном Угамским разломом, наблюдаются многочисленные оперяющие разломы, сопря-

гающиеся с ним под острыми углами. Они имеют северо-западные простирания и амплитуды вертикального перемещения, по данным А. Б. Каждана, до 1000 м. Амплитуды перемещений по оперяющим разломам к югу увеличиваются, а к северу уменьшаются. В северо-западном направлении разломы расщепляются и затухают.

Интересными раннетриасовыми структурами являются линейные пояса трещин нормального приоткрывания, которые фиксируются по сгущению большого количества даек основного и кислого состава. Среди них наиболее отчетливо выражены четыре пояса: Такелийский, Уткемсуйский (Бурачарский), Джаркамарский и Моголтауский. Три первых располагаются на южном склоне Кураминского хребта, в его западной части, а последний — в хр. Моголтау. Длина поясов до 16—38 км, ширина 2—3 км. Количество даек в поясах различное — от 25—30 до 50 и более. Мощность даек 1—10 м при длине от 200 м до 5 км. Размещение даек в поясах кулисообразное.

Наиболее западным является Такелийский дайковый пояс, который протягивается на 25 км в восточном—северо-восточном направлении от сел. Такели до сел. Токмак, имея ширину 2,5 км. Дайки в поясе представлены диабазовыми порфиритами, единичны дайки лабрадорových порфиритов и сферолитовых гранит-порфиров. Дайковый пояс пересекает северо-восточный Джангалыкский разлом.

Уткемсуйский (Бурачарский) дайковый пояс расположен несколько юго-восточнее, являясь кулисообразным северо-восточным продолжением Такелийского пояса. Он протягивается от горы Мирзатау (правый борт низовьев Уткемсу) в северо-восточном направлении до сел. Адрасман. Дайки представлены диабазовыми порфиритами, изредка встречаются лабрадоровые порфириты, сиенит-порфиры, кварцевые порфиры. Пояс даек пересекает зону северо-восточного, Уткемсуйского, разлома.

Джаркамарский дайковый пояс расположен в 10—12 км от северо-восточного окончания предыдущего пояса, кулисообразно сменяя последний. Он протягивается от низовьев Карамазарся до перевала Кумбель. В отличие от предыдущих в этом поясе преобладают дайки фельзитовых порфиров, сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров. Дайки диабазовых порфиритов менее развиты, еще реже встречаются дайки лабрадоровых порфиритов. В пределах пояса встречаются также сложные дайки, центральная часть которых сложена фельзит-порфирами, а альбанды — диабазовыми порфиритами. Дайки сиенит-порфиров в северо-восточном конце пояса не переходят в массив шайданских гранитов, в то время как дайки диабазовых порфиритов и фельзит-порфиров прослеживаются и в них.

В пределах хр. Моголтау, в его северо-восточной половине, на северо-западных склонах прослеживается дайковый пояс, состоящий из двух ветвей: южной и северной. Видимая длина пояса 16 км. В этом поясе главную роль играют дайки лабрадоровых порфиритов, редко встречаются диабазовые и фельзитовые порфиры. По данным Е. Д. Карповой и П. Н. Соколова, дайковые пояса обрезаются более молодыми монцонитами так называемого чорух-дайронского комплекса. Исследования Е. Г. Краснова показывают, что монцониты срезают только дайки лабрадоровых порфиритов, а дайки диабазовых порфиритов, фельзит-порфиров и сиенит-порфиров прослеживаются и в монцонитах.

Три небольших дайковых пояса длиной от 10 до 17 км, в которых преобладают дайки фельзит-порфиров, выделяются в Кураминском хребте. Один из них прослеживается в северо-восточном направлении:

западнее плато Мынжилки в центральной части хребта, другой — западнее перевала Камчик, где дайки фельзит-порфиров расходятся узким веером в южном и юго-западном направлениях от штока фельзит-порфиров, выполняющих центральную жерловину Камчикского палеовулкана; третий пояс протягивается в северо-восточном направлении от бассейна Наугарзанся до Кумбельского разлома.

Два дайковых пояса известны в юго-западной части Чаткальского хребта. Один из них (Музбельский) располагается в юго-восточной части Кызылнуриной мульды, а другой — с юга окаймляет Чилтенскую мульду. По данным Б. Н. Рыбалова и Д. Ш. Юсуфбаева, Чилтенский пояс имеет ширину 0,5—1 км и длину 20 км. Сложен он дайками гранофилов и микрогранофилов, падающих на север под углом 50—70°, мощностью от 1 до 20 м, иногда до 50—100 м. Реже в поясе встречаются дайки диабазовых порфиритов, фельзит-порфиров и сферолит-порфиров.

На большом расстоянии, от западного погружения Кураминских гор до Букантау, Бельтау-Кураминская зона проходит под мощным чехлом мезозойских и кайнозойских образований. Присутствие ее на этой территории обосновывается геофизическими данными. На основании сопоставления рудно-петрографических комплексов В. Г. Гарьковец показал, что по другую сторону Урало-Тяньшаньского сдвига продолжением Бельтау-Кураминской зоны является Арало-Кустанайская зона Урала, впервые выделенная Р. Г. Горецким и В. И. Шрайбманом. Она прослеживается по характерному магнитному полю до южного побережья Аральского моря. На Урале зона представлена осадочно-вулканогенной толщей мощностью до 10 км, формировавшейся от позднего турне или среднего визе до конца карбона. Толща включает валерьяновскую серию осадков нижнего карбона, имеющую мощность около 7 км. В составе последней присутствуют туфы андезитовых порфиритов, в меньшем количестве — андезитовые порфириты, местами известняковые аргиллиты, алевролиты, песчаники и известняки. Некоторые разрезы сложены переслаивающимися осадочными и вулканогенными породами. Верхняя часть толщи (верхневалерьяновская подсерия) состоит из андезито-базальтовых порфиритов, липаритов, туфов, известняковых туфов, известняков. Стратиграфически выше вулканогенные породы в разрезах зоны присутствуют вплоть до нижнего триаса.

В Тянь-Шане описываемым отложениям соответствует терригенно-карбонатно-вулканогенная толща, развитая в восточной (кураминской) части Бельтау-Кураминской зоны. Здесь магматическая деятельность началась в конце визейского века с образования пироксеновых, плагиоклазовых и реже роговообманковых аркутсайских порфиритов, по составу близких к кварцевому габбро или кварцевому базальту. В наюре отмечаются роговообманковые (андезитовые) и пироксеновые порфириты, щелочноземельные трахиты и другие вулканические породы, переслаивающиеся с песчаниками, сланцами и известняками. Мощное развитие пород андезит-липаритового ряда наблюдается в среднем (минбулакская свита) — верхнем карбоне (акчинская свита). Вулканизм последовательно затухал в перми и раннем триасе.

Для описываемых зон отмечается тесное петрографическое родство между эффузивными и близкими им по времени образования интрузивными породами. В Кураминских горах состав среднекарбонных интрузий колеблется от габбро до кварцевых диоритов и сиенитодиоритов. Биотит-роговообманковые гранодиориты карамазарского

типа очень широко распространены, в меньшем количестве встречаются граниты. На Урале интрузивные породы представлены также габбро, габбро-диоритами, диоритовыми и кварц-диоритовыми порфиридами, сиенито-диоритами, гранодиоритами, гранитами, граносиенитами (преимущественно визейского возраста).

Дополнительным подтверждением единства природы рудно-петрографических комплексов описываемых зон и их сквозного распространения в Урало-Тяньшаньском складчатом поясе является частью уже оправдавшееся высказывание Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана о возможном присутствии умеренно кислых гранитоидов и скарново-магнетитового оруденения в приаральской части выделяемой зоны. Пробуренными к настоящему времени скважинами установлено наличие в ее пределах гранодиоритов.

Указанные специфичные геолого-геофизические признаки позволили В. Г. Гарьковцу рассматривать зоны как уральскую и тянь-шаньскую части одной сквозной Кустанайско-Кураминской зоны. Полоса магнитных аномалий, характеризующаяся описанными рудно-петрографическими комплексами, названа скарново-магнетитовым «поясом». Выявленное геологическое сходство уральской и тянь-шаньской частей этой зоны использовалось для выяснения характера сочленения структур Урала и Тянь-Шаня.

#### УСТЮРТ

Несколько особое положение в тектоническом отношении занимает Устюрт. На его территории домезозойские образования повсюду перекрыты мощным покровом мезозойских и кайнозойских пород. В настоящее время выяснилось широкое распространение на Устюрте пермо-триасовых отложений (Акрамходжаев и др., 1962). Известняки и аргиллиты девонской и каменноугольной систем обнаружены скважинами лишь в Центральноустюртском и Байтерекском поднятиях. Пермо-триасовые отложения в этих поднятиях либо отсутствуют, либо имеют очень небольшую мощность.

Широкое распространение и большая мощность пермо-триасовых отложений позволяют отнести Устюрт к области интенсивного позднегерцинского прогибания. В ней можно выделить Южно-Устюртскую и Северо-Устюртскую подзоны, характеризующиеся интенсивным позднегерцинским прогибанием, и разделяющую их подзону, охватывающую Центрально-Устюртское поднятие. Мощность пермо-триасового комплекса в самой погруженной части Южно-Устюртской подзоны по данным сейсморазведки КМПВ 2500 м (Акрамходжаев и др., 1962). В пределах Северо-Устюртской подзоны по данным сейсморазведки и глубокого бурения мощность отложений определена в 5000 м. Центрально-Устюртская подзона либо не имеет пермо-триасовых отложений, либо мощность их не превышает 200 м. С юга и севера она ограничена протяженными разломами с амплитудой 1500—2000 м. Некоторые исследователи предполагают, что пермо-триасовые образования Южно-Устюртской подзоны относятся к складчатому фундаменту и можно ожидать интенсивную дислоцированность и метаморфизацию этого комплекса. По мнению Н. В. Неволлина (1961 г.) и Ю. А. Федотова (1963), пермо-триасовые образования этой подзоны по типу можно отнести к субплатформенным. Они образуют нижний структурный этаж платформенного чехла, залегающего на допермском складчатом и метаморфизованном фундаменте.

**МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП**

Мезозой знаменует собой начало качественно отличной платформенной стадии развития района. Платформа возникла здесь в результате заключительной фазы герцинской складчатости, проявившейся в начале пермского периода. На большей части рассматриваемой площади возникает горная область, продукты разрушения которой накапливаются на ее периферии в виде мощных молассовых толщ.

История тектонического развития территории Узбекистана в течение мезозоя и кайнозоя четко подразделяется на четыре этапа.

Первый этап, начавшийся во второй половине перми или в начале триаса, характеризуется размывом и выравниванием образовавшегося поднятия.

Второй этап, длившийся с юры и до середины раннего мела, отличается формированием на значительной территории коры выветривания, достигающей местами значительной (до 150 м) мощности. С юрского времени в отдельных прогибах начинается осадконакопление в виде прибрежно-морских и континентальных толщ.

В третий этап, продолжавшийся с раннего мела до неогена, происходит постепенное сокращение суши за счет трансгрессии морского бассейна, в результате чего наблюдается стратиграфическое прислонение к домезозойским образованиям различных горизонтов мелового и палеогенового возраста. К концу палеогена лишь отдельные невысокие острова продолжали возвышаться над водной гладью.

Анализ мощностей юрских, меловых и палеогеновых отложений и характер их залегания указывают на то, что основные складки в рассматриваемом районе конседиментационные. Большинство из них является структурами древнего заложения и длительного развития, поэтому мощность покровных осадков в антиклиналях значительно меньше, чем в синклиналях.

Не только складки, но и большинство крупных региональных разломов развивалось длительно, одновременно с осадконакоплением. Примером может служить разлом у северного подножия гор Тамдытау, по которому происходили перемещения в миоценовое, плиоценовое и четвертичное время. В последние годы по этому разлому зафиксированы многочисленные трещины в земной коре и на строениях в районе сел. Тамдыбулак.

Третий этап характеризуется возникновением многочисленных размывов, обуславливающих нередко выпадение из разреза отдельных стратиграфических подразделений, а также угловые несогласия между возрастными комплексами, например, между мелом и юрой (К. К. Пятков и др., 1967 г.).

Четвертичный этап является временем коренной перестройки всего структурного плана Средней Азии и большей части Азиатского материка. Основным событием этого времени является образование величайших на земле гор и крупнейших межгорных впадин, возникших в течение неогена. Это дает основание считать четвертый, неотектонический, этап орогенным или горообразовательным.

Тектонические движения, происходившие в мезозое и кайнозое, именуются часто альпийскими. Однако в данном случае, имея дело в основном с движениями неоген-четвертичного времени, которые привели к созданию современного высокогорного рельефа Средней Азии, и следуя представлениям В. А. Обручева (1948 г.), особое место следует отвести новейшим движениям. Это необходимо для того, чтобы подчеркнуть полную независимость этих движений от развития и су-

уществования альпийских геосинклиналией, которых на рассматриваемой территории не существовало.

В пределах Узбекистана новейшие движения проявились по-разному: в западной части слабо, в восточной — очень сильно. В связи с этим западная часть в основном осталась равнинной, тогда как восточная преобразовалась в грандиозное горное сооружение. Для восточной части чрезвычайно показательна не только сильнейшая расчлененность рельефа, но и уникальность в размахе одновременно проявлявшихся поднятий и опусканий. Обособление этих двух громадных блоков произошло одновременно и независимо друг от друга по разлому, выделенному Д. П. Резвым (1962), О. М. Борисовым (1962) и Б. Б. Таль-Вирским (1961). Интересно отметить, что к западу от этого разлома мощность земной коры составляет 30—40 км, а к востоку она возрастает до 70—80 км. Столь контрастное обособление этих двух блоков, представлявших до неогенового этапа единое целое и развивавшихся в принципе однотипно, заставляет разграничить описываемую территорию на две части: западную — эпигерцинскую платформу и восточную — эпиплатформенную орогеническую.

### ЭПИГЕРЦИНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Эпигерцинская платформа включает обширные пространства, простирающиеся от Каспийского моря до западных отрогов Южного Тянь-Шаня. В пределах Узбекистана к платформе принадлежат Центрально-Кызылкумская и Нуратинская зоны поднятий, объединяемые иногда в единую зону Кызылкумских поднятий (Бабаев и др., 1963; Дикенштейн и др., 1963), и расположенная севернее Сырдарьинская синеклиза. Южнее Кызылкумской зоны поднятий находится Амударьинская гемисинеклиза. С северо-запада примыкает область меридиональных поднятий и прогибов Аральского моря, западнее которой располагается обширная Северо-Устьюртская синеклиза (см. приложение III).

На западе рассматриваемой территории выделяются две системы среднегорных возвышенностей с максимальными высотами от 700 до 1200 м, сложенных палеозойскими отложениями, — Кызылкумская и Нуратинско-Зирабулакская группы поднятий и прогибов.

В Кызылкумской группе поднятия разделяются широкими прогибами, имеющими обычно изометрическую форму. Прогiby заполнены мезозойскими, палеогеновыми и неогеновыми отложениями, причем в основании разреза здесь залегают альбские, сеноманские или еще более молодые образования, а общие мощности покрова лишь местами достигают 1200 м, обычно они гораздо меньше. Водоразделы и склоны гор несут следы предмезозойской пенепленизации и выравнивания. Сами возвышенности и разделяющие их впадины представляют собой положительные и отрицательные структурные формы, которым присваиваются названия поднятий и прогибов. Состоят они, как правило, из ряда антиклинальных и синклиналиальных складок.

Кульджуктауское поднятие является самым южным в этой группе поднятий с обнажающимися палеозойскими образованиями в ядре. В рельефе оно представлено неширокой грядой, вытягивающейся в запад-северо-западном направлении на расстоянии около 140 км. В ее западной части наблюдается прогиб предмезозойской поверхности выравнивания с образованием отчетливой периклинали, погружающейся на запад под верхнеальбские отложения. Северное крыло складки осложнено разломом, по которому меловые и палеозойские породы пришли в соприкосновение с палеоген-неогеновыми. Южное крыло ши-



рокое, очень пологое, осложнено небольшой антиклиналью Кынгыртау, в которой также обнажены отложения палеозоя. Восточная периклиналиль Кульджуктау, узкая и острая в плане, тяготеет к разлому, ограничивающему поднятие с севера. Вместе с Кынгыртау Кульджуктау образует сложное поднятие, раздвоенное и крутое на востоке и более пологое и узко вытянутое — на западе. Палеозойское ядро поднятия имеет абсолютную отметку 600 м, что составляет превышение над фундаментом Укузкакского прогиба, расположенного севернее, около 850 м.

Укузкакский прогиб представляет собой асимметричную складку, вытянутую параллельно Кульджуктаускому поднятию с максимально прогнутым (абсолютная отметка — 250 м) палеозойским основанием в пределах разлома, ограничивающего поднятие с севера. Прогиб выполнен верхнемеловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

Ауминзатау-Бельтауское поднятие объединяет Ауминзинские, Бельтауские и Аристантауские горы. Наиболее крупной складкой здесь является Ауминзинская антиклиналь. Вытянута она на 50 км в широтном направлении и погружается под мезозойские отложения на западе; на востоке расширяется и образует две ветви, разделенные небольшим угловатым в плане прогибом, заполненным верхнемеловыми отложениями. С юга антиклиналь ограничена разломом, по которому палеозойские образования ядра несколько надвинуты на мезозойские отложения, выполняющие прогиб Укузкак. Замок складки имеет абсолютную отметку около 600 м.

Бельтауская и Аристантауская антиклинали вытянуты в северо-восточном направлении. Их замковые части приподняты несколько меньше (до 500 м). Бельтауская антиклиналь погружается к северо-востоку, а в осевой южной части имеет Т-образную форму, причем западная ветвь соединяется с южным отрогом поднятия Ауминзатау.

Аристантауская антиклиналь в северной части крестообразно разветвляется, причем от главной северо-восточной ветви отходят две самостоятельные складки: большая — на запад и меньшая — на восток. Обе они быстро погружаются под покров мезозойских и кайнозойских пород.

Амантайский прогиб, расположенный между описанными антиклиналями, имеет в плане форму параллелограмма, скошенного к востоку. Прогиб выполнен верхнемеловыми, палеогеновыми и олигоцен-миоценовыми отложениями. Палеозойское основание прогиба опущено до нулевых абсолютных отметок.

Тамдытауское поднятие состоит из двух слившихся воедино антиклиналей — Северо-Тамдытауской и Южно-Тамдытауской. Общая вытянутость поднятия с юго-запада на северо-восток. На юго-западе палеозойское ядро периклинально погружается под отложения верхнего мела. В восточной части намечается как бы две периклинали, что придает всему поднятию раздвоенную в этом направлении форму. На севере поднятие оборвано нарушением сбросового типа, имеющим широтное простирание. Максимально поднятой является северная часть складки, где отметки палеозоя достигают 800 м. На востоке поднятие достаточно резко погружается в сторону Сырдарьинского прогиба. В этом месте палеозой опущен до абсолютной отметки — 1750 м.

От широтной ветви Аристантауского поднятия Тамдытауское отделено узким субширотным прогибом Сардала с палеозоем, опущенным до нулевых отметок. С севера и запада Тамдытауское поднятие окаймляется Джаманкумским прогибом, имеющим треугольную в плане форму с расширением к западу. Прогиб выполнен верхнемеловыми, палеоген-

новыми и неогеновыми отложениями общей мощностью до 800 м и отчетливо замыкается на юго-западе и на востоке.

Букантауское поднятие представляет собой линейно вытянутое, сложно изогнутое воздымание, состоящие из одной крупной (горы Букантау) и нескольких более мелких (горы Турбай, Джетымтау и Токтыныктау) складок.

К юго-западу от центральной части Букантауского поднятия отходит быстро погружающееся Айтымское поднятие, на продолжении которого располагается меньшее по размерам Тулянташское. Букантауское поднятие — это очень пологое антиклинальное сооружение, в ядре которого залегают сложнослоистые палеозойские, а в крыльях — меловые и палеогеновые образования с углами падения от 2 до 10°. В восточной части поднятия палеозой выходит на поверхность в виде изолированных выходов, пространство между которыми закрыто меловыми отложениями. Палеозой максимально поднят в северной части Букантау — до 700 м, в восточном окончании отметки не превышают 400—500 м.

На юго-востоке вся центральная группа кызылкумских поднятий (Ауминзатау, Тамдытау и Аристантау) отделена от Нуратинских гор крупным Каракатинским (Агитминским) прогибом. Выполнен он верхнемеловыми, палеогеновыми и неоген-четвертичными отложениями, залегающими на размытом палеозойском основании, опущенном до глубины — 500 м. Естественными ограничениями впадины служат: на северо-западе поднятия Аристантау, на юге «подземное» юго-восточное продолжение поднятия Кульджуктау, на северо-востоке небольшое поднятие Сангрунтау и на юго-востоке погружающееся к западу палеозойское ложе Нуратинской группы поднятий. Каракатинский прогиб отчетливо разделяет Кызылкумскую и Нуратинскую группы поднятий и прогибов.

К юго-западу от Букантауского поднятия выделяется Итемир-Джаракудукское поднятие, ось которого ориентирована на юго-запад и как бы сливается с осью Букантауского поднятия. Оба эти поднятия с севера и запада ограничивают довольно крупный, раскрывающийся к югу Мынбулакский прогиб. Здесь мощность осадочного чехла достигает 1200 м, а в его подошве залегают альбские слои.

На западе Кызылкумской группы поднятий располагается Султануиздагское поднятие, являющееся связующим звеном с Аральской группой поднятий. Султануиздагское поднятие состоит из Ходжакульской, Султануиздагской, Шошкабайской антиклиналей и Теминбулакской, Мангитской, Теразинской синклиналей, имеющих пологие (3—7°) углы наклона пластов. В ядрах антиклиналей залегают палеозойские и меловые породы, крылья сложены палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Максимальная абсолютная отметка в пределах Султануиздагского поднятия 433 м, что дает относительное превышение над равниной 330 м. Общая протяженность Султануиздагского поднятия 160 км при ширине до 30—35 км.

Рассматривая Кызылкумскую группу поднятий и прогибов в целом, можно подметить следующие общие черты ее строения:

1) наличие северо-восточных «антитяньшаньских» простираний некоторых ее поднятий, которые в комбинации с широтным или северо-западным создают своеобразную сотовую структуру региона, причем внутри отдельных сот располагаются достаточно глубокие прогибы, выполненные главным образом кайнозойскими отложениями;

2) широтное и северо-западное простирания Кызылкумские поднятия унаследывают от нижележащих палеозойских структур;

3) северо-восточные «анти Тяньшаньские» направления структур обусловлены только новейшими тектоническими движениями и являются наложенными образованиями;

4) вся Кызылкумская группа поднятий и прогибов в основном укладывается в пространстве, ограниченном крупнейшими глубинными разломами региона.

В Нуратинско-Зирабулакскую группу поднятий и прогибов входят крупные, вытянутые в северо-западном направлении Северо-Нуратинское, Южно-Нуратинское, Зирабулак-Зиаэтинское, Каратюбинское поднятия и крупная Каттакурганская грабен-синклиналь.

Северо-Нуратинское поднятие географически совпадает с северной ветвью гор Нуратау и протягивается на расстоянии около 150 км при ширине 20—30 км. Это сложно построенный антиклинарий с абсолютными отметками более 2000 м, являющийся центральной частью поднятия. Его северное крыло довольно крутое и прямолинейное, что связано с приуроченностью к зоне разлома, севернее которого палеозой, уходя под неоген-четвертичные отложения, погружается ниже нулевых отметок. После общего понижения в районе Тамерлановых ворот (высотные отметки 400 м) Северо-Нуратинское поднятие сливается с западным окончанием Туркестанского хребта, здесь шарнир поднятия резко воздымается. Западная периклиналь его выражена очень четко.

Примерно на меридиане восточного максимума Северо-Нуратинского поднятия, несколько северо-восточнее, к нему примыкает небольшое линейно вытянутое поднятие гор Писталитау, протягивающееся на расстоянии около 50 км с максимальными высотами до 400 м.

Южно-Нуратинское поднятие параллельно Северо-Нуратинскому и отвечает в рельефе двум невысоким хребтам — Актау и Каратау. Оба хребта образуют раздвоенное западное окончание Южно-Нуратинского поднятия. Вся его восточная и центральная части оконтуриваются изогипсой 1000 м, внутри которой можно выделить два максимума — западный и восточный с высотами более 1500 м. На меридиане западного максимума к северной гряде (Актау) причленяется параллельная ей южная (Каратау). Отчетливая прямолинейность всего Южно-Нуратинского поднятия находится в связи с его расположением между двумя глубинными разломами: Ауминзатау-Туркестанским и Зеравшанским.

Поднятие Гобдунтау имеет длину немногим более 30 км и вытянутое эллиптическое очертание. Оно является как бы связующим звеном между Южно-Нуратинским поднятием и Чумкуртауским в Туркестанском хребте, отделяясь от последнего северо-восточной ветвью Зеравшанской впадины. Выровненная поверхность палеозоя поднята здесь до высоты 1600 м. В южном крыле поднятия на палеозойские породы ядра налегают слабо наклоненные к юго-западу отложения палеогена. С северо-запада поднятие ограничено системой разломов.

Зирабулак-Зиаэтинское поднятие лежит на северо-западном продолжении Зеравшанского хребта и имеет сложные очертания. Поднятие отчетливо делится на две части: северо-западную, образующую в рельефе гряду гор Каратаг, и юго-восточную, отвечающую массиву гор Зирабулак. В целом все оно окаймляется нулевой изогипсой, однако уже изогипса 500 м вырисовывает два отдельных и несколько разноориентированных максимума.

Северо-западная часть — Азкамарская антиклиналь, по А. С. Аделунгу, вытянута на 40—45 км в широтном (несколько северо-восточном) направлении с расширением палеозойского ядра в ту же сто-

рону. На западе ядро постепенно погружается под сплошной покров полого падающих альб-сеноманских отложений. Восточная периклиналь, более тупая и широкая, обращена в сторону Зеравшанской впадины. С юга поднятие обрезано по широтному крутопадающему разлому. Следует отметить резкое несовпадение северо-западных палеозойских простираний с общей широтной вытянутостью новейшего поднятия, образование которого связано, очевидно, с упомянутым разломом.

Юго-восточная часть Зирабулак-Зиаэтинского поднятия (горы Зирабулак) имеет сложное треугольное очертание и состоит из двух ветвей, сходящихся на западе. Южная ветвь вытянута в юго-восточном направлении; она строго параллельна простираниям палеозоя и прослеживается на расстоянии около 40 км. Северная ветвь отходит от южной и тянется на 35 км к северо-востоку, периклинально погружаясь в пределах Зеравшанского прогиба. Вдоль северо-западного крыла этой ветви проходит разлом, установленный по геофизическим данным. С юго-запада все поднятие ограничено системой крутых разломов, идущих от южного края поднятия гор Каратюбе. На востоке между ветвями вдается глубокий Зеравшанский прогиб; здесь отметки палеозоя ниже нуля. Со всех сторон палеозойское ядро Зирабулак-Зиаэтинского поднятия окружено мезозойскими и кайнозойскими отложениями, погружающимися в сторону прилегающих впадин. Максимальные превышения палеозойского основания отмечены в пределах гор Каратаг (839 м) и в горах Зирабулак (1112 м).

Вся центральная часть территории Нуратинско-Зирабулакской группы поднятий и прогибов занята крупным новейшим прогибом сложного очертания — Каттакурганской грабен-синклиналию. Общая вытянутость прогиба на северо-запад, параллельно Южно-Нуратинскому поднятию. Отдельные его апофизы, вытянутые в северо-восточном и юго-западном направлениях, вдаются в прилежащие поднятия в виде глубоких заливов. Одна из таких апофиз делит на две части Зирабулак-Зиаэтинское поднятие, другая — разделяет Нуратау и Гобдунтау, третья уходит далеко на северо-восток и ограничивает поднятие Туркестанского хребта. Наиболее опущенная часть грабен-синклинали тяготеет к ее северной части и лежит непосредственно в долине р. Зеравшан, где палеозойский фундамент опущен до отметки —2200 м; более чем на 90% объема этот прогиб заполнен неогеном. В восточной части впадины протягивается вал северо-восточного направления, начинающийся на поднятии Каратюбе и отделяющий восточную часть описываемой структуры (Пенджикентский прогиб). Отметки фундамента в пределах вала не опускаются ниже нуля. С северо-запада вал ограничен крутым разломом с амплитудой перемещения фундамента на 1000 м. На западе прогиб оканчивается поперечной перемышкой, соединяющей Зирабулак-Зиаэтинское и Южно-Нуратинское поднятия; высота палеозойского фундамента приближается здесь к нулевым отметкам. Точных данных о строении осадочного чехла описываемого прогиба нет.

На западном продолжении Зеравшанского хребта расположен Каратюбинский горст, отделенный от него понижением с перевалом Тахта-Карача. Здесь же проходит зона разломов и дробления северо-восточного простирания. Каратюбинский горст имеет округло-треугольную форму с периклиналью, обращенной на запад, в сторону Зирабулак-Зиаэтинского поднятия. Вся поверхность гор Каратюбе является прекрасным примером отчетливо выраженных поверхностей выравнивания, по которым и была восстановлена форма горста. Максимальные абсолютные отметки палеозоя здесь до 2000 м. Абсолютные отметки

палеозоя в районе перевала Тахта-Карача ниже 1500 м. В северо-восточном направлении, ограничивая массив гор Каратюбе, проходит мощная зона разломов и дробления.

Характерными чертами Нуратинско-Зирабулакской группы поднятий и прогибов являются:

1) общая линейная вытянутость главных поднятий в северо-западном направлении, параллельная общему простиранию палеозойских структур, и тесная связь поднятий с крупными глубинными разломами;

2) отчетливое проявление северо-восточных «антитяньшаньских» структурных направлений, связанных с расколами палеозойского фундамента, что особенно отчетливо видно на примере строения Каттакурганской грабен-синклинали;

3) амплитуда неотектонических перемещений палеозойского фундамента составляет 2000—2500 м, а с учетом опусканий в неогене в зоне Каттакурганского грабена достигает 4000 м, что отличает этот регион от Западного Кызылкума, где размах движений значительно меньше.

К югу от рассмотренной территории располагается обширный Амударьинский прогиб, представляющий собой типичную платформенную структуру — гемисинеклизу, площадь которой более 150 тыс. км<sup>2</sup>. Гемисинеклиза находится в пределах Западного Узбекистана и Восточного Туркменистана. Фундамент в северо-восточной ее части характеризуется ступенчатым погружением в направлении от выходов его на поверхность в Центральном Кызылкуме и Нуратинских горах к юго-западу. В пределах впадины по фундаменту выделяется Бухарская, Чарджоуская и Багдажинская<sup>1</sup> ступени, отделенные друг от друга разломами. Наиболее прогнутая часть гемисинеклизы (Заунгузский и Дарьялык-Даурданский прогибы) лежит за пределами Узбекистана и Туркмении. По отложениям, образующим верхнюю часть осадочного чехла, ступени не прослеживаются, но образующие их (параградные) разломы достаточно отчетливо контролируют зоны распространения нижне-, средне-верхнеюрских и нижнемеловых отложений. Амударьинская гемисинеклиза зародилась в конце палеозоя и может быть отнесена к категории эпипалеозойских (Бабаев, 1966). Непрерывное прогибание в течение всего мезозоя и палеогена обусловило последовательное расширение ее границ. В неогене проявились дифференцированные движения главным образом вдоль глубинных и региональных разломов, поэтому как раз здесь окончательно оформились продольные зоны поднятий. Одновременно возникла система северо-восточных «антитяньшаньских» разрывных нарушений, по которым зоны продольных поднятий оказались разбитыми на блоки. Через эти разломы осуществляется сочленение эпипалеозойской платформенной области с новейшей орогенной областью. Продольные поднятия простираются параллельно оси Амударьинского прогиба и ограничены, как указано выше, параградными разломами. Они на порядок выше блоков, на которые оказались расчлененными за счет поперечных разломов, и располагаются на соответствующих ступенях фундамента.

В непосредственном соседстве с Кызылкумской располагается Бухарская зона поднятий, а к юго-западу от нее — Амударьинская. Между ними находится Каракульский прогиб. Амударьинская зона поднятий с юго-запада системой прогибов (Карабекаульский, Заунгуз-

<sup>1</sup> Еще до того как появился термин «Багдажинская ступень», получивший ныне широкое распространение, она была выделена Я. М. Зорькиным, А. Н. Симоненко, Ю. А. Федотовым и И. В. Кушнировым под названием Репетекской ступени (Зорькин и др., 1959).

ский и др.) отделяется от поднятий Восточного Каракума (Хивинское и Багаджинское поднятия, Репетекский и Караметниязский валы).

Бухарская зона поднятий, как уже отмечено, объединяет несколько выступов фундамента и соответствующих им покровных поднятий, разобращенных друг от друга возникшими в неогене наложенными прогибами. Эти поднятия — Мешеклинское, Янгиказганское, Газлинское, Каганское и Карши-Мубарекское — разделены Дашкалинским, Тузкойским, Рометанским и Ямбашиным прогибами, имеющими северо-восточные простирания. Некоторые из них были, видимо, заложены еще в юрское время, но в основном они оформились в неогене, поэтому и рассматриваются в качестве наложенных. Об этом свидетельствует выдержанность меловых и палеогеновых отложений в пределах зон поднятий и резкие колебания мощностей неоген-антропогеновых образований. Так, на своде Газлинского поднятия обнажаются породы верхнего мела, а в Рометанском прогибе мощность неоген-четвертичных отложений достигает 600 м. На Каганском поднятии новейшие отложения отсутствуют, а на Карши-Мубарекском имеют ничтожную мощность, в то время как в разделяющих их прогибах мощность неоген-четвертичных отложений достигает 500—600 м.

Бухарская зона поднятий протягивается с юго-востока на северо-запад на расстоянии 500 км. В этом же направлении она в поперечнике сужается от 40—50 до 15—25 км. Ось зоны поднятий погружается в юго-восточном направлении, по которому нарастает и суммарная мощность осадочного покрова от 1000 м в районе Мешекли до 2000 м в районе Карши-Мубарекского поднятия. Описываемая зона поднятий отчетливо прослеживается по линейным гравитационным полям того же простирания, причем гравитационные максимумы достаточно отчетливо оконтуривают приподнятые блоки фундамента. Столь же отчетливо эти блоки вырисовываются по отложениям осадочного чехла в виде крупных поднятий, расчленяющихся на то или иное количество антиклиналей и брахиантиклиналей. Интересно, что все эти поднятия асимметричны за счет большей крутизны крыльев, обращенных к ограничивающему их с юго-запада параградному разлому. С юга Бухарская зона поднятий ограничена Бухарским параградным разломом, с севера — Южно-Кульджуктауским разломом.

Мешеклинское поднятие, расположенное на крайнем северо-западе Бухарской зоны поднятий, имеет длину около 60 км при ширине в 20—25 км, отчетливо ориентировано в северо-западном направлении и расчленяется на три довольно крупные асимметричные антиклинали (Мешекли, Ичкеджар и Учиджак). Судя по результатам бурения на Мешеклинской структуре, можно предполагать, что разрез осадочного покрова здесь выражен среднеюрскими, меловыми, палеогеновыми и неогеновыми слоями. Глубина залегания кровли фундамента составляет 800—1000 м.

Янгиказганское поднятие располагается юго-восточнее Мешеклинского и отделяется от него узким на юго-западе и расширяющимися к северо-востоку Дашкалинским прогибом. Ширина прогиба не более 20 км, амплитуда прогибания на поверхности меловых отложений около 200 м. На поверхности Янгиказганское поднятие сложено четвертичными образованиями и лишь местами палеогеном. В разрезе мезозоя различается полный комплекс меловых образований, верхняя и средняя юра. Абсолютная глубина залегания поверхности фундамента 1720 м. Поднятие имеет округлое очертание с некоторой вытянутостью на северо-запад, длина его 100—125 км, ширина 50—75 км. Янгиказганское поднятие пока еще слабо изучено. В его пределах выделены две крупные (Янгиказганская и Дауттепинская) брахиантиклинали.

Газлинское поднятие размещается на юго-востоке описываемой зоны и отделяется от Янгиказганского Тузкойским прогибом. Оно имеет несколько расплывчатую, близкую к округлой форму и расчленяется на одиннадцать брахиантиклиналей (Газли, Ташкудук, Курбанали, Аткакор, Кухнагумбас, Муллакол, Каракыр, Тахаякыр, Ащикудук, Южный и Северный Янгикудук). С юго-востока поднятие ограничено Рометанским прогибом. Размер поднятия  $80 \times 75$  км. Абсолютные глубины залегания поверхности фундамента на Газлинском поднятии не превышают 1200 м. На поверхности складки поднятия сложены новейшими образованиями и неогеном, но ядра некоторых из них (Ташкудук, Газли) размыты до эоцена и даже верхнего мела. Поверхность фундамента Газлинского поднятия погружается к западу, югу и востоку и полого воздымается в сторону Кызылкума. По поверхности верхнемеловых отложений наиболее приподняты своды Ташкудукской, Газлинской, Аткакорской и Курбаналийской структур. Складки здесь брахиантиклинального типа, обычно асимметричны за счет большой крутизны крыльев, обращенных к границам поднятий; ориентировка их различная (субширотная, северо-восточная, северо-западная), углы падения на крутых крыльях, как правило, не превышают  $4-6^\circ$ , и лишь в отдельных местах возрастают до  $15-18^\circ$ . Более крутые крылья часто осложнены разрывами. Размеры складок неодинаковы — от  $12-15 \times 8-10$  км (Каракыр, Кухнагумбас и др.) до  $30-40 \times 15-20$  км (Газли, Ташкудук).

Рометанский прогиб отделяет Газлинское поднятие от Каганского. Это самый крупный из числа всех подобных прогибов Бухарской зоны поднятий. Абсолютные отметки поверхности фундамента минус 1810—1853 м. Выполнен прогиб юрскими (190 м), меловыми (1100 м), палеогеновыми (275 м) и неогеновыми (650 м) отложениями. Мощность юрских, меловых и палеогеновых отложений здесь практически такая же, как на соседних Газлинском и Каганском поднятиях, а мощность неогена по крайней мере в 6—8 раз больше. Прогиб имеет форму восьмерки, причем самая его узкая часть «зажата» между периклиналями Газлинского и Каганского поднятий. С востока и запада он, видимо, ограничен молодыми разломами.

Каганское поднятие располагается юго-восточнее Рометанского прогиба и ограничено с востока Ямбашиным прогибом. Поднятие имеет форму относительно изометричного прямоугольного треугольника с округлыми углами и несколько вытянутым в северо-западном направлении основанием размером 60—50 км. Поднятие объединяет 13 брахиантиклиналей, образующих три параллельные полудуги с выпуклостью на юго-восток. В ядрах некоторых складок обнажаются сенонские (Сарыташ, Джаркак, Сеталантепе и др.) и альбские (Караиз) слои, но наряду с ними здесь имеются и погребенные структуры (Юлдузкак, Карачукур). Общее погружение поверхности фундамента происходит с севера на юг. По сравнению с Рометанским прогибом Каганское поднятие приподнято минимум на 800 м.

Локальные структуры поднятия мелкие, асимметричные ( $8-16 \times 3-7$  км), друг с другом сочленяются кулисообразно, нередко осложнены разрывами со смещением по вертикали до 300 м. Разрез осадочного покрова сложен средне- и верхнеюрскими, меловыми, палеогеновыми и маломощными неогеновыми образованиями.

Карши-Мубарекское поднятие отделено от Каганского узким Ямбашиным прогибом, имеющим почти меридиональное простирание. Это крупное поднятие, объединяющее группу Каршинских и Мубарекских брахиантиклиналей. Иногда его разделяют на две самостоятельные части — Мубарекское и Каршинское поднятия. Карши-Мубарек-

ское поднятие располагается на крайнем юго-востоке Бухарской зоны поднятий и ограничено с востока Чиракчинской флексурно-разрывной зоной, а на севере — Караиль-Искандырским разломом (Южнокульд-жуктауский). В плане оно имеет форму округлого неправильного четырехугольника, сужающегося к востоку. С юго-востока на северо-запад поднятие имеет длину 110 м при ширине 50 км в западной части и 30 км в восточной. Поднятие включает 20 локальных структур, кулисообразно расположенных по линиям северо-восточного простирания. С крайней западной линией связаны Северо-Мубарекская, Шуманская, Шуртепинская и Шургайская складки; на следующей к востоку линии располагаются Южно-Мубарекская, Ходжихайрамская, Кызылрабадская и Майдаджойская брахиантиклинали. От Южно-Мубарекской двухкупольной брахиантиклинали идет начало следующей тектонической линии, в пределах которой расположены Актепинская, Карабаирская и Байбуракская локальные структуры. Далее к востоку следует Андабазарская, Карактайская, Ташлинская, Ходжикудукская и другие складки, расположенные уже менее закономерно. Как правило, брахиантиклинали, осложняющие Карши-Мубарекское поднятие, в различной степени уничтожены преднеогеновой эрозией и погребены под чехлом неогеновых и антропогеновых образований. Эрозией затронуты отложения вплоть до сеномана (Азляртепе и др.). Несколько складок (Кассан, Кунгуртау, Майманак) выражены в рельефе. Для брахиантиклиналей Карши-Мубарекского поднятия характерны небольшие размеры 7—18×4—8 км и нарушенность разрывами. В строении брахиантиклиналей принимают участие юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые отложения.

Каракульский прогиб отделяет Бухарскую зону поднятий от Амударьинской. Это узкий и вытянутый почти на 400 км с северо-запада на юго-восток прогиб, воздымающийся к северо-западу. Он располагается в северо-восточной части Амударьинской зоны поднятий. Абсолютные отметки поверхности палеозойского фундамента составляют здесь минус 2500—3800 м. В поперечном сечении прогиб асимметричен вследствие более крутого северо-восточного крыла, что обусловлено довольно интенсивными подвижками вдоль Бухарского параградного разлома, особенно в ранне- и среднеюрское время. Поэтому вдоль этой зоны весьма значителен перепад мощностей отложений этого возраста — от 100—200 м (севернее разлома) до 400—1000 м (южнее разлома).

Каракульский прогиб осложнен единичными и групповыми брахискладками, причем последние, вероятно, по своему порядку соответствуют поднятиям Бухарской зоны. Пока достаточно определенно выявлено лишь Испанлы-Чандырское поднятие, однако можно предполагать, что Учкырская брахиантиклиналь и недавно установленные в соседстве с ней другие брахискладки также группируются в единое поднятие. Испанлы-Чандырское поднятие располагается в юго-восточной части Каракульского прогиба. Длина его около 75 км, ширина 20—25 км. Оно расчленяется на несколько брахиантиклиналей (Испанлы, Зекры, Кемачи, Чандыр и др.). Все эти складки пологие, слабо асимметричные, небольшие по размерам, ориентированы параллельно простиранию прогиба.

В пределах Каракульского прогиба в разрезе осадочного покрова появляются нижнеюрские накопления. В восточной половине прогиба резко нарастает мощность соляно-ангидритовой формации верхней юры. Для брахиантиклиналей Каракульского прогиба показательно некоторое смещение сводов по подсолевым и надсолевым отложениям.



Амударьинская зона поднятий располагается юго-западнее Каракульского прогиба. С юго-запада ограничена Амударьинским параградным разломом. Она состоит из Питняк-Дарганатинского, Кабаклинского, Чарджоуского и Денгизкульского поднятий, отделенных друг от друга наложенными прогибами или седловинами. Показательна гораздо большая, чем в Бухарской зоне, выдержанность простираний осей поднятий и составляющих их брахиантиклиналей. Общая протяженность Амударьинской зоны 450 км при ширине 60 км в юго-восточном и 30 км в северо-западном ее окончаниях. Продольная ось зоны поднятий постепенно, но неуклонно погружается в юго-восточном направлении, что сопровождается нарастанием мощностей всех частей разреза осадочного покрова, особенно верхней юры. Следует подчеркнуть, что в этой зоне местами между фундаментом, залегающим здесь на глубинах от —2750 м (Алат) до —4500 м, и нижнеюрскими слоями имеется довольно мощная толща пермо-триасовых отложений.

Питняк-Дарганатинское поднятие располагается на крайнем северо-западе Амударьинской зоны поднятий и по существу является ее периклинальной структурой. Поднятие прослеживается на расстоянии 110 км при ширине 30 км. Оно расчленяется на четыре крупных брахиантиклинали (Тюя-Муюн, Султан-Санджар, Коша-Булак и Дарганата), расположенные по отношению друг к другу кулисообразно. Это поднятие прослеживается и по фундаменту в виде зоны гравитационного максимума. В разрезе первых трех структур развиты пермо-триасовые, нижне- и среднеюрские, меловые и палеогеновые отложения общей мощностью более 4000 м. Эти три складки размыты в ядре до верхнемеловых отложений и осложнены множеством мелких разломов. В пределах Дарганатинской брахиантиклинали мощность разреза нижне- и среднеюрских отложений несколько сокращается, но появляется верхняя юра. Ось описываемой структуры погружается на юго-восток. Складки имеют асимметричное строение вследствие большей крутизны юго-западных крыльев. Размеры их до 30—35 км в длину при ширине 10—15 км. Углы падения на пологих крыльях 2—5°, на крутых до 8—10°.

Кабаклинское поднятие отделяется от Питняк-Дарганатинского Атамуратским прогибом, ориентированным, как и все подобные прогибы Бухарской зоны поднятий, в северо-восточном направлении. Поднятие прослеживается в виде цепочки брахиантиклинальных структур, вытянутых с юго-востока на северо-запад, которым в палеозойском фундаменте отвечают максимумы силы тяжести. Длина поднятия около 75 км, ширина 30 км. С юго-запада Кабаклинское поднятие ограничено Амударьинским параградным разломом и на северо-востоке переходит в склон Каракульского прогиба. Наиболее крупной брахиантиклиналью поднятия является Кабаклинская. Она расположена в юго-восточной части поднятия и имеет длину 30 км при ширине 15—20 км. В сводовой части брахиантиклинали в результате двух разломов, параллельных оси складки, обособляется грабен. Абсолютная отметка поверхности фундамента здесь более —3000 м ниже нуля. В отличие от Питняк-Дарганатинского, на Кабаклинском поднятии в разрезе мезозоя появляются 175-метровая толща соляно-гипсово-ангидритовой формации (кимеридж—титон) и 430-метровая толща известняков келловей-оксфорда. Таким образом, здесь наиболее полным является разрез меловых и юрских отложений.

Чарджоуское поднятие отделяется от Кабаклинского широким Наргизским прогибом. Оно имеет округлую, несколько вытянутую на северо-запад и север форму, которая соответствует размерам выступа фундамента. С поверхности вся площадь Чарджоуского поднятия сло-

жена неогеновыми и четвертичными отложениями, но под ними на Алатской и Фарабской площадях скважинами вскрыт мощный комплекс палеогеновых, меловых и юрских образований. На Фарабской площади над фундаментом располагается свита мелкогалечных конгломератов (около 300 м) предположительно пермо-триасового возраста, на ней залегают толща юрских отложений (720—1200 м) и еще выше толща мела (1600—1770 м). Абсолютная отметка кровли фундамента здесь по данным бурения — 2663 м, на Алтае — 2562 м. В пределах Чарджоуского поднятия выявлено пять брахиантиклиналей (Фарабская, Алатская, Чадынская, Эльджикская и Испазская), однако ориентированных на северо-запад. Углы падения на крыльях складок пологие (1—3°), длина складок 25—30 км, ширина 12—15 км.

Денгизкульское поднятие отделяется от Чарджоуского узким Таллинским прогибом. По размерам это одно из наиболее крупных поднятий Амударьинской зоны. С востока оно ограничено разломом, оконтуривающим Бешкентскую зону, с юга примыкает к Амударьинскому разлому, на севере плавно переходит в Каракульский прогиб. Поднятие имеет форму трапеции с широким основанием, направленным в сторону Каракульского прогиба. Денгизкульское поднятие состоит из нескольких брахиантиклиналей (Наразым, Самантепе, Денгизкуль, Уртабулак, Карабулак и др.). Оно вытянуто почти на 100 км при ширине 60 км. Ни на одной из площадей поднятия осадочный чехол на полную мощность не вскрыт. Складки здесь крупные, пологие, мощность покрова максимальная за счет соляно-гипсово-ангидритовой формации (почти 700 м). В некоторых складках (Уртабулак) выявлены крутопадающие разломы.

В юго-восточной части Амударьинской гемисинеклизы Л. Г. Жуковским, Г. Х. Дикенштейном, Б. Б. Таль-Вирским и другими выделен Бешкентский прогиб северо-восточного простирания, примыкающий к поднятию Юго-Западного Гиссара, который назывался ранее Предгиссарским. В его пределах предполагалась большая мощность неогеновых отложений. Среди признаков, характеризующих этот прогиб, на первом месте (для южной его части) фигурируют повышенные мощности верхнеюрских отложений и, в частности, соленосной толщи. Предположение о больших мощностях неогеновых отложений и о наличии в основании разреза осадочного покрова пермо-триасовых отложений не подтвердилось. Бешкентский прогиб по природе является наложенным и время его заложения следует связывать с моментом возникновения альпийских разломов «анти Тяньшаньского» направления. Это подтверждается и тем, что с запада и востока он ограничен разломами (Каршинский и поперечный разлом Тянь-Шаня).

Бешкентский прогиб расположен в пределах Амударьинской зоны поднятий. В отличие от рассмотренных плакантиклиналей Амударьинской зоны, структуры третьего порядка здесь узкие, с ярко выраженной линейной ориентированностью с юго-запада на северо-восток. Таких структурных «линий» насчитывается шесть: Айзаватская, Камашинская, Нишанская, Аляутдинская, Куруксайская и Гурчанская. Астанобабинское и Сундуклинское поднятия, расположенные соответственно в юго-восточном и юго-западном углах Бешкентского прогиба, по имеющимся скудным данным представляют поднятия, соизмеримые с Чарджоуским и Денгизкульским. Они плохо изучены. Ширина прогиба достигает 100 км, палеозойский фундамент опущен на глубину до 550 м. Мощность неоген-четвертичных отложений здесь колеблется от 100 до 600 м и лишь на Нишанской площади достигает 1000 м, что, возможно, объясняется повторением разреза вследствие выявленного на этой площади разлома. Антиклинальные складки Бешкентского

прогиба более крутые и узкие, они параллельны складкам, образованным в мезозойских и кайнозойских отложениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Сырдарьинская синеклиза расположена между кызылкумскими и каратаускими группами поднятий. На западе цепочкой поднятий меридионального простирания (Лазаревское, Нижне-Амударьинское и др.) она отделена от обширной Северо-Устюртской синеклизы. В восточной части Сырдарьинской синеклизы обособляется несколько поднятий, размытых в ядрах до мезозойских отложений (Чулинское, Кекпенькалдыкское, Каратауское и др.). Сырдарьинская синеклиза расширяется в поперечнике к северо-западу. Суммарная мощность разреза юры, мела и палеогена достигает здесь 2000 м. Мощность же новейших неоген-четвертичных отложений невелика и изменяется от 10—20 м на западе до 100 м на востоке (Дикенштейн, Загоруйко, Синицын, 1964), что указывает на слабую активность новейших тектонических движений.

В самой восточной части синеклизы расположен Арысский прогиб, не имеющий четких границ в северо-восточной части. Палеозойский фундамент опущен здесь на глубину более 2500 м.

Юго-восточнее Арысского прогиба расположено Чулинское поднятие, в пределах которого на поверхность выходят мезозойские и даже местами палеозойские отложения. Здесь выделено большое количество мелких брахискладок, группирующихся в несколько цепочек северо-восточного простирания.

Западнее Чулинского поднятия выделяется Ергашкудукский прогиб, в пределах которого мощность осадочного покрова, судя по геофизическим данным, достигает 1500—2000 м. В непосредственном соседстве с Ергашкудукским прогибом выделяется Приташкентский, примыкающий к Чулям с юго-востока. Как и Арысский, он вытянут в северо-восточном направлении. Прогиб располагается в зоне сочленения платформы с орогенической областью. Его молодое, неоген-четвертичное, происхождение хорошо подчеркивается большой мощностью новейших отложений (до 1800 м). Весь разрез мезозойских и палеогеновых образований сокращен и представлен преимущественно красноцветными терригенными отложениями, а мощность морского палеогена не превышает 100—150 м.

К северу от Итемир-Джаракудукского поднятия располагается Таджикизганский прогиб, в центральной части которого палеозойский фундамент залегает на глубинах около 1800 м. Он отделяет Кызылкумскую группу поднятий от расположенного севернее Бузгульского поднятия.

Северо-Устюртская синеклиза располагается в северо-западной части описываемой территории. Эта структура ограничена с юга разломом, через который происходит ее сочленение с Центрально-Устюртским и Айбугирским поднятиями. На востоке через Нижнеамударьинское, Лазаревское и другие поднятия она сочленяется с Сырдарьинской синеклизой. Северную границу, видимо, следует проводить по склону Южно-Эмбенского поднятия; положение западной границы остается пока не ясным. В общем эта крупная отрицательная платформенная структура, имеющая протяженность около 500 км, пока еще слабо изучена. К настоящему времени в ее пределах обнаруживается разрез большой мощности от юрских до неогеновых отложений. Пермь-триасовые образования имеют мозаичное распространение, а на отдельных участках они вообще отсутствуют (Байтерек), тогда как на других (Теренкудук и пр.) достигают значительной мощности.

Внутри Северо-Устьюртской синеклизы обособляются Кассарминский и Теренкудукский валы, Аламбекское и Яркимбайское поднятия, Судочий, Самский, Барсакельмесский и Косбулакский прогибы. Первые две структуры вытянуты субширотно, прослеживаются в длину на 150—180 км при ширине 25—40 км. Они отделены друг от друга узкой в центральной части и расширяющейся на восток и запад седловиной. Аламбекское поднятие меньше по размерам (80×30 км) и, будучи ориентированным на север-северо-восток, замыкает с запада Судочий прогиб. Последний имеет форму прямоугольного треугольника с катетами вдоль восточного склона Аламбекского поднятия. С востока Судочий прогиб замыкается у разлома на западном крыле Нижнеамударьинского поднятия. Яркимбайское поднятие — самое крупное (ширина 100 км, длина около 150 км) из поднятий Северо-Устьюртской синеклизы. Оно имеет округло-эллиптическую форму с уплощенным основанием, прижатом к уже упоминавшемуся разлому, который ограничивает с севера Центральноустьюртскую группу поднятий. Теренкудукский вал с севера, Аламбекское поднятие с востока и Центральноустьюртская группа поднятий с юга окаймляют Барсакельмесский прогиб.

Разница в глубинах залегания поверхности фундамента поднятий и прогибов в пределах Северо-Устьюртской синеклизы более 1000 м. Максимальная глубина залегания ее выявлена в Косбулакском прогибе — 5000 м.

В пределах Центральноустьюртской группы поднятий выделяют Карабаурский вал (длина 150—170 км, ширина 25—30 км), которому соответствуют отчетливые линейные гравитационные и магнитные максимумы. В скважине, пробуренной на Карабаурской площади, допермские слои, перекрытые юрскими отложениями, оказались вскрытыми на глубине 986 м. Южнее Карабаурского вала, отделяясь от последнего небольшим узким прогибом, располагается Хоскудукский вал, прослеженный на расстоянии 130 км. Здесь глубина залегания фундамента несколько больше (1500 м), причем в подошве осадочного чехла залегает толща пермо-триасовых отложений небольшой мощности. Необходимо обратить внимание на залегание с разрывом неогеновых отложений на различных горизонтах верхнемеловых.

Восточнее, как бы на продолжении Центральноустьюртской группы поднятий, располагаются Шорджинско-Сарыкамьшское и Айбугирское поднятия, между которыми имеются небольшие седловины. Шорджинско-Сарыкамьшское поднятие вытянуто почти на 140 км и, будучи ориентировано меридионально, замыкает на западе Южно-Устьюртскую синеклизу, а на востоке — Амударьинскую гемисинеклизу. Айбугирское поднятие имеет ту же ориентировку, что и Центральноустьюртское. Его длина около 140 км, ширина 40 км, глубина залегания допермской поверхности не превышает 400 м. На севере поднятия ограничены разломом, на юге постепенно переходят в северное крыло Южно-Устьюртской синеклизы. Таким образом, рассмотренная структура представляет полосу широтных поднятий фундамента, отделяющую Северо-Устьюртскую синеклизу от Южно-Устьюртской.

Южно-Устьюртская синеклиза представляет собой крупный прогиб, протягивающийся далеко на запад, где он сливается с Южномангышлакским прогибом. Однако вряд ли они по истории геологического развития в полной мере идентичны, поскольку и располагающиеся севернее их соответственно Мангышлакская и Центральноустьюртская системы дислокаций в конце позднего палеозоя и раннего мезозоя развивались принципиально по разному. Ширина Южно-Устьюртской синеклизы около 180 км, длина 280 км. В восточной ее части распола-

гается Ассакеауданский прогиб, западнее которого (за пределами рассматриваемой территории) прослеживается седловина, отделяющая синеклизу от Учкудукского прогиба. Для Южно-Устьюртской синеклизы весьма показательно наличие в основании разреза осадочного покрова мощной толщи пермо-триасовых отложений, кровля которых залегает на глубине 3500 м и более.

Ассакеауданская впадина асимметрична вследствие большей крутизны северного крыла. В ее пределах выявлен ряд локальных складок (Северо-Ассакеауданская, Шахпахтинская, Тасуюкская и др.).

### ЭПИПЛАТФОРМЕННАЯ ОРОГЕНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ ТЯНЬ-ШАНЯ (ОБЛАСТЬ НОВЕЙШЕЙ АКТИВИЗАЦИИ)

Вся восточная часть Узбекистана принадлежит к эпиплатформенной орогенической области, т. е. к той области, которая испытала в неоген-четвертичное время необычайную тектоническую активизацию. Этот процесс охватил громадные пространства центральной части Азиатского материка и создал величайшие горные цепи, образующие в совокупности то, что часто называют Высокой Азией.

По поводу отнесения подобных областей в ту или иную геоструктурную категорию существует большое количество мнений (Петрушевский, 1955; С. С. Шульц, 1958 г.; Н. И. Николаев, 1962 г. и др.). Большинство исследователей сходятся на том, что подобные активизированные платформы нельзя относить к обычным платформам, часть исследователей склонна видеть в образовании подобных областей возрождающиеся геосинклинали, другие полагают, что новейший тектонический этап является принципиально новым этапом развития Земли и не имеет прецедентов. Во всяком случае ясно, что эпоха новейших горообразовательных движений не имеет ничего общего с «альпийским геосинклинальным циклом» или с «альпийской складчатостью». Это явление гораздо более широкое и захватившее громадные пространства как складчатых областей, так и платформ самого разного возраста. Особенно важным представляется факт коренной перестройки структуры и орографии.

В описываемую часть эпиплатформенной орогенической области входят самые западные окончания хребтов Южного Тянь-Шаня—Чаткальского, Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского, а также располагающиеся между ними впадины. Хребты представляют собой крупные положительные новейшие структурные формы—мегантиклинории, отделенные друг от друга мегасинклинориями. Структурные формы меньших размеров описаны под названием мегантиклиналей и мегасинклиналей, еще более частные названы поднятиями и прогибами.

Чаткало-Кураминский мегантиклинорий. Под этим названием понимается область новейших поднятий и прогибов, отвечающая Чаткало-Кураминской горной системе. Новейшие структурные формы этой области отличаются общей пологостью, северо-восточным простиранием и очень сильной раздробленностью палеозойского фундамента. Здесь могут быть выделены Чаткальская и Кураминская мегантиклинали, разделенные Ангренским прогибом широтного простирания, и относительно небольшое поднятие Моголтау. Палеозойское основание поднято на востоке рассматриваемой части Чаткало-Кураминского мегантиклинория до отметок 2000—2500 м, а в поднятии Моголтау только до 1500 м. В разделяющих поднятия Ангренском и Чорухдайронском прогибах фундамент не опускается ниже отметки 500 м. Таким образом, Чаткало-Кураминский мегантиклинорий следует считать крупной новейшей положительной структурной формой, не испы-

тавшей особенно сильной дифференциации на частные прогибы и поднятия.

Крупнейшим отрицательным новейшим структурным элементом является Ферганская межгорная впадина — мегасинклинорий, которая по размерам и величине прогибания несомненно заслуживает признания важнейшей неотектонической структурной единицы Восточного Узбекистана. Строение Ферганской впадины изучалось очень многими геологами. Ее наиболее полное сводное геологическое описание выполнено О. А. Рыжковым, а наиболее подробно глубинное строение впадины изучено коллективом геофизиков: Б. Б. Таль-Вирским, Б. С. Вольвовским, И. С. Вольвовским и др.

Ферганская впадина ограничена Кураминским и Чаткальским хребтами на севере, Ферганским — на востоке, Алайским и Туркестанским на юге (все эти хребты отвечают одноименным мегантиклинориям). Форма впадины треугольно-грушевидная, с вытянутым узким западным концом. Ее длина около 450 км при ширине до 200 км.

Новейший этап развития впадины начался ее интенсивным прогибанием, которое шло одновременно с ростом окружающих мегантиклинорий. Размыв последних дал громадные массы обломочного материала, образующие своеобразный «орогенный» или молассовый комплекс отложений.

Массагетская серия (олигоцен и миоцен) мощностью до 4000 м сложена кирпично-красными и розовыми глинами, конгломератами и песчаниками. К окраинам впадины вся серия становится существенно конгломератовой, а мощность ее падает. В центре преобладают глины. Бактрийская сероцветная серия (плиоцен) достигает примерно такой же мощности и состоит в нижней части из глин, алевролитов и песчаников, а в верхней — преимущественно из конгломератов. Древнететвертичные отложения сходны по составу с бактрийскими, трудно от них отделимы и образуют единый и очень мощный комплекс.

В последнее время О. А. Рыжков (1962 г.) предлагает выделять в Фергане тектонические районы на основе обособляющихся блоковых полей. Такой подход представляется интересным, хотя он в значительной степени и затушевывает многие важные особенности структуры собственно осадочного покрова.

В общей сложности в пределах Ферганской впадины выявлено почти 300 брахиантиклинальных складок, сложенных мезозойскими, палеогеновыми и неогеновыми образованиями. Подавляющее большинство из них располагается вдоль бортов впадины, образуя как бы овал, повторяющий конфигурацию внутреннего склона обрамления. В то же время их можно подразделить на несколько групп по таким показателям, как взаимное расположение, соотношение со структурами обрамления, размеры, строение и др. Каждая из выделенных по перечисленным показателям группа брахиантиклиналей по существу является структурной (антиклинальной, синклинальной или моноклинальной) зоной. Таких зон в Фергане можно выделить 12, из них четыре являются антиклинальными, пять синклинальными и три моноклинальными.

Самгарско-Наманганская антиклинальная зона располагается в северной части впадины, протягиваясь с юго-запада на северо-восток более чем на 200 км. В этом же направлении она расширяется. От северного обрамления впадины отделена узкой Шайдано-Пишкаранской синклинальной зоной; на юге постепенно переходит в Центральноферганскую синклинальную зону. В ее пределах можно выделить Самгарскую и Наманганскую группы брахиантиклиналей. Всего здесь выявлено 15 складок (девять в Наманганской группе, шесть в Самгарской),

причем почти все они очень крупные (до 35 км в длину) и сложены с поверхности массагетскими или бактрийскими толщами неогена. Однако в отложениях палеогена и мезозоя крупные складки расчленяются на несколько более мелких. Такая картина, в частности, установлена в пределах Наманганской брахиантиклинали. Интересно, что некоторые складки полого изогнуты в одних случаях выпуклостью на юг (Супетау), в других — на север (Чуст—Пал) и северо-восток (Южно-наманганская).

Для складок Самгарской группы показательно наличие в разрезе неогеновых отложений мощной соленосно-гипсоносной толщи, соляной диапиризм, очень крутое залегание пластов, причем местами (Кызылджар) пласты даже опрокинуты (О. А. Рыжков, 1969 г.). Складки Наманганской группы построены проще, но им свойственно несовпадение сводов по разным горизонтам.

Соотношение складок Самгарско-Наманганской зоны кулисообразное. Крылья, обращенные в сторону Центральноферганской синклинали, обычно более крутые.

Боястонское поднятие располагается севернее восточного окончания Шайдано-Пишкаранской синклинали, замыкая с юга Нанайский прогиб (синклиналию зону). Оно состоит из Босбутауской на северо-востоке и Каратауской на юго-западе антиклиналей, сложенных в ядрах палеозойскими отложениями, а на крыльях — меловыми, палеогеновыми и неогеновыми образованиями, образующими брахиантиклинали и гемибрахиантиклинали. Показательно, что в этой зоне отсутствуют юрские отложения, а меловые выражены континентальными, в значительной мере грубообломочными красноцветными образованиями. Длина зоны около 30—35 км, ширина 4—6 км.

Сулюктинско-Кугартская антиклинальная зона прослеживается вдоль всего южного борта Ферганской впадины в виде широкой (до 30 км) полосы, в пределах которой отложения осадочного покрова смяты в многочисленные, обычно мелкие и средние по размерам брахиантиклинали. На юге Сулюктинско-Кугартская полоса антиклиналей через Южно-Ферганскую флексурно-разрывную зону переходит в узкую западную часть Исфаринско-Наукатской синклиналию зоны, а там, где она начинает отклоняться на северо-восток с юга ее ограничивает через разлом крупное, сложенное палеозойскими образованиями Карачатырское поднятие.

Общее число брахиантиклиналей в описываемой зоне доходит до 100. Их можно объединить в шесть групп: Сулюктинско-Катрактаускую, Каратуско-Гузанскую, Ферганскую, Акджарскую, Сузакскую и Кугартскую. Подавляющее большинство брахиантиклиналей зоны ориентировано параллельно простиранию зоны и располагаются друг по отношению к другу кулисообразно, обычно в виде нескольких линий. Складки первых трех групп в ядрах размыты до палеогеновых слоев, а некоторые (Тамрават) — даже до палеозоя. В Андижанской группе они на поверхности сложены бактрийскими и более молодыми образованиями, причем отложения бактрийской серии нередко залегают на подстилающих слоях с размывом (до верхнего мела). Кугартская группа состоит не только из брахиантиклиналей, но также из незамкнутых в северо-восточной части складок (гемискладок).

На многих площадях Сулюктинско-Кугартской зоны выявлено смещение сводов складок, а нередко и существенное несоответствие между структурными планами неогеновых и более древних накоплений. Заметим, что как раз в этой зоне располагается большинство выявленных в Фергане месторождений нефти и газа.

В западной части зоны находится Карачатырское поднятие, сменяющееся к востоку почти непрерывной цепочкой брахиантиклиналей (всего их здесь около 35), вытянутых в широтном или в северо-восточном направлениях. Среди них имеется небольшой по площади выступ фундамента (Намаздек).

Центральноферганская синклиналильная зона располагается между Самгарско-Наманганской и Сулюктинско-Кугартской антиклинальными зонами. Этот участок в течение позднего олигоцена — антропогена пережил опускания почти на 8 тыс. м. Предполагается, что мезозойские и палеогеновые отложения здесь смяты в очень крупные пологие складки.

Нарынский прогиб тяготеет к северо-западному окончанию Ферганского хребта. Он представляет собой наклонную к югу моноклинали, сложенную юрой, мелом, палеогеном и орогенными молассаами, неоген-четвертичного возраста. На фоне этой моноклинали обособляется ряд антиклиналей субширотного простирания, самая крупная из них Изкасентская.

В окружающих Ферганскую долину горных сооружениях выделяются следующие наиболее крупные структурные элементы.

Туркестано-Гиссаро-Алайский мегантиклинорий — очень крупная и сложная группа новейших тектонических структурных форм, охватывающая все пространство хребтов Алайского, Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского и ограниченная на севере Ферганской, а на юге Афгано-Таджикской межгорными впадинами. В описываемую территорию входит только самая западная часть этой группы новейших структурных форм. Преобладающее значение в строении всего мегантиклинория принадлежит палеозойским образованиям, мезозойские и кайнозойские отложения известны здесь только в крупных прогибах.

Туркестано-Алайская мегантиклиналь является самым северным элементом мегантиклинория и представляет собою сложноустроенное поднятие. Оно вытянуто в широтном направлении на расстоянии свыше 500 км и состоит из большого числа отдельных поднятий и прогибов. Большая роль в строении всей мегантиклинали принадлежит важнейшим разломам региона, вдоль которых расположены другие прогибы, осложняющие мегантиклиналь, — Санзарский и Шахристанский.

Туркестанское поднятие является крупнейшим в этой системе и представляет собой широтный хребет — антиклиналь (горст-антиклиналь) с более крутым северным и пологим южным крылом. Замок поднятия, сложенный палеозойскими образованиями, в верховьях р. Ляйляк имеет абсолютную отметку 5500 м. В районе к западу от перевала Шахристан высоты падают до 3000 м. Западное окончание Туркестанского поднятия условно выделено под названием поднятие Чумкуртау. На западе это поднятие достаточно резко погружается в сторону Зеравшанского прогиба.

Целая цепочка поднятий, располагающихся в предгорьях Туркестанского хребта, тяготеет к Нуратау-Южноферганской зоне глубинного разлома — Мальгузарское, Уратюбинское и Сулюкта-Тахтабузское. Все они носят характер сложных горст-антиклиналей с максимальным воздыманием палеозойских ядер до отметок 1000, 1500 и 2000 м.

Зеравшано-Гиссарская мегантиклиналь представляет собой крупнейшую группу структурных форм региона и только условно может быть выделена в качестве единого сооружения. В нее входит несколько очень крупных поднятий, разделенных достаточно глубокими проги-



бами. Восточная ее часть отличается более простым строением по сравнению с западной.

Поднятие Зеравшанского хребта представлено мощным широтным вздутием, палеозойское основание которого поднято до отметок 4500—5000 м. Более крутое северное крыло поднятия погружается в сторону восточной части Зеравшанского прогиба и проходит вдоль Зеравшанского глубинного разлома. Отметки фундамента образуют здесь перепад около 1000—1500 м.

Чимтаргинское поднятие является другим крупнейшим положительным элементом мегантиклинория. Оно расположено между долинами рек Арамайдан, Пасруд и Искандердарья. Этот грандиозный горный массив поднимается на высоту более 5000 м. Схематично в плане поднятие имеет четырехугольные очертания, соответствующие двум системам разломов: широтно-северо-западной и северо-восточной, по которым весь массив как бы выжат кверху. В широтном направлении поднятие вытянуто на 45—50 км при ширине около 30 км.

С юга Зеравшано-Гиссарская мегантиклиналь ограничена цепочкой сравнительно слабо погруженных прогибов с сохранившимися в них мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Поверхность палеозойского фундамента не погружается в этой вытянутой широтно полосе ниже отметок +3000 м и не поднимается выше 4000 м.

Под Гиссарской мегантиклиналью понимается положительная неотектоническая структурная форма, географически отвечающая южным склонам Гиссарского хребта в бассейнах рек Каратаг, Варзоб, Сорбо и др. Палеозой здесь поднят до отметок 4000—4500 м. В восточной части Гиссарская мегантиклиналь очень тесно смыкается с Зеравшано-Гиссарской мегантиклиналью и отделена от нее слабо выраженным прогибом северо-западного простирания, где на выровненной поверхности палеозоя, поднятой до отметок 3500 м, сохранились пятна красноватого мела (междуречье Варзоб—Сорбо). Западная часть мегантиклинали более четко ограничена с севера системой прогибов, образовавшихся вдоль Арало-Гиссарского глубинного разлома. В западной части мегантиклинали поднятия и прогибы приобретают северо-восточное простирание (поднятия Ходжо-Мафрач и Джамбулкакское, Каратагский прогиб). С северо-запада мегантиклиналь ограничена Туполанг-Шурабским прогибом, где поверхность палеозоя опускается до отметок 1000—3000 м. В узком грабене здесь сохранились мезозойские и кайнозойские отложения. К северо-востоку прогиб постепенно воздымает свой шарнир и исчезает. Вся Гиссарская мегантиклиналь лежит за пределами Узбекистана.

Мегантиклиналь Юго-Западного Гиссара — сложная система поднятий, образующая самую западную часть Гиссарского хребта и пучек его юго-западных отрогов. Всю мегантиклиналь можно характеризовать как крупное поднятие палеозойского фундамента, ступенчато погружающееся к юго-западу. Это обстоятельство наглядно подтверждает, что до проявления орогенного этапа развития данная территория представляла собой единое целое с западными платформенными областями. Она ограничена на западе Бешкентским прогибом, а на юго-востоке Сурхандарьинской мегасинклиналью.

На севере наиболее приподнятая часть мегантиклинали привлекается по широтному Арало-Гиссарскому глубинному разлому к Зеравшано-Гиссарской мегантиклинали. Здесь может быть выделено крупное и сложноустроенное Западно-Гиссарское поднятие, имеющее в плане треугольные, вытянутые к юго-западу очертания. Палеозойский фундамент поднят до 4500 м.

К югу от Западно-Гиссарского поднятия располагаются отходящие от него в юго-западном направлении три поднятия: Куштангское (Сурхантауский горст)<sup>1</sup>, Чульбаир (Байсунтауский горст) и Чак-Чар (Чакчарский горст). Самое восточное из них, Куштангское, протягивается на 50 км. Палеозойский фундамент поднят здесь до отметок около 3000 м и погружается в северо-западном и южном направлениях под сплошной покров мезозойских и кайнозойских отложений. С юго-востока поднятие обрезано крутым разломом типа сброса, что дает основание считать эту структуру односторонним горстом. Северо-западное крыло горста имеет падение 15—20°. Сходно построены и ограничены с юго-востока разломами параллельно вытянутые поднятия Чульбаир и Чак-Чар. В обоих палеозойское основание поднято до отметок 3000 м, оба быстро погружаются в юго-западном направлении. Крайним западным окончанием Западно-Гиссарского поднятия следует считать поднятие Ишакмайдан. Оно вытянуто в широтном направлении на расстоянии около 40 км. Поднятие круто обрывается в сторону Кашкадарьинской депрессии по системе разломов и имеет небольшие продолжения, отходящие от него в юго-восточном направлении. Ядро поднятия сложено палеозойскими отложениями, обнаженными на абсолютных отметках 1500—2500 м. К юго-западу от поднятия Ишакмайдан тянется система мелких горстообразных и антиклинальных поднятий, имеющая тенденцию к погружению в этом же направлении. Палеозойское основание на дневную поверхность здесь не выходит и не поднимается в ядрах поднятий выше отметок 1000 м, опускаясь в прогибах до минус 2000 м (Моргузарский прогиб). Палеозойская поверхность всех этих поднятий наклонена к юго-востоку, все они обрезаны с северо-запада разломами. В. М. Цейслер (1961 г.) выделяет здесь горсты Лянгарский, Аманатинский, Тагамско-Караильский, Белесайнакско-Кулькамьшский и Карасыртско-Бабасурханский. Как указывает этот исследователь, линия, проходящая вдоль южных подножий Сурхантау и Байсунтау, разделяет юго-западные отроги Гиссарского хребта на северную и южную зоны. В южной зоне палеозойский фундамент опущен глубже, общая же расчлененность рельефа его поверхности уменьшается.

В пределах южной части мегантиклинали Юго-Западного Гиссара можно выделить крупное Кугитангское поднятие и Гаурдакскую группу поднятий, сюда же следует отнести узкую цепочку поднятий Келиф-Ширабадской группы, лежащих в зоне пограничных разломов, отделяющих мегантиклиналь Юго-Западного Гиссара от Сурхандарьинской мегасинклинали.

Кугитангское поднятие характеризуется овально вытянутыми очертаниями, крутым погружением шарнира к юго-западу и более пологим к северо-востоку. Юго-восточное крыло поднятия оборвано крутым разломом с амплитудой, превышающей 4000 м. Ядро сложено палеозойскими метаморфическими породами, прорванными гранитной интрузией, и достигает абсолютных отметок 2500 м. Периклинальные погружения и северо-восточное крыло поднятия отчетливо прослеживаются по толще мощных верхнеюрских известняков. Общая длина поднятия до 80 км, ширина 25 км.

Байсунский прогиб представляет собой крупнейшую отрицательную структурную форму в юго-западных отрогах Гиссара. Палеозойский фундамент опущен в западной части прогиба до — 6000 м. От расположенной рядом Сурхандарьинской мегасинклинали, где палеозойское основание опущено еще ниже — до 8000 м, Байсунский прогиб отделен

<sup>1</sup> Названия в скобках даны по В. М. Цейслеру (1961 г.).

Келиф-Ширабадской цепочкой узких и острых «рубцовых» или «приразломных» антиклиналей, развитых на продолжении системы северо-восточных разрывных нарушений, ограничивающих мегантиклиналь Юго-Западного Гиссара с востока.

Афгано-Таджикский перикратонный прогиб (мегасинклиорий) — крупная и сложно построенная тектоническая впадина, представляющая собой комбинацию мегасинклиналей и мегантиклиналей северо-восточного и меридионального простирания. Современная ее структура обусловлена не только теми преобразованиями, которые вызваны сильнейшей активизацией тектонических движений в неогене и антропогене, но и влиянием соседних областей Памира, представляющих в мезозое одно из крупнейших звеньев альпийского геосинклинального пояса. Ее промежуточное положение между платформенной и геосинклинальной областями обусловило важнейшие специфические особенности геологического строения (максимальное разнообразие формаций, большие их мощности, линейность в расположении структурных зон, контрастность в строении структур, разрывы вдоль продольных осей структур с надвиганием восточных крыльев на западные и пр.). Палеозойский фундамент здесь повсеместно опущен на большую глубину, на дневную же поверхность в поднятых участках выходят породы не древнее мелового и юрского возраста, а в опущенных — неогенового и четвертичного. Большая часть мегасинклиория лежит в пределах Таджикистана и Афганистана. Границами мегасинклиория являются: на западе — мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссара, на востоке — Дарвазско-Памирское складчатое сооружение, на севере — Туркестано-Гиссаро-Алайский мегантиклинорий.

Описываемый Афгано-Таджикский мегасинклиорий складывается из четырех структурных зон, вытянутых субмеридионально, но в своих северных окончаниях сужающихся и отклоняющихся на северо-восток: мегантиклиналь Юго-Западного Гиссара, Сурхандарьинской мегасинклинали, Вахш-Кафирниганской мегантиклинали и Кулябской мегасинклинали. Границы между зонами, по-видимому, имеют тектонический характер. В целом они ступенчато погружаются на восток, что доказывается постепенным омолаживанием обнажающихся в пределах указанных зон толщ и в нарастании с запада на восток глубин залегания фундамента.

Сурхандарьинская мегасинклиналь представляет собой крупный прогиб, в котором палеозойский фундамент опущен до глубин 7000—8000 м. На северо-западе мегасинклиналь по системе Келиф-Ширабадских разломов граничит с мегантиклиналью Юго-Западного Гиссара. На востоке палеозойское основание круто воздымается в сторону Вахш-Кафирниганской мегантиклинали (горы Бабатаг), где палеозой поднят до отметок от 0 до 1000 м. На севере Сурхандарьинская мегасинклиналь ограничена очень крутым широтным уступом на границе с Джамбулакским поднятием. Далеко на север в виде глубоких ответвлений вдаются узкие прогибы-грабены Туполанг-Шурабский и Каратагский. В ряде мест днище мегасинклинали осложнено пологими, вытянутыми в северо-восточном направлении поднятиями-антиклиналями.

Вахш-Кафирниганская мегантиклиналь сменяет на востоке Сурхандарьинскую мегасинклиналь и представляет собой сложное сооружение, вытянутое почти меридионально. В качестве поверхностных структурных форм здесь имеется целый пучок складок, сложенных породами мела и палеогена, характеризующихся опрокидыванием к юго-востоку и наклоном осложняющих их разрывов к северо-западу. Палеозойский фундамент поднят в северной части мегантиклинали до аб-

солютной отметки 1000 м, а на юге, в долине Пянджа, он не поднимается выше 500 м, погружаясь во впадинах до минус 3000—3500 м.

Кулябская мегасинклиналь представляет собой аналог Сурхандарьинской мегасинклинали, но несколько уступает ей по размерам. Здесь исключительно широко развиты неогеновые молассы, мощность которых до 6—8 тыс. м. Показательна также некоторая метаморфизованность меловых образований, обнажающихся на восточном борту мегасинклинали. Здесь, по всей вероятности, развит полный разрез мезозойских отложений, а поверхность фундамента опущена на глубину не менее 8—9 км. Любопытно наличие штоков каменной соли верхнеюрского возраста, прорвавших всю вышележащую толщу (Ходжа-Мумын, Ходжа-Сартис).

Афгано-Таджикский мегасинклинорий образует вместе с мегантиклиналью Юго-Западного Гиссара единую структурную систему с характерными юго-западными и меридиональными простираниями отдельных тектонических элементов. Для структур этого направления характерна значительная молодость их возникновения и наложенность по отношению к более древним. В настоящее время хорошо известны широтные магнитные аномалии в палеозойском фундаменте синклинория (Таль-Вирский, 1964) и вообще широтное распределение изопахит мезозойских и палеогеновых отложений (Захаров, 1958). Интересным для структуры мегасинклинория, как и для мегантиклинали Юго-Западного Гиссара, является характер их сочленения с Зеравшано-Гиссарской мегантиклиналью, проходящего по серии широтных разломов. Эти разрывные нарушения, омоложенные новейшими движениями, возникли как поверхностное проявление глубоко заложенных и долгоживущих глубинных разломов региона.

Таким образом, юго-западные отроги Гиссарского хребта и Южно-Таджикская депрессия значительно отличаются от более северных районов преобладающей ролью движений по разломам северо-восточного и юго-западного направлений. В более северных районах северо-восточные структуры постепенно уступают место широтным.

При рассмотрении этапов геологического развития Узбекистана с раннего палеозоя по настоящее время ярко выступает разнообразие как тектонических режимов, так и связанных с ними палеогеографических условий. Режим интенсивных и контрастных палеозойских движений с проявлениями складкообразования и магматизма сменился в мезозое и палеогене тектоническим спокойствием, а в новейшие времена вновь стал чрезвычайно активным. С другой стороны, не менее существенны и изменения палеогеографической обстановки: нормальный и типично морской режим палеозоя изменился в мезозое и палеогене на прибрежно-лагунный, а с начала неогена навсегда стал типично континентальным, столь присущим самому большому материку мира.

При сравнении тектонических схем, составленных для этих трех характерных этапов, улавливаются некоторые структурные элементы, которые устойчиво сохраняются и проходят через геологическую историю, не меняя своего пространственного положения. Это глубинные разломы субширотного направления, которые разделяли и определяли своим режимом расположение основных структурно-формационных зон палеозойского подвижного пояса Тянь-Шаня.

В мезозойско-палеогеновый этап развития эти же глубинные разломы разделили главные области поднятий и опусканий. На месте осевой части Южно-Тяньшаньской геосинклинали возникает устойчивая зона поднятий (Кызылкум), погружающаяся в сторону Аральского моря. Развитие мезозойских областей поднятий и прогибов как бы предопределило и дальнейшее размещение поднимающихся и опус-

кающихся частей территории. В высшей степени контрастные и интенсивные движения проявились на следующем, уже новейшем (неоген-четвертичном) этапе развития. Однако здесь обращает на себя внимание появление совершенно новой тенденции к созданию структурных элементов уже «антитяньшаньского», или северо-восточного, направления. Именно развитием этого направления обязаны своим происхождением граница между эпипалеозойской платформой и эпиплатформенной орогенной областью и субмеридиональные новейшие структурные формы Афгано-Таджикской депрессии и Юго-Западного Гиссара. В пределах эпипалеозойской платформы это направление приобретает особое значение при образовании большинства локальных поднятий и прогибов. Достаточно упомянуть о таких поднятиях Бухарской ступени, как Мубарекское, Каганское, или о таких прогибах, как Рометанский, Тузкойский, Агитминский и др. Роль северо-восточных направлений в формировании новейших структурных форм подчеркнута в работах А. Г. Бабаева и др. (1962, 1963), О. М. Борисова (1962), Д. П. Резвого (1962) и других исследователей.

Можно предполагать, что северо-восточное структурное направление является отражением глубинной перестройки подкорового вещества, с которой связана тектоническая активизация центральной части Азиатского материка. На региональных геофизических картах можно видеть, как изопахиты земной коры огибают поднятие Высокой Азии и их значение убывает к северо-западу (Н. И. Николаев, С. С. Шульц, 1961 г.). По мнению Д. П. Резвого, центром общего новейшего поднятия является Памир-Гималайско-Кузньуньское поднятие, вокруг которого интенсивность движений постепенно и концентрически падает (Д. П. Резвой, 1962 г.). Важным рубежом в этом ослаблении поднятий служит зона «Западно-Тяньшаньского поперечного глубинного шва» (Резвой, 1962), к востоку от которой на дневную поверхность выведен палеозойский фундамент. Западнее зоны, за исключением небольших участков, обнажен только один мезо-кайнозойский чехол. В последнее время этой поперечной зоне придается известное значение и в рудообразовании (Воронич, 1964).

Таким образом, в тектоническом строении запада Средней Азии основная роль на большем отрезке ее геологической истории принадлежала субширотным тянь-шаньским глубинным разломам, которые служили естественными рубежами областей с разным тектоническим режимом. Новейшие весьма интенсивные тектонические движения обусловили появление новых «антитяньшаньских» структур, которые вместе с первыми продолжают формировать и усложнять и без того сложное внутреннее строение Средней Азии.

### СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКСКОЙ ССР

Первые сейсмометрические наблюдения на территории Узбекистана начали проводиться с момента открытия в г. Ташкенте в 1901 г. сейсмической станции. Однако полноценные материалы появились лишь в 1912 г., после оборудования станции совершенными чувствительными сейсмографами. С целью регистрации сильных местных землетрясений в 1914 г. на непродолжительное время была открыта сейсмическая станция в г. Самарканде; она возобновила свою работу только в первые годы Советской власти. В это же время начинает работу станция в г. Андижане. В 1951 г. были построены сейсмические станции в Фергане и Намангане. Все станции оборудуются современной аппаратурой и с этого момента начинается систематическое изучение сейсмичности территории республики.

В 1964 г. в Чаткало-Кураминском горном районе оборудуются постоянно действующие станции в пунктах Пскем, Чимган, Сукок, Чету, Табошары, Балгалы, реставрируется сейсмостанция «Агалык». В это же время усиливаются сейсмологические исследования в Ферганской долине путем организации нескольких передвижных станций.

Неравномерное расположение сейсмических станций на сейсмоактивной территории республики привело к тому, что Восточный Узбекистан оказался более или менее изученным в сейсмическом отношении, в то время как вся территория, расположенная к западу от меридиана  $69^\circ$ , до сих пор представляется белым пятном. Сюда относятся Сурхандарьинская, Самаркандская, Каршинская, Бухарская, Сырдарьинская и Хорезмская области, на территории которых известны разрушительные землетрясения.

В 1967 г. для изучения сеймотектонических проявлений в Центральном Кызылкуме были открыты сейсмические станции в Джизаке, Нурате, Тамды-Булаке и Кулкудуке. В настоящее время проводятся сейсмометрические исследования и в Южном Узбекистане — районе, где возможны 8- и 9-балльные землетрясения. Проектируется открытие постоянных сейсмических станций в Термезе, Бухаре, Карши и Ургенче. В Приташкентском районе создается комплексный сейсмо-геофизический полигон. Развитие сейсмометрических исследований в Западном и Южном Узбекистане необходимо не только для выяснения теоретических вопросов строения и динамики земной коры в условиях перехода от орогена к платформе, но и для более детального изучения сеймотектоники и недр этой части территории Узбекской ССР.

#### ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКИСТАНА

В настоящее время не возникает сомнений, что причина тектонических явлений кроется в сложных процессах, происходящих в нижних частях земной коры и в верхней мантии Земли.

Уже на данном этапе исследований можно наметить некоторую связь между геологическим строением, структурой глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии. Выявление этой связи позволит получить дополнительные сведения о развитии земной коры и Земли в целом, даст возможность прогнозировать распространение полезных ископаемых. Проведенный анализ положения границ раздела в земной коре и распространения геологических формаций в пределах Чаткало-Кураминского региона позволил наметить корреляционные связи между глубинным строением и распространением на поверхности магматических пород.

Сведения о структуре земной коры пока имеются для восточной части территории Узбекистана. В основу проведенных здесь исследований был положен метод выявления сейсмических аномалий, заключающийся в изучении особенностей распространения сейсмических продольных волн, преломленных как внутри земной коры (граница Конрада), так и у ее подошвы (граница Мохоровичича). При этом использовались сейсмограммы экспедиционных и стационарных сейсмических станций, расположенных в пределах Чаткало-Кураминской горной системы и Ферганской межгорной впадины.

Для специальных наблюдений над мощными промышленными взрывами создавалась временная дополнительная сеть сейсмических станций. Мощные промышленные взрывы производились строго по сигналу точного времени, передаваемому на сейсмограммы станций по радио. Это значительно повышало точность наблюдений.

В пределах изучаемой территории выделен целый ряд вступлений сейсмических волн, наиболее четкими и коррелируемыми оказались преломленные волны  $P$ ,  $P^*$  и  $P^0$ , связанные соответственно с подошвой земной коры, границей между «гранитным» и «базальтовым» слоями<sup>1</sup> и поверхностью кристаллического фундамента.

Годографы продольных волн  $P$  и  $P^*$ , построенные для горного района и равнинных территорий, имеют разные углы наклона. Земная кора системы Чаткальских гор, как и всей юго-восточной части Средней Азии, характеризуется следующими скоростями распространения

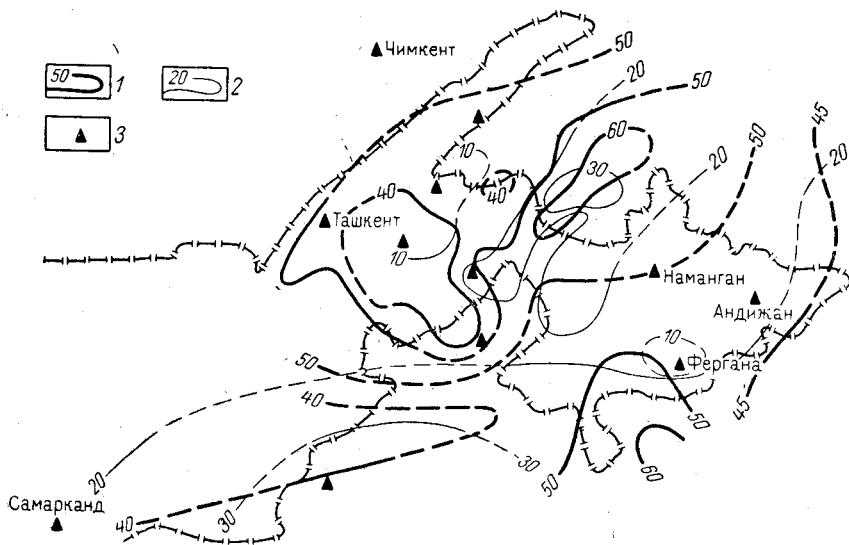


Рис. 28. Схема глубинного строения земной коры восточной части Узбекской ССР  
1 — изогипсы поверхности Мохоровичича; 2 — изогипсы поверхности Конрада; 3 — сейсмические станции

волн:  $v_p = 7,9$  км/сек;  $v_{p^*} = 6,4$  км/сек и  $v_{p^0} = 6,0$  км/сек. Несколько большие значения скорости волн  $P$  и  $P^*$  получены для территории Центрального Узбекистана (профиль Джизак—Кулкудук):  $v_p = 8,2$  км/сек,  $v_{p^*} = 6,7$  км/сек. Достоверные годографы для волн  $P^0$  еще не построены из-за отсутствия сейсмографического материала. Различие в значениях скоростей распространения сейсмических волн в условиях Восточного и Западного Узбекистана не имеет пока объяснения. Не исключено, что оно связано с особенностями строения и физическими свойствами земной коры и верхней мантии.

Из-за недостатка сейсмических станций и сейсмографического материала схема глубинного строения земной коры имеется лишь для восточной части Узбекистана (рис. 28). При этом более детальные данные получены для района Чаткальского хребта. В результате исследования выявлено, что Чаткальская и Кураминская подзоны резко отличаются друг от друга строением основных границ раздела в земной коре.

Чаткальская подзона характеризуется значительным погружением подошвы земной коры — до глубины 60—65 км от уровня моря и большой мощностью «гранитного» слоя. В Кураминской подзоне мощность земной коры достигает минимальных значений (порядка 40 км). Обе границы раздела в земной коре Чаткальской подзоны имеют эллипсоидную структуру, вытянутую по простиранию системы горных хреб-

<sup>1</sup> Термины «гранитный» и «базальтовый» условны.

тов, в то время как в Кураминской подзоне наблюдается обратная картина. Здесь антиклинальные глубинные структуры выражены более пологими формами, чем синклинальные в Чаткальской подзоне. Конфигурация изоглубин подошвы земной коры в этом районе позволяет предполагать меньшую «эластичность» Кураминской подзоны по отношению к окружающим ее структурам и решающую роль тангенциальных движений. Смятию в довольно узкие складки подверглась юго-восточная часть Кураминской подзоны, где наблюдается резкое утолщение земной коры, погружающейся уже на юге Ферганской впадины до глубин более 50 км. Обратная картина наблюдается в Северо-Восточной Фергане и Чаткальской подзоне, где сначала плавное, а затем интенсивное погружение происходит в северо-западном направлении.

Поверхность «базальтового» слоя в Ферганской межгорной впадине имеет вид асимметричной куполообразной структуры с максимальным поднятием границы Конрада в районе г. Ферганы (10 км). К югу мощность «гранитного» слоя резко увеличивается, достигая на территории Таджикистана глубин порядка 30—35 км. Аналогичное погружение границы Конрада имеет место и в северо-западном районе Ферганской впадины.

К юго-западу от г. Ташкента поверхность Мохоровичича плавно погружается. Можно предполагать, что конфигурация основных границ раздела в земной коре в западной и южной частях Приташкентского района мало различается и имеет синклинальную форму. Средняя мощность земной коры в Западном и Центральном Узбекистане по сейсмологическим данным оценивается примерно в 40 км и, по-видимому, слабо меняется от района к району. С развитием поисков полезных ископаемых в Западном Узбекистане изучение особенностей глубинного строения земной коры в этом районе приобретает особое значение.

Несмотря на сравнительно большой объем исследований по строению земной коры Юго-Востока Средней Азии, проведенных различными геофизическими методами, достоверных сведений еще не получено. Нередко та или иная интерпретация геофизических данных носит умозрительный характер.

Изучение особенностей глубинного строения земной коры и верхней мантии необходимо проводить, используя большой комплекс геофизических методов, широко применяя сейсмологические методы как наиболее эффективные и экономичные.

### ОСОБЕННОСТИ СЕЙМОТЕКТОНИКИ УЗБЕКИСТАНА

Вопросы сеймотектоники Узбекистана получили освещение в работах Г. П. Горшкова (1949), Н. П. Васильковского и М. П. Репникова (1950 г.), В. И. Попова (1955), Б. А. Петрушевского (1955), С. Д. Макаровой (1955), Р. Н. Ибрагимова и Х. А. Атабаева (1964 г.), О. А. Рыжкова (1964), Д. Х. Якубова и Р. Н. Ибрагимова (1967 г.), Х. А. Атабаева и др. (1967 г.).

Известно, что землетрясения являются результатом тектонического развития земной коры, деформация которой вызывается глубинными процессами. На поверхности эти процессы проявляются в форме тектонических движений, поднятий и опусканий, разрывов, складкообразования. Установлено, что наиболее интенсивные подвижки происходят по зонам сочленения геологических структур, давая скальвающие напряжения и обуславливая возможность возникновения землетрясений. Территория Узбекистана в этом отношении имеет свои специфические особенности. По своему местоположению она захватывает часть платформенной орогенической области и Туранской плиты.



Последние сочленяются через предгорные олигоцен-антропогеновые впадины (типа Ташкентско-Голодностепской) или путем плавного перехода структур от одной тектонической области к другой.

Палеозойские образования Узбекистана, представленные интенсивно метаморфизованными дислоцированными осадочными и осадочно-вулканогенными породами с внедренными в их толщи разнообразными по строению и составу магматическими телами, раздроблены сетью разрывных нарушений. Основные структурные элементы территории республики — складчатость, разломы и блоки — обуславливают складчато-блоковый характер палеозойского фундамента.

Морские и континентальные отложения мезо-кайнозоя, менее дислоцированные и метаморфизованные, смяты в широкие и более пологие складки, пересеченные разломами.

Новейшие тектонические движения, проявившиеся на обширной территории республики, послужили определяющим фактором в формировании современного рельефа и тектонических структур.

Складчато-глыбовые структуры орогенической области представлены крупными антиклинальными поднятиями и синклиналиными прогибами. На востоке республики преобладают структуры юго-западного и широтного простирания, а на западе — северо-западного и субмеридионального. Простирание их почти повсеместно контролируется региональными разломами.

Структуры орогенической области в течение альпийского тектогенеза испытывали устойчивые поднятия; только отдельные участки претерпели незначительные опускания. С наступлением орогенических движений в позднем олигоцене поднятия были разбиты серией разломов, по которым шли блоковые перемещения.

В равнинных частях территории произошла перестройка структурного плана. В предгорных частях начали формироваться олигоцен-антропогеновые впадины, в которых позже возникли неотектонические структуры. Большинство из них лежит на продолжении крупных антиклинальных поднятий орогенической области.

В пределах Туранской плиты простирания неотектонических структур в основном совпадают с герцинскими, а в предгорных впадинах они часто перекрещиваются.

Большое значение в тектоническом строении Узбекистана имеют проявившиеся в неоген-антропогеновое время разломы. Они в основном являются возрожденными герцинскими и располагаются в зонах сочленения поднятий и прогибаний, по которым в результате дифференцированных движений отдельные горные хребты были подняты на большие высоты, до 4000—5000 м.

Путем изучения расположения эпицентров землетрясений выявлена общая приуроченность зон высокой сейсмичности к районам платформенной орогенической области и предгорным впадинам. Остальная часть территории отличается меньшей сейсмичностью, где сильные землетрясения практически отсутствуют. Такое распределение эпицентров землетрясений свидетельствует о том, что тектонические структуры орогенической области продолжают интенсивно развиваться в настоящее время и современные движения здесь носят резко выраженный дифференцированный характер. Помимо такого разделения на территории Узбекистана намечаются довольно узкие участки сравнительно более повышенной сейсмической активности. Эпицентры землетрясений здесь приурочиваются к разрывным нарушениям, которые разделяют современные участки поднятий и прогибаний. При этом наиболее сильные землетрясения возникают там, где градиент новейших и современных тектонических движений высок.

Сейсмостатистические данные показывают, что большинство землетрясений, возникающих в Узбекистане, являются мелкофокусными, если не считать отдельных очагов, расположенных на глубине 35—40 км. Это приводит к выводу, что почти все землетрясения связаны с тектоническими структурами. При этом очаги землетрясений имеют различную энергию и интенсивность проявления. Эпицентры их, как правило, совпадают с линейно вытянутыми зонами, с которыми чаще всего связаны региональные разломы или флексурно-разрывные зоны. Примером может служить Южно-Ферганская сеймотектоническая зона, объединяющая группу сейсмических очагов в районе городов Андижана и Ферганы. Зона характеризуется проявлением сильных землетрясений. Здесь возникло Андижанское землетрясение 1902 г., Каракалпакское землетрясение 1942 г. Имеются исторические данные, позволяющие говорить о высокой сейсмичности Южно-Ферганской зоны в целом. Эпицентры большинства землетрясений здесь совпадают с положением Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны, в пределах которой происходят контрастные дифференцированные новейшие тектонические движения с образованием локальных складок и молодых разломов.

Подобная обстановка имеет место и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, где возникали Каратагское, Байсунское и другие землетрясения.

Разломы, с которыми связаны очаги землетрясений, иногда называются сейсмогенными. В пределах Узбекистана к таким разломам можно отнести Северо-Ферганский, Угам-Каржантауский и др. Характерно, что интенсивность проявления сейсмичности указанных нарушений различна. Но это не говорит о том, что участки сейсмогенных зон без проявившихся очагов асейсмичны. Если разлом протягивается на большие расстояния, то он на всем своем протяжении должен рассматриваться как потенциально сейсмоопасный. Для установления высокой сейсмичности его нужен длительный срок наблюдения. Д. Токер (1958 г.), изучая ряд калифорнийских землетрясений, пришел к выводу, что чем длиннее разлом, тем опаснее он в сейсмическом отношении.

Региональные глубинные разломы на территории Узбекистана имеют большую протяженность — до 300—400 км. Проявление сильных землетрясений, приуроченных к ним, свидетельствует о том, что эти разрывные нарушения остаются сейсмоопасными.

Вместе с тем не все разломы могут быть сейсмогенными. К ним относятся более древние, «мертвые», невозрожденные в альпийское время и залеченные магматическими образованиями. В качестве примера можно указать Кумбельский, Алмалыкский и другие разломы северо-западного простирания в Кураминском хребте.

По интенсивности проявления сейсмичности территория Узбекистана может быть разделена на четыре площади (рис. 29).

Площадь первой категории охватывает в основном восточную часть республики и включает частично Ферганскую впадину и ее горное обрамление. Эта область характеризуется напряженным состоянием земной коры в течение альпийского тектогенеза, особенно в неоген-антропогенное время. Неотектонические движения начиная с позднего олигоцена проявились здесь настолько интенсивно и дифференцированно, что отдельные участки были охвачены местными поднятиями и опусканиями по зонам возрожденных, молодых пересекающихся разломов. Вертикальный размах тектонических движений за олигоцен-антропогенное время достигает около 12—13 км, причем на долю позднеплиоцен-антропогенных движений приходится около 5—5,5 км. Подвижность этих участков сохранилась до настоящего

времени. Об этом свидетельствует высокая сейсмичность площади. Здесь неоднократно возникали землетрясения с магнитудой  $7\frac{1}{2} \geq M \geq 6\frac{1}{2}$ . Эпицентры их хорошо увязываются с наиболее контрастными дифференцированными зонами, вдоль которых происходят современные передвижения земной коры по региональным разломам. Такие участки земной коры и в дальнейшем могут оставаться наиболее сейсмически опасными. Совокупность сейсотектонических данных позволяет выделять в пределах площади высокой сейсмичности определен-

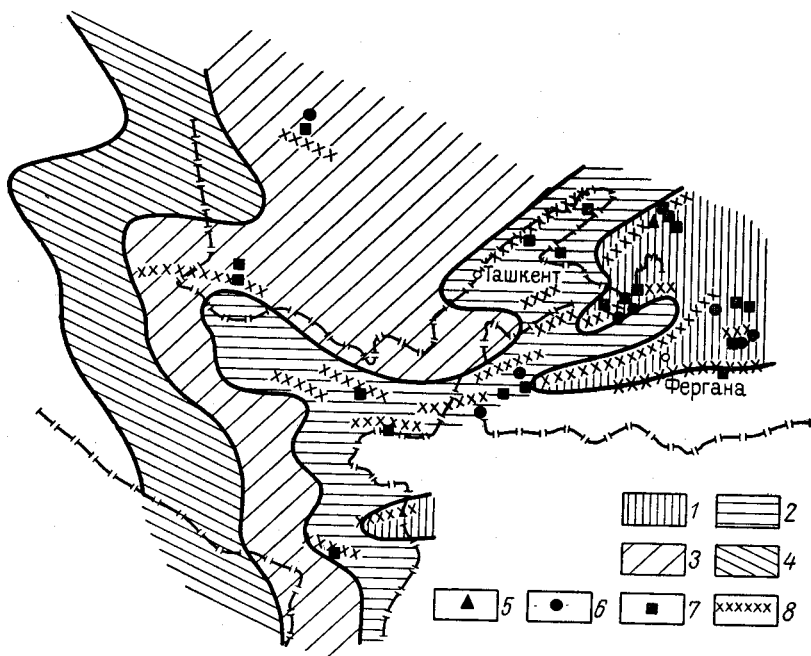


Рис. 29. Сейсотектоническая схема Узбекистана

Площади категорий: 1 — первой; 2 — второй; 3 — третьей; 4 — четвертой. Эпицентры землетрясений с магнитудой: 5 —  $> 6\frac{1}{2}$ ; 6 —  $> 5\frac{1}{4}$ ; 7 —  $> 4\frac{1}{4}$ . 8 — участки наиболее вероятного расположения очагов землетрясений

ные сейсмогенные зоны, где возможно возникновение сильных землетрясений с интенсивностью сотрясения около 9—10 баллов. Эти зоны следующие: Чаткало-Атойканская зона разломов, Северо-Ферганская и Южно-Ферганская флексурно-разрывные зоны и Южно-Ферганский разлом. Они в основном разграничивают современные поднятия и опускания.

Площадь второй категории располагается к западу от первой и охватывает более обширную территорию. На востоке она протягивается в юго-западном направлении и в районе г. Джизака поворачивает на северо-запад. В пределах этой площади известны землетрясения с магнитудой  $6\frac{1}{2} \geq M \geq 5\frac{1}{4}$ . Тектонические структуры, создавая здесь серии виргаций, втягивают в область воздымания отдельные участки олигоцен-антропогенных впадин и примыкающих к ним равнин Туранской плиты. В результате этого по разломам происходят контрастные дифференцированные движения, которые создают между поднятиями рифтоподобные долины.

На продолжении поднятий к западу происходит рост молодых антиклинальных складок в виде адырных полос, выраженных на поверхности. Это является показателем повышенной сейсмичности площади,

хотя темп тектонических движений здесь меньше, чем на площади первой категории. Однако сильные землетрясения возникают часто. В пределах этой территории выделены сейсмоопасные зоны, где возможно возникновение землетрясений силой 7—8 баллов.

Площадь третьей категории располагается к западу на продолжении площади второй категории и охватывает равнинные просторы Ташкентско-Голодностепской и Кашкадарьинской предгорных олигоцен-антропогенных впадин, Туранской плиты и Кызылкумские поднятия. Эта площадь по геологическому строению, истории геологического развития и по характеру новейших тектонических движений мало отличается от площади второй категории; здесь темп и интенсивность современных тектонических движений несколько меньше. В пределах ее известно землетрясение с магнитудой  $5\frac{1}{4} \geq M \geq 4\frac{1}{4}$ . Площадь четвертой категории охватывает западную часть Кызылкумских поднятий и участки Бухаро-Хивинской депрессии. Тектонические движения здесь проявляются с меньшей интенсивностью. Однако сейсмотектонические условия позволяют предполагать возникновение ощутимых землетрясений с магнитудой  $M < 4\frac{1}{4}$ .

Характерно, что в пределах площадей третьей и четвертой категорий последнее время наблюдается усиление современных дифференцированных движений по региональному Тамды-Тубалкскому разлому. В результате подвижек по разлому на поверхности появляются кулисообразно расположенные трещины, простирающиеся по направлению разрыва на несколько километров. Интересно, что трещинообразование сопровождается слабыми толчками, которые иногда можно уловить сейсмическими станциями. Кроме того, скорость современных движений в отдельных участках достигает 6—8 мм/год. На основании этих данных можно ожидать здесь проявления ощутимых и сильных землетрясений в ближайшее время.

Таким образом, четко выделенные и кратко охарактеризованные зоны говорят о том, что с востока на запад наблюдается закономерное постепенное изменение интенсивности и дифференцированности новейших и современных тектонических движений. В этом же направлении происходит уменьшение сейсмической активности. Пространственное расположение сильных и ощутимых землетрясений показало, что степень проявлений сейсмической активности в этих структурах неравномерна. Большое количество эпицентров приурочивается к предгорным впадинам. Туранская плита асейсмична, хотя в пределах ее установлены единичные эпицентры в 6—7 баллов.

### СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ УЗБЕКИСТАНА

Землетрясения Узбекистана известны давно. Полнота наших знаний о размещении их очагов по территории республики тесно связана с историей заселения ее отдельных частей. Этим объясняются сохранившиеся сведения об отдельных землетрясениях прошлого, которые произошли в 818 г. (район г. Ферганы), в 828 г. (район г. Бухары), в 1295 г. (район г. Ургенча). Точных данных о силе проявления этих землетрясений нет, в каталогах (Бартольд, Семенов) указывается лишь, что они были сильными. Более подробные сведения имеются для землетрясения 1620 г., которое произошло в северной части Ферганской долины. Этим землетрясением была полностью разрушена крепость Ахсы, расположенная в эпицентральной зоне; сила его достигала 8—9 баллов. Мухамед Тахирбен-Абдуль Касым так описывает это землетрясение: «... воды Сырдарьи вышли из берегов и затопили прилегающую к реке местность... Огромные деревья выворачивались из

земли и падали. Дома разрушались до основания и много народа погибло под их развалинами... Скот, пораженный ужасом, устремился в степь... Так продолжалось шесть месяцев...» (Горшков, 1949).

Сохранились отрывочные сведения и о разрушительных землетрясениях первой половины XIX в., которые произошли в районе г. Коканда (1921 г.), в г. Бухаре (1822—1823 гг.). Последнее землетрясение было настолько сильным, что распространившись до Самарканда, вызвало разрушения башен медресе Улугбека.

Лишь со второй половины XIX в. начато более или менее систематическое накопление данных о землетрясениях Узбекистана. К этому времени относится появление описаний эффекта отдаленных сильных землетрясений и составление систематических каталогов их (В. Череванский, 1868 г.; Борзна, 1868 г., Н. А. Северцов, 1868 г.; Д. И. Мушкетов, 1891 г.; Д. И. Мушкетов, А. Орлов, 1898 г.; Леонов, 1898; Чернышев и др., 1910; Бетгер, 1924; В. Н. Спесивцева, 1939 г.; Спесивцева, Горшков и Полов, 1941; Халфин, 1949; Юутовская, 1947; Горшков, 1949 и др.).

Наиболее полные и в систематизированном виде сведения о сильных землетрясениях Восточного Узбекистана содержатся в работах А. Т. Конькова (1961 г.) и В. К. Иодко (1964 г.). Они положены в основу при построении карты сильных землетрясений Узбекистана (рис. 30). На карте показаны эпицентры землетрясений, ощущавшихся на территории Узбекистана с силой не менее 7 баллов. Сильнейшими из них были 9-балльные Андижанское 1902 г. и Каратагское 1907 г., вызвавшие большие разрушения жилых строений и людские жертвы.

Наибольшее количество менее сильных землетрясений — 8—7 баллов произошло в Ферганской долине. Как отмечает Е. М. Бутовская (1961 г.), эпицентры этих землетрясений расположены главным образом в узкой полосе вдоль течения р. Карадарьи по линии Куршаб—Андижан—Наманган, что связывается с жизнью тектонических швов в этом районе.

Издавна известны факты проявления сильных землетрясений в районе г. Ташкента. Первое из них, 7-балльное, относится к 1868 г., когда в феврале месяце «некоторые дома были опрокинуты» (В. Н. Спесивцева, 1939 г.). Через два месяца, в апреле, здесь снова произошло сильное землетрясение, при котором почти все дома были повреждены и имелись человеческие жертвы (7—8 баллов).

Характер описания колебаний почвы при этих землетрясениях — вертикальные толчки — дает основание предполагать очень близкое расположение очага землетрясения; возможно он был под городом.

В 1924 г. в Ташкенте имело место 7-балльное землетрясение с гулом. Во многих домах образовались большие трещины, резко понизился уровень воды в колодцах, образовались глубокие трещины в почве (Спесивцева и др., 1941). И, наконец, 26 апреля 1966 г. здесь произошло землетрясение силой 8 баллов, за которым последовали многочисленные повторные толчки (около 1000 за два года).

Кроме эпицентров сильных землетрясений, происшедших непосредственно на территории Узбекистана, на рис. 30 показаны также сильные землетрясения ближайших эпицентральных зон, располагающихся близ границ республики. Это 9-балльное Чаткальское землетрясение (1946 г.), проявившееся в г. Ташкенте с силой 7—8 баллов, и землетрясение 1929 г. в Чиили с вероятной силой в эпицентре 8—9 баллов.

Инструментальные наблюдения над землетрясениями исследуемой территории были начаты с 1911 г., когда на первой в Средней Азии сейсмической станции «Ташкент» были установлены сейсмографы системы Б. Б. Голицына.

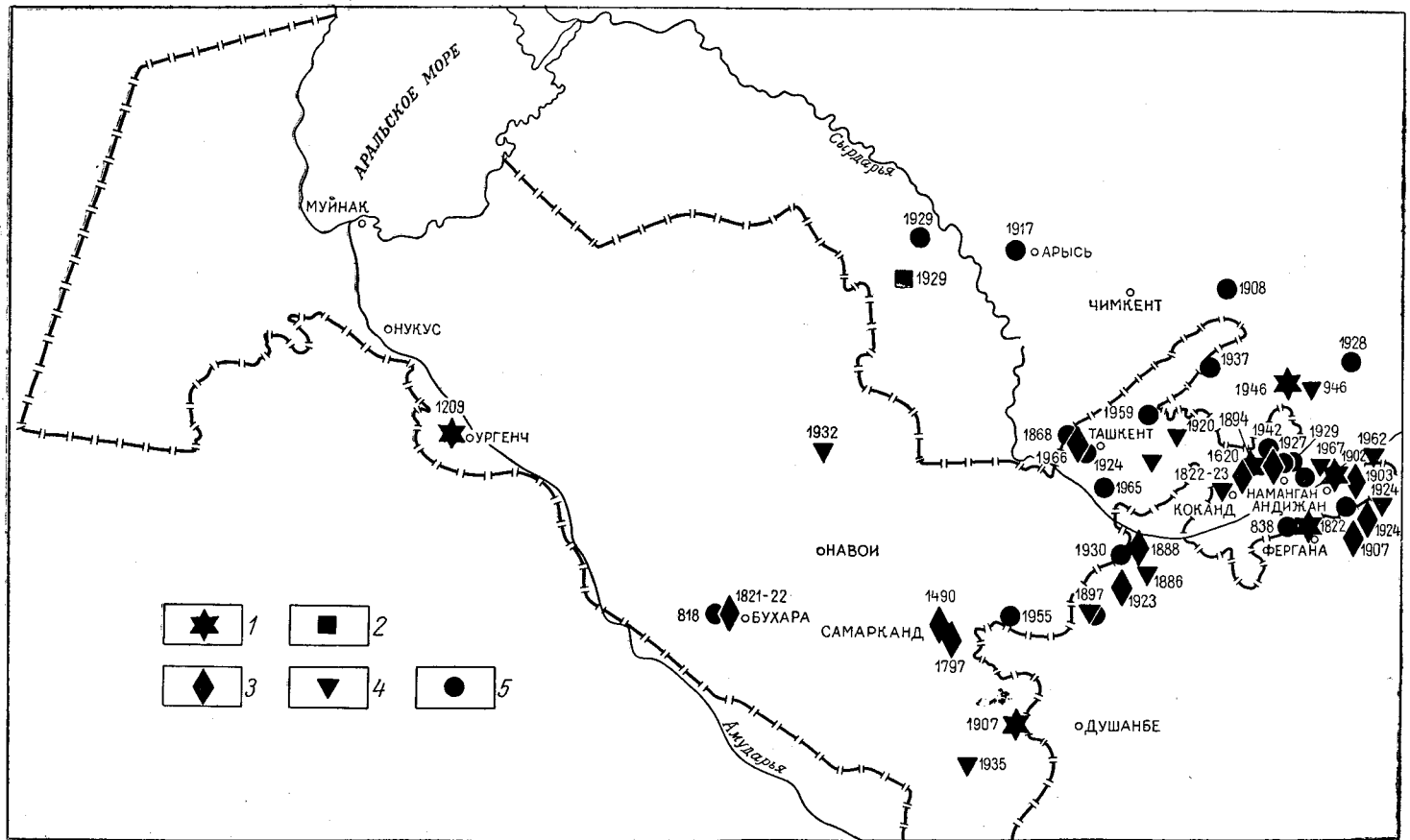


Рис. 30. Карта сильных землетрясений Узбекистана  
 Сила землетрясений в баллах: 1 — J=9; 2 — J=8-9; 3 — J=8; 4 — J=7-8; 5 — J=7

С начала 50-х годов исследования сейсмичности на территории Узбекистана возглавила Е. М. Бутовская. Для ряда районов были разработаны новые годографы, представляющие зависимости времен пробега сейсмических волн от расстояния, которые позволили поднять на порядок точность определения положения очагов землетрясений (Бутовская и др., 1962, 1963 г.; А. И. Захарова, 1962 г.; Атабаев, 1962).

Была изучена сейсмичность таких регионов, как Ферганская долина (Бутовская и др., 1961), Приташкентский и Южный районы, центральная часть Чаткальского хребта (Бутовская и др., 1964), Восточная Фергана (Е. М. Бутовская и др., 1966 г.).

Большая работа по систематизации и анализу огромного материала сейсмических наблюдений, накопленного в Узбекистане с начала работы сети сейсмических станций Средней Азии по 1961 г., была проведена за 1960—1961 гг. при подготовке карты сейсмического районирования Узбекистана (Бутовская и др., 1968). Согласно этим исследованиям, начиная с последней четверти прошлого столетия сейсмическая служба располагает исчерпывающими данными всех землетрясений Восточного Узбекистана с  $M \geq 5,5$  (землетрясения с  $M \geq 5,5$  известны по макросейсмическим данным) или с  $K \geq 14$ .  $M$  — магнитуда землетрясения,  $K$  — энергетический класс являются характеристиками интенсивности землетрясений. При этом магнитуда представляет собой логарифм отношения величины  $\frac{A}{T}$  для исследуемого землетрясения к величине  $\frac{A_1}{T_1}$  эталонного землетрясения:

$$M = \lg \frac{A}{T} - \lg \frac{A_1}{T_1},$$

где  $A$  и  $T$  — амплитуда и период, соответствующие максимальному смещению в поверхностных или объемных волнах на каком-либо расстоянии от очага, а  $A_1$  и  $T_1$  — то же для эталонного землетрясения. Энергетический класс землетрясения, согласно принятой в Средней Азии энергетической шкале Т. Г. Раутиана (1960 г.), обозначает логарифм энергии  $E$  землетрясения в джоулях:  $K = \lg (E \text{ дж})$ .

С 1911 г. можно считать полными сведения о землетрясениях Восточного Узбекистана с  $M \geq 5\frac{1}{4}$ , или  $K \geq 13,5$ ; с 1929 г. — с  $M \geq 5$  ( $K \geq 13$ ); с 1951 г. — с  $3,5 \leq M \leq 4,5$ , что соответствует  $10 \leq K \leq 12$ ; с 1960 г. — с  $M \geq 3$  ( $K \geq 9$ ). Переход от  $M$  к  $K$  осуществлен по формуле Т. Г. Раутиана:  $K = 1,8M + 4$ .

В 1963 г. Институтом геологии и геофизики АН УзССР были составлены каталоги, в которых содержатся макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях, известных в Узбекистане с конца прошлого века до 1961 г. По каталогам была построена карта эпицентров землетрясений. В настоящее время эта карта пополнена сведениями о землетрясениях, имевших место до 1962 г. в Сурхандарьинской области и восточной части Кашкадарьинской области («Атлас землетрясений в СССР», 1962), а также за период 1962—1966 гг. по всему Узбекистану («Землетрясения в СССР» в 1962—1966 г., 1965—1968). Распределение эпицентров землетрясений на территории Узбекистана приведено на рис. 31; все очаги этих землетрясений размещаются в земной коре. Определения координат очагов, проводимые с 1958 г. при помощи региональных годографов, показали, что преобладают землетрясения с очагами на глубине 5—15 км.

Главными параметрами сейсмического режима изучаемой области являются:  $\gamma$  — тангенс угла наклона графика повторяемости землетрясений;  $A$  — сейсмическая активность, представляющая количество зем-

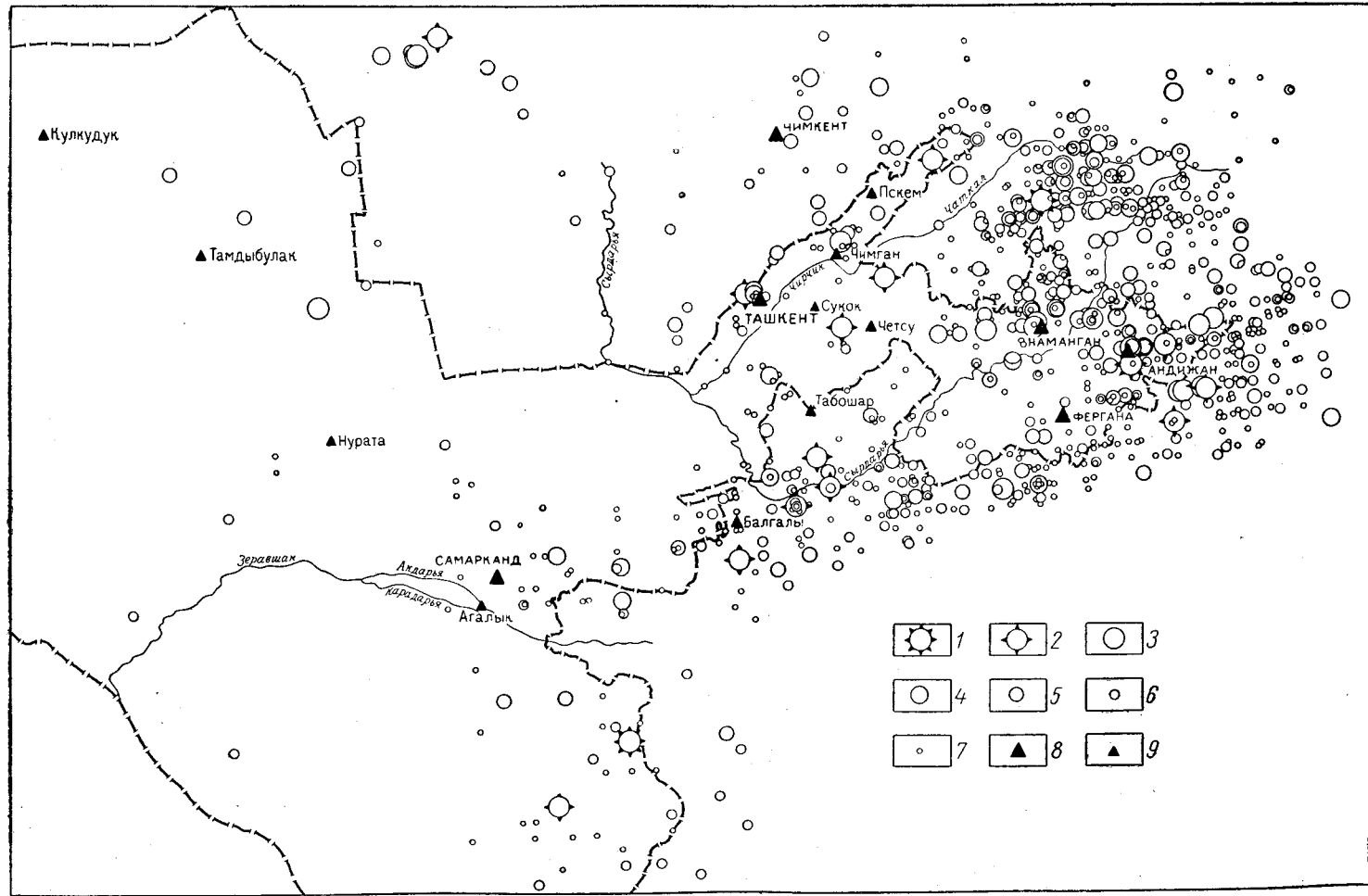


Рис. 31. Карта эпицентров землетрясений Узбекистана и его горного обрамления

По магнитудам  $M$ : 1 —  $M > 7$ ; 2 —  $6 < M < 6\frac{1}{2}$ . По энергетическим классам  $K$ : 3 —  $K=14$ ; 4 —  $K=13$ ; 5 —  $K=12$ ; 6 —  $K=11$ ; 7 —  $K=10$ . Сейсмические станции: 8 — стационарные; 9 — экспедиционные



летрясений энергетического класса  $K$  (например, десятого, т. е.  $K=10$ ), происходящих в среднем на единичной площади (например, на  $1000 \text{ км}^2$ ) в единицу времени (например, за 1 год);  $K_{\max}$  — величина максимального возможного землетрясения в данной области. Расчеты параметров сейсмического режима имеет смысл проводить для так называемого нормального сейсмического фона, т. е. с учетом землетрясений лишь представительных по энергии, таких, которые полностью регистрируются в рассматриваемой области независимо от расположения сейсмических станций. При этом из рассмотрения исключаются повторные толчки сильных землетрясений.

Для Восточного Узбекистана тангенс наклона графика повторяемости землетрясений  $\gamma=0,5 \pm 0,05$  показывает, что число землетрясений каждого последующего старшего класса энергии примерно втрое меньше, чем предыдущего. Это — средняя закономерность повторяемости землетрясений, найденная и для других сейсмических регионов. Некоторые отклонения от нее могут быть обусловлены местными особенностями сейсмичности. Для представления о количественном изменении сейсмической активности в пределах исследуемой территории была составлена карта сейсмической активности. Для расчета ее использованы данные землетрясений с  $K=10-13$  (Захарова, Сейдузова, 1968) за 1951—1966 гг.

Карта построена методом суммирования (Ю. В. Ризниченко, 1964 г.) с зоной осреднения активности  $0,2 \times 0,2$  географического градуса. Наибольшие значения активности  $A_{10} \geq 1,0$  отмечаются в районах расположения системы Чаткальских хребтов и Ферганской долины. В этих же районах произошли сильнейшие землетрясения Андижанское 1902 г. с  $K=16-17$  (9 баллов) и Чаткальское 1946 г. с  $K=17$  (9—10 баллов).

При сейсмическом районировании 1962 г. были рассчитаны корреляционные зависимости между интенсивностью сильных землетрясений  $M$ , их балльностью и сейсмической активностью, найденной по слабым землетрясениям. Это позволило сделать оценку сейсмической опасности по сейсмологическим данным. Оценка сейсмической опасности по данным тектоники была проведена М. В. Гзовским и др. (1968 г.) для всего Восточного Узбекистана с учетом градиента скорости новейших движений, а для Ферганской долины и ее горного обрамления и учетом их мезозойской и палеогеновой предьстории.

Сопоставление уровня сейсмической активности с расположением очагов сильнейших землетрясений и величиной градиента скорости тектонических движений показало хорошую согласованность в возрастании их средних величин и позволило составить карту сейсмического районирования Узбекистана и его горного обрамления (Атабаев и др., 1968).

На карте (рис. 32) показаны сейсмические зоны различной балльности в пределах между 6 и 9 баллами. Девятибалльная зона занимает центральную часть Чаткальского хребта, протягивается в восточную часть Ферганской долины; ее западная граница проходит вблизи городов Намангана и Ферганы. Далее она идет в южном и юго-западном направлениях в Таджикистан и захватывает небольшую территорию на севере Сурхандарьинской области в районе Шаргуни. Зона характеризуется повышенными значениями сейсмической активности  $A_{10} \geq 1$  и градиента скорости тектонических движений — до  $100 \times 10 \text{ год}^{-1}$ . Здесь же располагаются эпицентральные зоны девятибалльных землетрясений Чаткальского 1946 г. с  $M > 7$ , Андижанского 1902 г. с  $M = 7\frac{1}{4}$  и Каратагского 1907 г. с  $M > 7\frac{1}{2}$ .

Восьмибалльная зона на севере занимает районы хребтов Каржантау, Угамского и Пскемского. Южнее она протягивается полосой между городами Ташкентом, Наманганом и Ферганой и далее уходит в Таджикистан, попадая из него в Сурхандарьинскую область, где примыкает с запада к девятибалльной зоне, в районе северной части хребта Байсунтау. В восьмибалльной зоне величина сейсмической активности меняется от 0,5 до 1; градиент скорости тектонических движений составляет от  $10 \times 10$  до  $30 \times 10$  год<sup>-1</sup>.

Семибалльная зона проходит из района г. Чимкента (Казахстан) на юг, занимая территорию Сырдарьинской

области, западную часть Кашкадарьинской и основную площадь Сурхандарьинской областей. Примерно с широты г. Джизака западная граница зоны почти вдоль меридиана  $66^\circ$  в. д. протягивается до Афганистана.

Семибалльная зона в Восточном Узбекистане характеризуется сейсмической активностью от 0,2 до 0,5 единицы и градиентом скорости тектонических движений до  $3 \times 10$  год<sup>-1</sup>.

В Западном Узбекистане как семибалльная, так и следующая за ней шестибалльная зоны установлены недостаточно обоснованно. Сеть сейсмических станций начала развиваться здесь лишь в последние годы,

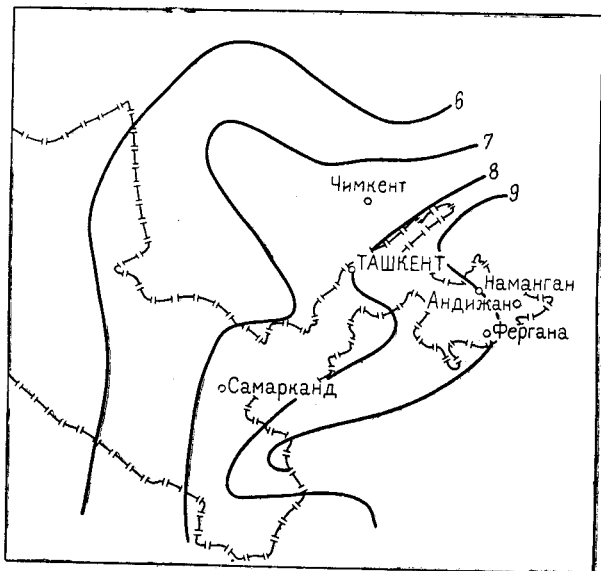


Рис. 32. Карта сейсмического районирования Узбекистана  
Жирные линии—границы сейсмических зон разной балльности

поэтому инструментальных данных о землетрясениях ко времени проведения сейсмического районирования здесь фактически не было. В то же время сохранившиеся сведения о сильных землетрясениях прошлого (см. рис. 30) свидетельствуют о сейсмичности Западного Узбекистана. Это подтверждается также и картой эпицентров землетрясений (см. рис. 31). На этой карте число землетрясений в Западном Узбекистане мало относительно числа землетрясений в Восточном Узбекистане, но достаточно показательно, так как землетрясения здесь зарегистрированы удаленными станциями и, очевидно, большая их часть поэтому пропущена.

Приуроченность эпицентров сильных землетрясений к зонам повышенной сейсмической активности характерна не только для Узбекистана, но и для других сейсмичных территорий СССР. С использованием корреляционной зависимости Ю. В. Ризниченко (1966 г.) между величинами  $K_{\max}$  сильнейших землетрясений и активностью  $A$ , рассчитанной в окрестности их эпицентров, была составлена карта максимальных возможных землетрясений Восточного Узбекистана (Захарова, Сейдузова, 1968). Здесь изолиния энергетического класса  $K=17$  оконтуривает Ферганскую долину и ее горное обрамление — Чаткальский и Ферганский хребты (рис. 33).

Севернее и западнее  $K_{\max}$  уменьшаются до 14—15 классов, в районе Ташкента возможны землетрясения с  $K_{\max}=14$ . Сопоставление рассчитанных  $K_{\max}$  с  $K$  действительно наблюдавшихся землетрясений, эпицентры которых нанесены на рис. 35, показывает, что они согласуются в области  $K_{\max}=17$ , а в области меньших  $K$  величины наблюдавшихся землетрясений не превышают рассчитанных.

Карта  $K_{\max}$  показывает энергетическую величину очагов максимально возможных землетрясений в месте их возникновения. Следова-

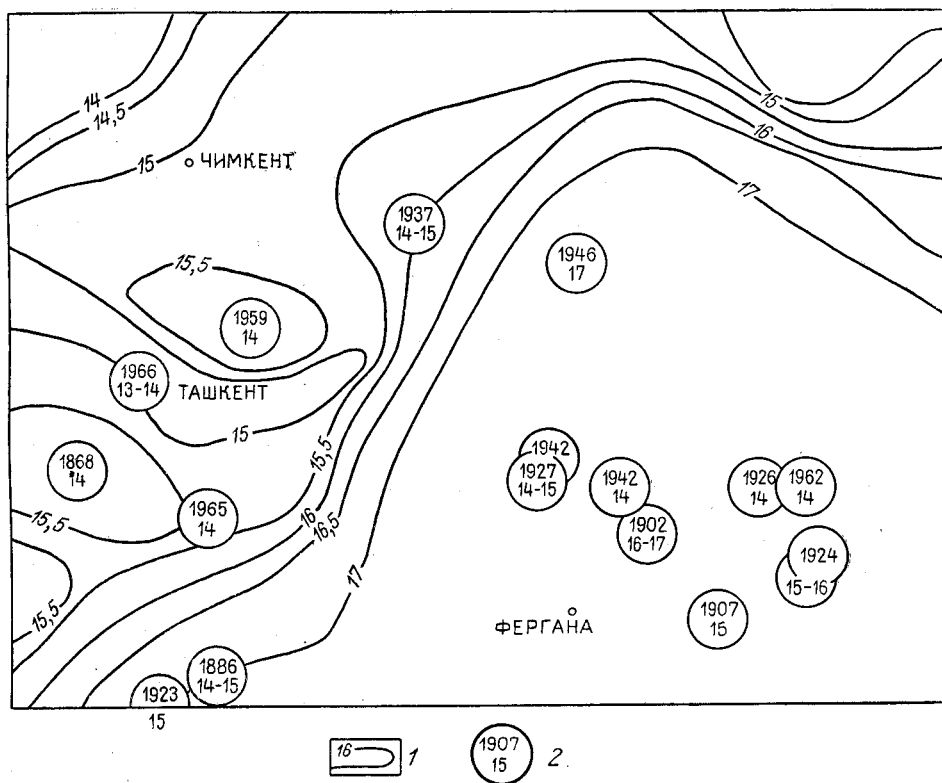


Рис. 33. Карта  $K_{\max}$  Восточного Узбекистана  
1 — изолинии  $K_{\max}$ ; 2 — год землетрясения и класс энергии

тельно, с помощью этой карты можно учесть лишь эффект сотрясения от близких очагов. В то же время в момент сильного землетрясения высвобождается количество упругой энергии, достаточное для того, чтобы обеспечить ощутимое сотрясение на больших расстояниях от эпицентра.

В целях более точного определения сейсмической опасности имеет смысл учитывать суммарный эффект сотрясений, вызванный как близкими, так и далекими землетрясениями. Кроме того, интересно выяснить, как часто могут повторяться сотрясения определенной силы в заданном месте.

Карты сотрясаемости — частоты повторения сотрясений заданной интенсивности по методике Ю. В. Ризниченко (1966) впервые в СССР были рассчитаны для территории Восточного Узбекистана (Ризниченко и др., 1967). В недалеком будущем подобные карты станут базой для получения новой количественно обоснованной карты сейсмического районирования территории СССР, а следовательно, и для терри-

тории Узбекистана. Привлечение данных наблюдений высокочувствительных сейсмических станций Узбекистана за 1962—1968 гг. позволит пересмотреть оценки возможной сейсмической опасности в его западной части, полученные при сейсмическом районировании 1962 г.

### РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРИРОДЫ ТАШКЕНТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

26 апреля 1966 г. в 2 часа 22 мин. 52 сек. по московскому времени жители Ташкента были разбужены сильным подземным толчком, сопровождавшимся гулом и световыми явлениями. По данным сейсмической станции «Ташкент» гипоцентр землетрясения находился непосредственно под городом на глубине около 8 км. Величина магнитуды основного толчка составила  $5\frac{1}{2}$ .

Наибольшим разрушениям подверглась локальная область в центральной части города, где сила землетрясения достигла 8 баллов. Интенсивность землетрясения в различных частях города отражена на плане изосейст (см. рис. 35), составленном сотрудниками сейсмической станции «Ташкент» и Таджикского института сейсмологии и сейсмостойкого строительства.

Основной толчок сопровождался многочисленными афтершоками, причем общее количество зарегистрированных толчков превысило 750. Наиболее сильные афтершоки, интенсивностью 7 баллов, были зарегистрированы 9 и 24 мая, 5 и 29 июня, 4 июля 1966 г. и 24 марта 1967 г.

Сразу же после землетрясения в исследования по изучению причин и характера этого явления активно включились республиканские и союзные организации.

Большая работа была проделана сотрудниками сейсмической станции «Ташкент» (ныне институт сейсмологии АН УзССР) Г. А. Мавляновым, В. И. Уломовым, А. И. Захаровой и др. Ташкентскими сейсмологами оперативно выполнялись определения местоположения эпицентров землетрясения и его афтершоков, изучался механизм движений в очаге, проводилось изучение закономерностей в проявлении афтершоков и другие специальные исследования.

Планомерные работы по изучению природы землетрясения были начаты Министерством геологии Узбекской ССР. Была создана группа, возглавлявшаяся министром геологии УзССР Х. Т. Тулягановым и его первым заместителем В. Г. Гарьковцом. В состав группы входили квалифицированные специалисты различного профиля: Г. Ю. Алферов, Д. И. Байтельман, Н. Б. Вольфсон, В. А. Гейнц, В. А. Захаревич, Н. И. Исраилов, Л. Н. Котляровский, И. Г. Кремнев, А. П. Райзман, Б. Б. Таль-Вирский, А. Г. Хваловский, Н. Н. Ходжибаев, Ю. С. Шманенко, Л. С. Шумилина, А. Т. Юдин и др. Первое же ознакомление с материалами позволило высказать предположение о тектоническом характере землетрясения. Вместе с тем анализ материалов показал, что до последнего землетрясения никем не предпринималась серьезная попытка увязать сейсмичность Ташкентского района с его глубинным геологическим строением. Это объясняется главным образом тем, что имевшийся далеко неполный материал по глубинному строению района был рассредоточен в различных организациях и не был систематизован. Недостаток фактических данных по глубинному геологическому строению района землетрясения явился причиной возникновения разнообразных и, как правило, малообоснованных гипотез о природе последнего землетрясения. Так, предполагалось, что причинами землетрясения являются обрушение карстов, возникших в результате эксплуатации Ташкентских минеральных вод, провалы пластов земной

коры под Ташкентом. Допускалась даже связь землетрясения с магматическим очагом, находящимся под городом.

Прежде чем перейти к описанию выполненных работ, необходимо кратко осветить геологическое строение территории Ташкента.

Площадь города тяготеет к предгорным районам Тянь-Шаня. Верхняя часть геологического разреза сложена осадочной толщей сравнительно пластичных пород мезозоя и кайнозоя мощностью 1,5—3 км.

Палеозойский фундамент обнажается на поверхности в Чаткальских и Кураминских горах в 40 км к юго-востоку от города. Непосредственно в пределах города палеозойский фундамент вскрыт только двумя скважинами: на глубине 2300 м в районе текстильного комбината и на глубине 1390 м в районе института им. Шредера. И в том и в другом случае фундамент представлен эффузивными образованиями предположительно верхнепалеозойского возраста.

Первым шагом в работах, предпринятых Министерством геологии УзССР, явилась попытка сопоставить данные о расположении эпицентров землетрясений, зафиксированных в Восточном Узбекистане, со схемой развития глубинных структур этого района. Схема развития глубинных структур была составлена в 1965 г. для целей металлогенического районирования и ее авторы (В. Г. Гарьковец, Н. Б. Вольфсон, А. Г. Хваловский) в то время не предполагали существование связи выделенных древних структур с современной тектонической деятельностью. Основными элементами схемы являются региональные разломы фундамента северо-западного и северо-восточного направлений, определившие местоположение рудных поясов, зон, узлов и полей. Глубинные разломы северо-западного направления удалось выделить благодаря размещению в них интрузивных комплексов, обладающих повышенной магнитной восприимчивостью, а иногда и плотностью. В связи с этим разломы отчетливо картируются вытянутыми в северо-западном направлении аномальными зонами грави-магнитного поля. Линейность аномальных зон на отдельных участках нарушается за счет относительного перемещения их фрагментов по линиям северо-восточного направления. Линии эти, как правило, пересекают несколько зон и рассматриваются как разломы, по которым произошли постинтрузивные подвижки. Для большинства разломов северо-восточного направления подвижки носят характер левого сдвига. Наиболее интенсивно зоны северо-западного простирания деформированы в восточной горной части Тянь-Шаня, где выделяется наибольшее количество структур северо-восточного направления; амплитуды горизонтальных перемещений по ним достигают десятков километров.

Совмещение схемы развития глубинных структур с картой расположения эпицентров землетрясений (рис. 34) показало отчетливую приуроченность большинства землетрясений к древним глубинным разломам, контролировавшим размещение продуктов магматизма в герцинскую эпоху. Причем наибольшей сейсмической активностью характеризуются участки пересечения древних северо-западных структур более молодыми северо-восточными. Именно в такой позиции находится эпицентр 10-балльного Чаткальского землетрясения, эпицентры группы 7—9-балльных Бричмуллинских, Чилийских, Алмалыкских землетрясений и др. В такой же позиции находится и эпицентр Ташкентского землетрясения, располагающийся на пересечении северо-западного Алмалыкского глубинного разлома с северо-восточным Ташкентским. При совмещении контуров области наибольших разрушений с предварительной тектонической схемой масштаба 1:100 000 было отмечено, что конфигурация изосейст контролируется Алмалыкским и Ташкент-

ским разломами. Это позволило уже на первых порах, до получения более детальных материалов, говорить о тектоническом характере землетрясения.

Высокая эффективность мелкомасштабных работ послужила обоснованием для организации специальных крупномасштабных исследований в районе г. Ташкента.

Проведенные детальные работы подтвердили, что территория г. Ташкента приурочена к северо-восточному контакту Алмалыкского

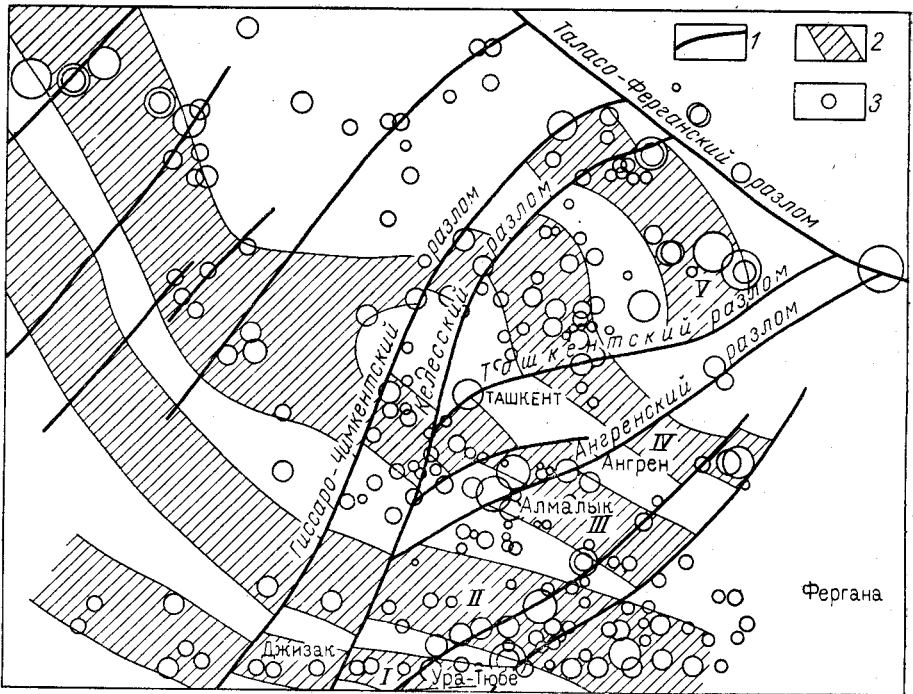


Рис. 34. Взаиморасположение эпицентров землетрясений и глубинных разломов в Восточном Узбекистане

1 — разломы фундамента; 2 — зоны скрытых разломов фундамента северо-западного простирания (I — Тамдынская, II — Магнетитовая, III — Алмалыкская, IV — Кумбельская, V — Чаткальская); 3 — эпицентры землетрясений по данным сейсмической станции «Ташкент» (размер кружка указывает на относительную интенсивность землетрясений)

интрузивного пояса в том месте, где он срезается системой ташкентских северо-восточных разломов, смещающих его по серии левых сдвигов на десятки километров к западу. На карте аномального магнитного поля района города этот фрагмент интрузивного пояса четко проявляется положительными магнитными полями, занимающими всю юго-западную часть карты (рис. 35).

По отрицательным магнитным полям, характерным для остальной части площади, картируются осадочно-эффузивные образования палеозоя. На контакте интрузивных и осадочно-эффузивных пород, по области широкого градиента магнитного поля, фиксируется одна из крупных ветвей Алмалыкского глубинного разлома, названная Восточно-Алмалыкским разломом; по другой зоне градиентов, проявляющейся внутри интрузивного пояса, выделяется вторая, Западно-Алмалыкская, ветвь глубинного разлома. Оба эти разлома, как уже говорилось, по системе ташкентских нарушений (Чирчикскому, Ташкентскому, Каракамышскому) во время альпийского тектонического цикла испытали разрывы и перемещения на 12—14 км.

Сопоставление данных аэромагнитной съемки и наблюдений, выполненных со станцией «Земля», показало, что Восточно-Алмалыкский разлом состоит из трех ветвей, наиболее четко фиксируемых в блоке между Ташкентским и Каракамышским разломами. Каждая из этих ветвей трассируется сравнительно узкими зонами градиентов магнитного поля и перепадами высот фундамента, а также по сейсмологическому временному разрезу (профиль 0—0, рис. 36).

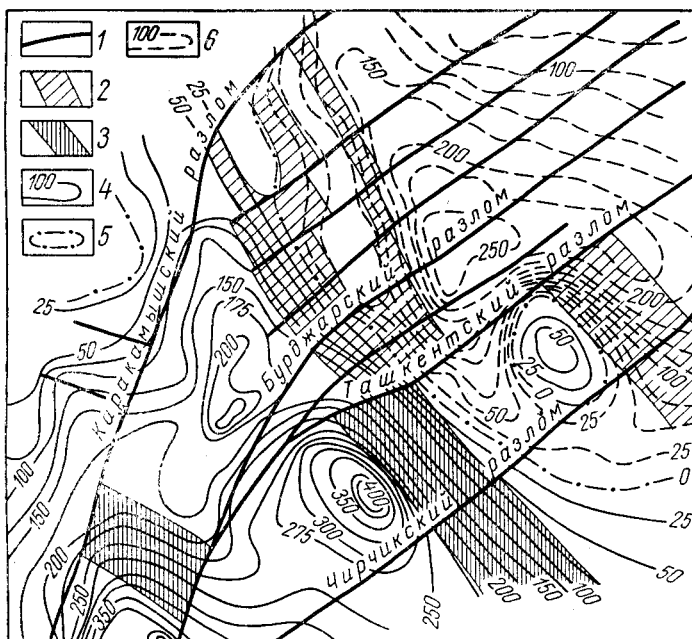


Рис. 35. Элементы глубинного строения палеозойского фундамента района г. Ташкента, выделенные по данным аэромагнитной съемки (карта аномального магнитного поля составлена Л. Н. Котляревским и И. Г. Кремневым)

1 — разломы фундамента северо-восточного простирания; 2 — Восточно-Алмалыкский глубинный разлом; 3 — Западно-Алмалыкский глубинный разлом. Изолинии  $\Delta T_a$ : 4 — положительные, 5 — нулевые, 6 — отрицательные

По данным наблюдений со станциями «Земля» палеозойский фундамент между первой и второй ветвями Восточно-Алмалыкского разлома сильно нарушен и по физическим свойствам мало отличается от покрывающих осадочных пород. На это указывает отсутствие на участке обменных волн от поверхности палеозойского фундамента. Помимо сильной нарушенности блок, заключенный между двумя ветвями разлома в сечении профиля 0—0, поднят относительно окружающих его блоков на высоту около 1000 м. Последнее, по-видимому, имело решающее значение в локализации очагов Ташкентского землетрясения (подробнее см. далее). На границах и частично в центре этого блока по плоскостям северо-восточного и северо-западного простираний группируются все гипоцентры Ташкентского землетрясения на глубинах 1—8 км.

При выделении тектонических зон в палеозойском фундаменте наряду с магниторазведкой и сейсмологическими наблюдениями привлекались результаты гравиметрической съемки. Они могут быть использованы для выделения тектонических зон в фундаменте, так как дизъюнктивные структуры палеозоя часто проходят по границам пород

с различными физическими свойствами и в значительной мере определяют рельеф фундамента. И в том и в другом случае разломы выражаются зонами градиентов, резкими сменами полей разного знака, характерными изгибами изолиний силы тяжести и т. п. И действительно, тектонические нарушения, выделенные по данным аэромагнитной съемки, отражаются и в гравитационном поле. Так, Каракамышский разлом разделяет положительные и отрицательные поля; резкая смена

полей наблюдается и по другим разломам. Из тектонических структур северо-западного направления в гравитационном поле находит отражение только Восточно-Алмалыкский разлом, выраженный зоной градиентов, проходящей по границе между положительными и отрицательными аномалиями. Сравнивая проявления разлома в магнитном и гравитационном полях, видно, что в последнем он характеризуется меньшей мощностью. Объясняется это, по-видимому, тем, что в гравитационном поле находят отражение более глубокие части разреза земной коры, где разлом проявляется в виде единой сравнительно узкой зоны; с приближением к поверхности палеозойского фундамента происходит расщепление разлома на отдельные ветви, хорошо фиксируемые магнитной съемкой.

Таким образом, как показали детальные геофизические работы, фундамент под Ташкентом разбит системой разломов на ряд блоков. Если при районировании учитывать только северо-восточные разломы, то можно выделить три крупных блока: северный (к северу от Каракамышского разлома), центральный (между Каракамышским и Ташкентским разломами) и южный (между Ташкентским и Чирчикским разломами). Из трех блоков наиболее раз-

битым и нарушенным представляется центральный. В пределах этого блока выделяется шесть более мелких блоков, разделенных северо-восточными разломами второго порядка, по которым происходили вертикальные подвижки.

Сопоставление тектонической схемы палеозоя с результатами морфометрической съемки, выполненной под руководством А. Т. Юдина, подтвердило вывод о большей нарушенности и мобильности центрального блока. По данным этой съемки поверхность Земли над центральным блоком испытала наиболее контрастные движения в четвертичный период. Амплитуда этих движений только за современную эпоху четвертичного периода достигала 20 м, в то время как южный блок практически оставался стабильным.

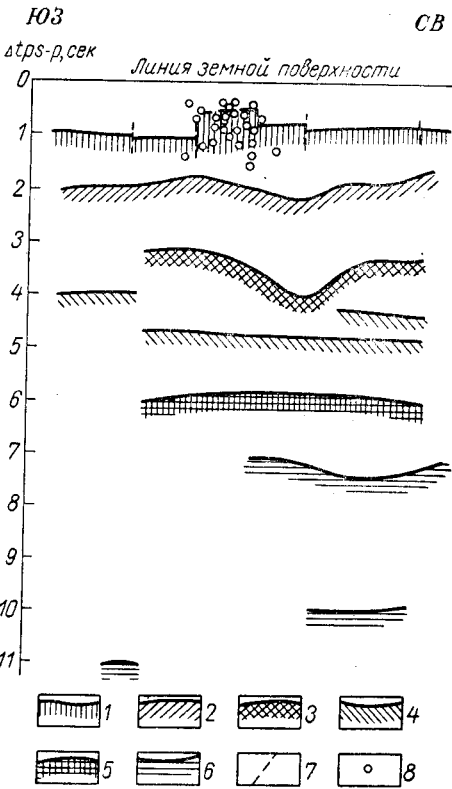


Рис. 36. Предварительный временной разрез земной коры и верхней мантии по профилю ЮЗ-СВ

1 — поверхность палеозойского фундамента; 2 — поверхность архейского фундамента; 3 — поверхность Конрада; 4 — границы внутри слоя Конрада; 5 — поверхность Мохоровичича; 6 — границы в мантии; 7 — предполагаемые зоны разломов; 8 — гипоцентры афтершоков Ташкентского землетрясения



Таким образом, характер складчатости на поверхности, хорошо увязывающийся с тектоническим строением фундамента, говорит о том, что центральный блок испытывал перемещения в самое новейшее время. А приуроченность практически только к этому блоку области наибольших разрушений в городе после последнего землетрясения (рис. 37) и большей части очагов землетрясений прошлых лет указывает на то, что он представляет опасность и сейчас. Наиболее опас-

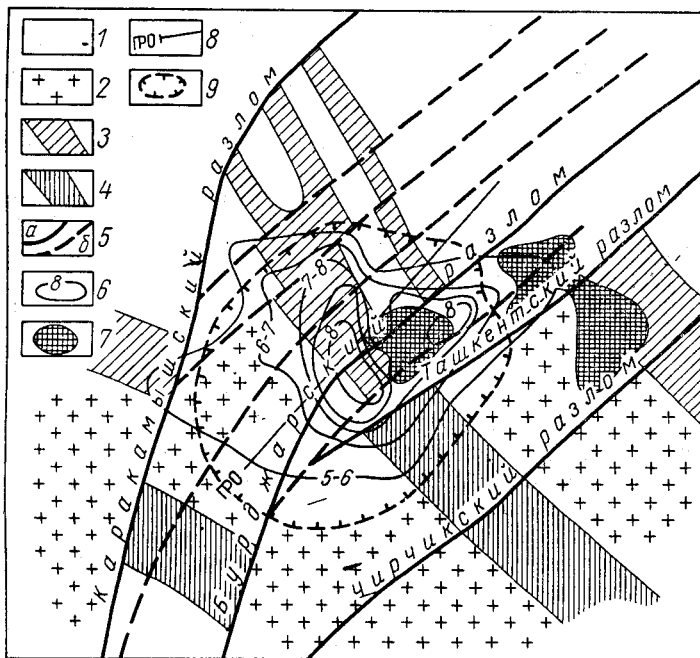


Рис. 37. Схема тектонического строения палеозойского фундамента района г. Ташкента

1 — область развития осадочно-вулканогенных пород палеозоя; 2 — глубинная гранитоидная интрузия повышенной основности; 3 — Восточно-Алмалыкский глубинный разлом; 4 — Западно-Алмалыкский глубинный разлом; 5 — северо-восточные разломы фундамента первого (а) и второго (б) порядков; 6 — изосейсты; 7 — участки поверхности, поднятые (по данным повторных нивелировок) после землетрясения на 40 мм и более; 8 — профиль сейсмологических работ со станции «Земля»; 9 — контур г. Ташкента

ными в пределах центрального блока являются площади, расположенные над зонами Восточно- и Западно-Алмалыкского глубинных разломов.

По данным наблюдений со станции «Земля» самой сейсмоактивной является зона Восточно-Алмалыкского разлома. К сожалению, эта зона пересечена вкрест простирания только одним профилем, проходящим через эпицентр Ташкентского землетрясения, и поэтому сделанные выводы являются предварительными.

Как уже отмечалось, палеозой, заключенный между ветвями Восточно-Алмалыкского разлома, по сейсмологическим данным поднят на высоту около 1000 м (см. рис. 37). К поднятому блоку палеозоя приурочено подавляющее большинство гипоцентров афтершоков Ташкентского землетрясения; здесь же по данным повторных нивелировок наблюдается максимальное поднятие (до 55 мм) поверхности Земли после землетрясения.

Сопоставляя все перечисленные факты, можно высказать следующее предположение о причине Ташкентского землетрясения. Централь-

ный блок, переместившийся по Ташкентскому разлому в западном направлении на 13 км, сохраняет тенденцию к движению в этом направлении и сейчас. Равномерному движению блока препятствует пересекающий его в западной части пояс интрузивных пород, на границе которого, по-видимому, и накапливаются тектонические напряжения, возникающие в результате горизонтальных движений. Эти напряжения наиболее легко реализуются по сильно нарушенной зоне Восточно-Алмалыкского разлома, проходящей вдоль контакта интрузивных и осадочно-эффузивных пород, представляющих собой среды с различными физическими свойствами.

Разрядка происходит в виде сложного надвига, при котором восточная часть центрального блока надвигается на западную. Именно такой характер перемещения как раз и был установлен сейсмологами (А. И. Захарова) при изучении механизма движений в очаге. Наиболее сложно дифференцированные движения произошли в самой зоне Восточно-Алмалыкского разлома, которая представляет собой систему мелких блоков, возникших в результате взаимного пересечения ветвей разлома северо-восточными нарушениями второго порядка.

В связи с неравномерным распределением напряжений внутри зоны наиболее вертикальное поднятие испытали два небольших блока, расположенные по обе стороны от Бурджарского разлома. Таким образом, особенно сейсмоактивны небольшие блоки фундамента в зоне Восточно-Алмалыкского разлома. Совершенно очевидно, что при следующей подвижке центрального блока не обязательно самыми активными окажутся блоки, прилегающие к Бурджарскому разлому. Активным может стать любой другой блок, расположенный в аналогичной позиции. Следует иметь в виду, что в прошлые геологические эпохи все блоки, расположенные в зоне Восточно-Алмалыкского разлома, уже испытывали вертикальные перемещения, на это указывают данные магнитных и гравитационных съемок.

В настоящее время основной задачей является детализация Восточно-Алмалыкской зоны разломов с целью выявления в ее пределах наиболее сейсмоопасных блоков. Наряду с увеличением детальности исследований следует провести более уверенную увязку строения палеозойского фундамента под городом с геологическим строением палеозоя, выходящего на поверхность в 35—50 км к юго-востоку, востоку и северо-востоку от Ташкента. При решении этих задач большие надежды возлагаются на геофизические работы и, в частности, на сейсмологические исследования с помощью станций «Земля». Первые опытные работы, проведенные в 1966 г. под руководством В. З. Фурсова, позволили установить, что над зонами глубинных разломов в сорбированном почвами воздухе содержатся аномальные концентрации ртути, достигающие  $22 \cdot 10^{-7}$  см<sup>3</sup>/кг при фоновых значениях  $3 \cdot 10^{-7}$ — $7 \times 10^{-7}$  см<sup>3</sup>/кг.

Для проверки сделанных тектонических построений и их уточнения в наиболее ответственных местах, и в первую очередь в самых поднятых блоках, будут пробурены глубокие скважины.

При изучении глубинного геологического строения Ташкентского района и выделении сейсмоопасных зон следует самое серьезное внимание уделить также вопросу возможных горизонтальных подвижек, значительность амплитуды которых в прошлом не вызывает сомнения. В первую очередь необходимо исследовать южную ветвь Ташкентского разлома, величина сдвига по которому достигает 12—13 км.

Мало изучена, но чрезвычайно важна проблема связи сейсмичности района со строением глубинных границ раздела коры и верхней мантии. Так, уже первые работы по изучению границы Конрада позво-

лили установить локальный прогиб этой границы в районе Восточно-Алмалыкской ветви глубинного разлома.

Таким образом, работы, выполненные Министерством геологии УзССР в связи с Ташкентским землетрясением, свидетельствуют о высокой эффективности комплексного геолого-геофизического изучения сейсмоопасных районов. В результате этих работ уже на первом этапе была обоснована возможность 9-балльных землетрясений на территории Ташкента, выделены наиболее сейсмоопасные зоны и установлена область ограниченной застройки.

Полученные результаты позволяют рекомендовать исследования по комплексному изучению сейсмоопасных районов и, в первую очередь тех, где уже расположены или запланировано размещение крупных городов и промышленных сооружений. Актуальность таких исследований подчеркивается наблюдающейся в последние годы сейсмической активизацией областей, тяготеющих к альпийской зоне Тетиса, в том числе горных районов Тянь-Шаня. Выражением этой активизации являются многочисленные сильные землетрясения, происшедшие в последнее время в Иране, Афганистане, Турции, Марокко и на юге Советского Союза.

К сожалению, вопросу специального комплексного исследования сейсмоопасных районов до сего времени не уделяется достаточного внимания. Работы в этих районах в основном сводятся к определению местоположения эпицентров землетрясений, выяснению закономерностей распределения землетрясений во времени, определению количественных соотношений между сильными и слабыми землетрясениями и т. п. Привлекаемые для объяснения природы землетрясений геологические материалы совершенно недостаточны по детальности.

#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ТАШКЕНТСКИХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ДО И ПОСЛЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1966 г.

Приташкентская тектоническая впадина, выполненная мощной толщей мезозойских и кайнозойских образований, представляет собой в гидрогеологическом отношении артезианский бассейн<sup>1</sup>. В пределах бассейна выделяются водоносные комплексы, приуроченные к юрским, меловым, палеогеновым, неогеновым и четвертичным отложениям.

Широко известные «Ташкентские минеральные воды» были впервые вскрыты в 1948 г. в отложениях мела на площади Ишан-Курганской структуры. После установления лечебных свойств этих вод с целью их вскрытия в г. Ташкенте и его окрестностях пробурено 16 скважин и в г. Янги-Юле две скважины.

В 1957—1965 гг. было проведено обобщение гидрогеологических материалов и выполнены специальные опытные работы, которые дали возможность в 1966 г. подсчитать и утвердить в ГКЗ запасы Ташкентских термальных минеральных вод, содержащихся в сеноманском водоносном горизонте, для района г. Ташкента.

После Ташкентского землетрясения 1966 г. в районе г. Ташкента были организованы специальные гидрогеологические исследования по изучению режима термальных вод с целью определения характера и степени влияния землетрясения на физико-химические параметры сеноманского водоносного горизонта. В результате выполненных в течение 1966—1967 гг. гидрогеологических исследований выявлены определенные изменения в химическом составе Ташкентских минеральных вод, их тем-

<sup>1</sup> Известен в гидрогеологической литературе под названием Приташкентского или Ташкентского артезианского бассейна.

пературном режиме, величинах напоров и др. Вполне определенно удалось оконтурить зону влияния землетрясений, а пределах которой произошли эти изменения.

Сеноманский водоносный горизонт представлен толщей переслаивающихся песчано-гравийных пачек с глинами и алевролитами. Кровлей его служат нижнетуронские глины. Нижним водоупором являются алевролито-глинистые породы нижнего мела. Сеноманский водоносный горизонт вскрыт скважинами на глубинах от 813 м (совхоз Капланбек) до 2080—2100 м (Дворец водного спорта, санаторий «Ботаника»

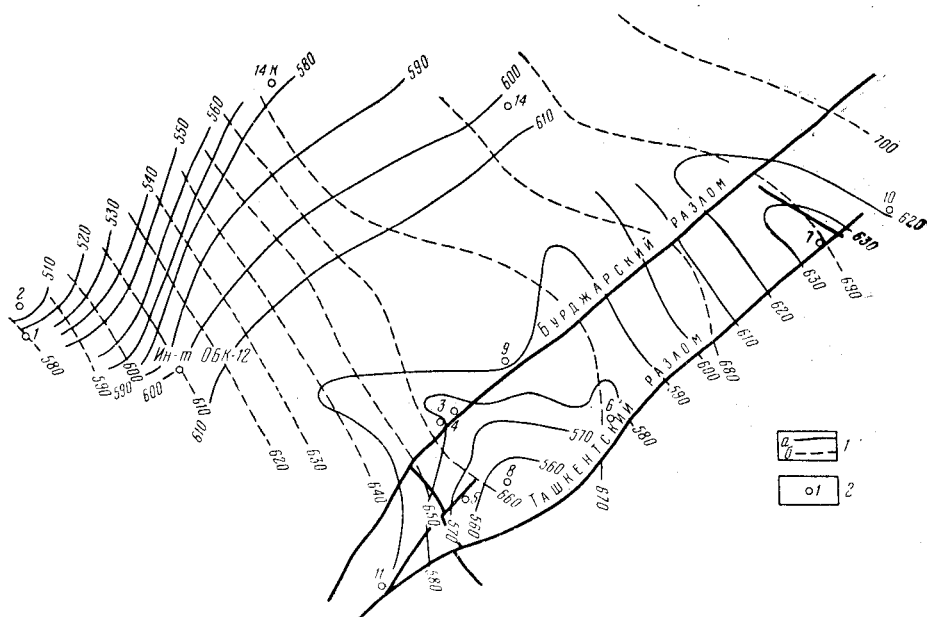


Рис. 38. Схема гидроизопьез сеноманского горизонта

1 — гидроизопьезы: а — до начала эксплуатации водоносного горизонта (восстановлены расчетным путем), б — второе полугодие 1967 г.; 2 — скважины

в г. Ташкенте). Подземные воды этого горизонта получают питание в зонах контакта трансгрессивно залегающих меловых пород на палеозойских образованиях и, видимо, в зонах разломов за счет перетока трещинных вод из палеозойских образований в верхние водоносные горизонты.

Гидрорежимные наблюдения за весь период эксплуатации сеноманского водоносного горизонта отчетливо указывают на постепенное снижение пьезометрического уровня подземных вод этого горизонта в результате сработки их статических и упругих запасов. На схеме гидроизопьез (рис. 38), составленной на 1967 г., фиксируются две ясно выраженные депрессионные воронки «Ташминводы» и «Казминводы».

Иная картина наблюдается в скв. 7 (Институт ядерной физики АН УзССР) и скв. 10 (санаторий «Ботаника»). Здесь отмечается постепенный рост напоров, который начался примерно с июля 1966 г. Это явление можно объяснить поступлением вод из палеозойских образований в сеноманский водоносный горизонт по трещинам и разломам, активизировавшимся после Ташкентского землетрясения.

Повышение напоров наблюдалось и в других скважинах, расположенных непосредственно в зоне простирания Ташкентского и Бурджарского разломов, однако после незначительного роста в 1966 г. эти

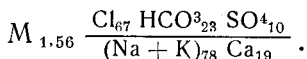
напоры стали вновь срабатываться, хотя интенсивность сработки стала меньшей, чем до землетрясения. Здесь, видимо, в отличие от скважин 7 и 10, дополнительный приток воды по разломам в объеме уступает отбираемому количеству воды многочисленными скважинами.

Совершенно иной режим отмечается по скв. 11 (Текстилькомбинат). Сработка пьезометрического уровня в период эксплуатации этой скважины значительно опережала ход сработки уровней в других скважинах. Это явление объясняется наличием субширотного разлома между скважинами S и 11. По линии этого разлома предполагается вертикальное смещение пластов сеноманских отложений, в связи с чем приток воды в водоносном горизонте со стороны общего потока к скв. 11, видимо, затруднен.

Не менее отчетливо влияние Ташкентского землетрясения сказалось и на температурном режиме подземных вод сеноманского водоносного горизонта. По данным многолетних наблюдений в каждой скважине при одних и тех же расходах воды замеренная в разное время температура воды до 1966 г. сохранялась почти постоянной. Начиная со второй половины 1966 г. температура воды в скважинах 3, 4, 6, 7, 9 и 10 стала возрастать. Наибольшее увеличение температуры (1—2°) отмечено в скважинах 7, 9 и 10, т. е. в тех, которые расположены в зонах Ташкентского и Бурджарского разломов. В скважинах 9 и 10 температура продолжала повышаться в течение всего 1967 г. Увеличение температуры подземных вод может быть объяснено поступлением более горячих вод из палеозойских образований в сеноманский водоносный горизонт по разломам, активизировавшимся в результате Ташкентского землетрясения.

По данным многолетнего опробования химический состав подземных вод сеноманского горизонта характеризовался постоянством. Воды горизонта, как правило, гидрокарбонатно-сульфатно-натриевого или гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого типов. В катионном составе преобладает натрий (91—98% *мг-экв.*); кальций, магний и калий присутствуют в очень незначительном количестве. Общая минерализация вод в основном от 0,5 до 1 *г/л*, очень редко несколько более. В них встречаются иногда в незначительных количествах  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  и почти всегда  $\text{SiO}_2$  (до 50 *мг/л*). Воды щелочные, pH от 7,4 до 8,2.

Иным химическим составом характеризуются подземные воды сеноманского горизонта, вскрытые скв. 11 (Текстилькомбинат). Тип минерализации их хлоридно-гидрокарбонатный. Состав вод следующий:



Резкое повышение содержания хлора в подземных водах, вскрытых этой скважиной, объясняется непосредственным залеганием в этом районе сеноманских отложений на образованиях палеозоя, в результате чего воды палеозойских отложений, содержащие значительно больше хлора, чем гидрокарбонатов, поступаая в сеноманский водоносный горизонт, меняют химический облик засоления «Ташкентских минеральных вод». Отмечено также, что после Ташкентского землетрясения воды гидрокарбонатно-хлоридного типа в скв. 7 стали хлоридно-гидрокарбонатными. Изменение минерализации произошло и по скв. 10, т. е. по скважинам, расположенным в зоне разлома. Увеличение хлоридов сопровождается общим повышением минерализации подземных вод. Отмеченные изменения в химическом составе подземных вод сеноманского горизонта, так же как и изменения в пьезометрических напорах и температурном режиме, могут быть обусловлены только

проникновением вод из палеозойских образований в сеноманский горизонт по Ташкентскому разлому или по субширотному разлому, проходящему между скважинами 7 и 10 (см. рис. 38). Следует заметить, что этих изменений в химическом составе подземных вод по скважинам 7 и 10 до землетрясения не происходило.

Некоторые результаты были получены по наблюдениям за содержанием гелия. Наибольшее содержание гелия в подземных водах было установлено по скважинам 6 и 7, непосредственно расположенным в зоне Ташкентского разлома. Резкое повышение содержания гелия началось после землетрясения. Так, по скважине № 7 до землетрясения содержание гелия составляло 0,3439%, в мае того же года содержание его достигло 0,5305% и к сентябрю месяцу 0,8500%. К концу 1966 г. содержание гелия в подземных водах стало снижаться. Однако и здесь можно отметить, что наибольшее его содержание остается в подземных водах по скважинам, расположенным вблизи Ташкентского разлома.

По микрокомпонентному составу в подземных водах сеноманского горизонта заметных изменений не произошло.

Таким образом, гидрогеологическими наблюдениями также подтверждено наличие в палеозойском фундаменте Ташкентского и Бурджарского разломов, в зоне которых произошли наибольшие изменения в напорах подземных вод, их температурном режиме и химическом составе.

На основе построенных гидроизопьез, образующих вытянутый в субширотном направлении купол, представляется возможным предполагать, что в этом направлении проходит еще один разлом (см. рис. 38), который, как и Ташкентский, является активным проводником поступающих подземных вод из палеозойских образований в сеноманский водоносный горизонт.

Степень геоморфологической изученности территории Узбекистана неравномерна. Несмотря на то, что вся площадь республики покрыта геологической съемкой средних масштабов, включающей и составление геоморфологических карт на каждый лист, для многих территорий на этих картах показаны только морфологические различия (холмистый рельеф, низкие горы, волнистая равнина и т. п.). Наиболее детальному геоморфологическому изучению уже достаточно давно подверглась Ферганская котловина. Тщательно закартировано геоморфологическое строение Приташкентского округа, изучавшееся и описывавшееся еще в 30-е годы Ю. А. Скворцовым. Довольно много интересных работ по Кызылкуму. Однако принципы геоморфологических исследований, описаний и картирования у авторов весьма различны; в лучшем случае они дополняют друг друга. Часто геоморфологические воззрения многих исследователей трудно совместить. Несмотря на большое количество ценных работ по частным вопросам геоморфологии Узбекистана и геоморфологической характеристике его отдельных небольших участков, до сих пор отсутствуют крупные обобщающие исследования. Наиболее полно материал по геоморфологии всего Узбекистана отражен на обзорной геоморфологической карте, составленной в 1963 г., которая, однако, вследствие мелкого масштаба является схематической.

К настоящему времени накопился обширный интересный материал детальных геоморфологических исследований в геологосъемочных и поисковых партиях, особенно в связи с изучением нефтеносных и газоносных районов. Анализ и обобщение этого материала позволяют уже сейчас дать довольно полную картину геоморфологического строения Узбекистана.

Морфология, генезис и возраст рельефа Узбекистана разнообразны. Различия типов рельефа отдельных частей территории республики обусловлены сложным комплексом причин, включающим особенности геологического строения и развития, а также климатические условия, определившие специфику экзогенных рельефообразующих процессов. В свою очередь сам рельеф изменяет поясной климат и в значительной мере определяет характер основных экзогенных процессов аккумуляции и денудации.

Внешне (морфологически) территория Узбекистана отчетливо подразделяется на горы и равнины. Первые отвечают областям тектонически более активным, вторые — менее активным; но этого внешнего различия для геоморфологического выделения основных провинций недостаточно. Подгорные и межгорные впадины, непосредственно примыкающие к горам и выраженные в рельефе как равнины, всем процессом рельефообразования тесно связаны с этими горами.

Вблизи гор заметно влияние, которое оказывают на рельеф равнины тектонические поднятия прилегающей горной области. Уклоны равнины, глубина эрозионных врезов на подгорной и межгорной равнинах, объем и петрографический состав отложенного материала, особенности слагаемых им аккумулятивных тел определяются амплитудой и темпом новейших тектонических движений, составом и водным режимом примыкающих хребтов. Смежные горы и равнины занимают наиболее близкое положение в системе циркуляции атмосферы, что обуславливает режим осадков, интенсивность испарения, колебания температур (вызывающие в свою очередь процессы физического выветривания), характер преобладающих ветров и т. п. В самой высокой зоне гор зарождаются водные потоки, которые затем пересекают горные участки средней высоты, предгорья и выходят на равнину, создавая нагромождения обломочных пород у подножия гор. ореол влияния гор на равнину зависит и от их высоты. Это усугубляется еще тем, что высота гор оказывает огромное влияние на климат. Чем выше горы, тем больше в них запасы влаги и круче углы, под которыми текут водные потоки. Оба обстоятельства способствуют выносу большого количества обломочного материала и распространению его на более значительную площадь равнины. Все это позволяет часть равнин, примыкающую к горным сооружениям, выделить из провинции равнин в подгорные равнины и при общем геоморфологическом районировании их объединить с горами.

Все изложенное свидетельствует о необходимости выделить среди гор и равнин Узбекистана три основные геоморфологические единицы — провинции: горно-подгорную, характеризующуюся значительной активностью тектонического режима, низкогорно-подгорную, с менее активными тектоническими движениями, и провинцию равнин, где общие и дифференцированные тектонические движения наиболее ослаблены. Границы провинций обычно неотчетливы и нередко проводятся условно. При дальнейшем описании геоморфологического строения поверхности Узбекской ССР для удобства изложения вся территория республики подразделяется по географическому и геоморфологическому признакам на округа.

В горно-подгорной провинции выделяются Приташкентский, Ферганский, Зеравшанский, Южно-Узбекистанский округа, в низкогорно-подгорной — Центрально-Кызылкумский, в равнинной — Устюртский, Нижнеамударьинский и Кызылкумско-Сундуклинский.

### **РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ**

Для территории Узбекистана, где местами очень велика активность и дифференцированность новейших тектонических движений, особенно заметно, что формирование рельефа идет под совместным воздействием внутренних (тектонических) и внешних (экзогенных) факторов. Во всех случаях во всех регионах для выяснения генезиса форм или типов рельефа необходим учет новейшей тектоники. Она в значительной мере определила высоту поверхности, ее уклоны, ориентировку основных орографических элементов (хребтов, котловин, долин, межгорных впадин).

Горы характеризуются активными новейшими дифференцированными движениями большой амплитуды — до 2—3 км, а иногда и более. Эта дифференцированность определила возможность глубоких эрозионных врезов, а следовательно, интенсивного расчленения рельефа. Здесь отчетливо выражена связь хребтов с антиклинальными поднятиями, в которых выведены на поверхность наиболее древние (вплоть до ниж-



непалеозойских) отложения с большим участием кристаллических пород. Крупные долины (Чирчикская, Зеравшанская, Сурхандарьинская и др.) и котловины (Ферганская) приурочены к синклинальным длительно развивающимся прогибам или депрессиям, в пределах которых глубины залегания складчатого фундамента выражаются в нескольких километрах (до 10 км и более в Ферганской и Сурхандарьинской депрессиях).

Новейшие движения как пликативного, так и дизъюнктивного характера непосредственно участвуют в формировании основных макроформ рельефа горных и предгорных областей. Обусловленные поднятиями эрозионные врезы на востоке Узбекистана только за один четвертичный период достигли не менее 700—800 м глубины. Особенно отчетливо это выражается в поведении речных террас, количество и высота которых закономерно возрастают вверх по течению большинства речных долин. Так, по данным Ю. А. Скворцова, среднечетвертичная (ташкентская) терраса, которая в низовьях р. Чирчик считается четвертой и имеет высоту около 30—40 м, в горах становится 15—16-й и высота ее достигает 650 м.

Антиклинальные поднятия, встающие в новейшее время на пути рек, antecedентно перепиливаются ими, в результате чего образуются глубокие ущелья. Это явление наблюдается повсеместно даже тогда, когда у современного водотока ничтожные расходы воды (например, небольшие временные потоки или сая в Ферганской котловине). В связи с этим для горных районов Узбекистана чрезвычайно характерны четкообразные расширения долин, сменяющиеся узкими теснинами. Такое чередование морфологически различных участков хорошо отражает смену тектонических структур (антиклиналей и синклиналей или горстов и грабенов). Это создает сложность орографии, чередование хребтов и котловин, мозаичность мезорельефа, особенно характерную для тектонически наиболее молодого и активного Южного Узбекистана.

Дислокации захватывают молодые террасы, придавая им синклинальное, антиклинальное и флексуобразное (в местах проявления дизъюнктивных дислокаций) изогнутие. Типичное проявление влияния неотектоники на рельеф — это скатывание речных долин по крыльям антиклинальных структур и возникающая при этом асимметрия склонов.

Возникновение основных черт макрорельефа и, в частности, обособление гор от прилегающих равнин происходило на территории Узбекистана в конце неогена — начале четвертичного периода. В течение всего этого времени равнины служили областью накопления продуктов разрушения прилегающих гор. Однако с раннечетвертичного времени в поднятия стали вовлекаться подгорные и межгорные равнины, что обусловило врезание рек в собственные наносы и формирование аллювиальных террас. Амплитуда и скорость поднятий на горных участках были при этом, как и прежде, максимальны, о чем свидетельствуют увеличение высоты террас и их расщепление по мере углубления долин в горы.

Межгорные и предгорные впадины тектонически активной провинции, несмотря на активные погружения, нередко в рельефе занимают повышенное положение как вследствие общих поднятий, так и большей частью из-за быстрого накапливания здесь обломочного материала. Таким образом, эти впадины являются компенсированными и даже сверх компенсированными, так как имеют значительную высоту над уровнем моря или над поверхностью окружающей равнинной провинции.

На территориях с менее активными тектоническими движениями, где слабо развиты водотоки, поверхность областей аккумуляции понижается и сливается с равнинной провинцией. Иногда в депрессиях вследствие «нехватки» обломочного материала возникают плоские котловины, не компенсированные продуктами аккумуляции.

Значительно меньшая, чем в восточной части Узбекистана, интенсивность новейших движений на Туранской плите, несомненно является главной причиной развития здесь преимущественно равнинного рельефа. В восточной части узбекистанского Кызылкума (район возвышенностей Букантау, Джетымтау, Тамдытау и др.), относящейся к тектонической области орогена, амплитуда тектонического подъема за неоген-четвертичный период не превышала 1500 м (Рыжков, 1959б). Вместе с тем поднятия, происходившие здесь в четвертичном периоде, несмотря на сравнительно небольшую амплитуду, привели к образованию горных возвышенностей и террас вдоль мелких временных водотоков, стекающих с островных гор Кызылкума. Эти террасы значительно уступают по высоте террасам горно-подгорной провинции и обычно характеризуются высотой не более 20—30 м. Максимальные величины четвертичного подъема (200—250 м) не могли привести к образованию крупных положительных форм рельефа, вследствие чего поднимающиеся над равниной возвышенности отличаются низкогорным характером.

Остальные пространства Туранской плиты испытывали в течение новейшей геологической истории настолько слабые движения (и по амплитуде и по интенсивности), что они почти не отражались на процессах формирования рельефа, и поверхность сохранила до настоящего времени равнинный характер. Лишь в долинах Амударьи и Сырдарьи эти движения оставили заметный след в виде низких террас. По-видимому, немаловажное значение имело то, что экзогенные процессы неуклонно стремились уничтожить морфологические результаты движений, т. е. происходило разрушение и снижение возвышенностей и заполнение обломочным материалом возникающих понижений. Этой нивелировке способствовали, с одной стороны, малые амплитуды движений, не выводящие на поверхность древние и более устойчивые породы (небольшие валаы — поднятия на Туранской плите целиком сложены рыхлыми осадочными породами мезозоя и кайнозоя), а с другой — резко континентальный климат, обуславливавший интенсивное выветривание и разрушение пород.

При анализе экзогенных рельефообразующих процессов обнаруживаются также отчетливые различия между горно-подгорной, низкогорно-подгорной и равнинной провинциями. В первой, там где наблюдается вертикальная климатическая и ландшафтная поясность, экзогенные процессы значительно дифференцированы по вертикали. Так, на самых больших высотах Узбекистана (более 3400—3500 м, т. е. выше снеговой границы) главным рельефообразующим фактором является деятельность снега и льда. В четвертичном периоде граница распространения нивального климата снижалась, вследствие чего проявления гляциального процесса, в частности в виде моренной аккумуляции, встречаются на высотах 2700—3000 м. Ниже этих высот среди экзогенных рельефообразующих процессов явно преобладает эрозия (как плоскостная, так и особенно линейная). Интенсивность эрозионной деятельности связана с двумя условиями: во-первых, со степенью увлажненности территории (с количеством осадков) и, во-вторых, с податливостью пород. Наибольшей влажностью в Узбекистане отличаются горные территории Западного Тянь-Шаня (особенно на стыке Пскемского и Угамского хребтов с Таласским) и южные склоны Гиссарского хреб-

та (в верховьях рек Тупаланг и Сангардак). Именно здесь наблюдается значительная густота сети временных и постоянных водотоков, способствующая интенсивной эрозионной деятельности. Очень густую сеть эрозионных ложбин можно видеть в поясе предгорий или адыров (в частности, в Фергане и в южной части Узбекистана). Эта сеть выработана временными, пересыхающими летом водотоками. Морфологический эффект эрозии обусловлен здесь распространением очень рыхлых, податливых неогеновых и четвертичных отложений. В тех случаях, когда невысокие возвышенности сложены такими же устойчивыми породами, как высокогорья или среднегорья, степень их эрозионного расчленения невелика.

В той или иной мере эрозионная деятельность свойственна всем вертикальным поясам горно-подгорной и низкогорно-подгорной провинций, и формирование основных форм рельефа происходило и происходит здесь под ее влиянием. Но у каждого вертикального пояса свои особенности эрозионной деятельности. Так, для высокогорий, лежащих непосредственно ниже гляциального пояса, характерна глубинная эрозия, осуществляемая преимущественно постоянными водными потоками. В более низких и менее увлажненных низкогорьях и среднегорьях, а также в предгорьях наряду с глубинной эрозией все большую роль начинает играть боковая, причем преобладают временные водотоки. На подгорных равнинах, в области аккумуляции рыхлых продуктов разрушения гор, главную роль играет уже боковая эрозия, которая идет совместно с аккумуляцией аллювиально-пролювиальных отложений. По-видимому, особенно большого размаха эрозия и сопряженная с ней аккумуляция достигали в четвертичном периоде, когда были образованы грандиозные долины в горах и обширные аллювиально-пролювиальные равнины у их подножий.

С районами, отличающимися значительной влажностью и развитием легко растворимых пород, связано карстообразование. Как выяснилось за последние годы, карстовые явления весьма широко распространены на территории Узбекистана. Особенно типичен карстовый морфологический ландшафт для Южного Узбекистана, где достаточно велика влажность в горах и необычайно широко распространены известняковые, гипсоносные и соленосные отложения мезозоя и кайнозоя. Здесь наблюдаются каверны, ниши, карстовые воронки и пещеры. Длина некоторых пещер (Яккабагская и Карлюкская пещеры) достигает нескольких километров. В бассейне Зеравшана и в Западном Тянь-Шане карстовые явления приурочены к известнякам палеозоя. Карстовый район хр. Чакыл-Калян, по свидетельству известного карстоведа Н. А. Гвоздецкого, можно сравнить с классическим карстовым районом Горного Крыма.

Повсеместно встречаются процессы физического выветривания и дефляции. Интенсивное физическое выветривание обусловлено значительной континентальностью климата Узбекистана, частыми резкими колебаниями температур (особенно суточных). Наиболее резко проявляется физическое выветривание в высокогорьях, где воздух заметно разрежен, и в предгорьях, где наблюдается наибольшая сухость климата. Поэтому именно для таких вертикальных зон наиболее показательны скопления рыхлых продуктов выветривания в виде глыб, россыпей и осыпей. Россыпи (скопления обломочного материала, оставшиеся на месте его образования) особенно характерны для высокоприподнятых поверхностей выравнивания в хребтах Пскемском и Чакал-Калян.

Роль дефляции особенно заметна на тех участках, где остальные рельефообразующие факторы играют малую роль. Такими участками

являются низкие передовые гряды, большей частью окруженные равнинами и расположенные в условиях наиболее засушливого климата. Большое значение имеет также песчаный состав отложений. Наиболее эффектно проявляется дефляция в адырах, сложенных песчанистыми образованиями верхнего палеогена и неогена. Наиболее типичным районом развития дефляционных процессов в горах можно считать пестроцветные низкогорья бассейна реки Гузар и гор Бабатаг.

Заметную роль в формировании рельефа горных участков Узбекистана играют обвалы, оползни и оплывины. С ними связано формирование временных базисов эрозии рек, возникновение ступенчатых склонов, запрудных озер и мощных плотин. Возникновение обвалов и оползней вследствие экзогенных процессов (выветривания, грунтового смачивания и т. п.) и гравитации приурочено к районам, наиболее активным в тектоническом отношении. Большинство участков, характеризующихся оползневыми и обвальными явлениями, расположены в непосредственной близости от линий разломов. Наиболее типичны в этом отношении грандиозные обвалы восточного склона Кугитангтау, обрванного сбросом огромной амплитуды.

Равнинная провинция — арена преобладающего воздействия эоловых процессов. Они выражаются как в интенсивной дефляции, так и в эоловой аккумуляции. В результате значительной почвенной сухости мелкоземистые отложения остаются рыхлыми, не связанными, и легко выдуваются. Деятельность ветра благоприятствует физическому и химическому выветриванию. Первому способствуют резкие колебания температур, типичные для пустыни, а второе обусловлено высокими температурами растворов, поднимающихся по капиллярам. Морфологические следы дефляции особенно отчетливо выражены на склонах и вершинах островных гор Кызылкума, на обрывах (чинках) плато Устюрт, на склонах бессточных котловин. Дефляция имеет большое значение в образовании этих котловин, она выдувает с их дна мелкозем и углубляет понижения.

В настоящее время эоловая аккумуляция, т. е. образование подвижных песчаных форм, для пустынь Узбекистана не характерна; в основном все песчаные пространства здесь закреплены. Возникновение голого песка, перевеваемого ветром, — это, как правило, результат неразумной деятельности человека (неумеренный выпас скота, вырубка кустарников, закрепляющих пески, и т. п.).

Из-за отсутствия на равнинах постоянной гидрографической сети эрозионные и водно-аккумулятивные процессы ограничены склонами небольших возвышенностей (эрозия временных потоков и формирование солевых выносов) или берегами Амударьи, пересекающей пустыню. Рыхлые неогеновые и четвертичные отложения, слагающие берега этой реки, очень легко поддаются эрозии, в результате чего здесь идет интенсивный подмыв берегов («дейгиш»).

Из изложенного видно, что процессы рельефообразования в Узбекистане весьма сложны и в целом определяются характером и развитием той или иной геоморфологической провинции. При этом в большинстве случаев непосредственная выработка характерных серий групп типов рельефа связана с экзогенными процессами, развивающимися на фоне структурообразовательных тектонических движений, как, например, в областях развития аккумулятивных равнин Ферганы или структурно-денудационных гор Южного Узбекистана. Иногда же денудационные формы рельефа являются второстепенными по сравнению с определяющими их тектоническими структурами (эрозионно-тектоническая серия групп типов рельефа), как это имеет место на обширных пространствах Устюрта или на изогнутых откопанных поверхностях

древней абразии в горах Тянь-Шаня. Эти поверхности, возникшие в палеогене на уровне моря и захороненные, в настоящее время подняты на значительную высоту, отпрепарированы денудацией и начинают новый цикл развития.

Темп формирования структур и скорость воздействия экзогенных факторов иногда не совпадали. В этом случае в районах аккумуляции могли возникнуть некомпенсированные впадины, а в областях денудации — структурно-тектонический рельеф.

На фоне более или менее активных структурно-образовательных движений развиваются главнейшие процессы рельефообразования — аккумуляция и денудация, создающие основные комплексы типов рельефа. В зависимости от соотношения этих процессов, а также от фациальной разновидности их формируются типы рельефа. Они несколько изменяются в зависимости от развития тектонических структур и от положения в структуре и образуют характерные подтипы. Каждый из видов рельефа того или иного типа или подтипа определяется кроме перечисленных факторов характером разрушающегося или накапливающегося материала, ходом развития, микроклиматом и другими местными условиями, формирующими виды рельефа.

Изложенную классификацию (табл. 59), хотя она несколько недоработана, можно положить в основу новой геоморфологической карты.

## **ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ УЗБЕКИСТАНА**

### **ГОРНО-ПОДГОРНАЯ ПРОВИНЦИЯ**

О рельефе горных и подгорных районов Средней Азии, и в частности Узбекистана, издавна привлекавших внимание геологов, довольно много сведений в литературных источниках.

Появление первых данных об общем характере рельефа Узбекистана и морфологических особенностях отдельных его районов связано с именами крупнейших русских натуралистов — И. В. Мушкетова (1915) и В. И. Липского (1902—1905). Однако геоморфологические наблюдения производились этими исследователями лишь попутно и носят отрывочный характер.

После Октябрьской революции стали уделять большое внимание исследованию рельефа горно-подгорных территорий Узбекистана. Изучение минеральных ресурсов республики, инженерно-геологические изыскания, строительство различного рода сооружений, особенно гидротехнических, привели к накоплению обширного фактического материала по морфологии поверхности, генезису рельефа и рельефообразующим процессам.

Рельеф, выработанный современным и древним оледенением, изучался крупнейшим советским географом-гляциологом Н. Л. Корженевским. Речные террасы бассейна Чирчика впервые были описаны Н. Ф. Безобразовой (1927 г.) и Н. И. Толстихиным (1929 г.). История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня разобрана В. И. Поповым (1938). Большой интерес представляет работа Ю. А. Скворцова (1941) о новом методе геоморфологического анализа и картирования, разработанном на материале Западного Тянь-Шаня. Ю. А. Скворцов (1939 г.) и Н. П. Васильковский (1935а) создали первую схему расчленения четвертичных отложений и выделили циклы развития рельефа четвертичного периода: сохский (нанайский), ташкентский, голодно-степский и сырдарьинский.

## Классификация типов рельефа на территории Узбекской ССР

| Провинция   | Серия                   | Комплекс   | Тип                       | Подтип   |
|---|-------------------------|--|---------------------------|--|
| Горно-подгорная в условиях весьма активного тектонического режима (горы, предгорные и межгорные впадины)      | Тектоно-экзогенная      | Аккумулятивный   | Аллювиально-пролювиальный | Депрессионный и окраинно-депрессионный вблизи крупных поднятий     |
|   |                         |  | Пролювиальный             | Депрессионный вблизи средних поднятий                              |
|   |                         | Денудационный  | Эрозионный                | Сводово-складчатый (складчатых поднятий от мелких до крупных)      |
|   |                         |  | Эрозионный                | Глыбово-складчатый (складчато-разрывных областей крупных поднятий) |
|   |                         | Эрозионно-гляциальный                                  |                           |  |
|   | Экзогенно-тектоническая | Денудационный  |                           | Вторичных поднятий   |
| Низкогорно-подгорная в условиях активного тектонического режима (низкие горы, плато, наклонные равнины)       | Тектоно-экзогенная      | Аккумулятивный (компенсированный и некомпенсированный) | Аллювиальный              | Депрессий и окраин поднятий  |
|   |                         |  | Пролювиальный             | Окраин поднятий  |
|   |                         | Денудационный  | Озерный                   | Депрессионный некомпенсированный                                   |
|   |                         |  | Эрозионный                | Сводово-складчатый   |
|   |                         | Эрозионно-дефляционный                                 | Глыбово-складчатый        |  |
|   | Экзогенно-тектоническая | Денудационный  |                           |  |
| Равнинная в условиях слабоактивного тектонического режима (низменности, низкие плато, слабо выраженные увалы) | Тектоно-экзогенная      | Аккумулятивный   | Аллювиальный              | Депрессий и их окраин  |
|   |                         |  | Аллювиально-дельтовый     | Окраинный депрессионный  |
|   |                         |  | Озерный                   | Депрессионный некомпенсированный                                   |
|   |                         |  | Приморский                | Окраинно-депрессионный   |
|   | Денудационный           | Эрозионный   | Сводовый                  |  |
|   |                         | Эрозионно-дефляционный                                 |                           |  |
|   | Экзогенно-тектоническая | Денудационный  | Эрозионно-дефляционный    | Структурно-тектонический   |

К этому же времени относятся работы по четвертичной геологии и неотектонике Ферганской котловины Н. Ф. Безобразовой (1929), В. Н. Вебера (1930, 1934), Н. П. Васильковского (1935а, 1948), В. И. Попова (1938) и С. С. Шульца (1936 г.).

Менее изученными в первые десятилетия Советской власти оказались южные районы Узбекистана. Некоторые геоморфологические наблюдения и сведения о рельефообразующих эндогенных процессах содержатся в работах В. А. Вахрамеева (1937), Н. П. Туаева (1937), П. П. Чуенко (1937 г.) по юго-западным отрогам Гиссарского хребта и С. Ф. Машковцева (1931 г.) и С. И. Клунникова (1937 г.) по Зеравшанскому хребту и его отрогам.

Все основные геоморфологические материалы по Узбекистану, накопившиеся к концу 30-х годов, были обобщены: А. С. Аделунгом, С. А. Кушнарем и П. К. Чихачевым по Юго-Западному Кызылкуму, А. Р. Бурачком по междуречью Сурхан — Кафирниган, В. Н. Вебером по Южной Фергане, Е. В. Ивановым по юго-восточному склону Чаткальского хребта, С. И. Клунниковым по западной оконечности Зеравшанского и Гиссарского хребтов, П. П. Чуенко по юго-западным отрогам Гиссарского хребта, М. М. Шмидтом по Зеравшанской котловине и О. К. Ланге целиком по Ферганской котловине.

Планомерное развитие геологосъемочных работ начиная с 40-х годов и особенно в послевоенное время очень обогатило науку сведениями о геоморфологии горных и подгорных районов Узбекистана. Появились геоморфологические карты среднего масштаба территории республики, которые могли служить основой для дальнейших более детальных геоморфологических исследований.

Детальные морфолого-генетические и специальные геоморфологические карты (например, карты террасовых долин) созданы по Приташкентскому округу Н. А. Когаем (1954 г., 1963), М. М. Маматкуловым (1959 г.), П. Н. Подкопаевым, И. В. Рубановым, Ю. А. Скворцовым (1939, 1949 гг.), Н. П. Васильковским (1941б) и др., по Зеравшанскому округу — А. А. Юрьевым (1962 г.), М. М. Посоховой, Г. Ф. Тетюхиным, А. А. Чистяковым, по Южному Узбекистану О. Ю. Пославской (1956, 1957, 1961а, б), Г. Ю. Алферовым, Ю. К. Ляшенко, М. М. Посоховой, Х. В. Рыскиной и др., по Ферганской долине В. А. Гейнцем, А. А. Юрьевым (1961 г.), Ю. А. Скворцовым (1939 г.), Н. А. Когаем.

Накопленный материал обобщен в виде интересных работ теоретического характера. Особенно широкое развитие получило неотектоническое направление, отраженное в трудах Ю. А. Скворцова (1949), С. С. Шульца (1948), М. С. Калецкой, Г. А. Авсюка, С. Н. Матвеева (1945 г.), в статьях В. И. Попова (1938), О. А. Рыжкова (1952, 1957 гг.), О. Ю. Пославской (1952, 1956) и многих других.

### Приташкентский округ

К этому округу относятся хребты Западного Тянь-Шаня — отроги Таласского хребта: Каржантау, Угамский, Пскемский, Коксуйский, Чаткальский и Кураминский с разделяющими их крупными речными долинами (Угамской, Пскемской, Чаткальской, Чирчикской, Ангренской и др.), а также примыкающая с юго-запада Ташкентско-Голодно-степская депрессия.

Территория характеризуется довольно значительной активностью новейших тектонических движений. В горах максимальная амплитуда подъема за неоген-четвертичный период составляет 3000 м, в то время как прогиб депрессии достигает 1000 м.

Положительные структуры, выраженные на северо-востоке округа в виде хребтов, прослеживаются далеко за пределами горных сооружений, образуя изолированные возвышенности среди подгорной равнины. Основная часть этих возвышенностей лежит в так называемых При-ташкентских Чулях (возвышенности Казыкурт, Богоноле, Мансурата и др.).

Горная часть округа в тектоническом отношении представляет собой часть альпийского постплатформенного орогена, среди докембрийских структур которого главную роль играют среднегерцинские. Этим обусловлено широкое развитие в обнажениях палеозойских отложений, в том числе интрузивных и эффузивных толщ. Гранодиориты, эффузивные породы, а также часто встречающиеся сланцы и песчаники палеозойского возраста довольно легко поддаются разрушению, с чем связано преобладание в горной части сравнительно мягкого рельефа. Он носит преимущественно среднегорный облик.

Формирование современного облика гор началось здесь в неогене в связи с интенсивной складчатостью и дизъюнктивными дислокациями, создавшими основные макроформы рельефа — поднятия хребтов и впадины современных долин Ахангарана, Пскема, Чаткала и Чарвакской котловины. Все эти впадины являются крупными синклиналями, но обычно осложнены по периферии (на границе с хребтами) разломами и нередко переходят в верхнем течении рек в грабены (например, долина р. Пскем, Сюреньятинская впадина и некоторые другие).

Одновременно с формированием гор в неогене была заложена современная гидрографическая сеть. Поднятие гор вызвало непрерывно возрастающую глубинную эрозию, которая создала ущелья, все более расчленявшие рельеф (Скворцов, 1949).

Остатки донегеновой равнины хорошо сохранились в виде поверхностей выравнивания. Наиболее высокое гипсометрическое положение занимают абразионные поверхности. Широкие денудационные ступени с относительными превышениями от 100 до 2000 м особенно характерны для хр. Каржантау. На самых древних выровненных поверхностях сохранились морские палеогеновые и меловые отложения; более молодые денудационные уровни перекрыты аллювиально-пролювиальными отложениями галечников, перекрытых слоем лёсса довольно значительной мощности. Выровненные поверхности лежат на различных уровнях: от 1300 м в предгорьях до 3400 м на Ангренском плато. На самых высоко приподнятых участках встречаются моренные отложения, образующие холмистый рельеф. В настоящее время для поверхностей выравнивания характерно проявление интенсивной глубинной эрозии в виде глубоких и узких речных долин. Это связано с повышенной увлажненностью округа, где годовые суммы осадков превышают 800—1000 мм, а в районе Таласского хребта достигают даже 1400 мм.

Кроме речной эрозии для описываемой территории типична также деятельность временных потоков селевого характера. В отдельные годы по долинам Пскема, Угама, Чаткала, Ахангарана и их притоков проходят мощные сели, в короткий срок чрезвычайно сильно преобразующие рельеф. Они создают крупные конусы выноса, подмывают склоны, формируют новые террасы.

В распределении типов рельефа Приташкентского геоморфологического округа заметно выражена вертикальная ярусность.

Верхний ярус составляет альпийский рельеф со следами древнего оледенения и современными снежниками. Он развит на высотах более 3000 м, лишь местами опускаясь до 2700 м (Угамский хребет), и при-



урочен к осевым частям хребтов. Общим явлением повсюду можно считать понижение нижней границы распространения альпийского гляциального рельефа в направлении на северо-восток в связи с увеличением годовых сумм осадков в этом же направлении. Наибольшее количество ледников (мелких) зарегистрировано в хребтах Майдантальском и Ойгаингском. В Ойгаингском хребте ледники спускаются до абсолютной высоты 3100 м. Глубина расчленения альпийского рельефа доходит до 1500 м. Вершины острые, скалистые, нередко зазубренные. Как уже отмечалось, здесь встречаются и плоские вершины — обрывки древних денудационных поверхностей. Склоны хребтов очень крутые, что резко контрастирует с плоскими днищами троговых долин, имеющих местами длину до 9 км. Моренные скопления образуют в нижней части троговых долин характерные валы, число которых в соответствии с числом древних оледенений равно двум-трем (Хасаншина, 1954). Характерны осыпи, связанные с морозным выветриванием.

Ниже, на абсолютных высотах от 1500—2000 до 2800—3000 м, лежит резко расчлененный высокогорный рельеф без гляциальных форм. Его развитие связано не только со значительной амплитудой новейшего тектонического подъема, но и с развитием устойчивых пород палеозойского возраста, прежде всего мраморизованных известняков и мраморов. Этот рельеф типичен для хребтов Чаткальского, Пскемского, Угамского и Каржантау. Глубина расчленения превышает здесь 2000 м. Склоны чрезвычайно круты и обнажены, долины узкие, в виде тесниц. Реки, образующие густую и сильно ветвящуюся сеть, имеют очень крутые порожистые продольные профили, террасы отсутствуют. Здесь, как и в альпийском рельефе, преобладают скалистые обнаженные склоны, на крутых поверхностях которых продукты выветривания не удерживаются и перемещаются вниз в виде осыпей и обвалов. Характерны явления камнепадов, особенно интенсивные во время землетрясений. Признаки обвалов постоянно обнаруживаются на склонах гор и в долинах, образуя плотины горных озер (Ихначкуль в долине Пскема, Кугала на Ахангаранском плато и несколько озер в верховьях Коксу). Высокогорья часто являются также местами зарождения селевых потоков.

На высотах ниже 1500—2000 м распространен среднегорный, более мягкий рельеф, занимающий в Западном Тянь-Шане наибольшие площади. Для него наряду с довольно значительной глубиной расчленения (порядка 500—1000 м) характерна мягкость форм, округлые или даже плоские формы вершин, широкое развитие коры выветривания на склонах. Этот рельеф выработан преимущественно в песчано-глинистых и мергелистых отложениях мезозоя и кайнозоя. Однако часто мягкие выположенные склоны и округлые вершины возникают и в палеозойских образованиях, особенно в изверженных породах. Широкое развитие рельефа этого типа в хребтах Кураминском и Каржантау, где поверхность сложена разнообразными породами палеозойского возраста, свидетельствует о том, что главное значение в выработке среднегорного рельефа имеет меньшая, чем в высокогорном рельефе, амплитуда новейших поднятий.

Все склоны, а часто и вершины среднегорного рельефа покрыты мощными толщами элювиально-делювиальных отложений, среди которых развиты лессовидные суглинки. Мощность их до нескольких десятков метров. Мелкоземистые лессовидные отложения покрывают также поверхности хорошо развитых речных террас, которых здесь очень много. Формирование террас в горах Северного Узбекистана относится к четырем эрозионно-аккумулятивному циклам четвертичного периода: сохскому (или нанайскому), ташкентскому, голодностепскому

и сырдарьинскому (нижне-средне-верхнечетвертичные и современные). Наиболее отчетливо выражены здесь шесть террас: нанайская (сохская), достигающая высоты более 700 м, угамская, кызылсуйская, хумсанская, ходжикентская и карабулакская. Две последние террасы относятся к сырдарьинскому циклу, хумсанская — к голодностепскому, кызылсуйская и угамская — к ташкентскому. В местах наиболее активного подъема число террас увеличивается до 14 и более.

На склонах среднегорного мягкого рельефа, сложенных мелкоземистыми отложениями, часто наблюдаются оползни и оплывины, в результате чего склоны лишаются растительности и обнажаются значительные площади. Оползни наиболее характерны для Чарвакской котловины, где, например, урочище Минчукур (в переводе с узбекского «Тысяча ям») представляет собой сплошное скопление оползневых тел и цирков срыва. Много оползней на северо-западном склоне хр. Сюреньата. Самый крупный из них, расположенный в верховьях Ачисая, северо-восточнее Паркента, тянется на 4 км и считается одним из крупнейших в Средней Азии (М. С. Калецкая, Т. А. Авсюк и С. Н. Матвеев, 1945). Крупные оплывины известны в долине Чирчика, между Ходжикентом и Газалкентом.

Очень мягкий рельеф среднегорного облика, выработанный преимущественно в кайнозойских отложениях, имеют периферические части межгорных депрессий, разделяющих основные хребты. Здесь развиты пологие, выровненные и задернованные склоны, покрытые мощным чехлом коры выветривания, округлые вершины. Глубина вертикального расчленения обычно не превышает 200—300 м. Днища депрессий заняты серией сравнительно широких аккумулятивных террас крупных рек, протекающих примерно посередине депрессии. Как правило, основные пространства плоских днищ представляют собой площадки ходжикентской террасы. Вследствие большой дифференцированности новейших тектонических движений высоты террас значительно разнятся не только в различных депрессиях, но и в отдельных частях одной и той же депрессии. Террасы обычно цокольные. Нижняя часть их аккумулятивной толщи представлена галечниками, а с поверхности они перекрывают покровными лессовидными суглинками, имеющими, как считает большинство исследователей, аллювиально-пролювиальный генезис. Мощность лессов в депрессиях иногда очень велика — более 200 м в долине Пскема (Скворцов, 1949).

Частные депрессии — долины, занятые реками (Пскемская, Ахангаранская, Сюреньатинская, Чарвакская котловина), снижаясь и постепенно расширяясь в направлении на юго-запад, сливаются с равнинными пространствами обширной Ташкентско-Голодностепской депрессии. Между горами и равниной идет полоса предгорий, сложенных осадочными породами мезозойского и кайнозойского возраста. Значительное участие в строении предгорий принимают также четвертичные отложения, в том числе лессы. Рельеф предгорий имеет преимущественно мягко холмистый характер. В некоторых случаях полоса предгорий отсутствует и расчлененный среднегорный рельеф примыкает непосредственно к равнине. Сокращение или полное исчезновение предгорной зоны или яруса происходит там, где есть крупные линии разломов (например, линия надвигов у селений Сукок и Заркент, разлом у устья р. Лашкерек в Ахангаранской депрессии и др.).

Северо-восточная часть Ташкентско-Голодностепской депрессии, наиболее близко расположенная к высоким горным сооружениям Западного Тянь-Шаня, занята наклонной на юго-запад равниной. Рельеф равнины всхолмленный. Она сложена преимущественно лессовид-

ными породами ташкентского цикла аккумуляции, вследствие чего ее обычно называют Приташкентской лессовой равниной.

Исходной поверхностью для формирования современного рельефа здесь служила аллювиально-пролювиальная равнина. Рельеф на большей части ее представлен чередованием широких террасированных долин (частично занятых реками, а частично сухих) и слабо всхолмленных водоразделов. В большинстве случаев водоразделы сохранили значительные по площади участки первоначальной плоской поверхности. Вблизи крутых обрывов, подмытых рекой, лессовая равнина ташкентского цикла сильно расчленена сетью молодых оврагов. Обычно к этим же участкам значительно расчлененного рельефа приурочены карсто-суффозионные явления (например, вдоль долины р. Каракамыш и арыка Джун).

Наиболее крупными долинами, прорезающими поверхность Приташкентской лессовой равнины, являются долины Чирчика и Ахангарана. В эти долины вложена серия террас голодностепского и сырдарьинского циклов. Голодностепская терраса состоит из лессов и обычно резко обрывается к долине уступом в 15—20 м. К сырдарьинскому циклу относится пойма и две-три низкие надпойменные террасы. Ширина поймы и первой террасы в низовьях Чирчика и Ахангарана выражается несколькими километрами. С первой террасой связана долина Гиджигена — прежнего протока Ахангарана.

На юго-востоке Приташкентская лессовая равнина непосредственно примыкает к наклонной пролювиальной равнине Дальверзинской степи, которая также сложена преимущественно лессами ташкентского цикла и имеет рельеф, аналогичный рельефу Приташкентской равнины.

Юго-западная часть Ташкентско-Голодностепской депрессии занята обширной аллювиально-пролювиальной равниной Голодной степи. Основные пространства Голодной степи представляют собой почти идеально ровную поверхность, сложенную лессовидными суглинками. По уровню эта поверхность соответствует третьей террасе Сырдарьи (терраса голодностепского цикла).

На севере и востоке Голодная степь обрывается крутым склоном к нижним аллювиальным террасам Сырдарьи. Здесь вдоль реки хорошо выражена пойма, первая (высотой 1—1,5 м) и вторая (3,5—4,5 м) террасы. Высота голодностепской поверхности равна 15 м, причем на широте г. Гулистана она, постепенно снижаясь, сливается со второй террасой.

В средней части Голодной степи проходит обширная Сардобинская впадина, занятая понижениями Джетысай, Сардоба и Карасайское. К этой впадине приурочены солончаки.

На юге плоская равнина Голодной степи ограничена уступом, который отделяет покатую на северо-запад поверхность, составляющую пролювиальный шлейф северных подножий Туркестанского хребта. Сами хребты расположены уже за административной границей Узбекистана, в Таджикистане. В пределы Приташкентского округа попадает лишь бассейн р. Зааминсу. Западная периферическая часть Туркестанского хребта очень резко спускается здесь к Ташкентско-Голодностепской депрессии, вследствие чего равнинный рельеф почти без полосы предгорий сменяется среднегорным.

Между селениями Заамин и Уратюбе подгорная лессовая равнина, относящаяся к ташкентскому циклу, затронута новейшими движениями, вызвавшими образование передовых складок. Эти складки имеют вид невысоких увалов с полого холмистым рельефом. По оси некоторых из них выходят неогеновые и нижнечетвертичные конгломераты, создающие причудливые формы выветривания.

## Ферганский округ

К Ферганскому округу относится крупнейшая в Узбекистане межгорная депрессия — Ферганская котловина (иногда ее неправильно называют долиной) со склонами окружающих ее хребтов. В пределы Узбекской республики входит не вся Ферганская котловина, а ее центральная часть, ограниченная по периферии преимущественно нижними частями склонов Кураминского и Алайского хребтов. Основная часть горного обрамления лежит за границами республики.

Своеобразие округа выражается прежде всего в том, что это область глубокого прогибания и последующих дифференцированных движений. Максимальная величина прогиба в Ферганской котловине за неоген-четвертичный период превышает 6500 м, а наибольший подъем в ее горном обрамлении за это же время определяется в 3000 м. Под влиянием движений, начавшихся в олигоцене, в Ферганском округе стали формироваться антиклинальные возвышенности, разделенные участками прогибания в виде узких полос равнины. Как известно, при этом происходило перемещение зон поднятий от периферии котловины к ее центру, что впервые было отмечено В. Н. Вебером (1930) и затем нашло подтверждение в работах многих исследователей Ферганы. По мере продвижения поднятий перемещались по направлению к центру котловины и зоны аккумуляции аллювиально-пролювиального материала, выраженные в рельефе в виде покатых конусов выноса рек и временных водотоков. В настоящее время они составляют основные элементы рельефа равнинной части Ферганского округа.

Долины, заложившиеся в округе еще в неогене, пересекались антиклинальными поднятиями и вырабатывали в них antecedentные долины, чередующиеся с расширенными участками в синклинальных прогибах между передовыми хребтами. Для многих долин характерно расщепление террас в местах пересечения антиклинальных складок. Наиболее отчетливо это выражено в Чуст-Папском адыре, в местах пересечения его реками Чадак и Алмассай, где образуется целый веер террас, расходящийся от подножия адыра к его вершине (так называемые трамплины).

Фактом, свидетельствующим о продолжающихся тектонических движениях, многие исследователи считают приуроченность крупнейшей водной артерии округа — Сырдарьи к северному борту Ферганской котловины. Предполагается, что здесь проходит зона относительного, а может быть даже абсолютного опускания (Васильковский, 1939; Курдюков, 1948). Вероятно, значительную роль в перемещении Сырдарьи на север играет большая увлажненность более высокого и энергичнее поднимающегося южного борта котловины. Со склонов Алайского и Туркестанского хребтов сносится материала гораздо больше, чем с южных склонов Кураминского и Чаткальского хребтов, вследствие чего мощные конусы выноса, выступающие с юга, отжимают реку к северу.

Прерывистые поднятия, происходившие в Ферганской котловине в новейшее время, сопровождались выработкой денудационных поверхностей, окаймляющих хребты — складки. Только послесохских поверхностей, по О. А. Рыжкову (1952), насчитывается не менее трех.

Волновое распространение складчатости, направленное к центру котловины, вызвало концентрическое расположение основных форм рельефа. Обычно в пределах Ферганской котловины выделяют следующие концентрические зоны рельефа (от периферии к центру): 1) высокогорного рельефа Чаткальского, Кураминского, Алайского и Туркестанского хребтов, с высотами более 2000 м; 2) предгорий и нижних частей склонов тех же хребтов в пределах от 500—1000 до 2000 м абсо-

лютной высоты; 3) адырного рельефа с высотами до 1000—1500 м; 4) заадырных и межадырных впадин; 5) Центральная Фергана, представляющая собой днище Ферганской котловины.

Большая часть первой из зон — высокогорного рельефа находится в Киргизии и Таджикистане. Наиболее полно представлен высокогорный рельеф лишь на крайнем северо-западе, в пределах Ферганской административной области (водораздел с долиной р. Ахангаран). Этот рельеф формировался в условиях активного новейшего подъема, амплитуда которого, как и в горах Западного Тянь-Шаня, достигала 3000 м. Рельеф здесь выработан в палеозойских отложениях, среди которых преобладают метаморфические сланцы, изверженные породы и реже известняки. Глубина расчленения высокогорий превышает 600—800 м. Склоны крутые и большей частью обнажены. Вследствие преобладания устойчивых пород и активности неотектонического подъема деятельность многочисленных рек и временных потоков выражается здесь преимущественно в глубинной эрозии, с чем связано развитие узких и глубоких речных долин. Часто наблюдаются обвалы и осыпи, особенно на участках развития сланцев.

Зона предгорий включает как нижние части склонов основных хребтов, где обнажаются палеозойские породы, так и крупные передовые хребтики, представленные в основном более молодыми образованиями, слагающими антиклинальные структуры. В ядрах этих структур также выходят палеозойские отложения. В пределах Узбекистана к округу относятся только два таких хребта в Южной Фергане — Гузан на западе и Кырташтау на востоке. Рельеф предгорий обычно значительно расчленен, хотя и меньше по сравнению с высокогорьями (глубина расчленения, как правило, не превышает 600 м). Поверхность предгорий сложена главным образом известняками и сланцами палеозоя. Реки, имеющие преимущественно V-образный поперечный профиль долин, врезаны глубоко, террасовые площадки развиты слабо. Формы рельефа резкие, часты выходы коренных пород. Книзу (к подножиям гор) рельеф постепенно выполаживается в связи с уменьшением амплитуды тектонического подъема и развитием более податливых пород мезозоя и кайнозоя. Рельефу, выработанному в этих породах, свойственны более мягкие очертания, округлая форма вершин, широкие долины с серией аккумулятивных террас. Вместе с тем именно для участков развития мезозойских и кайнозойских отложений чрезвычайно характерны отдельные структурные формы рельефа. Особенно часто встречаются резко обрывающиеся уступы и куэсты в известняках мела и палеоцена в хр. Гузан (Южная Фергана). Типичную черту рельефа предгорий составляют также башнеобразные возвышенности в песчаниках олигоцена и конгломератах неогена.

Следующая зона рельефа, выделяющаяся в Ферганском округе, это зона так называемых адыров. По поводу самого термина «адыр» в геоморфологической литературе существуют большие расхождения. Это объясняется тем, что понятие «адыр» сложное, ландшафтное. Оно включает комплекс всех природных особенностей невысоко поднятых молодых складок, сложенных континентальными кайнозойскими образованиями. В условиях сухого климата аридной зоны Средней Азии адыры, имеющие характер возвышенностей (абсолютная высота, как правило, не более 1000 м), лишены постоянных водотоков. Адыры слабо закреплены растительностью, что способствует интенсивной линейной и плоскостной эрозии, даже при слабой увлажненности территории. Вся поверхность адыров изборождена эрозионными ложбинами временных потоков. Глубина расчленения зависит прежде всего от относительной высоты адыров, обусловленной новейшими поднятиями;

густота же расчленения тесно связана с составом и строением отложений. Наиболее интенсивно (при равных климатических условиях) расчленяются адыры, сложенные с поверхности мощными лессами среднечетвертичного возраста (отложения ташкентского цикла). Наиболее устойчивы к эрозии конгломераты плиоценового и раннечетвертичного (сохский комплекс) возраста.

Адыры окаймляют Ферганскую котловину со всех сторон, но особенно развиты они в южной части, где образуют несколько полос прерывистых поднятий, разделенных депрессиями. Южная из этих полос начинается холмистым рельефом на периферии хр. Гузан, продолжается в Чимионских адырах и далее на северо-востоке переходит в серию крупных адырных складок, протягивающуюся от Куvasая до восточных границ Узбекской ССР (Кува-Андижанская адырная гряда). У описываемой адырной полосы сравнительно неглубоко расчлененный пологоволнистый рельеф с платообразными вершинами, покрытыми слоем лесса ташкентского цикла. Западные части ее расчленены глубже, рельеф крупнохолмистый.

Между Бурдалыком и Куvasаем, севернее Чимионского адыра, проходит еще одна полоса адырных возвышенностей (западная их часть называется адыром Капчигай). Как относительная, так и абсолютная высота этих адыров очень невелика. Они слабо расчленены и постепенно переходят в окружающую равнину, что особенно заметно с южной стороны, в результате общего возрастания высот равнины к югу.

В Северной Фергане между саями Резак (правый приток Чадак-сая) и Сумсар полоса периферических адыров отсутствует и южные склоны Кураминского хребта с их среднегорным рельефом, выработанным в отложениях палеозоя, непосредственно спускаются к равнине. Восточнее Сумсара, в бассейнах верхнего течения рек Касан, Патшата и Чартаксай, к полосе среднегорья Чаткальского хребта примыкают холмистые адыры, но они лежат за границей Узбекистана. Широкая полоса адыров протягивается несколько южнее, пересекая нижнее течение рек — от Гурумсая на западе до бассейна Чартаксая на востоке. Западная часть этой полосы носит название Чуст-Папских адыров, восточная — Наманганских, а средняя выделяется под названием гряды Сурсан.

В рельефе и современных рельефообразующих процессах адырной зоны наблюдаются довольно существенные различия между западной и восточной частями Ферганской котловины. Так, западная часть более засушлива. Там часто наблюдаются сильные ветры («урсатьевские»). Этим обусловлена значительная обнаженность поверхности адыров, отсутствие сколько-нибудь мощного элювия и делювия, отпрепарированность резких форм микрорельефа, обилие дефляционных форм. В восточной же, максимально увлажненной части Ферганской котловины дочетвертичные отложения перекрыты мощными толщами элювиально-делювиальных и аллювиально-пролювиальных лессовидных суглинков, задернованных с поверхности, и способствуют формированию более мягкого и сглаженного рельефа.

Зона адыров отделена от крупных периферических хребтов зоной заадырных депрессий. В Южной Фергане такая депрессия протягивается севернее хр. Катрантау (Таджикистан), между долинами Алтыарыка и Куvasая. Иногда ее называют Карасуйской впадиной (О. А. Рыжков, 1952 г.). Наибольшей ширины она достигает в восточной части (восточнее Куvasая, где носит название Аим-Ходжибад-Мархаматской). Все пространство этой заадырной депрессии заполнено конусами выноса рек Шахимардана, Исфайрамсая, Джилгилсая, Ара-

вана, Акбуры и более мелких водотоков, часто временного характера (все они стекают на север с хребтов Катран и Карачатыр). Поверхность впадины представляет собой равнину, сложенную щебнисто-галечниковым покровом пролювия, частично перекрытым мелкоземом. Реки дробятся здесь на рукава, образуя многочисленные протоки.

Узкая Ханкызская межадырная депрессия отделяет Капчигайский адыр от Чимионского. По рельефу она аналогична Карасуйской.

Обширная заадырная депрессия располагается на крайнем севере округа. Различные части ее выделяются под разными названиями (Касан-Пишкаранская, Нанайская, Алмас-Чуст-Варзыкская и др.). Вместе с тем это единая область прогибания, заполненная конусами выноса рек, стекающих с прилегающих хребтов.

Являясь на протяжении современного этапа геологической истории областями прогиба, заадырные и межадырные депрессии служили зоной аккумуляции аллювиально-пролювиальных осадков. Этим объясняется большая равнинность их рельефа. Более древние уровни аккумуляции погребены здесь под самыми молодыми образованиями, слагающими поверхность.

На неорошаемых участках депрессии имеют характер сухих голых слабоболнистых пространств, сложенных преимущественно галечниками. Особенно пустыжны западные части депрессий, лежащие на более низких гипсометрических уровнях и расположенные в наиболее засушливой части Ферганской котловины. Центральные, самые пониженные части депрессий сложены мелкоземистым материалом и отличаются особенно уплощенным рельефом.

Поднятия, происходившие в адырах, очень слабо или совсем не отразились в депрессиях. Долины, которые пересекают депрессии, обычно имеют не более двух-трех очень невысоких террас, относящихся преимущественно к самому последнему, сырдарьинскому, циклу. Основная поверхность днищ депрессий соответствует террасе голодностепского цикла Нарына, Карадарьи и Сырдарьи.

Центральная Фергана представляет собой равнину, отдельные части которой имеют рельеф различного возраста и генезиса, а следовательно, и морфологии. Периферические части равнины представлены полосой развития внешних конусов выноса, названных так в противоположность внутренним конусам (или внутренним дельтам), формирующимся внутри заадырных и межадырных депрессий. Зона внешних конусов образует равнину с уклоном в целом в сторону Сырдарьи. Поверхность равнины сложная и состоит из чередования выпуклых участков собственно конусов и вогнутых участков межконусных понижений. На основных площадях развития конусы сложены галечниками, которые по периферии перекрываются мелкоземистым материалом. Исключение составляет конус выноса Маргиланская, на поверхности которого галечники нигде не обнажаются. На поверхности самого западного, Исфаринского, конуса наблюдается развеивание песчаных отложений с образованием подвижных форм эоловой аккумуляции в виде эмбриональных дюн и барханов. Поверхность конусов изборождена веерообразно расходящейся сетью русел, часть из которых имеет постоянные водотоки, остальные — временные; многие русла весь год почти сухие.

Рельеф межконусных понижений, выполненных наиболее мелкоземистыми глинистыми отложениями, очень плоский. Он нарушается лишь в западной части округа эоловыми песчаными формами. Остальные обширные пространства Центральной Ферганы заняты аллювиальными террасами Сырдарьи и Карадарьи.

Наибольшие пространства занимает верхняя терраса, относящаяся к голодностепскому циклу. К ее поверхности привязано большинство

описанных конусов выноса. Голодностепская терраса чаще является третьей надпойменной и имеет высоту около 10—12 м. Особенно хорошо она развита на левобережье Сырдарьи, где несколько западнее меридиана Алтыарыка она имеет ширину около 50 км. Характеризуя поверхность террасы, М. А. Панков (1957 г.) указывает, что этот район отличается очень сложным рельефом. Наряду с озерными впадинами (Дамкуль, Ащиккуль) значительные площади занимают выровненные пространства, рассеченные руслами старых водотоков, и большие массивы бугристых, грядовых и реже барханных песков. Выровненные площади идут севернее Исфаринского и Сохского конусов и в межконусной части. Восточнее Соха расположены участки с песками, а в районе Токаликов — площади, сильно рассеченные глубокими руслами. Южнее идет бугристая опесчаненная равнина. Севернее Язьяванской степи расположена плоская равнина. Такие же равнинные площади имеются между Сарсу и Мазгильсаем, а также севернее Мазгильсая. Ближе к Дамкулью и западнее его большие площади долины заняты бугристыми и грядовыми песками. Характерной особенностью древней аллювиальной равнины является слоистый характер слагающих ее грунтов.

Вследствие того что Сырдарья смещена к северу, она подрезает аллювиально-пролювиальную равнину, привязанную к уровню голодностепской террасы, образуя обрыв высотой более 15 м.

К сырдарьинскому циклу относятся пойма и одна или две низкие надпойменные террасы. Вторая терраса, высотой 4 м, часто отсутствует.

### Зеравшанский округ

Характерная черта орографии Зеравшанского округа заключается в наличии почти широтных хребтов, разделенных депрессиями.

Самый северный из хребтов — Нуратинский — имеет продолжение на крайнем северо-востоке в виде отрогов Туркестанского хребта — Мальгузарских гор. Эта северная полоса поднятий является на всем протяжении водораздельной. Единственное исключение составляет р. Санзар, прорезавшая глубокую antecedentную долину, отделяющую Мальгузарские горы от Нуратинского хребта. Южные склоны Нуратау и Мальгузара окаймлены сравнительно узкой, но очень длинной (более 250 км) Санзаро-Нуратинской депрессией. За ней идет сложная полоса поднятий в виде невысоких хребтов Чумкуртау (западная оконечность Туркестанского хребта), Каратау, Актау, Каракчатау и Гобдунтау.

Эти горы составляют северный борт одной из самых обширных депрессий горно-подгорной провинции — Зеравшанской. Ее южным бортом служат отроги Зеравшанского хребта — Чакыл-Калян и Каратепа, отделенные на западе прогибом Джамской степи от очень невысоких Зирабулак-Зиаздинских гор, которые относятся к низкогорно-подгорной провинции.

По сравнительно небольшой интенсивности новейших тектонических движений Зеравшанский округ значительно отличается от других округов горно-подгорной провинции. Максимальная высота подъема за неоген-четвертичный период не превышала здесь 2000 м, а наибольший прогиб в депрессиях несколько более 1500 м.

Все горные сооружения округа относятся к области выходов раннегерцинских структур, с чем связано развитие среди пород, слагающих хребты, почти исключительно палеозойских отложений. Наиболее распространены здесь сланцы, эффузивы, туфы, песчаники и известняки, а также интрузивные породы. В этих сильно дислоцированных отложениях вырабатывается преимущественно аструктурный рельеф (без



форм, связанных с отпрепарированием наиболее устойчивых пластов). Структурные формы в виде стен, утесов, развалин замков и т. п. встречаются очень редко и приурочены к выходам мраморизованных известняков.

Небольшая высота хребтов и их положение на западной периферии горных сооружений Средней Азии обуславливают значительную сухость климата. С этим связано отсутствие крупных рек и эрозионных долин (за исключением транзитного Зеравшана). Преобладают сравнительно малые долины временных водотоков, особенно обильные на северных склонах Нуратау. Сравнительно крупные постоянные водотоки имеют лишь более высокие и увлажненные горы Чакыл-Калян и Каратепе, где реки Ургут, Саганак (Аманкутан), Терагайсай и др. выработали широкие и глубокие террасированные долины.

Сухость климата сказывается также в большой активности физического выветривания, особенно интенсивного в темных сланцах, и в развитии дефляционных форм микрорельефа в нижних ярусах рельефа. Обильные продукты выветривания подхватываются реками и временными потоками и при выходе водотоков на равнину, где вода уже иссякает, отлагают мощные толщи пролювия, в том числе щебнистого. При этом образуются обширные наклонные пролювиальные равнины, особенно характерные для подножий хр. Нуратау. Расположенные несколько восточнее этого хребта невысокие палеозойские кряжи Писталитау, Балыктытау и др. тонут в скоплениях пролювия, выступая над общей поверхностью в виде островов.

Для большинства хребтов характерна асимметрия склонов: склоны, обращенные к центральной депрессии, по которой проходит Зеравшан, более пологие и длинные.

Наиболее распространенным типом рельефа в горах округа является среднегорный тектоно-экзогенный денудационный, занимающий основные территории хребтов Чумкуртау, Мальгузар, Нуратау, Чакыл-Калян и Каратепе вплоть до вершин с максимальной высотой около 2500 м. Рельеф характеризуется задернованными склонами с крутизной от 20 до 45°. Долины имеют V-образный или широко развернутый V-образный профиль. У второстепенных долин (саев) часто широкое, почти плоское дно и сравнительно пологие склоны, но очень крутой продольный профиль.

Местами, особенно на участках развития сланцев, рельеф делается более резким, склоны обнажаются. Таким участкам свойственны многочисленные осыпи.

Глубина расчленения среднегорного рельефа равна 400—600 м, лишь изредка до 300 м (средняя часть Нуратау, хр. Чакыл-Калян).

Очень характерная черта геоморфологии описываемых горных сооружений — обширные экзогенно-тектонические поверхности древней денудации, возникновение которых относится к концу неогена. В настоящее время они подняты и начинают подвергаться разрушению. Наибольшие площади эти поверхности занимают в хребтах Нуратау, Чакыл-Калян и Каратепе. Они образуют горизонтальные слабоболитые вершинные поверхности, срезающие дислоцированные толщи палеозоя. Местами на них сохранились фрагменты плиоценовых и нижнечетвертичных конгломератов. Являясь самыми высокими участками хребтов, денудационные поверхности подвергаются наиболее сильному увлажнению. Это приводит в случае развития известняков к карстовым явлениям, которые особенно распространены в хр. Чакыл-Калян, где поверхность, сложенная известняками и мраморами верхнего силура, девона и отчасти карбона, изобилует каррами и провальными воронками (глубина некоторых из них несколько десятков метров).

Встречаются здесь также пещеры; наиболее известной из них является Аманкутанская. В этой пещере обнаружен комплекс орудий мустьерской культуры (палеолит). Особый интерес представляет пещера Амиртемир в хр. Каратепе, где трехэтажная полость общим протяжением не менее 350 м выработана в пласте известняка, зажато среди интрузивов.

Наличие на древних денудационных поверхностях молодых неоген-четвертичных отложений свидетельствует о том, что основное поднятие, приведшее к образованию хребтов Зеравшанского округа, происходило не раньше, чем в раннечетвертичную эпоху.

С новейшими тектоническими движениями связано формирование речных террас в долинах, прорезающих склоны хребтов. Обычно здесь развиты две-три террасы, высота которых возрастает к верховьям. Дифференцированность тектоники выразилась в изогнутости денудационных поверхностей. Так, Н. Ф. Иконникова (1952) выделяет в хр. Нуратау три основных денудационных уровня, каждый из которых имеет в различных частях хребта различную высоту. Амплитуда высот для одной и той же поверхности равна 300—600 м, достигая максимума в наиболее высокой части Нуратау. Следовательно, решающее значение для выработки современного горного рельефа имела тектоника, а не состав пород или характер экзогенных процессов.

Рельеф нижней части склонов наиболее крупных хребтов, а также целиком хребтов Актау, Каратау, Писталитау, Балыктытау и Зирабулак-Зиаэтдинских гор низкогорный экзогенно-тектонический денудационный. Морфологически он сходен со среднегорным, отличаясь от него лишь меньшей глубиной вертикального расчленения (обычно не более 300 м). Обнаженность поверхности, резкие формы рельефа (крутые склоны, острые вершины) при малой абсолютной и относительной высоте — все это черты, характерные для низкогорий аридной области. Здесь также есть денудационные поверхности (в хр. Актау), развитые на интрузивных породах.

На отдельных участках, там где имеются мезозойские и палеогеновые отложения с чередованием пластов различной устойчивости, возникает низкогорный рельеф со структурными формами, преимущественно в виде невысоких и сильно асимметричных куэст. Такой рельеф особенно показателен для Зирабулак-Зиаэтдинских гор в районе Карнаба.

Морфология низкогорного рельефа несет на себе следы воздействия более влажного климата прошлых эпох четвертичного периода. Это выражается в широком развитии сухих долин, лишенных значительных водотоков (даже временных), и в древних карстовых явлениях. К ним, в частности, относится малоизученная пещера Гуньжак, расположенная на южных склонах Зирабулак-Зиаэтдинских гор западнее Карнаба.

На очень ограниченных по площади участках развития верхнепалеогеновых и неогеновых отложений (например, в крайней западной оконечности Зирабулак-Зиаэтдинских гор) вырабатывается адырный рельеф, отличительной чертой которого является большое участие дефляционных форм.

Депрессии, разделяющие хребты Зеравшанского округа, по-видимому, являются областями не только относительного (по сравнению с поднимающимися горами), но и абсолютного опускания. Об этом свидетельствует преобладание аккумулятивных процессов над эрозионными, что особенно характерно для равнин, окружающих Нуратау, Актау и Зирабулак-Зиаэтдинские горы. Там происходит слияние всех террасовых поверхностей и накладывание наиболее молодых отложений (конуса выноса сырдарьинского цикла) на отложения пролювиаль-

ной равнины голодностепского или ташкентского циклов. Наиболее значительные водотоки, начинающиеся на самых высоких участках гор и привязанные непосредственно к Зеравшану (например, Турсун и Актепе, стекающие с южных склонов Нуратау), имеют серию речных террас, что связано с опусканиями в Зеравшанской депрессии. Это опускание влекло за собой увеличение продольного профиля рек-притоков и усиление глубинной эрозии.

Преобладающие в округе маломощные и редкие водотоки, развивая долины по молодым циклам, не смогли размыть и уничтожить более древние поверхности. Поэтому наиболее распространены в депрессии пространства аллювиально-пролювиальной равнины ташкентского цикла. Они составляют основные площади днища Санзаро-Нуратинской депрессии, за исключением самой западной части, где ташкентская поверхность перекрыта пролювием голодностепского цикла. Большие пространства равнины ташкентского цикла протягиваются вдоль обоих берегов Зеравшана, между Каратепе и Зирабулак-Зиаэтинскими горами. Все огромное пространство Джамской степи сложено ташкентскими (среднечетвертичными) образованиями.

В характере геоморфологии Санзаро-Нуратинской и Зеравшанской депрессий наблюдаются значительные различия, обусловленные геологической историей и размерами водотоков.

Санзаро-Нуратинская депрессия имеет неглубокое заложение: прогиб за неоген-четвертичный период и мощность молодых, кайнозойских, отложений здесь едва превышают 300 м. По условиям рельефообразования и современной морфологии различаются ее большая западная часть и меньшая — восточная. Условной границей между ними можно считать долину р. Санзар.

В западной части, или собственно Нуратинской депрессии (часто ее называют Нуратинской долиной), среди процессов рельефообразования преобладает аккумуляция пролювия. Все понижение между хребтами Нуратау и Актау представляет собой пролювиальную волнистую слабо расчлененную равнину. Особенно выровненный, почти плоский рельеф свойствен западной части, выполненной толщами щебнистого пролювия голодностепского цикла. Здесь отсутствуют постоянные водотоки, иссякающие еще в вершинах конусов выноса. На остальных, более восточных территориях Нуратинской депрессии основной фон рельефа составляет лесообразная всхолмленная равнина ташкентского цикла, слабо расчлененная редкой сетью неглубоких выположенных долин системы рек Кошрабат, Сарай и Карасу. Днища этих долин находятся в отложениях сырдарьинского цикла. Имеется также неширокая терраса голодностепского цикла высотой около 5—10 м.

Восточнее меридионального участка течения Санзара депрессия представляет собой древнюю долину Санзара с его истоками — Гуралашем и Коксаем. Рельеф здесь значительно расчленен. Хорошо выражены не менее трех террасовых поверхностей. Основное развитие имеет поверхность ташкентского цикла, над которой кое-где наблюдаются фрагменты подмытых склонов «террасовых долин» (по терминологии Ю. А. Скворцова), возможно относящихся к более древнему, сохскому, циклу. Ташкентская поверхность представляет собой довольно круто наклоненную в сторону Санзара аллювиально-пролювиальную равнину, покрытую с поверхности относительно мощными толщами лессовидных суглинков и сильно расчлененную долинами рек и саями; приобретает местами холмистый характер. К нижележащим более молодым террасам ташкентская поверхность обрывается уступом не менее 15 м высотой.

В долине Санзара и его притоков прослеживается голодно-степская терраса, достигающая наибольшей ширины в нижнем течении. Высота этой террасы невелика (2—3 м), причем не изменяется вплоть до верхнего течения. Иногда между ташкентской и голодно-степской террасами есть промежуточная, высотой 6—10 м.

К наиболее молодому сырдарьинскому циклу относятся пойма и очень низкая первая надпойменная терраса.

Зеравшанская депрессия представляет собой значительный тектонический прогиб синклинального характера, амплитуда которого за неоген и четвертичный период составляет до 1500 м. Депрессия выполнена мощными толщами четвертичных отложений, образующих серию террас, поднимающихся уступами от центра депрессии к ее периферии. Вниз по течению Зеравшана в связи с затухающей амплитудой новейшего подъема в окружающих горах террасы понижаются, древние отложения уходят под более молодые, образуя общую равнину. Особенно выражено это западнее г. Навои.

По периферии депрессии располагается широкая полоса покатой лессовой равнины ташкентского цикла. По северному борту депрессии ташкентские лессы идут вплоть до меридиана г. Навои, а на южном оканчиваются много восточнее — у восточного окончания Зирабулак-Зиаэтинских гор.

На отдельных участках ближе к обрывам, опускающимся к более молодым террасам, ташкентская поверхность сильно расчленяется и имеет овражный характер. С такими участками часто связаны карсто-суффозионные явления (например, вдоль обрывов древнего канала Даргом).

Наиболее выровнена лессовая равнина вдоль северных подножий хр. Каратепе и Зирабулакских гор.

У г. Самарканда над равниной ташкентского цикла поднимается небольшой (высотой 114 м) останец Калканата, сложенный в вершинной части палеозоем. Склоны его перекрыты лессом.

В долине Зеравшана, которая врезана в ташкентскую аллювиально-пролювиальную равнину, число и высота террас сильно варьируют. Если в районе Пенджикента, у восточной границы Узбекской ССР, не менее шести молодых террас и высота верхней из них до 80 м и более, то уже в районе Самарканда число террас сокращается до трех и высота их не более 10—12 м. Местами на участках пересечения зон поднятий с очень небольшой амплитудой число террас снова увеличивается до пяти-шести. Обычно это наблюдается в относительно узких пережимах долины Зеравшана (например, в районах селений Хазар и Саят). Все террасы Зеравшана аккумулятивные, сложены аллювием в виде галечника, перекрытого суглинками.

Ниже Самарканда в пределах второй террасы высотой 3—4 м над уровнем поймы Зеравшан разделяется на два рукава — Акдарью и Карадарью. Между ними заключен остров Мианкаль, отличающийся исключительно антропогенным рельефом (выровненные площадки полей, древние курганы, понижения каналов и дрен, развалины строений и т. п.).

В нижнем течении Зеравшан образует две молодые сухие дельты, появление которых относится к сырдарьинскому циклу. Первая из них — Бухарская — расположена между селениями Хазар и Саят. Максимальной ширины она достигает приблизительно на поперечнике Рамитана. Поверхность Бухарской дельты представляет собой слабо выпуклую равнину, изборозжденную многочисленными сухими руслами Зеравшана и каналами. Эта часть Зеравшанской долины относится уже к равнинной провинции. В северной части, вблизи Кызылкума, на по-

верхности дельты часты золотые формы: язвы дефляции, песчаные закрепленные гряды и барханы. Бухарская дельта соединена протоком сырдарьинского цикла с дельтой Кашкадарьи, которая также относится к равнинной провинции.

В пределах самой нижней (Каракульской) дельты Зеравшан иссякает, дробясь на многочисленные рукава. Глинистая поверхность дельты изобилует озерами, солончаками и формами золотой аккумуляции. Этому способствует прогибание Каракульской впадины, не компенсированное процессами аккумуляции.

### Южно-Узбекистанский округ

В пределы этого округа входит западное окончание Гиссарского хребта с многочисленными отрогами, которые разделены сложной системой межгорных впадин различного масштаба. Наиболее крупные из впадин Китабо-Шахрисябзская котловина, расположенная на крайнем севере (она отделяет Южно-Узбекистанский округ от Зеравшанского), и Сурхандарьинская — на крайнем юго-востоке округа.

Характерной для орографии Южного Узбекистана чертой, важной в геоморфологическом отношении, является схождение основных хребтов (Яккабагского, Чак-Чар, Байсунского и Сурхантау) на северо-востоке. Вследствие этого влажные воздушные массы, идущие с юго-запада, беспрепятственно проходят вдоль хребтов и задерживаются лишь на периферических северо-восточных участках (в Гиссарском хребте), где выпадает большое количество осадков. Таким образом, возникают резкие различия в условиях рельефообразования между верхними и нижними поясами рельефа. Мощные водные потоки, появляющиеся на северо-востоке и производящие там большую эрозионную работу, вступая в среднее и нижнее течение, быстро иссякают и сгружают большие количества обломочного материала, в том числе грубообломочного. По-видимому, аналогичные условия существовали в округе на протяжении почти всего неогена и четвертичного периода, с чем в значительной степени связано развитие очень мощных толщ кайнозойских моласс в Южном Узбекистане и образование глубоких депрессий (Китабо-Шахрисябзской, Сурхандарьинской и Афгано-Амударьинской).

Еще П. П. Чуенко (1937 г.) отмечал характерное для юго-западных отрогов Гиссарского хребта antecedentное заложение речных долин. Они обычно пересекают на своем пути антиклинальные хребты, возникшие после того, как оформилась основная гидрографическая сеть территории.

В связи с расположением округа на крайнем юге Узбекистана для него типичны геоморфологические процессы, обусловленные высокими температурами: химическое выветривание, особенно интенсивно проявляющееся в зоне низкогорий и на подгорных равнинах, и физическое выветривание, связанное с дефицитом влаги в нижних ярусах рельефа.

Ввиду того что Южно-Узбекистанский округ относится к области альпийского орогенеза, здесь преобладают осадочные породы мезозоя и кайнозоя; палеозойские отложения со значительным участием изверженных выходят лишь в ядрах мегаантиклиналей. Большая часть осадочных пород относится к лагунно-континентальным соленосным и гипсоносным осадкам. С этим связано широкое развитие карстовых процессов. Они особенно характерны для западных склонов Байсунтау, для хребтов Сурхантау и Кугитангтау, изобилующих воронками, нишами и пещерами. Проявления древнего карста встречаются в палеоценовых известняках и гипсах Бабатага и других невысоких кряжей.

Морфология и генезис рельефа округа резко дифференцированы по трем основным орографическим единицам: 1) осевым хребтам, 2) их предгорьям и передовым грядам и 3) прилегающим подгорным равнинам.

К осевым хребтам относятся наиболее высокие горные сооружения, имеющие значение основных водоразделов (собственно Гиссарский хребет и отходящие от него в виде крупных отрогов хребты Яккабагский, Чак-Чар, Байсунтау, Сурхантау, Карасырт, Бабасурхан, Кугитантау и др.). Эти хребты, в пределах которых тектонические поднятия, обусловившие восходящее развитие, начались очень давно и достигли максимума в конце неогена, на протяжении значительного отрезка времени представляли собой области преобладающего сноса. Вследствие этого в строении поверхности на современном этапе сравнительно слабое участие принимают самые молодые (в частности, неогеновые) отложения. Главная роль принадлежит более древним образованиям, начиная от докембрия.

В осевых хребтах от периферии (подножия) к центру (гребню) с поразительной закономерностью выделяются: 1) крупнохолмистый или чаще среднегорный с мягкими формами рельеф в палеогеновых, меловых и верхнеюрских красноцветных гипсированных отложениях, 2) гигантские массивные куэсты в меловых или юрских отложениях или участки бронированных склонов в известняках верхней юры; 3) среднегорный или высокогорный резко расчлененный рельеф в палеозойских отложениях. Такая последовательность изменяется только в тех случаях, когда наблюдаются разрывные дислокации, меняющие соотношения возрастных, а следовательно, и литологических комплексов.

Основные формы рельефа осевых хребтов обусловлены совместным воздействием активных тектонических движений (преимущественно поднятий) и процессов денудации. Степень участия тектонических движений различна для различных участков. Поэтому внутри осевых хребтов выделяются участки, более поднятые, с высокогорным типом рельефа, и среднеподнятые, со среднегорным типом рельефа.

Высокогорный рельеф связан с интенсивнейшими тектоническими движениями, приподнявшими на огромную абсолютную и относительную высоту толщи наиболее древних палеозойских отложений. Амплитуда неотектонического подъема превышает здесь 4—5 тыс. м. Об исключительном влиянии активных тектонических движений на формирование этого рельефа свидетельствуют следующие факты: 1) почти полное отсутствие осадочных отложений моложе палеозойского возраста; 2) огромная глубина эрозионных врезов и преобладание выпуклой формы склонов; 3) отсутствие ясно выраженных террасовых площадок внутри речных долин; 4) слабая зависимость рельефа от строения и состава пород.

Верхний ярус рельефа осевых хребтов составляет высокогорный гляциальный рельеф. Он расположен выше 3500 м и его нижняя граница совпадает с нижней границей распространения четвертичного горного оледенения. Зазубренные вершины, кары, троговые долины выработаны здесь в кристаллических сланцах, гранитах и гранитоидах палеозоя. У трогов крутые склоны и ширина по дну до 100—150 м. Встречаются трого с двумя плечами. •

Большое распространение имеет высокогорный рельеф без гляциальных форм, ограничивающийся высотными отметками от 2500 до 3400—3500 м. Он также развит преимущественно в палеозойских отложениях. Основную рельефообразующую роль здесь играет глубинная эрозия на фоне активных тектонических поднятий. Речные долины, рас-

членяющие высоко приподнятые антиклинали, глубоки, носят характер теснин или ущелий. Террасы выражены слабо, сохранились в виде узких лентоподобных обрывков. Количество террас доходит до десяти, и высота наиболее древних из них достигает многих сотен метров над современным урезом воды в реках. Склоны преимущественно обнажены, широко развиты осыпи и обвалы. Глубина вертикального расчленения в этом ярусе рельефа превышает 1200—1500 м, а крутизна склонов более 30—40°.

Высокогорный рельеф — как гляциальный, так и без гляциальных форм — развит в крайнем северо-восточном углу округа, в осевой части Гиссарского хребта (бассейн верхнего течения рек Тупаланг, Аксу, Танхаздаря).

Среднегорный рельеф приурочен к территориям, расположенным гипсометрически непосредственно ниже участков, занятых высокогорным рельефом. Главным фактором, воздействующим на поверхность, является здесь эрозионная деятельность рек, проявляющаяся в сильном расчленении поверхности. Возникающие при этом крупные формы рельефа (хребты и долины) нередко распределяются независимо от расположения тектонических структур, хотя сам среднегорный рельеф в целом подчиняется расположению и характеру основных тектонических структур района. В тех случаях, когда наблюдается совпадение структур и отдельных форм рельефа, оно объясняется особенностями состава и строения пород (например, выходом наиболее устойчивых палеозойских отложений по оси антиклинали).

Среднегорный рельеф формируется преимущественно в условиях развития пород мезозойского и реже кайнозойского возраста, только в наиболее приподнятых антиклиналях иногда выходят на поверхность палеозойские отложения.

Морфология среднегорного рельефа разнообразна. Здесь можно выделить аструктурный среднегорный рельеф и среднегорный со структурными формами. Аструктурный рельеф в свою очередь делится на резко расчлененный и слабо расчлененный. Резко расчлененный среднегорный рельеф приурочен к осевым частям основных хребтов округа — Яккабагского, Чак-Чар, Байсунтау и Сурхантау, где амплитуда неотектонических поднятий выражается в 3—4 тыс. м, а глубина вертикального расчленения доходит до 1000 м. Преобладающая крутизна склонов 10—30°. На них развита кора выветривания, поверхность задернована. Поперечный профиль долин несколько положе, чем в высокогорном рельефе, хотя встречаются участки узких ущелий, где исчезают площадки речных террас (например, в среднем течении Сангардака, в долине Аксу выше Мираки и в некоторых других местах). Эти участки связаны с пересечением реками молодых антиклинальных поднятий.

Слабо расчлененный среднегорный рельеф приурочен к участкам с несколько меньшей амплитудой новейших движений. Это крылья крупных антиклинальных структур или альпийские синклинали, вовлеченные в общее поднятие в четвертичном периоде. К этому типу относится рельеф небольших высоко расположенных межгорных котловин в верховьях рек Кашкадаря и Джиньдаря, Диймалекской и Кызылсуйской синклиналей, восточных склонов Сурхантау и некоторых других районов. Глубина вертикального расчленения здесь резко превышает 500—600 м. Преобладают склоны с углами менее 20°. Характерны куполовидные слабо волнистые вершинные поверхности и выровненные задернованные склоны. Долины имеют мягкую U- или даже V-образную форму, хорошо выражены поймы и аккумулятивные террасы.

Среднегорный рельеф со структурными формами приурочен прежде всего к мощным известнякам верхней юры, которые создают характерные бронированные склоны в виде гигантских наклонных плит, прорезанных на сотни метров в глубину узкими ущельями (бронированные антиклинали Сусызтау и Чакыл-Каляна, западные склоны Байсунтау и Сурхантау, западная часть Яккабагского хребта). Ближе к участкам развития высокогорного рельефа Гиссарского хребта при крутом залегании мезозойских отложений сокращенной мощности формируется рельеф моноклиальных гряд в виде слабо асимметричных куэст.

В пределах развития среднегорного рельефа встречаются также древние поверхности выравнивания, особенно характерные для Яккабагского хребта. Они образовались в результате процесса денудации, начавшегося в олигоцене — миоцене, после выхода поверхности из-под уровня палеоценового моря. Денудация уничтожила покров послепалеозойских осадочных отложений и вывела на поверхность древние денудационные поверхности, формировавшиеся еще до юры.

Самые древние элементы рельефа осевых хребтов — гребневые участки Гиссарского хребта с их гляциальными типами. Формирование денудационно-тектонического рельефа стало проявляться здесь с конца палеогена — начала неогена, когда море окончательно отступило и началось устойчивое поднятие, сопровождаемое денудацией. Наличие грубообломочных осадков (гравелитов, конгломератов) в непосредственной близости от оси хребта (например, в Зеварской депрессии) свидетельствует о значительных высотах и крутых углах поверхности суши, примыкавшей к депрессии.

Рельеф остальных территорий в пределах нынешних осевых хребтов возник, очевидно, позже. Восходящее развитие проявилось здесь с позднего неогена. Начало этого развития, тип которого сохранился до настоящего времени, фиксируется тем, что в отложениях верхнего плиоцена вокруг антиклинальных осевых хребтов стали преобладать грубообломочные разности (конгломераты гузарской или полизакской свит).

К передовым хребтам относятся сравнительно невысокие гряды, отделенные от осевых хребтов участками депрессий и, как правило, не являющиеся водоразделами между главными реками области. Основную роль в строении их поверхности играет комплекс мезозойских и кайнозойских отложений, вплоть до верхне-неогеновых и четвертичных. Для передовых хребтов характерна также молодость тектонических движений, участвовавших в формировании рельефа. Амплитуда этих движений менее значительна, чем в осевых хребтах: величина подъема за неоген и четвертичный период не превышает 2000 м.

Морфологически рельеф выражен в виде сильно расчлененных возвышенностей, среди которых преобладают линейно вытянутые (Келиф-Ширабадская, Белесенк, Сакыртма, Сарыкамышская, Хаудаг, Актау и др.). Рельеф, тождественный передовым хребтам, имеют также предгорные участки осевых хребтов (Яккабагские адыры, предгорья Байсунтау, Сурхантау и др.). Абсолютные высоты передовых хребтов, как правило, не превышают 1000—1500 м. Рельеф отличается значительной сложностью, изобилует отдельными возвышенностями и иногда целыми лабиринтами эрозионных ложбин. Типично также сочетание эрозионных и дефляционных форм. В целом рельефу свойствен характерный для аридных областей низкогорный облик.

Для абсолютного большинства передовых хребтов типично следующее распределение типов рельефа от периферии к центру: 1) мягко холмистый или чаще рельеф бедленд в отложениях неогена; 2) мелкокуэстовый или чешуйчатый в палеогеновых отложениях (главным об-



разом в известняках палеоцена); 3) крупнохолмистый в меловых отложениях, часто с большим участием структурных форм.

Особенно характерны для передовых хребтов куэсты, выработанные в палеогеновых отложениях, где бронирующим является пласт палеоценового известняка (бухарские слои). К ним относятся куэсты хребтов Бахматбель, Сақыртма, Джетымкаляс и Актау, куэста оконтуривающая северо-западный склон Келиф-Ширабадской гряды и многие другие. Структурный рельеф передовых хребтов отличается четковидной формой речных долин с расширениями в области распространения рыхлых отложений и с узкими теснинами или каньонами на участках пересечения устойчивых пластов. Классический пример таких теснин — ущелье Аккапчигаи. Во многих случаях структурный низкогорный рельеф имеет характер шатрового. Это сложный комплекс чисто эрозионных и структурных форм, среди которых преобладают конические вершины, увенчанные устойчивым пластом. Приурочен этот рельеф преимущественно к меловым отложениям осевых частей передовых антиклиналей.

Эрозионный рельеф типа холмистого или бедленда наиболее показателен для синклинальных понижений между осевыми и передовыми хребтами. Эти понижения выполнены рыхлыми наиболее молодыми кайнозойскими отложениями, но также значительно приподняты под влиянием новейших тектонических движений. Доказательством интенсивности неотектоники является не только дислоцированность нижнечетвертичных отложений на крыльях антиклинальных передовых хребтов, но и очень высокое гипсометрическое положение этих образований в низкогорном рельефе синклиналей (до 1000 м в Маликской синклинали).

Рельефом, переходным между характерным для осевых хребтов и для передовых, отличается хр. Бабатаг. Амплитуда новейшего подъема здесь была больше, чем в передовых хребтах. Поэтому по оси антиклинального поднятия этого хребта наблюдается рельеф типа среднегорного аструктурного, а на склонах развиваются структурный (чешуйчатый) и эрозионный типы рельефа, морфологически подобные соответствующим типам передовых хребтов.

Оформление в рельефе передовых хребтов Южного Узбекистана произошло уже в четвертичном периоде, о чем свидетельствует приведенный факт дислоцированности нижнечетвертичных отложений на их склонах. Наиболее молодыми являются возвышенности, расположенные на равнине Сурхандарьинской депрессии: Хаудаг с его северным продолжением в виде лессовых возвышенностей, Учкызыл-Кокайты. В строении этих возвышенностей принимают участие приподнятые тектоникой среднечетвертичные (ташкентские) отложения, следовательно, возраст поднятий и самих возвышенностей можно датировать как послеташкентский.

Основные пространства равнин Южного Узбекистана относятся к типу межгорных впадин. В течение всей геологической истории они характеризовались преимущественным опусканием с амплитудой, достигавшей в кайнозое более 3000 м, с чем связано накопление в них мощных толщ осадков. В четвертичном периоде территория равнины подверглась частичным поднятиям, однако по отношению к более энергично поднимавшимся горам она оставалась областью опускания и седиментации.

На юге равнина тянется сплошной полосой от северной оконечности Бабатага (на границе с Таджикистаном) к юго-западу до Амударьи и продолжается затем вдоль реки на запад, приблизительно в широтном направлении. Эта полоса включает Сурхандарьинскую и Амударь-

инскую депрессии. От основной полосы отходят тесно связанные с ней генетически, орографически и гидрографически более мелкие впадины. Наиболее крупные из них Китабо-Шахрисябзская и Пашхуртская котловины; менее значительны по площади впадины между передовыми хребтами (Дехканабадская, Байсунская, урочища Юкары-Тивет и др.).

К Южно-Узбекистанскому округу можно отнести также территорию так называемых Каршинских степей, т. е. равнин, расположенных в низовьях р. Кашкадарьи. Каршинские степи, хотя и лежат в пределах устойчивой Туранской плиты, но относятся к ее периферической, наиболее прогнутой части (предплатформенный прогиб, по А. Г. Бабаеву, или область, переходная от платформы к орогену, по О. А. Рыжкову) и орографически тесно связаны с Китабо-Шахрисябзской котловиной.

Над равнинной поверхностью поднимаются невысокие возвышенности Кунгуртау, Касантау и Майманак, сложенные меловыми и палеогеновыми образованиями. Рельеф холмистый, с отдельными структурными формами, близок к рельефу остальных передовых антиклинальных возвышенностей Южно-Узбекистанского округа.

С Каршинскими степями тесно связана расположенная севернее Карнабчульская степь, слабо покатая к югу.

Основным фоном в рельефе равнин является водно-аккумулятивный рельеф. Здесь насчитывается четыре основных уровня поверхностей, сформировавшихся в течение четвертичного периода: равнины сохского, ташкентского, голодностепского и сырдарьинского циклов. Они создают ступенчатость (террасированность) рельефа. Количество и высота ступеней обусловлены в первую очередь различиями тектонического режима внутри самой равнины. Вблизи антиклинальных структур (у подножия гор), там где амплитуда новейших поднятий наиболее значительна, число террас и их относительное превышение друг над другом возрастают. Впоследствии рельеф каждой из поверхностей был переработан под влиянием таких денудационных процессов, как эрозия и дефляция. На основании преобладания эрозии или дефляции в пределах равнин выделяется эрозионно-аккумулятивный и эрозионно-эоловый рельеф.

Степень эрозионного преобразования исходной равнины в значительной степени обусловлена тем, к какому циклу принадлежит та или иная равнина. Во всех случаях наиболее расчлененной оказывается наиболее приподнятая самая древняя поверхность сохского цикла, а наименее расчленены самые низкие и молодые террасы сырдарьинского цикла.

Ташкентские поверхности, как и в других округах, сложены преимущественно лессами и имеют всхолмленный рельеф. Он наиболее характерен для периферических частей Китабо-Шахрисябзской и Сурхандарьинской впадин.

Голодностепские поверхности отличаются наиболее широким распространением на территории округа, образуя огромные пространства равнин. К этому циклу относятся крупные слабо наклонные от гор конусы выноса Ширабаддарьи, Туполанга, Сангардака, Гузардарьи и др., а также обширные плоские пространства второй (а выше по течению, у Термеза, — третьей) террасы Амударьи и связанные с ней террасы Сурхандарьинской впадины. Широкие площади аллювиально-пролювиальных равнин голодностепского цикла занимают также днища Китабо-Шахрисябзской и Пашхуртской котловин.

Поверхности сырдарьинского цикла на равнине представлены в основном поймой и первой надпойменной террасой. К этому циклу относится также обширный конус выноса р. Кашкадарьи, расположенный

ниже г. Карши. Поверхность его почти совершенно плоская, в западной части осложнена эоловым рельефом.

Эрозионно-эоловый рельеф занимает преимущественно центральные части котловин, наиболее удаленные от гор. Большое значение для возникновения этого рельефа имеет широкое развитие песчаного материала в образованиях, слагающих поверхность. Среди первоначального эрозионного рельефа, на который наложен современный эоловый, основное место занимают два типа: крупнохолмистый и слабо расчлененные эрозией аккумулятивные четвертичные равнины. Преобразаясь под воздействием эоловых агентов, оба типа превратились в своеобразные, несходные друг с другом морфологические ландшафты — котловинно-бугристый и грядово-бугристый.

Котловинно-бугристый рельеф это запутанный лабиринт замкнутых понижений, по бортам которых располагаются участки развеваемых песков. Невысокие «водоразделы» между понижениями целиком перекрыты скоплениями рыхлого, часто обнаженного и перевеваемого песка. В наиболее высоких возвышенностях обнажаются коренные неогеновые отложения в виде выступов, гребней и грядок. Здесь часто можно видеть морфологически ясно выраженные овраги. Дальше от центра возвышенности овраги выполаживаются, водоразделы между ними снижаются, все больше появляется отдельных песчаных скоплений. Эти эоловые образования (эмбриональные дюны, барханы) перегораживают днища оврагов, захватывают их склоны. В результате рельеф теряет характер эрозионного, превращается в котловинно-бугристый. Наиболее типичен он для левобережья Сурхандарьи, в районе возвышенности Актау.

Грядово-бугристый рельеф в целом представляет собой волнистую равнину, состоящую из пологих и широких линейно вытянутых понижений и мягких водоразделов. Обычно плоское дно и пологие склоны понижений закреплены растительностью и имеют типичный облик долин временных потоков (саев). Чаще всего их днища связаны с террасами голодностепского и реже сырдарьинского циклов. На отдельных участках водоразделов сохраняются плоские поверхности, покрытые суглинком. Там, где верхний суглинистый покров нарушен, происходит выдувание песка и образование тут же на суглинистой поверхности форм эоловой аккумуляции. В некоторых случаях вся вершинная часть гряд — водоразделов преобразована дефляцией в бугры. Наиболее значительные площади с грядово-бугристым рельефом наблюдаются в низовьях Сурхандарьи (пески Каттакум) и Кашкадарьи.

### НИЗКОГОРНО-ПОДГОРНАЯ ПРОВИНЦИЯ

К северо-западу от горной провинции Тянь-Шаня, на ее продолжении в центральной части пустыни Кызылкум, находится область развития низких гор, окруженных несколько приподнятой Кызылкумской равниной. Образование гор связано с активными новейшими тектоническими движениями, но по активности эти горы в значительной мере уступают горно-предгорной провинции. Так, общая амплитуда поднятий за неогеновый и четвертичный периоды здесь не превышает 1500 м. Малые амплитуды воздыманий не оказали существенного влияния на аридный климат Кызылкума. Это наложило своеобразный отпечаток на формирование рельефа рассматриваемой провинции.

Отсутствие постоянных водотоков, накопление пролювия, небольшие высоты, развитие дефляции — все это делает резко различными низкогорную и горную провинции. С другой стороны, выровненность районов синклиналей и воздействие геоморфологических факторов пус-

тынного характера сближают области впадин с окружающей равниной, так что отделить их бывает невозможно.

Изучением геоморфологии пустыни Кызылкум занимались очень многие исследователи: С. А. Кушнар (1937), А. Д. Архангельский (1931), И. П. Герасимов и П. К. Чихачев (1931), Н. В. Ломакин (1934 г.), П. С. Макеев (1933 г.), С. А. Никитин и С. Ф. Песков (1936), С. Н. Колов (1955), С. П. Толстов и А. С. Кесь (1960), Б. А. Федорович (1952 г.), В. И. Лаэрт (1953).

Много ценного материала по геоморфологии Кызылкума получено при геологосъемочных и гидрогеологических исследованиях на территории пустыни, особенно широко развернувшихся после 1953 г. В этих исследованиях принимали участие М. Т. Бурак, Г. Ю. Алферов, А. А. Кулеш, Н. А. Когай, Д. А. Рубанов, Я. Б. Айсанов, К. К. Пятков, Э. Мамедов, Х. Х. Урманов, А. К. Бухарин, М. Л. Рывкин, В. М. Железнов, Н. П. Кириченко, Б. Г. Веретенников.

### Центрально-Кызылкумский округ

Характерная особенность Кызылкума заключается в наличии большого числа горных возвышенностей, располагающихся изолированно одна от другой или группами. Все они представляют собой крупные молодые брахиантиклинали, осложненные сбросами (ранее, до работ С. А. Кушнаря, они ошибочно считались останцами древней горной страны).

Самая западная из них — хр. Султануиздаг. Он протягивается на расстояние около 35—40 км в широтном направлении. Западная часть хребта постепенно заворачивает к северу и принимает почти меридиональное направление. Максимальной ширины Султануиздаг достигает в средней части — 13 км. Высшая точка хребта — 473 м над ур. м. Склоны сильно расчленены долинами временных водотоков. Главные долины заложены в различных палеозойских породах вкрест простирания свит. Для них характерны широкие плоские днища, выстланные щебнисто-песчаным материалом. В восточной части хребта на высоте 325—380 м над ур. м. сохранились остатки древней денудационной поверхности.

В центральной части пустыни выделяется крупная и сложная в геолого-геоморфологическом отношении группа возвышенностей, в которую входят горы Букантау, Алтынтау, Кокпатас и протягивающаяся к востоку от них цепь одиночных гряд Джетымтау 1-я, Джетымтау 2-я и гор Тохтатау.

Под названием Букантау обычно объединяется несколько орографических и вместе с тем структурных единиц. Здесь прежде всего выделяются две скалистые гряды: Тубаберген и Боздонтау. Они протягиваются одна за другой в меридиональном направлении на 60 км. Ширина их всего 0,6—0,9 км. Средняя высота гор Тубаберген 450—500 м, Боздонтау — 700—750 м. В Боздонтау находится и наивысшая точка этой группы гор — г. Ирлир (764 м). Склоны гряд, особенно южные, очень крутые и сильно изрезаны порожистыми оврагами и их водосборными воронками. К южному склону гор Боздонтау примыкает широкая полоса холмистого рельефа. Северные склоны гор Тубаберген и Боздонтау на значительном протяжении контактируют с обширным Буканским нагорьем, представляющим собой один из интереснейших объектов геоморфологических исследований.

Нагорье занимает более 600 км<sup>2</sup>. Оно вытянуто с запада на восток на 40 км при максимальной ширине 15—16 км. Это нагорье является фрагментом древней (предверхнемеловой) денудационной поверхности.

В период позднемеловой трансгрессии пенепленизированная поверхность подверглась дополнительной планации, а затем была погребена под рыхлыми меловыми, палеогеновыми и неогеновыми осадками. В четвертичное время отдельные фрагменты этой поверхности в результате новейших поднятий и денудации обнажились в ядрах некоторых крупных брахиантиклиналей, в том числе Букантауской.

В восточной половине Буканского нагорья эрозионные долины редки. Большинство их заканчивается уже в 2—3 км от края нагорья. Крупные долины достигают примерно середины нагорья. Протягиваются они прямолинейно в северо-восточном направлении. Таким образом, здесь, как и в Султануиздаге, долины режут пласты вкрест стратификации. Только в отдельных местах они образуют коленообразные изгибы. Обыкновенно долины характеризуются V-образным поперечным профилем, но отдельные отрезки их представляют собой типичные каньоны. Каньонообразный характер имеет на значительном расстоянии крупнейшая долина нагорья Архарсай. Заканчиваются долины энергично врезающимися неветвящимися вершинами. От вершин на несколько километров вглубь нагорья разбегаются широкие вееры неглубоких и узких эрозионных борозд. Некоторые борозды достигают подножия гор Боздонтау.

В западной половине нагорья, сложенной легко выветривающимися изверженными породами (главным образом гранодиоритами), эрозионная сеть носит другой характер. Здесь она более густая и сложная.

К югу от Букантау, за широким прогибом, расположены более низкие горы Алтынтау (522 м). Большая часть их сложена гранитами, интенсивно разрушающимися под влиянием типичных для пустыни резких колебаний температуры. Это сильно облегчило работу временных вод, которые создали здесь чрезвычайно густую эрозионную сеть.

К Алтынтау на востоке примыкает горная возвышенность Кокпатас, во многом напоминающая Буканское нагорье. Поверхность ее мягкая, волнистая. Она повышается с юга на север и с запада на восток от 350—400 до 430 м, а в отдельных точках до 450—470 м над ур. м. Центральная часть гор Кокпатас расчленена широкими V-образными долинами и несколько врезанными в них руслами. Долины разделены невысокими округленными водоразделами. Местами сохранились участки древней поверхности выравнивания. У южного края гор глубина расчленения быстро возрастает. Широкие долины, собственные центральные части гор, сменяются скалистыми ущельями и каньонами. Направление долин и их внешний вид постоянно меняются в зависимости от литологических свойств прорезаемых ими пород.

Восточнее гор Кокпатас возвышается короткая и узкая гряда с волнистым гребнем — Джетымтау 1-я. Она постепенно повышается к востоку и заканчивается высокой конусовидной вершиной (511 м). За ней поднимается более значительная гряда — Джетымтау 2-я. Она вытянута с северо-запада на юго-восток, высота 565 м над ур. м. Эта возвышенность имеет асимметричное строение: крутой юго-западный склон и пологий северо-восточный. Гребень ее заостренный, неровный.

Цепь возвышенностей заканчивается горами Кийктау и Тохтатау. Все эти возвышенности имеют скалистые склоны, сильно изрезанные короткими сухими долинами. Встречающиеся в литературе упоминания о мощных осыпях, развитых, якобы, в Кызылкуме на склонах горных долин (Н. В. Ломакин, 1934 г.), не соответствуют действительности.

К югу от описанной группы гор, за широкой полосой песков Джаманкум, поднимается самый высокий горный массив Кызылкума — Тамдытау. Северная часть массива называется Актау. Актау — скали-

стый хребет, достигающий абсолютной высоты 922 м. Это наивысшая отметка Кызылкума. Протягивается хребет с запад-юго-запада на восток-северо-восток. Северный склон Актау чрезвычайно крут. С юга к Актау примыкают более низкие горы Мурунтау.

К юго-западу от гор Тамдытау расположена вытянутая в широтном направлении цепь невысоких гор Ауминзатау. Максимальная высота их 695 м над ур. м. К западу от Ауминзатау расположена возвышенность Аристантау с высшей точкой 698 м. Она состоит из трех вытянутых в широтном направлении гряд, заходящих одна за другую.

Наконец, южнее гор Ауминзатау возвышаются горы Кульджуктау, представляющие собой неширокую гряду, протягивающуюся с запада на восток на 70 км. Абсолютная высота высшей точки этих гор 785 м. Склоны гор голые и сильно расчленены эрозией. На пологих склонах и на поверхностях нагорий часто встречаются островки золотых песков.

Образование горных возвышенностей Кызылкума началось в начале четвертичного периода. Первоначально развившиеся структуры имели характер крупных брахиантиклинальных вздутий, с поверхности которых происходил снос палеогеновых и меловых пород.

Подножия горных склонов обрамлены пролювиальными равнинами. Ширина их в зависимости от масштаба и геоморфологической структуры поднятий колеблется от 1—2 до 30—35 км. Обычно равнины круто наклонены от гор к периферии. У подножий гор абсолютная высота их 350—400 м, а иногда и более; с удалением от гор они быстро понижаются и в периферических частях не превышают 200 м.

Подгорные равнины Кызылкума имеют ярусное строение. Поверхность их слагается из четырех эрозионно-аккумулятивных ступеней. Верхняя из них соответствует уровню древней (плиоценовой) аллювиальной равнины. К этому уровню приурочены пролювиальные шлейфы кызылкумского и айтымского эрозионно-аккумулятивных циклов. Три более низких уровня представляют собой террасы во впадинах; на них развиты соответственно пролювиальный шлейф надкулкудукского цикла, пролювиальный шлейф кулкудукского цикла и пролювиальный шлейф современного цикла.

Поверхность пролювиальных равнин расчленена слабо. У подножий гор ее пререзают многочисленные сухие русла, являющиеся продолжением горных долин. У этих русел небольшая глубина, плоские днища и крутые склоны. Большинство из них теряются на небольшом расстоянии от гор. Часть русел имеет более значительные протяжения: например, сухой овраг Аксай, берущий начало на южных склонах Букантау и достигающий Мынбулакской впадины, протягивается примерно на 50 км.

Золотые пески на пролювиальных равнинах, как и в горах, встречаются разрозненными пятнами и полосами. Протяженность песчаных полос 5—10, а иногда и 30 км. Пески слабо закреплены растительностью.

Весьма многочисленны на подгорных равнинах бессточные котловины — сравнительно небольшие по величине отрицательные формы и впадины. Размер котловин колеблется от нескольких сотен метров до 5—10 км. Глубина котловин 10—30 м, а иногда и более. Склоны их S-образной формы; крутизна склонов в средней части 20—25°. На склонах развита кора выветривания меловых или палеогеновых гипсированных глин. Она представлена сыпучим материалом, состоящим из глинистых частичек и мелких кристалликов солей, прикрытым очень тонкой глинистой корочкой. Днища котловин (целиком или частично)

заняты такырами. Иногда посредине котловин поднимаются холмы-останцы.

Дефляционное происхождение котловин не вызывает сомнения. Возраст их различен. Наиболее древние из них, выработанные на поверхности айтымского пролювиального шлейфа, заложились, очевидно, не ранее конца айтымской (среднечетвертичной?) эпохи.

Впадины представляют собой более сложные в геоморфологическом и генетическом отношении формы. Важнейшая особенность впадин наличие внутри их систем эрозионно-аккумулятивных террас, сформированных слепо заканчивающимися во впадинах временными горными потоками. Очертания и размеры впадин очень разнообразны. Наиболее крупные впадины — Мынбулакская и Аякагитминская — протягиваются на 40 км, Каракатинская — на 50 км.

Обычно впадины развиваются на месте крупных тектонических прогибов, не компенсированных аккумулятивными процессами.

Днища впадин лежат на разных гипсометрических уровнях. К днищу Мынбулакской впадины приурочена самая низкая отметка Кызылкума и всего Узбекистана — минус 12 м.

Для установления возраста кызылкумских впадин весьма важно то, что местами они выработаны в поверхности айтымского (среднечетвертичного?) пролювиального шлейфа, т. е. являются более поздними образованиями.

Из геолого-геоморфологического анализа впадин следует, что они пережили не менее трех фаз дефляционного врезывания, прерывавшихся сравнительно продолжительными периодами ослабления дефляции и развития эрозионно-аккумулятивной деятельности.

### РАВНИННАЯ ПРОВИНЦИЯ

Значительная часть западных и северо-западных районов Узбекистана занята равнинными пространствами. Тектонически это слабopодвижная зона Туранской плиты. Здесь на фоне общих слабых поднятий происходило формирование пологих складок небольшой амплитуды. Результатами этих движений явилось формирование террас вдоль Амударьи, поднятие плиоценовых отложений равнинного Кызылкума и Сундукли, образование небольших увалов-антиклиналей и т. д. Все эти движения вносили разнообразие в типы рельефа в целом, но не нарушили равнинности описываемой территории. Эта территория окаймляет с севера и запада Центрально-Кызылкумские поднятия и прослеживается по направлению к Устюрту и юго-западным отрогам Гиссарского хребта.

Геоморфологическими исследованиями пространств равнинной провинции Узбекистана занимались многие исследователи. В районе равнинного Кызылкума исследования проводили те же геологи, которые изучали и территорию Кызылкумского округа.

Своеобразную геоморфологическую единицу представляет собой Устюрт, в пределах которого бронирующие плато сарматские известняки образуют пластовые равнины, нарушаемые антиклинальными поднятиями (Карабаур и др.) и синклинальными прогибами (Ассаке-Аудан и др.).

Устюрт являлся объектом изучения многочисленных исследователей. Наибольший вклад в изучение его рельефа сделали Н. П. Барбот де Марни (1889), М. Д. Спидонов (1918 г.), О. С. Вялов (1935), И. П. Герасимов (1930 г.), Н. П. Луппов (1945 г.), В. И. Солун (1939). Специальные геоморфологические исследования на Устюрте провела О. Ю. Пославская (1949).

В комплексе с геологическими исследованиями проводила геоморфологическую съемку Устюрта аэрогеологическая экспедиция ВАГТа в составе В. В. Буклина, В. П. Кравчука, Ю. Я. Кузнецова, В. П. Мирошкина, А. И. Мухиной, С. Е. Петрова, Б. З. Урецкого, А. И. Шаропова под общим руководством Ю. Я. Кузнецова.

Между Кызылкумом и Устюртом, в низовьях Амударьи, основные черты рельефа обусловлены деятельностью этой реки. Изучением рельефа и четвертичных отложений здесь занимались А. Д. Архангельский (1931), Б. М. Георгиевский (1937), И. П. Герасимов (1937), Б. А. Федорович и Н. П. Луппов (1957 г.), А. С. Кесь и С. П. Толстов (1960), В. И. Попов, Н. И. Гриднев и К. А. Набиев (1956), Ю. А. Скворцов (1959 г.), В. В. Акулов (1960). Среднемасштабные геоморфологические карты отдельных частей низовий Амударьи составляли С. А. Днепров, Г. Ю. Алферов, Н. А. Когай и А. А. Кулеш, А. А. Скворцов, а сводная геоморфологическая карта составлена сотрудниками Узбекского гидрогеологического треста под общим руководством А. С. Кесь.

### Кызылкумско-Сундуклинский округ

Огромную часть территории Кызылкума занимают песчаные равнины. Рельеф их обычно характеризуют как грядово-бугристый или грядово-ячеистый. Однако такой рельеф свойствен лишь западной части Кызылкума, тяготеющей к хр. Султануиздаг. На больших площадях в пределах узбекской части Кызылкума пески имеют котловинно-ячеистый рельеф.

Остов рельефа на этих площадях образует древнее разрушенное плато, расчлененное желобообразными котловинами глубиной от 20 до 80—100 м. Вся поверхность плато, не исключая склонов и днищ выработанных в нем крупных отрицательных форм, покрыта бесчисленным множеством мелких котловинок-ячей. Диаметр их от 10—25 до 100 м, а иногда и более.

Одна из характернейших особенностей ячеистого микрорельефа — асимметричное строение котловинок, выражающееся в различной крутизне их северо-восточных и юго-западных склонов. При этом крутые склоны ячей всегда ориентированы на северо-восток (20—45°).

На востоке глубина расчленения котловинно-ячеистого рельефа постепенно уменьшается, и уже за пределами Узбекской ССР он приобретает характер плоской песчаной равнины со своеобразным ландшафтом кольцевых «дюн». Отдельные участки такого ландшафта можно наблюдать и на территории Узбекистана к северу от гор Джетымтау. Колебания относительных высот на таких участках не превышают 3—5 м.

Кольцевые «дюны» представляют собой дефляционные котловинки с верхним диаметром 20—40 м, обрамленные с северо-восточной (наветренной стороны) подковообразно изогнутыми песчаными валами. Примечательна однообразная ориентировка внешних склонов песчаных валов на северо-восток — в секторе от 15 до 60°.

Пески закреплены кустарниково-эфемеровой растительностью. Степень закрепленности песков Кызылкума возрастает с запада на восток.

На крайнем юго-востоке Кызылкум через узкую полосу песков между Каракульской дельтой Зеравшана и Амударьей связывается с пустыней Сундукли, значительная часть которой занята плиоценовым плато с развитым на нем эоловым рельефом. Полоса плато вытянута с северо-запада на юго-восток и окружена по периферии голодностепскими аллювиальными равнинами, изобилующими такырами, солонча-



ками, древними озерными впадинами. Большая часть равнин переувлажнена и имеет золово-аккумулятивный рельеф.

Вблизи Зирабулак-Зиатдинских гор над поверхностью бугристых песков и такыров возвышаются отдельные небольшие антиклинали — горы Караус, Джаркак и Сеталантепе с максимальными высотами 300—350 м. Они сложены палеогеновыми и меловыми образованиями и часто имеют в рельефе структурные формы.

### Устюртский округ

Устюртский округ выделен на крайнем северо-западе Узбекистана. Это чрезвычайно своеобразная в геоморфологическом отношении территория, представляющая собой огромное структурное плато, бронированное с поверхности миоценовыми известняками. Высота плато в среднем около 200 м; оно ограничено со всех сторон крутыми обрывами — «чинками» и не имеет на поверхности ни одного постоянного водотока. Этим объясняется очень слабая расчлененность поверхности. Основные формы рельефа обусловлены здесь тектоническими структурами, определяющими характер залегания бронирующего пласта и создающими основные крупные орографические элементы (экзогенно-тектонический рельеф).

На основных пространствах Устюрта миоценовые известняки залегают горизонтально или падают моноклинално под очень небольшими углами. Для таких территорий характерна большая общая равнинность. Иногда на протяжении десятков километров поверхность совершенно плоская. В то же время на фоне этой равнины часто наблюдаются многочисленные неглубокие плоскодонные котловинки, диаметром до нескольких километров и глубиной всего несколько метров, отдельные воронки, слепые долины и т. п. формы. Все они связаны с карстовыми явлениями, очень типичными для округа.

Складки, развитые в пределах Устюрта, имеют характер очень пологих валобразных поднятий и таких же пологих прогибов, идущих преимущественно в широтном направлении. Наиболее крупным из антиклинальных складок в рельефе соответствует Карабаурский вал, протягивающийся юго-западнее солончака Барсакельмес, и Северо-Устюртское поднятие, расположенное севернее упомянутого солончака. В пределах этих повышенных полос на относительно крутых склонах значительно развита сеть небольших ложбин временных потоков. У подножия увалов они образуют полосу щепнистых и мелкоземистых мало-мощных скоплений.

С зонами прогиба на Устюрте совпадают обширные понижения. Наиболее значительный (по площади) из этих прогибов проходит в центральной части, в районе бессточной котловины, занятой солончаком Барсакельмес. В этом относительно пониженном районе широко развиты карстовые явления. Наиболее типичны из них грандиозные колодеобразные провалы («аны»), достигающие нескольких десятков метров в диаметре и до 10 м в глубину. В Барсакельмесском районе наиболее мощными являются пролювиальные отложения, сносимые с окружающих поднятий. Рельеф волнистый, испещренный короткими сухими оврагами, воронками, небольшими котловинками. Наибольшей степенью расчленения отличаются борта котловины Барсакельмес. На юго-востоке они имеют высоту до 20—25 м, значительную крутизну и резко контрастируют с плоским дном, занятым огромным (более 30 км в диаметре) солончаком.

Карстовые явления многочисленны также на крайнем юго-западе округа, вблизи обрывов (чинков).

На крайнем севере и в южной части плато Устюрт нарушается двумя понижениями. Первое из них — Северно-Устюртское — занято золово-аккумулятивным рельефом песков Сам и солончаками Асмонгай-Мотай. Северо-западная часть, наиболее пониженная, представляет собой древнюю озерную равнину.

Озерное происхождение имеет также впадина Ассаке-Аудан, проходящая в южной части плато и соединяющаяся на востоке с Сарыкамьшской котловиной. Впадина окружена чинками. Рельеф ее дна слабо холмистый, с чередованием небольших пологосклонных останцов, понижений, занятых солончаками, и пространств развеиваемых песков.

Совершенно особый рельеф, резко контрастирующий с плоским рельефом плато, имеют чинки. Это грандиозные обрывы, достигающие относительной высоты 200 м и более сильно расчлененные эрозией и дефляцией. Они прорезаны сравнительно густой сетью оврагов, отличающихся небольшой глубиной и очень крутым продольным профилем. Эрозии способствует интенсивное выветривание, в результате которого накапливается большое количество рыхлого материала на дне и склонах ложбин. Широко развиты здесь также оползни, особенно значительные вдоль западных берегов Аральского моря.

### Нижнеамударьинский округ

Река Амударья при впадении в Аральское море образовала область обширных аллювиально-дельтовых равнин, очень четко выделяющихся геоморфологическим и ландшафтным обликом на фоне окружающих пустынных пространств Устюрта, Кызылкума и Заунгузского Каракума. Вся территория от Тюямуюнской теснины до Аральского моря, сложенная аллювиально-дельтовыми осадками Амударьи и характеризующаяся особым геоморфогенезом, составляет самостоятельную геоморфологическую единицу — Нижнеамударьинский округ.

Низовья Амударьи представляют собой однообразную, низменную, плоскую равнину, сложенную почти исключительно дельтовыми наносами Амударьи. Поверхность равнины весьма полого опускается с одной стороны на север, к Аральской, а с другой — на запад, к Сарыкамьшской впадине (Архангельский, 1931).

Плоская низменная аллювиально-дельтовая равнина, высота которой на юге равна около 100 м, а на севере, у Аральского моря, 54 м, изрезана рекой Амударьей, многочисленными ее ответвлениями в виде естественных действующих и сухих русел, густой оросительной системой, а также озерными и солончаковыми впадинами. На этом общем равнинном фоне резко выделяются возвышенности Кубетау, Борлытау, Кушканатау, Бельтау, Бутентау, Мангыр, Тузкыр, Тарымкая, Зенгебаба, Аязкала, имеющие относительные превышения над окружающими равнинами 60—80 м. Характерная особенность этих останцовых возвышенностей, разбросанных в низовьях Амударьи, заключается в асимметричности их склонов. Эти останцовые возвышенности являются фрагментами некогда расстилавшейся здесь единой равнинной поверхности.

Аллювиально-дельтовые образования, слагающие равнинные пространства низовий Амударьи, могли возникнуть после формирования Арало-Сарыкамьшской котловины. Вопрос о том, как и когда образовалась эта впадина, дискусионен. Он неоднократно затрагивался в литературе. Указания на происхождение чинков Устюрта и Арало-Сарыкамьшской котловины можно найти у Л. С. Берга (1908), А. Д. Архангельского (1931), Б. М. Георгиевского (1937), В. И. Попова, Н. И. Гриднева и К. А. Набиева (1956). Генезис и возраст Арало-Са-

рыкамышской котловины и последовательность формирования отдельных частей дельты рассматривает Ю. А. Скворцов (1959 г.). Он намечает два этапа в формировании Арало-Сарыкамышской котловины, ныне занятой Аральским морем, Сарыкамышем и низовьями Амударьи: доамударьинский и амударьинский.

В доамударьинский этап водными потоками, направлявшимися с севера, была выработана эрозионная впадина вдоль чинка Устюрта и на месте современной дельты Амударьи. Материалы разрушения водой выносились к югу и юго-западу. Арало-Сарыкамышская эрозионная впадина уже существовала в конце плиоцена, так как в основании отложений, впоследствии заполнивших ее, есть осадки акчагыльского и апшеронского возраста (Луппов, Эберзин, 1945; Грамм, 1958; Н. П. Васильковский, 1956 г.).

Второй этап формирования современной Арало-Сарыкамышской впадины связан с деятельностью Амударьи. На протяжении всего ранне- и среднечетвертичного времени, когда стала ослабевать деятельность водотоков с севера, эта река текла на запад и формировала мощную каракумскую толщу наносов в пределах Низменного Каракума. Только в недавнее геологическое время она повернула в сторону Арало-Сарыкамышской впадины.

Вначале, как предполагает Б. А. Федорович, к Аральскому морю было привязано формирование долины Зеравшана. Поворот Амударьи в Арало-Сарыкамышскую впадину совершился, по мнению Ю. А. Скворцова, путем перехвата ее долиной Зеравшана в районе Кабаклы.

Материалы, принесенные Амударьей, заполнили значительную часть Арало-Сарыкамышской впадины. В низовьях Амударьи выделяются аллювиально-дельтовые равнины различных возрастных генераций. Спорным остается вопрос о последовательности их формирования.

Ю. А. Скворцов наиболее древней частью дельты Амударьи считает Присарыкамышскую. Эта часть дельты разделила Арало-Сарыкамышскую впадину на два изолированных бассейна, создав современные условия для существования Аральского моря. Более молодое образование представляет собой аллювиально-дельтовая равнина Акчадарьи. Наиболее молодой является современная приаральская часть дельты Амударьи.

Несколько иной точки зрения по вопросу о последовательности формирования аллювиально-дельтовых равнин придерживаются Б. А. Федорович (1957 г.), А. С. Кесь и С. П. Толстов (1960), которые считают, что в хвалынское (т. е. позднечетвертичное) время Амударья несла свои воды и наносы в так называемую Хорезмскую глубокую континентальную впадину. Заполнив ее осадками, Амударья сперва образовала дельту Акчадарьи, а затем, прорвав перемычку между Устюртом и Заунгузским Каракумом, затопила древние континентальные впадины Сарыкамыш и Ассакеаудан. Остатками этой перемычки авторы считают сохранившиеся останцовые возвышенности Тузкыр, Канчакыр, Тарымкая, Бутентау и др. Поворот Амударьи на север привел к высыханию сначала Ассакеауданского, а затем Сарыкамышского озерных бассейнов, с одной стороны, и к формированию современной приаральской дельты Амударьи — с другой. В. В. Акулов при анализе данных бурения не обнаружил следов перемычки, отделявшей Хорезмскую впадину от Сарыкамышской. Рассматривая низовья Амударьи, заполненные дельтовыми наносами, как «огромную единую и глубокую впадину» (Акулов, 1960), он склоняется к мнению о единой Арало-Сарыкамышской впадине.

В низовьях Амударьи выделяются аллювиально-дельтовые равнины верхнечетвертичного, верхнечетвертично-современного и современного возрастов.

На правом берегу Амударьи, у подножия восточных и юго-восточных склонов Султануиздага развита аллювиально-дельтовая равнина Акчадарьи. От современной долины Амударьи она отделяется хорошо выраженным на местности уступом высотой 1—1,5 м. На этой плоской равнине встречаются массивы эоловых песков и котловины дефляции.

К северу от возвышенности Кокча через колодцы Каунды, Таджикизган и Карабатыр к колодцу Камышты протягивается Акчадарьинский коридор (А. С. Кесь, 1957 г.); ширина днища его от 3 до 6 км. Коренной берег Акчадарьи местами образует четко выраженный в рельефе уступ, высота которого, по данным А. А. Ямнова и М. К. Граве, до 5 м. К северу от колодца Камышты описываемая равнина занимает огромные пространства вплоть до побережья Аральского моря. Дельта Акчадарьи сливается с дельтой Джаныдарьи. На юго-восточном побережье Аральского моря эта равнина перекрывается морскими осадками, содержащими *Cardium edule*, и рассматривается как верхнечетвертичная.

Сарыкамышская аллювиально-дельтовая равнина лежит на левом берегу Амударьи. С юго-востока на северо-запад по этой равнине проходят естественные русла, по которым воды Амударьи текли еще в недавнее время в Сарыкамышское озеро. Таковы Дарьялык (Кунядарья) на севере, Даудан в центральной части, Черменъяб и Тонидарья — на юге. Эти староречья проходят от современного русла Амударьи почти на 200 км на запад, заканчиваясь на берегах несуществующего ныне Сарыкамышского озера (А. А. Ямнов, 1957 г.). Вдоль русел на их днищах лежат полосы эоловых песков с мелкобугристым и грядовым рельефом.

В результате многовековой сельскохозяйственной деятельности человека аллювиально-дельтовая равнина перекрыта культурно-ирригационными наносами, образовавшими искусственный микрорельеф.

Для современного рельефа равнины очень характерны искусственные валы-гряды, сопровождающие все крупные ирригационные каналы и расположенные между ними межарычные понижения до глубины 1,5 м. Обычно эти понижения заняты болотами или солончаками. В некоторых из впадин в результате сброса поливных вод образовались озера. Особенно много таких озер на южной и юго-западной окраинах Хорезмского оазиса.

Типичными участками естественного рельефа являются древние поймы с разработанными в них более молодыми руслами староречий Даудана и Дарьялыка и сопровождающие их небольшие массивы песков.

Современная дельта Амударьи начинается от г. Нукуса и занимает центральную часть Каракалпакской АССР, примыкая на севере к Аральскому морю. Это типичная низменность с разбросанными по ней останцовыми возвышенностями (Кушканатау, Кызылджар). Характерная черта современной дельты Амударьи — расчлененность ее многочисленными протоками, заболоченными участками и озерами, на берегах которых растут камыши и различные кустарники.

## КЕМБРИЙСКИЙ ПЕРИОД

Тектоническая структура допалеозойских образований Юго-Западного Тянь-Шаня изучена очень слабо. Есть основание предполагать, что в позднем протерозое после геантиклинального этапа сформировались северный и южный геосинклинальные прогибы и разделяющее их Среднетяньшаньское поднятие.

Начиная с кембрийского периода геосинклиналь Южного Тянь-Шаня продолжает развиваться как сложная эвгеосинклиналь. В восточной ее части центральный прогиб — Зеравшано-Туркестанская структурно-формационная зона — отчетливо фиксируется на протяжении кембрийского и ордовикского периодов и раннесилурийской эпохи. Раннекаледонские движения проявились в Зеравшано-Туркестанской зоне относительно слабо. Они вызвали образование локальных поднятий, обусловивших местные перерывы в осадконакоплении. Одно из таких поднятий, возникшее в конце раннего кембрия в западном окончании Туркестанского хребта, просуществовало до майского века. Последующие воздымания произошли здесь в начале позднего кембрия и в раннем силуре. В Зеравшано-Туркестанской зоне накопилась мощная серия терригенно-карбонатных осадков кембрия — около 4,5 тыс. м.

Прилегающая с севера Туркестано-Алайская зона отличалась неустойчивостью режима осадконакопления, связанного с тектонической подвижностью. Для этой зоны характерно широкое развитие эффузивных образований основного состава мощностью до 900 м и связанных с ними кремнистых пород. Толща кембрия характеризуется резкими фациальными переходами, линзообразным строением и меньшей мощностью.

Кембрийские отложения Туркестано-Алайской зоны образовались в прибрежной полосе моря с грядовыми островами, барьерными рифами, отмелями и подводными вулканами. Можно предполагать, что берег морского бассейна находился в северной части Карачатырской зоны.

Граница Южно-Тяньшаньской геосинклинали с Байсунским средним массивом в кембрийском периоде проходила в Южно-Гиссарской зоне.

От Северо-Тяньшаньской геосинклинали Среднетяньшаньский средний массив был отделен кордильерой, возникшей в позднем синии (Белькова, Огнев, 1964). В северо-восточной части массива в раннем палеозое существовали наложенные прогибы, которые в кембрийском периоде заполнились сравнительно маломощной (до 1000 м) терригенной формацией.

Разрезы кембрия Зеравшано-Туркестанской и Туркестано-Алайской структурно-формационных зон хорошо сопоставляются с разрезами

кембрийских отложений Северного Тянь-Шаня, Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области. Сходство выявляется в составе отложений и в близости комплексов органических остатков. Во всех областях в кембрии имела место подводная вулканическая деятельность.

В алданском веке на территории Южного Тянь-Шаня было открытое море, что подтверждается богатыми комплексами археоциат и водорослей. Здесь накапливались преимущественно глинистые осадки с большим количеством продуктов жизнедеятельности планктонных организмов.

В ленском веке море распространилось значительно шире, им омывалось три крупных участка суши: Чаткало-Кураминский, Гиссарский и Памирский. Появляются первые триболиты, которые к концу века вместе с увеличением карбонатных осадков получают массовое развитие.

К середине амгинского века область стала ареной подводных излияний. Условия осадконакопления резко изменились; потоки основной лавы образовывали мощные толщи, и только в периоды затишья шло накопление терригенного материала.

Мелкая часть шельфа и прибрежная зона оказались особенно благоприятными для развития органического мира. Видовой состав трилобитов стал богаче, появились брахиоподы и гастроподы. На песках, глинах и непосредственно на остывших лавах возникали биогермы. Пульсирующая деятельность вулканов приводила к массовой гибели животных, с чем могло быть связано накопление материнского вещества нефти и процессы нефтеобразования.

В результате взаимодействия морской воды с подводными лавовыми потоками, выбросами пеплов и горячими вулканическими газами во второй половине амгинского века произошло накопление кремнезема, местами обогащавшегося марганцевыми соединениями.

Обращает на себя внимание повышенная радиоактивность, приуроченная к углисто-кремнистым сланцам, и повышенное содержание фосфора в линзах песчанистых известняков, залегающих среди спилито-кремнистой толщи. Спилито-кремнистая толща амгинского яруса Туркестано-Алайской зоны Южного Тянь-Шаня может сопоставляться с ванадиеносной углисто-кремнисто-сланцевой формацией, выделенной в Северном Тянь-Шане М. М. Адышевым (1964).

В майском веке вулканическая деятельность прекратилась. Усилился привнос в морской бассейн обломочного материала в виде полимиктовых песков, вместе с накоплением которых шло образование известняков. Условия обитания органического мира значительно ухудшились. По-видимому, возникла серия новых поднятий, оконтурить которые еще нельзя.

В позднекембрийскую эпоху физико-географические условия остаются такими же, как и в майском веке.

### ОРДОВИКСКИЙ ПЕРИОД

Имеющиеся данные о составе и мощности ордовикских отложений позволяют лишь в общих чертах представить историю геологического развития Южного Тянь-Шаня в этот период.

Влияние каледонских движений на развитие геосинклинали Южного Тянь-Шаня в ордовикском периоде выразилось в возникновении локальных поднятий. В это время получили дальнейшее развитие широко вытянутые прогибы (интрагеосинклинали): Туркестано-Алайский, Зеравшано-Туркестанский и Зеравшано-Алайский.

Начавшаяся в конце амгинского века интенсивная денудация Туркестано-Алайского прогиба (горы Чаар) продолжалась до начала среднего ордовика (Яскович, 1959). В среднеордовикскую эпоху здесь проявилась вулканическая деятельность, оставившая следы в виде прослоев эффузивных пород.

В Зеравшано-Туркестанском прогибе в раннеордовикскую эпоху происходило накопление мелкообломочного терригенного материала в мелководном морском бассейне, где обитали граптолиты и брахиоподы.

Данных об ордовикских отложениях в Зеравшано-Алайском прогибе нет. Очевидно, он представлял область сходную с Туркестано-Алайским прогибом.

В пределах Каратау-Нарынской структурно-формационной зоны, в среднем Тянь-Шане, продолжалось широкое развитие наложенных прогибов. В течение всего ордовикского периода здесь происходило накопление толщи терригенных пород — галечников, песков, глин и известняков.

### СИЛУРИЙСКИЙ ПЕРИОД

Палеотектонические условия в раннем силуре были сходны с ордовикскими. Продолжалось интенсивное прогибание геосинклинали Южного Тянь-Шаня на фоне поднятий Северного, Среднего и Юго-Западного Тянь-Шаня.

Раннесилурийская эпоха ознаменовалась более четкой тектонической зональностью Южно-Тяньшаньской геосинклинали, выразившейся разделением на интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали. По характеру осадков раннесилурийский морской бассейн Южно-Тяньшаньской геосинклинали подразделялся на две области, лежащие к северу и к югу от р. Зеравшан. В северной части шло накопление флишеидных осадков. Органический мир был представлен преимущественно планктонными организмами и главным образом граптолитами. В южной части морского бассейна формировались карбонатные илы, среди организмов получили развитие брахиоподы, мшанки, наутилоиды, гастроподы, строматопороиды, морские лилии и кораллы, особенно колоннальные, создавшие рифы. Наличие строматопор, табулятоморфных кораллов и наутилоидей указывает на незначительную удаленность от берега и нормальную соленость вод бассейна.

Местами проявились подводные излияния. В северной части морского бассейна развиты лавы основного состава, в южной — кислого. С ними связаны кремнистые образования.

Интенсивное прогибание Южно-Тяньшаньской геосинклинали в раннем силуре сопровождалось трансгрессией морского бассейна на окраинные части Среднетяньшаньского и в отдельные районы Байсунского срединных массивов. Завершилась она тектоническими движениями, приведшими к складкообразованию и регрессии морского бассейна.

К концу раннего силура относится зарождение центральной интрагеоантиклинали Южно-Тяньшаньской геосинклинали, которая возникла на месте Зеравшано-Туркестанской зоны. Ранее эта зона была прогибом, заполнявшимся флишем. Возникшая в пределах Зеравшано-Туркестанской зоны островная суша представляла собой слабо холмистую равнину, на которой в позднесилурийскую эпоху образовалась кора выветривания (восток Ауминзатау, Южный Нуратау; Халецкая, 1965а).

Южнее и севернее геоантиклинали появились сложные компенсационные прогибы (Туркестано-Алайская и Зеравшано-Алайская зоны).

Прогибание их, сопровождавшееся накоплением карбонатно-терригенных толщ, продолжалось в течение позднего силура, девона и раннего карбона. Местами особенно в Туркестано-Алайской зоне, в раннем лудлове проявилась вулканическая деятельность с накоплением кислых эффузивов (альбитофиров) и их туфов. В горах Тамдытау один из вулканов располагался в районе сел. Тамдыбулак, где наблюдаются жерловые фации и лавовые образования, составляющие основную часть разреза лудлова. Несколько южнее преобладают туфоконгломераты, туфопесчаники и туфы. Радиус распространения лавовых потоков не превышал 5 км.

В позднелудловское (тиверское) время район гор Тамдытау оставался вулканическим, продолжалось извержение вулканов центрального типа с излияниями лав уже основного состава.

На остальной территории Южного Тянь-Шаня происходило накопление карбонатных или карбонатно-терригенных илов с остатками разнообразных брахиопод, одиночных и колониальных кораллов и др. Наличие кремнистых илов, отлагавшихся одновременно с терригенно-карбонатными образованиями в Зеравшано-Алайской зоне, свидетельствует о вулканических излияниях в сопредельных районах.

Суша к концу силурийского периода продолжала существовать на большей части Среднетяньшаньского и Байсунского срединных массивов, а также в виде островов в Зеравшано-Туркестанской зоне.

### ДЕВОНСКИЙ ПЕРИОД

Девонский период характеризовался относительно спокойным тектоническим режимом. Происходило накопление однообразных карбонатных и в меньшей мере эффузивно-терригенных пород.

В начале девона сохранялись условия, присущие концу силурийского периода: продолжал существовать морской бассейн, причем в центральной его части (Зеравшано-Туркестанская зона) сохранились островные поднятия, сократившиеся в размерах, на остальной территории геосинклинали накапливались преимущественно карбонатные илы. В Зеравшано-Алайской, Туркестано-Алайской и Карачатырской (Северо-Букантауской) зонах в линейно вытянутых конседиментационных структурах отлагались вулканогенные осадки, связанные с многочисленными вулканами, расположенными вдоль глубинных разломов, отграничивающих поднятия от прогибов.

Срединные массивы, располагающиеся к северу и югу от Южно-Тяньшаньской геосинклинали, продолжали существовать как поднятия, что подтверждается почти полным отсутствием в их пределах девонских отложений. Эти участки представляли обломочный материал для пограничных частей геосинклинали.

В эйфельском веке поднятия в Зеравшано-Туркестанской зоне сократились в размерах. Морской бассейн имел нормальную соленость, что подтверждается находками амфипор, строматопор и кораллов.

В Карачатырской и Туркестано-Алайской зонах помимо карбонатных илов накапливались терригенные и эффузивные образования преимущественно основного состава.

В Зеравшано-Алайской зоне существовал открытый морской бассейн, в который с запада (район Султануиздага) и с юга (Южно-Гиссарская зона) поступало большое количество кремнезема от подводных излияний, что выразилось в наличии кремнистых прослоев в известняках.

В Южно-Гиссарской зоне открытый морской бассейн к концу века стал ареной интенсивных подводных излияний кислого состава.



В Среднем Тянь-Шане данные об осадконакоплении в раннем и начале среднего девона почти отсутствуют, кроме наличия в восточной части Бельтау-Кураминской зоны толщи кислых эффузивов (Кураминский хребет) и многочисленных галек карбонатных пород с органическими остатками эйфельского возраста в молассах среднего карбона Северо-Букантауской зоны. Не исключена возможность, что в конце раннего или в начале среднего девона морская трансгрессия заходила на указанную площадь со стороны Южно-Тяньшаньской геосинклинали. Большая часть Среднего Тянь-Шаня, по-видимому, представляла поднятие.

На границе эйфельского и живетского веков происходил рост поднятий в Южно-Тяньшаньской геосинклинали и кратковременная регрессия моря со значительной части ее площади. В живетском веке произошло расширение морского бассейна, в прогибание была вовлечена и южная часть территории Среднего Тянь-Шаня, что подтверждается присутствием известняков в Кураминском хребте и галек известняков с остатками брахиопод, фораминифер и кораллов в конгломератах среднего карбона Северо-Букантауской зоны.

В северной части Среднего Тянь-Шаня, в условиях предгорного прогиба накапливалась красноцветная молассовая толща. В начале франского века разрасталось поднятие в Южном Тянь-Шане и море со значительной части площади регрессировало, что подтверждается почти повсеместным отсутствием нижнефранских отложений. К середине франского века последовала новая трансгрессия моря, и суша сохранилась лишь в виде узкого архипелага островов в Зеравшано-Теркестанской зоне. Море было нормальной солености и благоприятно для развития органической жизни: в отложениях встречаются разнообразные остатки брахиопод, кораллов, гастропод, строматопороидей, табулят, водорослей и др.

Трансгрессия распространилась на большую часть Среднего Тянь-Шаня и лишь в восточной части Бельтау-Кураминской и Каратау-Нарынской зонах на отдельных участках происходило накопление красноцветных песков и галечников. Континентальный характер толщи доказывается щитками панцирей пластинокожных рыб, обитавших в пресных водах (Сергунькова, 1965), кривой слоистостью и знаками ряби.

В фаменском веке морской бассейн полностью покрыл территорию Среднего и большую часть Южного Тянь-Шаня. Одновременно шло объединение островов Зеравшано-Туркестанской зоны в единое поднятие типа кордильеры, разделившее морской бассейн на две части. Северная часть (Каратуский залив, по Д. В. Наливкину) простирается от Памира до Султануиздага. Среди органических остатков имеются формы, весьма близкие фаменским из Северо-Западного Казахстана, Индокитая и с Русской платформы, что свидетельствует о связи морских бассейнов.

Трансгрессивное налегание фаменских известняков на франские отложения в Кураминском хребте и в других районах свидетельствует о локальных предфаменских поднятиях.

Южная часть бассейна располагалась в пределах Зеравшано-Алайской зоны. Рост Байсунского срединного массива и поднятие, связанное с массивом Южно-Гиссарской зоны, обусловили снос обломочного материала, давшего мощную карбонатно-терригенную толщу, известную в Зеравшано-Алайской зоне как таушанская (горы Кульджуктау), тымская (Зирабулак-Зиаэтинские горы) и пушневатская (восточная часть зоны) свиты. В Зеравшано-Алайской зоне в конце девона, по-видимому, возникли острова, также служившие источниками обломочного мате-

риала. На это указывает присутствие в конгломератах крупных валунов и глыб карбонатных пород.

В западной части Султануиздага в конце девона отмечалась незначительная вулканическая деятельность, проявившаяся в виде лав основного и среднего состава, что обусловило появление прослоев кремнистых пород в верхнедевонской — нижнекаменноугольной толще.

### КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ПЕРИОД

Начавшийся в конце девонского периода процесс обмеления морского бассейна и увеличения площади суши продолжался в турнейском веке.

В пределах Байсунского срединного массива располагалась суша, с которой в большом количестве сносился грубообломочный материал в Южно-Гиссарскую и Зеравшано-Алайскую зоны. В Байсунском массиве в прогибающихся мульдах накапливались известняки и кислые эффузивные образования.

В низкогорную возвышенность превратилась Северо-Букантауская зона, а Южно-Букантауская представляла залив, заполнявшийся обломочным материалом с северного поднятия. Судя по ряби и косой слоистости в породах, залив характеризовался активной динамикой водной среды. Осадкообразование сопровождалось подводным излиянием лав основного состава, выбросами пирокластического материала и накоплением прослоев кремнистых пород. Воды имели аномальный солевой режим, что способствовало накоплению доломитов и привело к вымиранию фауны.

В Зеравшано-Алайской и, вероятно, в Южно-Гиссарской зонах в турнейском веке располагалась низменность, периодически заливавшаяся морем. В ней накапливались дельтовые терригенные, нередко грубообломочные породы. Наличие карбонатных и кремнистых прослоев свидетельствует о периодических ингрессиях моря, а присутствие эффузивных пород — о проявлении вулканизма.

В Зеравшано-Туркестанской и Туркестано-Алайской зонах и на большей части Среднего Тянь-Шаня в условиях открытого моря накапливались карбонатные илы, обогащенные глинистым материалом. По О. И. Сергуньковой (1965), в середине турнейского века воды этого бассейна содержали комплекс фауны, свидетельствующий о связи с уральским морем, а в конце турнейского века — с донецким и уральским.

В конце турнейского века в процессе складкообразования на большей части Южного Тянь-Шаня возникла горная страна, слившаяся с сушей Байсунского срединного массива и подвергавшаяся в ранне-средневизейском времени денудации. Суша существовала и на большей части Северного Тянь-Шаня. Морские условия сохранились для Среднего Тянь-Шаня, откуда море заливами заходило в Южный Тянь-Шань (Аристантау, северные предгорья Северного Нуратау, север Алайского хребта).

В Байсунском срединном массиве в начале визе прогибались отдельные участки с накоплением континентальных терригенных и вулканогенных образований кислого и среднего состава. В среднем — позднем визе и в раннем намюре после складчатых движений области аккумуляции несколько расширились и в них накапливались осадочно-вулканогенные образования кислого состава в прибрежноморских и континентальных условиях. Таким образом, в визейском веке в Байсунском срединном массиве имела место дифференциация тектонических

движений, сопровождавшаяся вулканической деятельностью и приведшая к появлению поднятий и прогибов.

В Южно-Гиссарской зоне в визейском веке в условиях стабильного морского бассейна проявился интенсивный вулканизм, скорее всего связанный с глубинным разломом, разделяющим Байсунский срединный массив и Южно-Тяньшанскую геосинклиналь.

К началу позднего визе большая часть суши была пенеплиннизирована, что вывело на поверхность толщи силура, девона и карбона. Позднее море возвратилось на территорию Южно-Тяньшанской геосинклинали, оно уходило за пределы рассматриваемого района и соединялось с Уральским и Средиземноморским бассейнами.

Море было неглубокое с чистой и теплой водой, что подтверждается распространением известняков, содержащих многочисленные остатки фораминифер, брахиопод, кораллов, пелеципод и гониатитов. В Кураминском хребте имела место незначительная вулканическая деятельность (в основании свиты Уя отмечаются эффузивно-терригенные образования).

Однообразие осадков верхнего визе и сходные комплексы органических остатков говорят о сравнительном тектоническом покое в это время и распространении на описываемой площади единого морского бассейна. Глубинные разломы, проявившиеся в раннепалеозойское — турнейское время, в визейском веке не фиксируются.

В намюрском веке произошло резкое оживление тектонических движений, что привело к перераспределению ландшафтно-палеотектонической обстановки. В Южно-Тяньшанской геосинклинальной системе, в Туркестано-Алайской и Карачатырской (Северо-Букантауской) зонах возобновилась подводная вулканическая деятельность с излиянием лав основного состава. Во многих районах она продолжалась и в начале башкирского века.

Вулканическая деятельность проявилась также в Южно-Гиссарской зоне и в Байсунском срединном массиве. Состав лав изменялся от преимущественно кислого в визейское — ранненамюрское время до основного в поздненамюрское — раннебашкирское время. Характер излияний трещинный, подводный.

Морские условия с накоплением преимущественно карбонатных пород в намюрское и раннебашкирское время существовали в Среднем и центральной части Южного Тянь-Шаня (Зеравшано-Туркестанская и Зеравшано-Алайская зоны). В южной части Среднего Тянь-Шаня (Кураминский хребет) карбонатная толща основания намюрского яруса образовалась в мелководном регрессирующем морском бассейне. К концу намюра Кураминский хребет стал ареной континентальной вулканической деятельности, продолжавшейся почти непрерывно до раннего триаса. Лавы кислые и только иногда — средние. Вулканизм был приурочен к структурам типа грабен-синклиналей, крупных изометрических мульд и синклинальных прогибов, разделенных горстовыми поднятиями. Намюрский вулканизм предполагается также в западной и средней частях Бельтау-Кураминской зоны. В средней части зоны излияния были подводными основного состава (диабазы и спилиты).

Морской бассейн в Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Алайской зонах по составу осадков был похож на бассейн центральной и северной частей Среднего Тянь-Шаня.

Южно-Букантауская зона в намюре представляла поднятие в виде плоского острова или полосы подводной отмели, вероятно лишенной осадконакопления. Подобные условия можно предполагать и для отдельных частей Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Алайской зон.

Таким образом, в намюрском веке и в раннебашкирское время в Среднем, Южном и Юго-Западном Тянь-Шане господствовал морской режим. В областях сочленения срединных массивов с Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системой отмечалась интенсивная вулканическая деятельность. В Среднем Тянь-Шане в это же время внедрялись крупные гранитоидные интрузии, ознаменовавшие начало батолитового этапа. В намюрское — раннебашкирское время на стыке срединных массивов с геосинклиналью произошло обновление глубинных разломов и обновление или новообразование более мелких, опирающихся разломов, обусловивших конфигурацию областей вулканизма и доступ к ним магмы.

По О. И. Сергуньковой (1965), связь описываемого бассейна с Уральским и Средиземноморским бассейнами продолжалась, о чем свидетельствует присутствие общих форм гониатитов.

В конце раннебашкирского времени в Среднем и Южном Тянь-Шане проявилось складкообразование, сформировавшее горную область, в дальнейшем денудированную и частично пенецпленизированную. В Карачатырской зоне и в локальных прогибах востока Туркестано-Алайской зоны осадконакопление в башкирском веке не прерывалось. В позднебашкирское время в Южный Тянь-Шань вновь трансгрессировало море.

Тектонические процессы середины башкирского века вызвали палеогеографические и палеотектонические изменения, сохранившиеся в течение всего позднего палеозоя. Судя по растительным остаткам и наличию бокситов, в среднем карбоне на морских побережьях был теплый и влажный климат (Л. Б. Рухин, 1959, 1962 гг.; Н. М. Страхов, 1960 г.).

Предпозднебашкирская складчатость обусловила возникновение двух крупных областей — горно-складчатого поднятия Среднего Тянь-Шаня и прогиба Южного Тянь-Шаня. Средний Тянь-Шань до конца палеозоя оставался поднятием с интенсивным континентальным вулканизмом в Кураминском хребте, а Южный — претерпел в дальнейшем эволюцию, в которой можно выделить два этапа: позднебашкирский — раннемосковский и позднекаменноугольный.

В позднебашкирский — раннемосковский этап Южно-Тяньшаньская геосинклиналь разделилась на области замедленного и активного прогибания. К первым относятся Туркестано-Алайская, Зеравшано-Туркестанская и Зеравшано-Алайская зоны, где располагалось островное мелководное море с преимущественно карбонатным осадконакоплением. В отличие от них в Карачатырской и Южно-Гиссарской зонах накапливались мощные, преимущественно терригенные осадки, в Южно-Гиссарской зоне с вулканогенными образованиями среднего и основного состава. Основной снос обломочного материала происходил со Среднетяньшаньского (Бухарин, Пяновская, Пятков, 1964) и Байсунского срединных массивов. В последнем флишеидные осадки с туфами и лавами среднего и кислого состава. Все это свидетельствует о существовании в позднебашкирское — раннемосковское время в Карачатырской и Южно-Гиссарской зонах Южного Тянь-Шаня тыльных прогибов, сопрягавшихся с срединными массивами и компенсировавшихся поступающим обломочным материалом. Южно-Букантауская зона занимала промежуточное положение между тыльным прогибом и зоной консолидации.

В середине московского века произошли тектонические движения, обусловившие кратковременную регрессию морского бассейна со всей территории Тянь-Шаня, исключая Северо-Букантаускую зону, где тектонические движения произошли в середине каширского времени. Пос-

ле этого морской режим восстановился в тыльных прогибах Карача-тырской и Южно-Гиссарской зон и в локальных прогибах Байсунского срединного массива. В это время начал формироваться прогиб на стыке Туркестано-Алайской и Зеравшано-Алайской зон (Сурметашская структурно-формационная зона), заполнившийся молассовой толщей. Значительная мощность и ритмичное строение верхнемосковских отложений свидетельствуют об устойчивом погружении областей осадконакопления. Отложения указывают на мелководье и нормальную соленость, иногда на опреснение. Источники сноса дополнились за счет крупного поднятия, охватившего Зеравшано-Туркестанскую, Туркестано-Алайскую и Зеравшано-Алайскую зоны. В этом поднятии возникали субширотные депрессии, позднее занятые позднемосковскими озерно-морскими водоемами и речными долинами. До конца палеозоя они разделялись участками суши с резким рельефом и изрезанной береговой линией.

В позднекаменноугольную эпоху морской бассейн унаследовал контуры от позднемосковского бассейна, но площадь его стала меньше: море ушло из Северо-Букантауской зоны и из части прогибов Туркестано-Алайской, Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Алайской зон.

В кураминской части Бельтау-Кураминской зоны в течение позднего карбона на суше продолжалась вулканическая деятельность преимущественно центрального типа.

На месте Туркестано-Алайской, Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Алайской зон в конце среднего карбона произошло разрастание суши за счет некоторых депрессий. Суша простиралась на запад в пределы Нуратинского хребта (за исключением отдельных районов северного склона Северного Нуратау) и Кызылкума. Не исключено, что она составляла целое со среднетяньшаньской и северотяньшаньской сушей.

В позднем карбоне общий ландшафт был унаследован от среднекаменноугольной эпохи и развитие его шло к замыканию Южно-Тяньшаньской геосинклинали и превращению ее в горноскладчатую страну.

Почти всюду в Тянь-Шане палеонтологически обоснованные верхнекаменноугольные отложения представлены обломочными прибрежными и дельтовыми образованиями. Открытое море располагалось южнее, на Дарбазе и Памире, где отложениями этого возраста являются преимущественно известняки.

В конце позднего карбона произошло внедрение гранитоидных интрузий в Кураминском хребте Среднего Тянь-Шаня, в Южно-Гиссарской зоне Южного Тянь-Шаня и в Байсунском срединном массиве. Не исключено проявление интрузивной деятельности и в центральном поднятии Южно-Тяньшаньской геосинклинали.

### ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

Пермская история развития территории Узбекистана характеризовалась продолжением интенсивных тектонических движений, завершивших консолидацию подвижных зон Средней Азии. Существовали районы разной степени подвижности: от активных, сопровождавшихся вулканизмом, до пассивных—платформенных. На всей территории Средней Азии формировались впадины и поднятия разных амплитуд, одновременно развивались глубинные разломы.

К середине перми в значительной степени осуществилась перестройка территории Средней Азии: на месте многих прогибов возникли поднятия, часть консолидированных участков подверглась деформациям за счет наложения новых прогибов и поднятий. На месте Северо-

Тяньшаньской складчатой системы и Среднетяньшаньского срединного массива образовалась единая платформенная область с пологими прогибами и поднятиями.

В Южно-Тяньшаньской геосинклинали шло интенсивное складкообразование, сформировавшее цепи гор, иногда в виде островов. Активизировались тектонические движения в Среднем Тянь-Шане (Кураминский хребет), и на месте Южного Тянь-Шаня, Кураминского и Чаткальского хребтов возникло единое поднятие. Байсунский срединный массив, современный Каракумский свод и Устюрт принадлежали платформенной области с поднятиями и прогибами регионального и местного значения. На границе этой области с Памирской геосинклиной формировался краевой прогиб.

В целом геотектоническая структура Средней Азии отличалась от структур предшествующих периодов и несла элементы, перешедшие в мезозой. Большая часть территории Средней Азии представляла сушу. На юг от Южно-Тяньшаньской складчатой системы располагались всхолмленные или низменные равнины, временами заливавшиеся морем. Они протягивались вдоль современного русла Амударьи к Мангышлаку и в северной части Устюрта.

Южно-Тяньшаньская складчатая система имела более сложный ландшафт. На ее северо-западе были горные цепи с отдельными вулканами. На юго-востоке складчатые сооружения уходили под уровень морского бассейна, окаймленного с севера и запада горами. Море в пермском периоде сокращалось и к концу перми полностью отступило. На северо-востоке платформенной области располагалась обширная равнина с редкими пресными или солеными озерами.

Климат пермского периода, судя по формированию сначала сероцветных, а затем красноцветных и соленосных пород, изменялся от влажного до засушливого и в течение всего периода был очень теплым.

Разнообразие тектонических режимов отразилось в проявлении магматизма. В Южно-Тяньшаньской складчатой системе, Среднетяньшаньском срединном массиве и на Памире отмечено значительное число проявлений эффузивной и интрузивной деятельности. Районы субплатформенного и платформенного режима характеризовались меньшей магматической активностью. Однако на востоке Казахстана и Киргизии и на западе Туркмении (Туаркыр) известны значительные проявления кислых и основных излияний.

Разнообразен состав и осадочных формаций. Раннепермские осадки преимущественно морские, позднепермские — почти повсеместно континентальные. Нередко между нижне- и верхнепермскими отложениями наблюдается перерыв и угловое несогласие.

В пределах южных платформенных участков пермские образования установлены в Мангышлаке, юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Туаркыре. В этих районах они представлены различными породами, что затрудняет общую реконструкцию ландшафтов.

В Северо-Устюртской впадине выделены пермские и нерасчлененные пермо-триасовые образования. На Мангышлаке нижнепермские образования представлены крупнообломочными породами с прослоями карбонатов, вблизи Каспийского моря (Бузачи) отложения более мелкозернистые. Мощность толщ превышает 2000 м, но полностью не известна.

К началу поздней перми активность тектонических движений упала, прерывалась связь горных цепей Урала и Тянь-Шаня в северной части Аральского моря.

Огромный по площади прогиб протягивался от Мангышлака через современные Ассакеауданскую и Амударьинскую впадины до Афгани-

стана и, возможно, соединялся с Дарвазо-Алайским прогибом. В этой впадине на западе накопилось более 3000 м глинистых, а вверх песчаных и грубообломочных образований с небольшим числом эффузивных прослоев.

Сходство пермских комплексов микрофауны Дарваза и Ферганы с уральскими позволяет предполагать связь морей Урала и востока Средней Азии, что могло осуществляться через морской пролив на месте Амударьинской впадины.

В Дарвазо-Алайском прогибе сформировалась мощная (4—5 тыс. м) толща обломочных, карбонатных и эффузивных пород. На юге они постепенно переходят в карбонатные образования Северного Памира, а с севера ограничены Вахшским разломом.

На Памире, по Э. Я. Левену (1965 г.), существовала система поднятий и опусканий с накоплением в последних карбонатных, терригенных и эффузивных образований иногда значительной мощности.

Южно-Тяньшаньская орогеническая область также являлась ареной формирования разнообразных формаций. В ранней перми в восточной части этой области на месте Ферганской впадины и хр. Кокшаал сохранялись сравнительно большие морские бассейны. Здесь формировались терригенные, карбонатные и реже эффузивные образования мощностью 1200—1500 м.

В Чаткало-Кураминской области протекала мощная магматическая деятельность, приведшая к формированию крупных мульд проседания, заполнявшихся пирокластическим материалом и лавой (В. А. Арапов, 1964 г.).

Во второй половине перми на северо-западе Центральнотуркестанской области горы превратились в увалы и холмы, в районе Аральского моря располагалась аккумулятивная равнина.

В восточной части Южно-Тяньшаньской складчатой системы конец ранней перми ознаменовался оживлением тектонических движений, приведших к ликвидации морского бассейна. В центральной части существовала Ферганская впадина, возможно с озером. Были и более мелкие, межгорные впадины, как, например, Мадыгенская. Верхнепермские отложения на юге Ферганы и в Гиссаре представлены континентальными крупно- и мелкообломочными породами и редко химическими и биохимическими осадками.

В Чаткало-Кураминской области и на юге Гиссарского хребта верхнепермские отложения сформировались за счет эффузивной деятельности. Возможно и западная часть Ферганской впадины имела сходный режим.

Основной геологической деятельности конца пермского периода являлись процессы денудации и пенепленизации.

### ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

История формирования территории Узбекистана в триасе трудно восстановима из-за ограниченного распространения этой системы. На большей части Средней Азии в триасовом периоде заканчивался герцинский тектонический этап с переходом к платформенному режиму. В большинстве случаев нижний триас образует единую толщу с верхней пермью, а верхний триас территориально и генетически связан с юрскими образованиями. Отложения среднего триаса встречаются редко и, за исключением Памира, отделяются поверхностями размыва от вмещающих толщ. Средний триас — это время господства процессов денудации на значительных площадях. В позднем триасе началось разрастание областей аккумуляции.

В раннем триасе на западе и юго-западе Средней Азии располагалась платформенная область, объединявшая Устюртские синеклизы, Амударьинскую гемисинеклизу и ряд впадин и поднятий восточной Туркмении. Эта область может быть названа Южно-Туркестанской. Она представляла равнину с периодически возникавшими морскими проливами, соединявшими, в частности, районы Мангышлака и Дарваза. Пролиты следовали параллельно тектоническому прогибу, ограниченному на востоке разломом. Вблизи него формировались крупно-обломочные породы с примесью вулканогенного материала. В районе Ассакеауданской впадины количество обломочного материала уменьшалось, но заполнение впадины вулканогенными образованиями продолжалось (Флоренский, 1964).

На большей части Тянь-Шаня и Кызылкума в раннем триасе существовала приподнятая, тектонически активная область. Из нее к середине мезозоя выделилась западная часть Сырдарьинской синеклизы, Кызылкумский щит и Чаткало-Кураминская, Нурата-Алайская и Гиссаро-Зеравшанская системы поднятий.

В Чаткало-Кураминском регионе продолжалась вулканическая деятельность с формированием кальдероподобных опусканий (Арапов, 1965 а, б). Ферганская впадина, по-видимому, существовала в виде замкнутого озера. Южнее располагались узкие впадины и поднятия, в которых формировались терригенные толщи и коры выветривания.

По направлению к современному Аральскому морю активность тектонических движений падала. На территории Южного Казахстана, видимо, существовала равнина с локальными впадинами (Тюра-Там, Чуйская).

В среднем триасе произошло некоторое оживление тектонических движений, реализовавшихся в виде эпейрогенических пологих поднятий, вызвавших перерыв в осадконакоплении почти на всей территории Средней Азии. Орогенические движения замерли и области осадконакопления сократились, сгладился рельеф и на значительных площадях началось формирование кор выветривания. Процессы переотложения кор в позднем триасе сформировали ряд месторождений бокситов (Суюкта, Кайрак и др.). Большая часть Средней Азии в середине триаса представляла собой щит герцинской платформы.

В позднем триасе началось расчленение этого щита. Оживали и расширялись прогибы, протянувшиеся от Мангышлака до Дарваза. Уходила под уровень аккумуляции центральная часть поднятия на Устюрте. Расширилась область аккумуляции в Ферганской впадине. Закладывались впадины в Зеравшане, вдоль Таласо-Ферганского и Киргизского разломов (Узгенская, Каратауская, Кавакская). На востоке Средней Азии оживали орогенические тектонические движения, омолаживался рельеф, о чем говорят толщи конгломератов в составе отложений.

Амплитуда движений в позднем триасе была незначительной и соответственно мощность верхнего триаса составляет десятки, редко сотни метров.

Большая часть Средней Азии представляла выровненную сушу с невысокими горами на территории Южного Тянь-Шаня. На Памире и в районе Мангышлака было море, отступившее в конце карнийского века.

В конце триаса прошла волна тектонических движений, получившая наибольшее отражение на Мангышлаке, где сформировались складчатые структуры. На остальной территории возникали мелкие поднятия, приводившие к незначительным размывам.



## ЮРСКИЙ ПЕРИОД

В юрском периоде продолжалось расширение областей аккумуляции. Разнообразие тектонических и палеогеографических условий привело к созданию разнообразных отложений.

К середине юрского периода территория Средней Азии отчетливо подразделялась на платформу, краевой прогиб и геосинклиналь. Южно-Туркестанская платформа с северо-востока ограничивалась глубинным разломом, протягивавшимся от Вахша на Урал. Вдоль ее южной и западной окраин располагались пологие прогибы, вытянутые от Устюрта до Алайской впадины. В ранней юре развивались почти все крупные структуры этой области; антиклинали в эту эпоху были областями денудации, а синклинали — аккумуляции.

В средней юре процесс аккумуляции охватил районы прежних прогибов и зоны поднятий, развивавшихся как конседиментационные антиклинальные структуры. Осадконакопление захватило Устюртские поднятия и Каракумский свод; положение этих структур устанавливается по уменьшению мощности ниже-среднеюрских отложений и выпадению в центральных частях сводов нижеюрских слоев. Процесс опускания распространился и на правобережье Амударьи.

Во всей Южно-Туркестанской области в ранней и средней юре происходило накопление терригенных, часто угленосных, отложений сначала аллювиального и затем паралического типа. В лейасе преобладало континентальное осадконакопление, в доггере имела место и морская седиментация.

Мощность отложений колеблется в пределах 200—1000 м, в зависимости от положения в конседиментационных структурах.

На Устюрте в начале юрского периода осадконакопление охватывало Коскудукскую и Барсакельмесскую впадины, включая и площадь второстепенных поднятий (Алаббек). Теренькудукское, Яркимбайское и Центральноустюртское поднятия служили областями денудации или формирования маломощных пролювиальных красноцветных брекчий (Айбугир). В средней юре Устюрт испытал общее опускание и осадконакопление охватило всю его территорию. Однако формирование складок продолжалось, вследствие чего мощность отложений в зонах поднятий составляет 200—300 м, во впадинах в 2—3 раза больше.

Южнее Устюрта располагался прогиб, состоявший из ряда впадин (Ассакеауданской, Дауданской и др.), испытавших общее опускание. Этот прогиб к юго-востоку расширялся и соединялся с Амударьинской гемисинеклизой, также объединявшей ряд впадин (Заунгузскую, Каракульскую, Гаурдак-Денгизкульскую и частично Центральнотуркменскую). Северо-восточный борт Амударьинской гемисинеклизы представлял ступень, осложненную Дарганатинским валом и Каракульским прогибом и обрезанную с юго-запада и северо-востока разломами (параградные ступени А. Г. Бабаева, 1958).

В начале юрского периода осадконакопление шло в центральной части Амударьинской гемисинеклизы и в приразломном Каракульском прогибе. Северо-восточный край последнего развивался в виде тектонического уступа, поставлявшего во впадину крупнообломочный материал. К концу ранней и началу средней юры область осадконакопления расширилась и местами перекрыла Вахшско-Мангышлакский разлом. На Бухарской моноклиальной ступени в это время откладывались мелкозернистые отложения.

Западной границей Амударьинской гемисинеклизы в начале юрского периода служила окраина Каракумского свода. В средней юре свод перекрылся песчано-глинистыми отложениями мощностью до

400 м, а в прилежащем прогибе сформировалось 800—1000 м песчано-глинистых и реже известково-глинистых накоплений.

В пределах Амударьинской гемисинеклизы геофизическими исследованиями обнаружена серия разломов и складчатых структур (Г. И. Амурский, 1965 г.); роль их в формировании юрских образований не выявлена.

На территории Кызылкума, Сырдарьинской депрессии и Чаткало-Кураминских горных сооружений существовала относительно устойчивая платформенная область, имевшая тенденцию к поднятию. Это обусловило сокращение площадей аккумуляции, появление коры выветривания, маломощность юрской системы, Область может быть квалифицирована как щит с небольшим числом впадин. Наиболее приподнятыми участками щита были Букантау-Карамазарский и Чаткало-Каратауский районы. Эти длительно развивавшиеся поднятия разделялись пологой областью погружения, включавшей впадины разного размера и протягивавшейся от Аральского моря до Ферганы. К числу таких впадин относится и Сарбатырская, где имеются отложения средней юры.

Отложения нижней и средней юры во впадинах песчано-глинистые угленосные, вблизи Таласо-Ферганского разлома отмечены конгломераты. Мощность отложений 100—400 м. Лишь в районе Аркитской впадины мощность нижней и средней юры значительно повышается. В ранней юре имело место оживление тектонической деятельности, что фиксируется большим количеством грубозернистых осадков. В средней юре тектонические движения ослабели и появились озерные, а местами, возможно, и паралические отложения.

Район горных хребтов от Гиссара до Кокшаала в юрском периоде, как и в триасе, отличался более активными дифференцированными движениями. В начале юрского периода здесь сформировались узкие складки (5—40 км), иногда осложненные разрывами (Кобаев, 1962). Эти сингенетичные структуры контролировали ход осадкообразования. Периодический рост структур отражался в образовании пачек конгломератов мощностью от 20 до 120 м. В средней юре активность тектонических движений уменьшилась. Крупнообломочные образования почти не накапливались.

В Таджикской депрессии в ранней и средней юре формировались континентальные и частично паралические терригенные осадки, нередко с участием крупнообломочного материала. Вдоль поднятий простирались заболоченные полосы, где откладывался уголь, иногда с сидеритовыми конкрециями. В центральной части впадины существовал бассейн, который в догере распространялся на прилегающие области.

Южная часть Гиссаро-Зеравшанской системы (середина Гиссарского поднятия) оставалась выше уровня аккумуляции и испытывала медленное воздымание. Северная часть этой системы неравномерно погружалась. Наиболее глубокая Ягнобская впадина заполнилась аллювиальными, озерно-болотными и пролювиальными отложениями мощностью более 900 м. Здесь Т. А. Сикстель обнаружены погребенные юрские леса, а Г. Д. Романовским и позже Е. А. Кочневым — следы динозавров.

В районе Нурата-Алайской системы находилось длительно воздымавшееся поднятие, поставлявшее материал для формирования континентальных толщ Южной Ферганы и Алайской долины.

Продолжала развиваться Ферганская впадина, заложенная в конце палеозоя. Южная ее зона в отличие от северной обладала большей подвижностью, соответственно юрские отложения здесь более мощные:

(500—800 м). Граница между зонами совпадает с глубинным разломом, выделенным А. В. Пейве (1948).

К юго-востоку от Ферганской впадины располагался ряд поднятий и депрессий, из которых самой крупной была Восточно-Ферганская, где аллювиальные и озерные отложения нижней и средней юры имеют мощность более 3000 м. По мнению Н. М. Сеницына (1960), эта впадина развивалась вдоль Таласо-Ферганского глубинного разлома.

На юге Средней Азии находилась геосинклинальная область. Осадконакопление охватывало центральную часть Памира, на севере располагалась гористая, а на юго-западе пенепленизированная зоны. Юрские отложения, по В. И. Дронову и Т. Ф. Андреевой (1962), представлены в основании терригенными, а выше карбонатными морскими образованиями.

Между Северным Памиром и платформой существовал длительно развивавшийся Дарвазо-Алайский прогиб. Обломочные породы, накапливавшиеся в нем (более 1200 м), содержат вдоль Каракульского разлома значительное количество эффузивных образований и несколько пластов угля (Кафарский, Пыжьянов, 1963).

В начале и середине позднеюрской эпохи разрастание областей аккумуляции продолжалось. Одновременно нарастала трансгрессия моря, охватившая всю Южно-Туркестанскую область и частично Дарвазо-Алайский прогиб. Море заходило в районы Бухарской впадины и Аральского моря. Углублялся прогиб на юго-востоке Туркмении, где образовалось более 1000 м карбонатных и хемогенных осадков, что обусловлено начавшейся общей аридизацией климата.

В области трансгрессии моря — на Устюрте и частично в Амударьинской гемисинеклизе — происходило формирование терригенных, реже карбонатных морских отложений, в Ассакеауданской впадине количество карбонатов несколько увеличивалось.

Южнее Каракумского свода, на большей части Амударьинской гемисинеклизы, и в Таджикской депрессии формировались карбонаты, а затем мощные залежи гипсов и солей. В континентальных впадинах формировались красноцветные обломочные породы.

В конце юрского периода активизировались тектонические движения, что повлекло за собой перерывы в образовании отложений, особенно на конседиментационных поднятиях. Наиболее значительный перерыв в осадконакоплении фиксируется в поднятиях активизированной области Южного Тянь-Шаня, где наблюдаются резкие угловые несогласия между юрскими и кроющими их меловыми отложениями.

## МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

В начале мелового периода на территории Средней Азии существовала Центральнотуркестанская платформенная область, имевшая характер щита, и Южно-Туркестанская область, развивавшаяся в направлении формирования плиты.

На юге герцинская платформа окаймлялась альпийской геосинклиналью. Ее присутствие устанавливается в районах Памира и Копетдага. Между платформой и геосинклиналью продолжал развиваться краевой прогиб, находившийся в районе Дарваза и Алайской долины.

Южно-Туркестанская область в раннем мелу несколько расширилась за счет Центральнотуркестанской. Вахш-Мангышлакский разлом, по-видимому, потерял активность; ему на смену пришел Предкызылкумско-Зеравшанский, по которому начала опускаться ранее приподнятая Бухарская ступень.

На большей части территории происходило формирование в начале мелкозернистых и глинистых красноцветных континентальных, а затем терригенно-глауконитовых образований. Только в Южном Узбекистане после континентальных красноцветов шло накопление сульфатно-карбонатно-терригенной формации, обусловленной влиянием жаркого климата.

Устюрт продолжал опускаться с развитием конседиментационных структур. Во впадинах мощность нижнего мела достигла 900—1000 м, тогда как в районе поднятий она падает до 500—600 м.

Южнее Центральноустюртского и Айбугирского поднятий, отделяясь от них разломом, располагалась цепь впадин, замыкавшаяся вблизи Каракумского погребенного свода. Южнее этих впадин находилась погребенная гряда поднятий, протягивавшаяся от Карабугазского свода через Каракумский к востоку. Здесь наиболее сильно проявился предмеловой разрыв.

Южнее Каракумского свода мощность формировавшихся отложений увеличивается в сторону Восточно-Туркменской впадины до 1200—1300 м. На севере эта впадина, возможно, соединялась с Ассакеауданской.

В районе современной Афгано-Таджикской впадины существовали конседиментационные структуры, но в течение раннемеловой эпохи область осадконакопления охватывала и центральные части Гиссарской мегантиклинали, соединившись с Ягнобской впадиной и зоной Бухаро-Алайской моноклинали. На востоке Афгано-Таджикской впадины, на территории древнего Дарвазо-Алайского прогиба, продолжалось формирование терригенных красноцветных отложений значительной мощности, плохо отделяющихся от красноцветов верхней юры.

В центральной и северо-восточной частях Средней Азии, ранее представлявших собой обширный щит, продолжалось разрастание впадин, под уровень седиментации погружались и окраинные части существовавших поднятий. Одновременно обособлялись восточная, более активная, и западная, менее активная, части области. Еще больше расширилась Сырдарьинская синеклиза, разделившаяся на две сообщавшиеся впадины. Из них западная (нижнесырдарьинская) заполнялась преимущественно морскими, а восточная (среднесырдарьинская) — континентальными формациями мощностью до 500 м. С северо-востока Сырдарьинская синеклиза была ограничена Каратауским поднятием, объединившимся еще в юрском периоде с Северо-Киргизским.

Кызылкумская часть щита, постепенно опускаясь, вовлекалась в зону осадконакопления, особенно со стороны Аральского моря, где возник широкий погребенный свод. В центральной части Кызылкума, обособилась более активная тектоническая зона, зафиксированная конгломератами в горах Букантау, Кульджуктау и др.

На восточном продолжении Кызылкумского поднятия располагалось более активное Туркестано-Алайское, поставившее много крупнообломочного материала.

В Чаткало-Кураминской зоне щита в начале мелового периода происходило оживление тектонических движений, что сопровождалось излиянием базальтов, зафиксированных в районе Ташкумыра.

Ферганская впадина в раннем мелу продолжала опускаться, а площадь осадконакопления расширяться. Активность обрамления Ферганы имела место на южном и северном бортах впадины. Она была открыта в сторону Алайской долины. К востоку от Ферганской впадины находились горы и межгорные впадины. Нижнемеловые отложения Ферганы в основном континентальные.

Поздне меловая история формирования Средней Азии заключалась в расширении морской трансгрессии и уменьшении тектонической активности. Для поздне меловой эпохи можно выделить области, отличавшиеся по степени погруженности. Так, в районах Аральского моря, Устюрта, восточной части Туркмении и Таджикской впадины существовали области значительных погружений, разделенные областями сравнительно слабых погружений. Арало-Устюртская впадина испытывала прогибание с амплитудой около 600—700 м. На западе ее под влиянием трансгрессирующего моря, формировалась глинисто-карбонатная, а на востоке — терригенно-глауконитовая формация почти без известняков.

От Центрального Устюрта до Алайского хребта протягивалась область дифференцированных тектонических движений на фоне общего опускания. Максимальные прогибания имели место в длительно развивающихся Ассакеауданской, Сырдарьинской и Ферганской впадинах, где сформировано до 800 м осадков.

Области денудации в течение позднего мела сократились, морские бассейны Ферганской и Сырдарьинской впадин объединились.

Под уровень аккумуляции погрузилась большая часть Кызылкума и хр. Нуратау. Конседиментационные поднятия продолжали развиваться и в позднем мелу, но темп их развития значительно уменьшился. Особенно это заметно в районе Каракумского свода, который превратился в плоскую депрессию между Султануиздагом и Капланкырским поднятием. Резкое погружение на юге образованной структуры позволило А. Г. Бабаеву (1966) выделить Центральнокаракумскую мегатеррасу. Мощность отложений в ее пределах 400—500 м. Еще одна терраса возникла между Сырдарьинской и Арало-Устюртской впадинами, где наблюдается уменьшение мощности отложений мела.

На юге Средней Азии располагалась обширная Туркмено-Таджикская область опускания с фокусом в районе Байрам-Али, где мощность отложений превышает 1300 м.

В целом в меловом периоде на территории Узбекской ССР продолжался начавшийся в триасе процесс расчленения платформы на прогибы и поднятия на фоне общего опускания.

В конце мелового периода происходило оживление тектонических движений, сопровождавшееся частичной регрессией бассейнов. Это привело к тому, что в ряде районов произошел перерыв в осадкообразовании. Эти движения носили колебательный характер и вскоре восходящие движения сменились нисходящими.

В меловой системе нередко наблюдаются следы размывов и перерывов в осадконакоплении, особенно в верхнем отделе. Эти размывы имеют различное происхождение и амплитуды.

### ПАЛЕОГЕНОВЫЙ, НЕОГЕНОВЫЙ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОДЫ

Тектонические движения, проявившиеся в конце мелового периода, имели в основном эпейрогенический характер. Лишь на Памире происходили орогенические процессы. Это привело к осушению многих площадей. Интенсивные движения совершались в северной части Киргизии; они зафиксированы накоплением конгломератов киргизского красноцветного комплекса.

Нисходящие движения привели к широкой трансгрессии моря, залившего большую часть Средней Азии. Продолжалось дальнейшее формирование крупных структур. Ожили зоны длительных прогибаний. Районы поднятий постепенно вовлекались в зону аккумуляции, хотя некоторая часть поднятий осталась областью денудации. Некоторые поднятия целиком опустились под уровень аккумуляции, но сохранили

тенденцию к слабому воздыманию, что отразилось сокращением мощностей отложений. Часть этих конседиментационных поднятий в конце эоцена или в олигоцене вышла из-под уровня аккумуляции. Расположение поднятий и прогибов позволяет для палеогена в пределах эпигерцинской платформы выделить три области: северную — преимущественных прогибаний, срединную, дифференцированную на поднятия и прогибы, и южную — прогибаний. Границы этих областей иногда совпадали с предыдущими, а местами резко от них отличались. Северная область охватывала полосу, проходящую через Сырдарьинскую впадину и Восточное Приаралье. Срединная область включала ряд поднятий, разделенных прогибами, протягивавшимися полосой от Северной Туркмении через Западный Узбекистан в сторону Ферганской впадины и ее обрамления. Южная область включала большую южную часть Туркмении, современную Таджикскую впадину и Алайскую долину.

На юге существовала подвижная область Памиро-Копетдагской части Средиземноморского геосинклинального пояса.

Границы многих тектонических впадин и поднятий, а иногда и тектонических областей совпадали с древними глубинными разломами. Из них наибольшее значение имели Копетдагский, Северо-Памирский, Южно-Тяньшаньский, Фергано-Таласский, Предкызылкумско-Зеравшанский. Копетдагско-Памирский разлом ограничивал эпигерцинскую платформу от расположенной на юге альпийской геосинклинальной области. Остальные разломы проходят внутри платформенной области.

На севере Средней Азии с позднего мела располагалась область прогибаний. Наиболее крупными являлись Северо-Устюртская впадина и Сырдарьинская синеклиза.

Туаркыр-Капланкырское поднятие продолжало развиваться, что позднее привело к размыву палеоценовых осадков. Устюртско-Мангышлакское поднятие существовало как конседиментационное. Это привело к сокращению мощности палеогеновых отложений и появлению грубообломочных пород с галькой фосфоритов. Очевидно, местами существовали зоны размыва, где палеогеновые породы не отлагались.

На крыльях складок мощность палеогеновых отложений около 200 м. Южнее, между поднятиями в Ассакеауданском прогибе, накопилось более 400 м осадков.

Каракумский свод представлял обширное террасоподобное подводное устойчивое поднятие. Бельтауское поднятие, слабовыраженное в меловом периоде, в палеогене фиксируется отсутствием палеоцена и уменьшением мощности эоцена.

На Центральнокызылкумском поднятии в конце мела произошел перерыв в осадконакоплении, что обусловило отсутствие палеоценовых образований на значительных площадях (Миркамалова, 1958). В среднем эоцене осадконакопление вновь охватило территорию Кызылкума.

Нуратау-Туркестанское поднятие в центральной части большую часть времени оставалось областью устойчивого воздымания, выраженного в рельефе. Окраины этого поднятия постепенно захватывались осадконакоплением. Центральная часть поднятия пенепленизировалась, что обусловило формирование мелкозернистых отложений даже вблизи береговой линии.

Устойчивым являлось и Чаткальское поднятие, которое большую часть времени подвергалось денудации. В пределах Северной Киргизии формирование палеогеновых отложений происходило в условиях межгорных озерных впадин.

Между областями поднятий располагались прогибы с почти непрерывным разрезом палеогеновых отложений. Наиболее погруженной являлась Ферганская впадина, где мощность палеогена достигает 500 м.

На юге Средней Азии, кроме Памира, на обширных площадях происходил процесс общего опускания. Наиболее погруженными под уровень аккумуляции являлись Прикопетдагская и Центральноамударьинская впадины с 500—600-метровой мощностью осадков.

В северной и южной зонах Памира осадки палеогена не сохранились. В центральной зоне они представлены чередованием крупногальчатых конгломератов с линзами красных глин с остатками растений. Отсюда следует, что Памир в палеогене представлял гористую сушу.

Наиболее активно в палеогене воздымались Таласо-Ферганское поднятие и Памирская геосинклиналь, что подтверждается накоплением континентальных, часто грубообломочных отложений, сохранившихся от последующего размыва в древних долинах и межгорных впадинах (Прашах-Дара на Памире, долина Таласа и т. д.).

Нуратау-Туркестанское поднятие совместно с островными поднятиями, существовавшими на месте Алайского хребта, а также Мангышлакский Каратау, центральная часть Большого Балхана, Туаркыр, Султануиздаг и район Центрального Кызылкума были областями денудации в различные отрезки палеогенового периода и характеризовалась холмистым рельефом. На это указывает отсутствие грубозернистого материала в составе эоценовых отложений, трансгрессивно залегающих на более древних толщах.

Остальная часть территории в конце мела была равниной. В Приташкентском районе, Кызылкуме, в Северной Фергане, в Зирабулак-Зиаэтдинских горах, Центральном Копетдаге существовали неглубокие низины, занятые остаточными от меловой трансгрессии мелководными лагунами, оставившими после себя гипсы. В палеоцене незначительные опускания этой территории привели к широкой трансгрессии моря, о чем свидетельствуют повсеместно развитые преимущественно карбонатные осадки.

В раннем эоцене трансгрессия моря расширялась. Под уровнем моря частично скрылись поднятия, оставшиеся в палеоцене сушей. Области денудации располагались на востоке Каратау, в центральной и восточной частях Нуратинского, Туркестанского и Гиссарского хребтов. Острова сохранились в Центральном Кызылкуме. Почти вся территория Туркмении и Устюрт были заняты мелководным морем нормальной солености. Оставался сушей Мангышлакский Каратау, Большой Балхан и может быть незначительные участки в районе Туаркыра.

Среднеэоценовое время характеризовалось развитием трансгрессии. Оставались областью денудации Таласо-Ферганское поднятие, Северный и Южный Памир, Нуратау-Туркестанская гряда островов, а на западе — Каратауское поднятие. На это указывают прибрежные песчаные породы среднего эоцена в Приташкентском районе, песчанистые глины и устричники в Фергане и в Гиссарском хребте. На остальной территории развиты глины и мергели с обилием фораминифер.

В начале позднего эоцена конфигурация областей сноса не изменилась, но привнос песчаного материала уменьшился. Это привело к накоплению глин в Приташкентском районе, Фергане, юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в юго-восточной части Кызылкума. Аналогичные осадки развиты почти на всей территории Туркмении. Только в Восточном Копетдаге, Бадхызе и Кушке наряду с глинами накапливались туфы и туфогенные породы.

Преднеогеновый размыв значительной части верхнего эоцена лишает возможности полностью восстановить развитие тектонических движений. К западу от Амударьи на территории Туркмении в конце эоцена продолжали накапливаться отложения, такие же как и раньше. В Приамударьинской области (на востоке Туркмении) это глины, на

северо-западе в южном Актау — алевролиты и алевритистые глины, на Устюрте, Южном Мангышлаке и западных участках Красноводского полуострова — мергели, т. е. осадки сравнительно глубоководные, свидетельствующие о продолжавшемся погружении этой территории. Погружение продолжалось до олигоцена включительно в юго-восточной части Туркмении, в Таджикской и Ферганской депрессиях.

Тектонические движения в олигоцене и неогеновом периоде качественно отличались от предшествующих. В результате этих движений выровненная в палеогене страна, покрытая почти повсеместно неглубоким морем, превратилась на востоке в сложную постплатформенную орогеническую область, а на западе — в эпиплатформенную равнину с цепью невысоких гор и обширными плато.

Первая фаза тектонических поднятий новейшего этапа проявилась в начале олигоцена. На северо-востоке Узбекистана севернее сел. Бричмулла, куда не проникала эоценовая трансгрессия, появились поднятия на месте Таласского, Угамского и Чаткальского хребтов. Увеличились в размерах и стали подниматься участки суши, существовавшие на месте современных Туркестано-Алайских и Зеравшано-Гиссарских гор. Почти весь Приташкентский район (за исключением долины Ангрена), Восточный Кызылкум, Зеравшанская долина (выше Каттакурмана) освободились от моря и превратились в области континентального накопления красноцветных осадков. Море сохранилось в Кызылкуме, на Устюрте, в низовьях Амударьи, в районе Ауминзатау, Нуратау, Аристантау, в Ферганской депрессии, в Рометанском прогибе и других районах Бухаро-Каршинской области. В этих остаточных морских лагунах наряду с зелеными глинистыми осадками, характерными для позднего эоцена, стали накапливаться красноцветные.

В Ферганской впадине отлагались глины малинового цвета. Пестроцветные и сероцветные глины, алевролиты, пески отлагались в Бухаро-Каршинском и Кызылкумском регионах, а на Устюрте и в Южном Приаралье формировались зеленые и серые глины с прослоями мергелей. Накопление красноцветных, часто загипсованных отложений говорит о жарком и аридном климате олигоцена.

Более мягкий климат был на северо-западе Узбекистана (Устюрт, Южное Приаралье, Северо-Западный и Центральный Кызылкум), где в олигоцене продолжало еще существовать море.

Вспышка тектонических движений в начале олигоцена явилась причиной несогласия в основании олигоценых отложений, как морских, так и континентальных. Несогласие хорошо видно на юго-западе Ферганы и в Приташкентском районе, в Кызылкуме и Бухаро-Каршинской области.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта, в районе оз. Денгизкуль, в Каракульском районе, на востоке Центрального Кызылкума и в восточной части Южного Приаралья Н. Е. Минакова (1966) указывает на отсутствие отложений олигоцена, что связано с интенсивным размывом, происходившим на разных участках в разное время (от предраннемиоценового до предапшеронского).

В позднем олигоцене в результате продолжающегося поднятия море окончательно покидает почти всю Фергану, территорию Зеравшанского хребта и примыкающих к ним участков. Область континентального осадконакопления последовательно расширяется.

Таласский Алатау, Угамский, Пскемский, Чаткальский, Туркестано-Алайский, Зеравшанский и Гиссарский хребты стали устойчивыми поднятиями. Одновременно с ними начали развиваться сопредельные области опусканий (континентальные депрессии): Приташкентская, Ферганская, возможно Бешкентская и Сурхандарьинская. Произошло



разделение территории на две части, отличающиеся в дальнейшем геотектоническом развитии: более подвижную орогенную и менее подвижную платформенную. На границе орогенной и малоподвижной областей начал активно развиваться мощный глубинный разлом, улавливаемый геофизическими методами, названный Б. Б. Таль-Вирским (1964) Северным краевым глубинным разломом Тянь-Шаня. За олигоценовую эпоху на платформе накопились осадки мощностью 15—30 м, редко 200—250 м (Устюрт, низовья Амударьи), а в орогенной области — более 300 м.

По-видимому, в это же время произошло заложение и возрождение других разломов, которые развиваясь в последующее время, контролировали глубокие зоны прогибания и накопление в них мощных молассовых толщ.

В олигоцене наметилась характерная горизонтальная зональность в образовании континентальных моласс Западного Тянь-Шаня, установленная В. И. Поповым (1940—1963 гг.). У подножий гор происходило накопление грубых, неотсортированных алевритов, иногда крупного песка и щебня — продуктов временных потоков и селевых выносов. Несколько дальше от гор шло отложение преимущественно алевритов (ископаемые почвы), кирпично-красных русловых и пойменных песков и алевритов — отложений временных потоков. Еще дальше от гор, там где временные потоки теряли свои воды или образовывали сеть конечных озер, накапливались хорошо отсортированные и интенсивно загипсованные пески и алевриты. В местах, где с гор стекали водные потоки, во впадинах происходило отложение хорошо промытых песков мощностью в сотни метров.

С позднеолигоценовым этапом геологической истории Средней Азии надо связывать и образование значительных водных артерий — равнинных рек в широких синклинальных долинах, заполнявшихся песчаным и песчано-алевритовым материалом. Судя по характеру осадков, в Восточной Фергане в олигоцене уже существовали древние реки — Нарын и Гульча. Возможно, что позднеолигоценовые реки на юго-западе впадали в море, заходившее заливами в синклинальные впадины Западного Тянь-Шаня. Такие заливы существовали в Рометанском прогибе, Северо-Западном и Центральном Кызылкуме и, возможно, в Юго-Западной Фергане.

Судя по составу флоры, в позднем олигоцене (Н. А. Садовская, 1954 г.) климат изменился в сторону континентальности.

В миоцене произошло оживление тектонической активности. В результате море окончательно покидает Фергану. Остается оно на Устюрте, в низовьях Амударьи, в южной части Бухаро-Каршинского района, в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и Сурхандарьинской впадине. Активизировался рост гор. На востоке и северо-востоке они, по-видимому, имели высоту 1000 м и более. Внутри крупных депрессий на месте современных хребтов Майгашкан и Сюренъата в Приташкентской впадине, Катрантау, Тахтабуз, Каратау, Гузан, Андижанской группы структур и др. в Ферганской впадине, Бабатаг и др. — в Южно-Таджикской депрессии в результате раздробления складчатого основания и активизации вертикальных движений появилась сеть новых разломов. Аккумуляция временами сменялась размывом. Произошло расчленение крупных депрессий. Внутри Ферганской впадины обособилась Нанайская и Наукатская области устойчивых опусканий и накопления кластического материала. Сходные Чаткальская, Пскемская, Чарвакская, Чирчикская и Сарыджилгинская депрессии с устойчивым опусканием выделились и внутри Приташкентской впадины.

Краевые зоны крупных депрессий местами поднялись и стали областями размыва, чтобы позднее, во время относительного тектонического покоя, вновь стать ареной аккумуляции осадков.

Во впадинах с устойчивым опусканием в раннем миоцене во время активизации тектонических движений накапливался преимущественно мелкоземистый алеврито-глинистый материал. Некоторое огрубение осадков имело место в Кызылкумском морском бассейне.

В окраинных частях Приташкентской и Ферганской впадин и в Афгано-Таджикском синклинии проявилась тектоническая фаза, обусловившая региональное несогласие (предшурьсайское, предверхне-массагетское). Оно повсеместно обнаруживается в юго-западной, южной, восточной и северо-восточной частях Ферганской впадины и в Приташкентском районе.

В распределении мощностей миоценовых моласс наблюдается определенная зональность. Максимальные мощности отмечаются во внутренних частях впадин. В антиклинальных зонах мощности сокращены, причем минимальные мощности или полное отсутствие отложений наблюдаются в наиболее приподнятых антиклиналях.

Первая половина миоцена (после проявления предшурьсайской фазы поднятий) отличалась относительным покоем в тектоническом режиме. Ослабление тектонических воздыманий привело к выравниванию рельефа. В антиклинальных зонах внутри впадин орогенной области и на плите размыв вновь сменился аккумуляцией осадков, произошло временное расширение областей аккумуляции. В осевых частях главных водораздельных хребтов продолжались процессы воздыманий, усиливался размыв. Возникли реки, образовавшие широкие аллювиальные равнины и озера. В местах, где в олигоцене накапливались преимущественно лессовидные породы (ископаемые почвы), в миоцене откладывались тонкослоистые и струйчато-слоистые пойменные алевропелиты, перемежающиеся с прослоями серых русловых песков. Обращает внимание большее, чем в олигоцене, развитие русловых песчаников во внутренних частях синклиналичных долин древних рек — Зеравшана, Ангрена и Кашкадарьи, в Чулях, в Кызылкуме и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. В низовьях Амударьи происходило накопление морских или солоноватоводных мелкоземистых, а позднее пресноводных аллювиально-пойменных и озерных осадков, с которыми накапливались и прослойки гипса. На Устюрте наблюдались сложно изрезанные низменные берега морского бассейна с многочисленными лагунами, в которых накапливались песчано-глинистые, интенсивно загипсованные осадки и пласты чистого гипса (Эберзин, 1952, 1957 гг., 1958).

Ферганская долина представляла замкнутую котловину. В ее наиболее пониженной северо-западной части располагалось соленое озеро (Попов, 1940; М. Н. Грамм, 1962 г.), куда впадала Сырдарья с ее многочисленными притоками. В этом озере происходило накопление алеврито-глинистых осадков, соли и гипса. Северо-западное обрамление Ферганской котловины было не высоким и с него почти не поступал терригенный материал. Последний приносился реками с Чаткальского и Туркестанского хребтов. Сеть соленых озер была развита в Байсунском и Ширабадском районах в Дехканабадской синклинали.

В районе Рометанского и Каракульского прогибов располагался значительный водный бассейн, в котором шло накопление пресноводных алеврито-глинистых, а местами песчано-глинистых гипсоносных осадков с солоноватоводными остракодами (М. Н. Грамм, 1962 г.).

Климат миоцена был континентальным, но более влажным, чем в настоящее время.

В конце миоцена началось постепенное нарастание поднятий в орогенной области. На северо-западе Узбекистана (Устюрт) происходило региональное опускание и трансгрессия сарматского моря. В результате вновь увеличились уклоны рельефа, усилился размыв.

Вспышка вертикальных движений на грани миоцена и плиоцена вылилась в новую фазу складчатости. Изменился рельеф Узбекистана и сопредельных районов. В активные поднятия вовлекались Нуратинские, Центральнокызылкумские, Каратюбинские, Зирабулак-Зиаэтинские горы, Кураминский хребет и Моголтау. На юге Ферганы стали интенсивно подниматься горы Тахтабуз и Катрантау, а на юге Узбекистана — юго-западные отроги Гиссарского хребта. С этим временем, очевидно, надо связывать образование многочисленных поднятий на равнинах в пределах платформы и внутри впадин в орогенной области Тянь-Шаня. В Южно-Таджикской депрессии сформировались поднятия Бабатаг, Вахшский хребет и др. На северо-западе регрессировало сарматское море и образовалось обширное плато Устюрт.

Если в миоцене преобладали опускания (суммарно впадины прогнулись на большую глубину, чем поднялись горы), то начиная с плиоцена картина изменилась: горы росли более интенсивно, чем прогибались впадины. Межгорные и предгорные впадины не вмещали весь подхваченный речными потоками материал, который разносился далеко за пределы орогенной области в акваторий Понто-Каспийского бассейна.

Возникшие в фазу тектонической активности поднятия интенсивно размывались. У их подножий происходило накопление конгломератов из обломков палеогеновых и меловых пород, размывавшихся на молодых поднятиях. Часть из возникших молодых поднятий полностью размывалась и несогласно перекрывалась нижнеплиоценовыми отложениями. Предплиоценовое несогласие также является региональным. Оно хорошо прослеживается в долине Ангрена, в Южной Фергане, в Нуратау и в отрогах Зеравшанского и Гиссарского хребтов.

После краткого этапа опусканий, последовавших вслед за вспышкой тектонической активности, вновь с большой скоростью начали подниматься горы. В орогенной области Тянь-Шаня с этим этапом связано начало накопления мощных крупнообломочных конгломератов. Последние сплошным кольцом обрамляют Чаткало-Кураминские горы, Ферганский хребет, Туркестано-Алайские и Зеравшано-Гиссарские горы. Перечисленные горные хребты достигли больших высот, а в истоках Зеравшана, на стыке Туркестано-Алайских и Зеравшано-Гиссарских гор, так же как и на Памире, по-видимому, возникло горное оледенение.

Сырдарья, питаемая горными потоками, действующими на протяжении всего года, вышла из пределов Ферганской впадины и устремилась на северо-запад, в Восточный Кызылкум. В то время она протекала значительно западнее современного русла. Как показывают пробуренные скважины, ее русловые пески покрывают широкую полосу севернее Нуратау и Центральнокызылкумских гор. На месте современного русла реки в крайних частях восточного Кызылкума, примыкающих к Приташкентскому району и севернее, происходило накопление преимущественно мелкоземистых осадков — озерных фаций и фаций периферических частей вееров выноса временных потоков.

Древний Зеравшан в плиоцене нес преимущественно галечный материал до Каттакургона и несколько дальше.

В Приташкентском районе (р. Аксаката), в ряде мест Ферганской долины были обнаружены окаменевшие кости млекопитающих гиппарионового фаунистического комплекса, по мнению В. С. Бажанова (1962 г.), указывающих на озерно-речную страну со степным и саван-

ным ландшафтами. Красновато-бурый цвет и загипсованность пород свидетельствуют об аридности климата того времени.

Интенсивные тектонические поднятия и опускания начались на границе среднего и позднего плиоцена. В результате этих движений горы достигли больших высот и, по-видимому, имели вид, близкий современному. Горное оледенение распространилось на всю орогенную область Тянь-Шаня. За счет ледников увеличилось количество воды в реках, они стали более мощными, дальше переносили обломочный материал. Интенсивными аккумуляторами механических осадков, сносимых с гор, стали обширные низменные пространства в пределах платформ. Значительно возросла эрозионная деятельность рек.

В начальном этапе позднеплиоценовой фазы тектонической активности произошла дальнейшая дифференциация горных поднятий и впадин. В результате оформились валы, отделяющие Наукатскую и Нанайскую предгорные впадины от внутренних, глубоко погруженных частей Ферганской депрессии. Поднятие вскоре сменилось опусканием и накоплением на размытой поверхности валов (размытых местами до меловых и палеозойских пород) верхнебактрийских слоев.

В Приташкентском районе активизировались поднятия по линии Чимган — Майгашкан — Сюреньата и возникли поднятия Ализар и Мынтукум. На их продолжении конседиментационно развивались Самарекская, Юзрукская и другие антиклинали. Также конседиментационно развивались и усложнялись антиклинальные зоны на продолжении хр. Каржантау, на водораздельном пространстве между Чирчиком и Колесом (Майская, Полторацкая, Ишанкурганская, Янгиюльская и другие структуры) и на юго-западных продолжениях Чулинского поднятия между реками Келес и Сырдарья, а также в пределах восточной части Голодной степи.

Унаследованно развивались и усложнялись Нуратинские горы, западные отроги Зеравшанского хребта (горы Каратюбе и Зирабулак-Зиаэтинские), горы Кызылкума (Букантау, Тамдытау, Султануиздаг и др.) и Бухаро-Каршинских степей (Кассантау, Кунгуртау, Майманактау, Аляудинтау и др.).

В орогенной области Тянь-Шаня у подножий высоких гор (юго-западные отроги Гиссарского хребта), в краевых частях впадин (Сурхандарьинская мегасинклиналь) и в нешироких впадинах накапливались мощные толщи крупных галечников и валунников. Галечники наряду с мелкоземистыми осадками принимали большое участие в строении вееров выноса невысоких гор Кызылкума, а также у подножий молодых гряд, возникших внутри впадин (например, Карачатыр в Ферганской депрессии). Мелкоземистые породы, переслаивающиеся с конгломератами, очень часто имеют текстуру ископаемых почв с многочисленными ходами почвенных животных и следов корней растений.

На равнине Туранской плиты, на водораздельных пространствах, после проявления предпозднеплиоценовой фазы складчатости накапливались палевые, серые и светло-бурые алевриты и алевритовые глины с редкими пластами галечников. В областях устойчивого опускания в позднем плиоцене происходило накопление морских, солонатоводных, озерных и аллювиальных осадков.

В Южном Приаралье и в некоторых районах Северо-Восточного и Центрального Кызылкума в первой половине акчагыльского века в опресненном озерно-морском бассейне формировались глинисто-карбонатные осадки, содержащие многочисленные остатки бедных в видовом отношении остракод и гастропод, которые свидетельствуют о затрудненной связи этого бассейна через Узбойский коридор и Сарыкамышскую впадину с Акчагыльским морем Туркмении. На востоке (Бухаро-

Каршинский регион, юго-западные отроги Гиссарского хребта) в это время происходило воздымание территории и накопление в неглубоких синклинальных прогибах и межгорных впадинах (Рометанский, Каракульский, Бешкентский, Дехканабадский, Кызылчинский и др.) озерных алеврито-глинистых осадков, а в предгорных участках — аллювиально-пролювиальных. По мере дальнейшего роста горных сооружений Тянь-Шаня деятельность горных потоков усиливалась, в сформировавшуюся ранее равнину врезались крупные реки, отлагавшие грубообломочный материал.

В конце акчагыла по наиболее углубленным врезам палеорек и глубоким синклинальным прогибам происходила ингрессия морских вод, проникших из акчагыльского морского бассейна Туркмении через Узбойский коридор и Сарыкамышскую впадину в Аральскую депрессию. Далее узкой полосой море ингрессировало на юго-восток через Кызылкум до западного окончания Ферганской впадины (район Беговата). Это устанавливается данными буровых скважин. На остальной территории Кызылкума и Бухаро-Каршинского региона вплоть до раннего апшерона включительно при относительной стабильности тектонических движений в условиях аридного климата происходило расчленение рельефа.

Во второй половине апшеронского века возобновились движения земной коры различного знака. В пределах плиты преобладали подвижки отрицательного знака, что привело к некоторому углублению и расширению контуров морского бассейна в Южном Приаралье. В Кызылкуме, Бухаро-Каршинском районе и в Ферганской депрессии в это время формировались мергельно-глинистые озерные осадки. В орогенной области (Зеравшано-Гиссарские горы, юго-западные отроги Гиссарского хребта и др.) этот период ознаменовался тектоническими подвижками положительного знака. Здесь росли горные сооружения, усиливалась деятельность речных потоков, интенсивно разрушались горные породы и образовывались мощные толщи галечников и гравийников. За счет увеличения площади поднятий произошло дальнейшее сокращение впадин. В результате тектонических подвижек усилилось давление надвигового и сдвигового характера по разломам и произошло смятие в складки верхнебактрийских слоев.

В платформенной части территории (Кызылкум, Бухаро-Каршинский регион) верхнеплиоценовые отложения были изогнуты в пологие складки с несравнимо большим радиусом кривизны, чем в орогенной области.

В конце позднего плиоцена и в начале четвертичного периода происходили еще более мощные восходящие тектонические движения, приведшие к максимальному росту горных сооружений и небольшому воздыманию равнинных пространств.

Сформировалась близкая к современной гидрографическая сеть пражеравшана, пражашкадарьи, пражсырдарьи и др., воды которых выносили большое количество обломочного материала и отлагали его в равнинных пространствах Кызылкума, Бухаро-Каршинского района и в предгорьях юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Этот период характеризовался еще большей аридизацией и, по-видимому, некоторым похолоданием климата.

В четвертичном периоде произошло становление современного рельефа Узбекистана. Выделяются четыре эпохи становления рельефа: ранняя, средняя, поздняя и современная.

Раннечетвертичная эпоха ознаменовалась усилением деятельности речных потоков, обусловленной продолжавшимся воздыманием горных хребтов. Произошел пропил неогеновых отложений в долинах Чирчика,

Ангрена, Зеравшана, Кашкадарьи и Сурхандарьи до 400—500 м (Ю. А. Скворцов, 1960 г.).

В ранне- и среднечетвертичные эпохи Амударья впадала в Каспийское море, сформировав в пределах низменных Каракумов мощную толщу аллювия.

В среднечетвертичную эпоху в результате тектонических движений произошло углубление широких и плоских долин. Долины заполнились крупнообломочными образованиями и лессовыми толщами. Террасы среднечетвертичного возраста в областях развития складчатых структур испытывали пологие изогнутия и погружения в предгорных и межгорных впадинах. В Кызылкуме происходило разрушение отложений плиоцена и формирование золотого рельефа. Проллювиальные нижнечетвертичные шлейфы князьбулакский или айтымский были расчленены среднечетвертичными долинами (каракольского цикла). Состав растительности в среднечетвертичную эпоху был близок современному.

В позднечетвертичную эпоху после тектонических движений, изогнувших среднечетвертичные отложения и поднявших сформированные ими террасы, произошло новое углубление речных долин и расширение их за счет боковой эрозии (Васильковский, 1957). В дальнейшем происходило заполнение речных долин аллювиальными, пролювиальными и делювиальными образованиями.

В позднечетвертичную эпоху р. Амударья повернула к северу, в сторону Арало-Сарыкамышской котловины. Вначале, как предполагает Б. Д. Федорович, к Арало-Сарыкамышской впадине была проложена долина Зеравшана. Поворот Амударьи в Арало-Сарыкамышскую впадину совершился, по мнению Ю. А. Скворцова, путем перехвата ею долины Зеравшана в районе Кабаклы. Материалы, принесенные Амударьей из Гиссаро-Алая и Памира, заполнили значительную часть Арало-Сарыкамышской котловины. В низовьях Амударьи сформировалась Акчадарьинская и Сарыкамышская дельты.

В современную эпоху произошло формирование пойм и молодых надпойменных террас в долинах Сырдарьи, Амударьи и их притоков. Они глубоко проникли в горы, слагая днища предгорных и межгорных равнин. В низовьях Амударьи сформировалась Приаральская дельта, привязанная к уровню Аральского моря.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдужабаров М. 1962. О пещерах Саукбулака. Изв. Узб. фил. геогр. об-ва СССР, т. 6. Ташкент.
- Абдужабаров М. 1963. Карст района Кочкарлы. Изв. Узб. фил. геогр. об-ва СССР, т. 7. Ташкент.
- Абдуллаев Х. М. 1950. Влияние состава вмещающих пород на формирование постмагматических месторождений. Юбилейный сб., посвященный 25-летию УзССР. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Абдуллаев Х. М., Хамрабаев И. Х., Шарафиев М. Ш. 1953. К вопросу о графитизации в горах Кульджуктау. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. IV. Ташкент.
- Абдуллаев Х. М., Исамухамедов И. Ш., Хамрабаев И. Х. 1953. Роль процессов ассимиляции в формировании интрузивных комплексов Западного Узбекистана. Сб., посвященный акад. Д. С. Белянкину, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Абдуллаев Х. М. 1954. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями (второе изд.). М., Госгеолтехиздат.
- Абдуллаев Х. М., Раджабов Ф. Ш., Борисов О. М. 1955. К вопросу о каледонском магматизме Калканата (Кураминский хребет). Докл. АН УзССР, № 6.
- Абдуллаев Х. М., Хамрабаев И. Х. 1955. Некоторые особенности постмагматизма в Западном Узбекистане. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. VIII. Ташкент.
- Абдуллаев Х. М. 1957. Дайки и оруденение. М., Госгеолтехиздат.
- Абдуллин Х. М. и др. 1958. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Абдуллаев Х. М. 1959. Опыт классификации рудно-петрографических провинций. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Абдуллаев Х. М., Свириденко А. Ф. 1959. Лейкократовые граниты Западного Узбекистана и их отношение к постмагматическим процессам. «Узбекский геологический журнал», № 1.
- Абдуллаев Х. М. 1960. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Абдуллаев Х. М. 1961. Принцип выделения структурно-геологических зон рудно-петрографических провинций и рудных районов. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. 1964. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых. В кн. «Методика составления металлогенических карт». Ташкент, изд-во «Наука».
- Абдуллин А. А. и др. 1966. К вопросу соотношения палеозойских структур Восточного Урала, Тянь-Шаня и запада Центрального Казахстана. Материалы по геологии и полезн. ископ. Зап. Казахстана. Алма-Ата, изд-во «Наука».
- Агаларова Д. А. 1956. Микрофауна продуктивной толщи Азербайджана и красцветной толщи Туркменистана. Ашхабад, изд. Ин-та геологии АН ТуркмССР.
- Агаларова Д. А. 1960. Стратиграфия и микрофауна юрских отложений Северо-Западной Туркмении. В кн. «Вопросы геологии, бурения и добычи нефти». Баку.
- Агафонов А. П. 1965. К вопросу стратиграфии отложений площади Чаткальского горно-лесного заповедника. Тр. Чаткальского горно-лесного заповедника, вып. 11. Ташкент, изд-во «Узбекистан».
- Аделунг А. С. 1937. Западная часть Чаткальского хребта, Ангренское плато и восточная оконечность Кураминских гор. В кн. «Геология Узбекской ССР», т. 1. М.—Л., ОНТИ.
- Аделунг А. С., Кушнар С. А., Чихачев П. Н. 1937. Юго-Западные Кызыл-Кумы. В кн. «Геология Узбекской ССР», т. 1. М.—Л., ОНТИ.
- Аделунг А. С. 1939. Тектоника юго-западных отрогов Тянь-Шаня. М., изд. НИГИ.

Аделунг А. С. 1950. Основные черты геологического строения Зирабулак-Зна-этинской горной группы. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Аделунг А. С. 1958. Краткая характеристика геологического развития Чаткало-Кураминских гор. В кн. «Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор». Под общ. ред. Х. М. Абдуллаева. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Аделунг А. С. 1964. Тектоническая карта восточной и центральной части Средней Азии. В кн. «Методика составления металлогенических карт». Ташкент, изд-во «Наука».

Адышев М. М. 1964. О стратиграфическом положении ванадиеносной углисто-кремнисто-сланцевой формации Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 156, № 3.

Айзенштат И. А. 1959. Золотоносные металлогенические зоны и генетические типы эндогенных месторождений золота Средней Азии. «Узбекский геологический журнал», № 1.

Айзенштат И. А., Айзенштат В. И. 1966. Кураминская структурно-металлогеническая зона в Узбекистане. В сб. «Некоторые закономерности размещения эндогенного оруднения в Узбекистане. Ташкент, изд-во «Фан».

Айнемер А. И. 1960. О ветроградниках в золотых осадках заунгузской свиты. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии». Тр. ВСЕГЕИ, т. 42, вып. 1. Л.

Айнемер А. И. 1961. Об ископаемых такыровидных образованиях. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии». Тр. ВСЕГЕИ, т. 46, вып. 2. Л., Госгиптехиздат.

Айнемер А. И. и др. 1963. Стратиграфическое расчленение и литологическая характеристика разреза структурно-профильной скважины, пробуренной у Чешме (низменные Каракумы). В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии». Тр. ВСЕГЕИ, т. 59, вып. 14. Л.

Айнемер А. И. и др. 1965. Стратиграфия континентальной зоны плиоцена среднего течения Аму-Дарьи. В кн. «Стратиграфия, расчленение и корреляция отдельных районов СССР». Информ. сб. ВСЕГЕИ, Л.

Акрамходжаев А. М., Бабаев А. Г. 1949. Материалы к литостратиграфии меловых отложений Северной Ферганы. Докл. АН УзССР, № 4.

Акрамходжаев А. М. 1960. Литология меловых нефтегазоносных отложений Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Акрамходжаев А. М. и др. 1962. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии, т. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Акулов В. В. 1960. Геология дельты реки Аму-Дарьи. Тр. ТашГУ, нов. серия, вып. 175, кн. 18.

Алиев И. М. и др. 1963. О положении границы юры и мела в восточной части Каракумской платформы. «Азербайджанское нефтяное хозяйство», № 9.

Алимов К. А. 1960. Новые данные о составе растительных комплексов из юрских отложений Ферганского хребта (по данным спорово-пыльцевого анализа). В сб. «Вопросы геологии Узбекистана», вып. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Алимов К. А. 1961. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения юрских отложений юго-западных предгорий Ферганского хребта (Жок-Янрак). В сб. «Вопросы геологии Узбекистана», вып. 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Альтгаузен А. В. и др. 1965. Тектоническое строение доюрского фундамента Тургайского прогиба. В кн. «Геофиз. исслед. в Казахстане». Алма-Ата.

Аманжолов К. Н. 1962. Стратиграфия и аммониты верхнеюрских отложений Туаркыра. Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР.

Амурский Г. И. и др. 1961. Рабочая схема сопоставления четвертичных отложений бассейна Аму-Дарьи и Западного Туркменистана. Изв. Узб. фил. Гос. геогр. об-ва СССР, т. 5. Ташкент.

Амурский Г. И. 1964. О блоковом строении Каракумской области Туранской плиты. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4.

Амурский Г. И., Борисов А. А. 1964. Проявление региональных разломов в осадочном чехле территории Туркмении. Изв. АН СССР, серия геол., № 9.

Андерсон Б. О. 1968. Некоторые вопросы стратиграфии и магматизма Кураминской зоны (Западный Тянь-Шань). Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Андрусов Н. И. 1900. Замечания о миоцене Прикаспийских стран. Изв. Геол. ком., т. 18. Спб.

Андрусов Н. И. 1905. Материалы для геологии Закаспийской области, ч. 1. Красноводский полуостров, Большой и Малый Балкан, Джанаг. Устюрт. Тр. Арало-Каспийской эксп., вып. VII. Юрьев.

Андрусов Н. И. 1917а. Конкский горизонт (фоладовые пласты). Тр. Геол. и минерал. музея Академии наук, т. 2, вып. 6. Пг.

Андрусов Н. И. 1917б. Понтический ярус. В кн. «Геология России». т. 4, ч. II, вып. 2. Л., изд. Геол. ком.

Аносов А. А. 1917. Восточная часть Нуратинского хребта. Ежегодн. Отдела земельных улучшений. т. 7, ч. 2. Пг.

Арапов В. А., Базиль В. Ф. 1959. К вопросу о возрасте послемагматического процесса в Карамазаре. «Узбекский геологический журнал». № 5.



- Арапов В. А. 1960а. К стратиграфии эффузивной толщи площади Ташкескен. Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук АН ТаджССР. вып. 1 (2).
- Арапов В. А. 1960б. Стратиграфия эффузивной толщи верхнего палеозоя северной части Западного Карамазара. «Узбекский геологический журнал», № 6.
- Арапов В. А. 1962. К стратиграфии осадочно-эффузивной толщи среднего — верхнего палеозоя Алтынтюпкана. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Арапов В. А., Ткачев В. Н. 1962. О верхнепалеозойских туфолавах и игни-бритях Кураминского хребта. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 20.
- Арапов В. А., Ткачев В. Н. 1964. Распространение оясайской свиты в Кураминском хребте. Сб. научн. тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР и Главгеологии УзССР, вып. 3. Ташкент. изд-во «Наука».
- Арапов В. А. 1965а. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта. «Узбекский геологический журнал», № 2.
- Арапов В. А. 1965б. Хребты Каржантау, Чаткальский, Кураминский. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. I. Ташкент, изд-во «Наука».
- Арапов В. А. 1968. Особенности герцинского вулканизма Кураминской подзоны. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана». Тр. МГ УзССР, вып. 5. Ташкент, изд-во «Фан».
- Арипов А. А., Курбаниязов К., Айходжаев С. С. 1964. К условиям формирования юрских отложений Устюрта и прилегающих к нему областей. «Узбекский геологический журнал», № 3.
- Аристова К. Е., Пояркова З. Н., Фокина Н. И. 1960. О спорово-пыльцевых комплексах верхнемеловых отложений Ферганской впадины. Изв. АН КиргССР, серия ест. и техн. наук, т. 2, вып. 9.
- Архангельский А. Д. 1909. О верхнемеловых отложениях Аральского моря и новой зоне верхнего сенаона. Бюлл. МОИП, протоколы заседаний за 1909 г. СПб.
- Архангельский А. Д. 1912. Ископаемая фауна берегов Аральского моря. Изв. Туркестан. отд. РГО, т. 8, вып. 2.
- Архангельский А. Д. 1914. Предварительный отчет о геологических исследованиях в низовьях Аму-Дарьи. Изв. Геол. ком., т. 33. СПб.
- Архангельский А. Д. 1915. Из геологических наблюдений в пустыне Кызыл-Кумы. Изв. Докуч. почв. ин-та, № 3.
- Архангельский А. Д. 1916а. Верхнемеловые отложения Туркестана. Тр. Геол. ком., нов. серия вып. 151. Пг.
- Архангельский А. Д. 1916б. Моллюски верхнемеловых отложений Туркестана. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 152. Пг.
- Архангельский А. Д. 1917. Краткий отчет об осмотре месторождений нефти и серы в Бухаре. В отчете «О сост. и деятельности Геол. ком. за 1916 г.». Изв. Геол. ком., т. 36, № 1. Пг.
- Архангельский А. Д. 1931. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 12. М.—Л.
- Архангельский А. Д. 1947. Геологическое строение и геологическая история СССР, тт. 1, 2. Госиздат.
- Аскарон Ф. А. 1964. Абсолютный возраст гранитоидных массивов Нуратинского батолита (Западный Узбекистан). Докл. АН УзССР, № 7.
- Аскарон Ф. А. 1965. К геохронологии магматических процессов Кызылкумов. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Астахова Т. В. 1960. Новые данные о стратиграфии триаса Мангышлака. Тр. Всес. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, т. 1, № 153. Л., Гостоптехиздат.
- Атабаев Х. А. 1962. Специфические годографы для Ферганской долины по данным землетрясений. Тр. Ин-та математики АН УзССР, № 25. Ташкент.
- Атабаев Х. А. и др. 1968. Узбекистан. В кн. «Сейсмическое районирование СССР». М., изд-во «Наука».
- Атлас землетрясений в СССР, 1962. М., Изд-во АН СССР.
- Ахматов П. Г., Мелькановицкий И. М. 1964. Физические свойства горных пород палеозойского возраста Южной зоны Тянь-Шаня. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Ахмеджанов М. А. 1959. О характеристике карбонатных отложений Кураминской подзоны и их роль в рудопроявлении. «Узбекский геологический журнал», № 2.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. 1967. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, т. 1. Ташкент, изд-во «Фан».
- Бабадаглы В. Н. 1964. Литология кайнозойских моласс Придарвазья. Л., изд-во «Недра».
- Бабадаглы В. А. и др. 1964. Литология, тектоника и нефтегазоносность неогеновых отложений северо-восточного борта Ферганской депрессии. Л., изд-во «Недра».
- Бабаев А. Г. 1955. Типы разрезов меловых отложений Западного Узбекистана. Докл. АН УзССР, № 1.
- Бабаев А. Г. 1957а. Фации и геологическая история Западного Узбекистана в меловой период. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32 (3).

- Бабаев А. Г. 1957б. Терригенно-минералогические провинции меловых отложений юго-восточной части Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 115, № 1.
- Бабаев А. Г. 1958. Нефтегазоносность Западного Узбекистана. «Геология нефти», № 7.
- Бабаев А. Г. 1959а. Литология, палеогеография и нефтегазоносность Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Бабаев А. Г. 1959б. О юрских отложениях Питнякского района. Докл. АН УзССР, № 4.
- Бабаев А. Г. 1960. Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Бабаев А. Г., Федотов Ю. А. 1960. К проблеме пермотриаса Западного Узбекистана. Докл. АН УзССР, № 8.
- Бабаев А. Г., Акрамходжаев А. М. 1960. Палеогеография меловых отложений Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Бабаев А. Г. и др. 1962. О дизъюнктивных дислокациях Западного Узбекистана. В кн. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Зап. Узбекистана и Каракалпакии». Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Бабаев А. Г. и др. 1963. Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Бабаев А. Г. 1966. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Л., изд-во «Недра».
- Бабаев А. М. 1962. Находка ископаемых костей носорога, антилопы и лошади в Таджикской депрессии. Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 4.
- Бабаев К. Л. 1964. Схема геологического районирования Средней Азии. В кн. «Методика составления металлогенических карт». Ташкент, изд-во «Наука».
- Бабушкин Л. Н., Когай Н. А. 1964. Физико-географическое районирование Узбекской ССР. В кн. «Вопросы географического районирования Ср. Азии и Узбекистана». Тр. ТашГУ, вып.
- Бадалов С. Т. 1965. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. Ташкент, изд-во «Наука».
- Бадалов С. Т. 1966. Об одном из критериев выделения геохимических провинций редких элементов. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Бадалова Р. П. 1964. К вопросу минералогии гипергенного золота в зоне окисления золоторудных месторождений Западного Узбекистана. Тр. ТашГУ, вып. 234.
- Бажанов В. Н., Костенко Н. Н. 1964. Корреляция отложений кайнозоя Казахстана и Индии по фауне млекопитающих. В сб. «Вопросы геологии Казахстана». Материалы к XXII сессии МГК. Алма-Ата, изд-во «Наука».
- Баймухамедов Х. Н. 1954. О возрасте лампрофиров Зирабулакских гор. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. VI. Ташкент.
- Баймухамедов Х. Н. 1958. Магматизм Зирабулак-Знаетдинских гор в связи с оловоносностью. Материалы ко II Всес. петрогр. совещ. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Бакун Н. Н. 1965. Развитие структур северо-западной части Ферганской нефтеносной области в неогене. Тр. ВНИГРИ, вып. 35. Л.
- Балахматова В. Т. 1952. Фораминиферы и стратиграфия палеогена Кызылкумов. Тр. ВСЕГЕИ. Л., Гостехиздат.
- Балашева Е. Н., Житомирская О. М., Семенова О. А. 1960. Климатическое описание республик Средней Азии. М., Гидрометеиздат.
- Баранов В. В., Лихойдов Г. Г. 1969. Гипербиты Зирабулакских и Каратюбинских гор (Западный Узбекистан). «Узбекский геологический журнал», № 1.
- Баратов Р. Б. 1966. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанные с ними оруденение. Душанбе, изд-во «Дониш».
- Барбот де Марни Н. П. 1875. Геологическое исследование в Амударьинском крае. Изв. Геол. об-ва, т. 11, вып. 2.
- Барбот де Марни Н. П. 1889. Мангышлак, Усть-Урт и Туркменистан. Дневник геол. путешествий. Тр. Аральской эксп., вып. 6. Спб.
- Барковская М. Г. 1938. К палеогеографии мела Ферганской долины. Изв. РГО, т. 70, вып. 1.
- Барковская Е. И. и др. 1966. Новые данные по стратиграфии Зирабулакских гор. «Узбекский геологический журнал», № 3.
- Бартольд В. В. 1902. Сведения об Аральском море и низовьях Аму-Дарьи с древнейших времен до XVII в. Изв. Туркестан. отд. РГО, т. 4. Спб.
- Бархатная И. Н., Кутузова В. В. 1963. Спориво-пыльцевая характеристика юрских отложений Ферганской впадины. В кн. «Материалы по региональн. стратиграфии СССР». М., Госгеолтехиздат.
- Бархатная И. Н., Фокина Н. И. 1963. Спориво-пыльцевые комплексы меловых отложений района Газли. В кн. «Материалы по региональн. стратиграфии СССР». М., Госгеолтехиздат.
- Бархатов Б. П. 1963. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ.
- Безобразова Н. Ф. 1925. К верхнемеловым отложениям Ташкентского уезда. Тр. Туркм. научн. об-ва, ч. II. Ташкент.

- Безобразова Н. Ф. 1926. О находке аммонитов в окрестностях Ташкента. Тр. САГУ, серия VII, вып. 2. Ташкент.
- Безобразова Н. Ф. 1927. К стратиграфии левобережья реки Чирчик. «Вестник ирригации», № 11. Ташкент.
- Безобразова Н. Ф. 1929. К стратиграфии северо-восточной части Ферганской котловины. Тр. САГУ, серия VII, вып. 14. Ташкент.
- Безобразова Н. Ф. 1930. К палеогеновым отложениям Средней Азии. Бюлл. САРГУ, № 3.
- Беккер - Мигдисова Е. Э. 1962а. Отряд *Homoptera*. В кн. «Основы палеонтологии». Членистоногие. Трахейные. Хемизеровые. Под ред. Б. Б. Родендорфа. М., Изд-во АН СССР.
- Беккер - Мигдисова Е. Э. 1962б. Некоторые новые полужесткокрылые и сеноеды. «Палеонтологический журнал», № 1.
- Беккер - Мигдисова Е. Э., Вуттон Р. Д. 1964. Новые и редкие палеонтиноиды Азии. Сб. научн. тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР и Главгеологии УзССР, вып. 3. Ташкент, изд-во «Наука».
- Белеловский М. Л. 1964. Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука».
- Беленький Г. А. 1955. Стратиграфия меловых отложений Приташкентских Чулей. Тр. САГУ, вып. LXIII. Ташкент.
- Беленький Г. А. 1961. Геологическое строение Приташкентских Чулей. Тр. СамГУ, нов. серия, вып. 181, кн. 16. Ташкент.
- Белов И. В. 1939. К вопросу о порфировидных структурах гранитов Кара-Тюбе. Тр. УзГУ, № 16. Самарканд.
- Белов И. В. 1941. Ксенолиты и фазы вулканизма Западного Кара-Тюбе. Тр. УзГУ, № 22 (63). Самарканд.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. 1964. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М., изд-во «Недра».
- Беляева Е. И. 1946. О находке мамонта в Ферганской долине. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода, № 8. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Беляева Е. И., Курдюков К. В. 1963. О новых находках ископаемых млекопитающих в Северной Киргизии. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода, № 28. М.
- Беляевский Н. А. 1948. О находке верхнепалеозойских отложений в Ферганском хребте. Докл. АН СССР, т. 56, № 3.
- Белякова Г. М. 1959. Некоторые результаты изучения фаун пелеципод из отложений верхнего мела низовьев р. Аму-Дарья. Материалы по геологии и нефтегазоносности Ср. Азии. Тр. ВНИГНИ, вып. 23. М.
- Белякова Г. М. 1965. Новые виды семейств *Trigoniidae* и *Ostreidae* из верхнемеловых отложений Восточной Туркмении и Западного Узбекистана. В кн. «Фауна мезозоя и кайнозоя Европейской части СССР и Ср. Азии». Тр. ВНИГНИ, вып. XIV. М., изд-во «Недра».
- Бенш Ф. Р. 1958. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений хребта Карачатыр. «Узбекский геологический журнал», № 5.
- Бенш Ф. Р. 1962. Позднекаменноугольные и раннепермские фузулины Северной Ферганы. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 1. Ташкент. Изд-во АН УзССР.
- Бенш Ф. Р. 1965а. Верхнепалеозойские отложения. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. I, Палеозой. Ташкент, изд-во «Наука».
- Бенш Ф. Р. 1965б. Юго-Восточный склон Чаткальского хребта, горы Босбутау. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1. Ташкент, изд-во «Наука».
- Бенш Ф. Р. 1965в. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. В кн. «Геология и рудоносность палеозоя Ю. Узбекистана». Ташкент, изд-во «Наука».
- Берг Л. С. 1902. К морфологии берегов Аральского моря. Ежегодн. по геол. и минерал. России, т. 5. Спб.
- Берг Л. С. 1905. Высыхает ли Средняя Азия. Изв. РГО, т. 41. Спб.
- Берг Л. С. 1908. Аральское море. Опыт физико-геогр. монографии. Изв. Туркестан. отд. РГО, т. 5, вып. 9. Спб.
- Бетгер Е. 1924. Изв. Туркестан. отд. РГО. т. 17. Ташкент.
- Билалов Н. А. 1936. Нефтегазоносность Карнапчильских степей (Западный Узбекистан). «Нефтяное хозяйство», № 3.
- Билалов Н. А. 1937. Западно-Узбекистанская нефтеносная область. «Социалистическая наука и техника», № 10—11. Ташкент.
- Бирюков В. М. 1941. Кумбельское скарновое поле. В кн. «Материалы по геологии контактовых зон Ср. Азии». Тр. Узб. фил. АН СССР, серия VIII, вып. 6.
- Блискавка А. Г. 1963. Ербенский эрозионный врез. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии». Тр. ВСЕГЕИ, т. 109, вып. 14. Л.

- Бобкова Н. Н. 1958. Меловая система. Средняя Азия. В кн. «Геол. строение СССР», т. 1. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат.
- Бобкова Н. Н. 1960. Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Юго-Западного Таджикистана. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 35. Л.
- Бобкова Н. Н. 1961а. Позднемеловые устрицы Таджикской депрессии. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 50, вып. 7. Л., Гостоптехиздат.
- Бобкова Н. Н. 1961б. Стратиграфия верхнемеловых отложений и позднемеловые пластинчатожаберные моллюски Таджикской депрессии. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 54, вып. 8. Л., Гостоптехиздат.
- Богачев Г. В. 1937. Район Зирабулакских и Знаэтдинских гор. В кн. «Геология Узбекской ССР», т. 2. М.—Л., ОНТИ.
- Богданов М. Н. 1875. Обзор экспедиций и естественно-исторических исследований в Арало-Каспийской области с 1720 по 1874 г. Тр. Арало-Касп. эксп., вып. 1. Спб.
- Богданович К. П. 1890. К геологии Средней Азии. Зап. Минерал. об-ва, вып. 22. Спб.
- Богданович К. П. 1892. Геологические исследования в Восточном Туркестане. Тр. Тибетск. эксп., вып. 2. Спб.
- Богущ О. И. 1960. Фораминиферы араванских слоев хребта Кара-Чатыр. «Палеонтологический журнал», № 2.
- Богущ О. И., Юферев О. В. 1962. Фораминиферы и стратиграфия каменноугольных отложений Каратау и Таласского Алатау. М., Изд-во АН СССР.
- Богущ О. И. 1963. Фораминиферы и стратиграфия среднего и верхнего карбона восточной части Алайского хребта. М., Изд-во АН СССР.
- Болховитина Н. А. и др. 1965. Палинологическая характеристика юрских и меловых отложений Закаспия и сопредельных территорий Средней Азии. Тез. докладов к межвед. совещ. по континентальным отложениям Азии. Л., изд-во «Наука».
- Бондарева Т. П., Иванова В. А., Самодуров В. И. 1964. К сопоставлению разрезов морских палеогеновых отложений Северного и Южного Приаралья. Тр. треста «Союзбургаз», вып. 4. М., изд-во «Недра».
- Бондарчук М. Т. 1948. К стратиграфии четвертичных отложений Средней Азии. «Геологический журнал», т. 9, вып. 2.
- Борзно Д. «Петербургская газета», 1868, № 70.
- Борисов А. А. и др. 1960. Очерки геологического строения и нефтегазоносности Средней Азии. М., Гостоптехиздат.
- Борисов А. А., Рыманов В. М. 1960. О геологической интерпретации магнитных аномалий юга Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 133, № 6.
- Борисов О. М. 1957. О генезисе нижнедевонской вулканогенной толщи Северного Карамазара (Калкан-Ата). Изв. АН УзССР, серия геол., № 2.
- Борисов О. М. 1962. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. «Узбекский геологический журнал». № 2.
- Борисяк А. А. 1909. О фауне юрских отложений Байсун-Тау. Тр. Геол. музея им. Петра Великого. т. 3, вып. 2.
- Борнеман Б. А., Овчинников С. К. 1936. Геология Залайского хребта (северный склон Центральной части). Тр. ТПЭ АН СССР, вып. 65. М.
- Борнеман Б. А. и др. 1936. Мезозойские отложения Юго-Восточного Туркменистана и Юго-Западного Узбекистана. В сб. «Научные итоги ТПЭ». М., Изд-во АН СССР.
- Борнеман Б. А. 1939. Мезозойские отложения. В кн. «Геология Узбекской ССР», т. 3. М.—Л., ОНТИ.
- Борнеман Б. А. 1940. Мезозойские отложения Юго-Востока Средней Азии. Ташкент, Изд-во Узб. фил. АН СССР.
- Брагин И. К. и др. 1966. Глубины образования и вертикальный размах оруденения Чаткало-Кураминских гор (Средняя Азия). Докл. АН СССР, т. 169, № 6.
- Браташ В. И. 1961. К вопросам стратиграфии верхней юры и неокома Таджикской депрессии. В кн. «Геология и нефтегазоносность Ср. Азии, Волго-Уральской области, Предкавказья и Прикаспия». Тр. ВНИГНИ, вып. XXX. М., Гостоптехиздат.
- Брик М. И. 1933. Материалы к изучению мезозойской флоры Средней Азии. Некоторые новые юрские растения из Кштут-Зауранского месторождения угля в Таджикской ССР. Материалы по геол. Ср. Азии. Ташкент, изд. Среднеазиатск. индустр. ин-та.
- Брик М. И. 1935. Мезозойская флора Южной Ферганы, ч. 1. Папоротники. Ташкент, изд. Ком. наук УзССР.
- Брик М. И. 1936. Первая находка нижнетриасовой флоры в Средней Азии. Тр. ГИН АН СССР, т. 5.
- Брик М. И. 1937. Мезозойская флора Южной Ферганы, ч. II. Папоротники (окончание). Тр. САГТ, вып. 3. Ташкент.
- Брик М. И. 1941. Мезозойская флора Камыш-Баши (междуречье Исфара—Сох, Таджикская и Узбекская ССР). Ташкент, Узгосиздат.

- Брик М. И. 1953. Мезозойская флора Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. Тр. ВСЕГЕИ. М. Госгеоллиздат.
- Бронников М. М. 1905. Геологические исследования в Сыр-Дарьинской области в 1904 г. Изв. Геол. ком., т. 24, № 7—8. Спб.
- Брунс Е. П. 1948. Генезис юрских угленосных отложений Южной Ферганы. Литологич. сб. 1. Л., Гостехиздат.
- Буракова А. Т. 1960а. Новые виды Equisetales из средней юры Западной Туркмении. «Палеонтологический журнал», № 2.
- Буракова А. Т. 1960б. Юрская флора Туаркыра и ее стратиграфическое распределение. Докл. АН СССР, т. 135. № 3.
- Буракова А. Т. 1961. Среднеюрский вид *Selaginellites* из Западной Туркмении. «Палеонтологический журнал», № 2.
- Буракова А. Т. 1963а. Описание ископаемых растений Туаркыра. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 88, вып. 13. М., Госгеолтехиздат.
- Буракова А. Т. 1963б. Флора юрских отложений Туаркыра. Тр. ВСЕГЕИ. нов. серия, т. 88. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии», вып. 13. М., Госгеолтехиздат.
- Бурачек А. Р. 1934а. Геоморфология Южно-Таджикской депрессии. Тр. Тадж. компл. эксп. 1932 г., вып. 4. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Бурачек А. Р. 1934б. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. Тр. Тадж. компл. эксп. 1932 г., вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Бутовская Е. М. 1947. Землетрясение 2 ноября 1946 г. Тр. Научн. сесс. АН УзССР 9—14 июня 1947 г. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Бутовская Е. М. и др. 1961. Сейсмичность Узбекистана, вып. 1, Ферганская долина. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Бутовская Е. М. и др. 1962. Специфические годографы для некоторых районов Узбекистана по данным записей мощных взрывов. Изв. АН УзССР, серия физ.-мат., № 2.
- Бутовская Е. М. и др. 1964. Сейсмичность Узбекистана, вып. 2, Приташкентский и Южный сейсмические районы, Центральная часть Чаткальского хребта. Ташкент, изд-во «Наука».
- Бутовская Е. М. и др. 1968. Некоторые результаты изучения строения земной коры в Восточном Узбекистане по геофизическим данным в связи с особенностями ее магматизма и металлогении. В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики». М., изд-во «Наука».
- Бухарин А. К. 1962. О причине изменчивости характера разрезов среднего карбона Кызыл-Кумов. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Бухарин А. К., Пяновская И. А., Пятков К. К. 1964. Положение Кызыл-Кумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала. Сб. научн. тр. Главгеологии УзССР и ТашПИ, вып. 4. Ташкент, изд-во «Наука».
- Бухарин А. К., Пятков К. К., Пяновская И. А. 1965. Кызылкум. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1. Ташкент, изд-во «Наука».
- Валиев А. А. 1962. Литология и палеомагнетизм кайнозойских моласс Северной Ферганы. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Василенко В. П. 1961. Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлак. Л., Гостоптехиздат.
- Васильев В. А. 1962. Стратиграфия четвертичных отложений Таджикистана. В сб. «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе.
- Васильева Н. П., Пояров Б. В. 1957. О пограничных слоях между девоном и карбоном в Западном Тянь-Шане в связи с пересмотром систематического положения некоторых видов брахиопод. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., т. 69, вып. 2. Л.
- Васильковский Н. П. 1935а. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы. «Материалы по геологии Ср. Азии, вып. 2, Ташкент, изд. Среднеазиатск. индустриал-та».
- Васильковский Н. П. 1935б. Геология гор Супе-тау, Акбель и Ак-Чоп. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4. М.
- Васильковский Н. П. 1935в. К характеристике послеолигоценовых дислоцированных отложений Ферганы. В кн. «Материалы по гидрогеологии Узбекистана», вып. 15. Ташкент, изд. Ин-та подземн. вод Узбекистана.
- Васильковский Н. П. 1935г. К вопросу о возрасте порфировых толщ в Курраминских горах. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4. М.
- Васильковский Н. П. 1939. Альпийские тектонические фазы и характер их проявления в Юго-Западном Тянь-Шане и в западной части Ферганской котловины. В кн. «Материалы к тектонике Узбекской ССР». Ташкент, изд. Ком. наук УзССР.
- Васильковский Н. П., Репников М. П. 1940. Тектоника и сейсмичность северо-восточной части Ташкентского района. Ташкент, изд. Узб. фил. АН СССР.
- Васильковский Н. П. 1941а. Материалы к стратиграфии верхней части палеозойской толщи хребта Каржан-тау. Тр. Узб. фил. АН СССР, серия VIII, вып. 4.

- Васильковский Н. П. 1941б. Геологическое строение долины реки Ангрэн. Ташкент, изд. Узб. фил. АН СССР.
- Васильковский Н. П. 1941в. Геологическое строение Западной Ферганы. М., Госгеолгиздат.
- Васильковский Н. П. 1948. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозое. Тр. II Среднеазиатской конф. геологов-нефтяников. Ташкент.
- Васильковский Н. П. 1949. О довариских интрузиях бассейна р. Ангрэн. Тр. Ин-та геол. АН УзССР, вып. 4.
- Васильковский Н. П. 1951. К возрастному расчленению четвертичных отложений Северо-Восточного Узбекистана. Тр. Ин-та геол. АН УзССР, вып. 6.
- Васильковский Н. П. 1952. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Васильковский Н. П. 1956. К схеме возрастного расчленения верхнепалеозойских вулканогенных и интрузивных образований юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Зап. Узб.отд. ВМО, вып. X. Ташкент.
- Васильковский Н. П., Недзвецкий А. П. 1956. Сопоставление разреза верхнепалеозойских образований Восточного Карамазара с разрезом Чирчик-Ангрэнского бассейна. Докл. АН ТаджССР, № 17.
- Васильковский Н. П. 1957. К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, вып. XIII.
- Васильковский Н. П. 1959. По поводу статьи И. П. Кушнарера и А. К. Каждан «К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня». Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П. 1936. Мезозой Таджикистана. Юрские и нижнемеловые отложения Гиссарского хребта Таджикской депрессии. Тр. ТПЭ АН СССР, вып. 58. М.—Л.
- Вахрамеев В. А. 1937. Геологический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта. «Землеведение», т. 39, вып. 2.
- Вахрамеев В. А. 1938. О границе нижнего и среднего карбона Ферганы. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Вахрамеев В. А. 1964. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. Тр. ГИН АН СССР, вып. 102.
- Введенская Н. А. 1961а. К вопросу об использовании инструментальных данных о сильных землетрясениях Средней Азии при сейсмическом районировании. Тр. ИФЗ АН СССР, № 17 (184).
- Введенская Н. А. 1961б. Землетрясения Средней Азии. В кн. «Землетрясения в СССР». М., Изд-во АН СССР.
- Введенская Н. А. 1962. Обобщение сейсмостатических данных при сейсморионировании территории Средней Азии. Тр. ИФЗ АН СССР, № 22 (189).
- Вебер В. Н. 1903. Краткий предварительный отчет о поездке в Фергану в 1902 г. Изв. Геол. ком., т. 22. Спб.
- Вебер В. Н. 1905. Геологические исследования в Сыр-Дарьинской области в 1904 г. Изв. Геол. ком., т. 24, № 7. Спб.
- Вебер В. Н., Бронников М. М., Преображенский П. И. 1907—1909. О горной промышленности вдоль Ташкент-Верненской железной дороги. Тр. Ком. по исслед. р-на Турксиб. Спб.
- Вебер В. Н. 1909. Заметка о юрских отложениях в Восточной Бухаре. Тр. Геол. музея, т. 3, вып. 2. Спб.
- Вебер В. Н., Калицкий К. П. 1909. Остров Челекен. Изв. Геол. ком., т. 28. Спб.
- Вебер В. Н. 1910. Геологические исследования в Фергане в 1909—1910 гг. Изв. Геол. ком., т. 29, № 8. Спб.
- Вебер В. Н. 1917. Полезные ископаемые Туркестана. Спб.
- Вебер В. Н. 1925. Восточный Кара-Тау. Изв. Геол. Ком., т. 44, № 9. Л.
- Вебер В. Н. 1928. К геологии бассейна р. Чаткал. Изв. Геол. ком., т. 47, № 8. Л.
- Вебер В. Н. 1930. Миграция сухих дельт в Фергане. «Геологический вестник», т. VIII, № 7—8. Л.
- Вендланд К. Н. 1938. Геология и петрология Алмалыкского рудного района. Тр. СазПИ, вып. 2 (10). Ташкент.
- Вендланд К. Н. 1939. Об альбититах Кара-Тюбе. Тр. УзГУ. Самарканд.
- Виленский А. М. 1958. Геология и структура центральной части хребта Султануиздаг. «Геология и разведка». Изд. ЛГУ.
- Виленский А. М. 1960. Магматизм и метаморфизм центральной части хребта Султануиздаг. Тр. II Всес. петрогр. совещ. Ташкент, Госгеолтехиздат.
- Виноградов П. Д. и др. 1958. Тянь-Шаньская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. М., Госгеолтехиздат.
- Виноградов П. Д. и др. 1961. Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений Центрального Таджикистана. В сб. «Геология Ср. Азии». Изд. ЛГУ.

- Виноградов П. Д. 1964. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан). В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука».
- Виноградов П. Д. 1965. Туркестано-Зеравшанская зона. В кн. «Стратиграфия СССР», т. Силурийская система. М., изд-во «Недра».
- Винокурова Е. Г., Жукова Е. А. 1959. К вопросу о выделении датского яруса в низовьях Аму-Дарьи. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Винокурова Е. Г. 1960а. Новый позднегуронский *Camptonectes* Аму-Дарьи. В кн. «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», ч. II. М., Гостеолтехиздат.
- Винокурова Е. Г. 1960б. Новые меловые устрицы Средней Азии. В кн. «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», ч. II. М., Гостеолтехиздат.
- Винокурова Е. Г., Жукова Е. А. 1960. Материалы к стратиграфии меловых отложений Султан-Уиздага. Тр. Узб. геол. упр., сб. 1. М., Гостеолтехиздат.
- Винокурова Е. Г., Жукова Е. А. 1961. К стратиграфии меловых отложений района низовьев Аму-Дарьи по скважинам Ходжейли, Чимбай. «Узбекский геологический журнал», № 2.
- Винокурова Е. Г. 1963а. Меловые двустворчатые и головоногие моллюски из Султан-Уиздага и некоторых Кызылкумов. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Винокурова Е. Г. 1963б. Меловые двустворчатые и головоногие моллюски из юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Винокурова Е. Г. 1963в. К характеристике меловых двустворчатых моллюсков из низовьев реки Аму-Дарьи. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Винокурова Е. Г. 1963г. Меловые морские ежи Узбекистана. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Винюков В. Н. 1963. Пермские и триасовые отложения Мангышлака. В кн. «Геол. строение и нефтегазоносность Мангышлака». Тр. ВНИГРИ, вып. 218. М., Гостеолтехиздат.
- Вислогужева А. В. 1961. Бассейн р. Аристанды. Путеводитель по геол. маршрутам Южного Казахстана. Алма-Ата.
- Висьневский Я. С. 1952. Петрографические особенности магматического комплекса Султануиздага. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. I. Ташкент.
- Висьневский Я. С. 1953. Очерк ультраосновных и основных пород Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. IV. Ташкент.
- Висьневский Я. С. 1958. Некоторые черты магматизма базитов и гипербазитов Узбекистана и прилегающих районов. В кн. «Вопросы магматизма и металлогении УзССР». Материалы ко II Всес. петрогр. совещ. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Власов Н. Г., Миклухо-Маклай А. Д. 1959. Новые данные по стратиграфии пермских отложений Юго-Западного Дарваза. Докл. АН СССР, т. 129, № 4.
- Власов Н. Г., Миклухо-Маклай А. Д. 1959. Новые данные по стратиграфии каменноугольных отложений Юго-Западного Дарваза. Докл. АН СССР, т. 129, № 5.
- Власов И. Г., Лихачев Б. К., Миклухо-Маклай А. Д. 1962. К фаунистической характеристике разреза нижней перми Юго-Западного Дарваза. Докл. АН СССР, т. 144, № 5.
- Вознесенский А. К., Попов К. А., Преображенский И. А. 1914. Султануиздаг. Изв. С.-Петербург. политехн. ин-та, т. 11, вып. 2. Спб.
- Волгин В. И. 1957а. Стратиграфическое подразделение верхнего карбона Южной Ферганы по данным изучения брахиопод. Вестн. ЛГУ, № 24, серия геол. и геогр., вып. 4.
- Волгин В. И. 1957б. Изограммиды Южной Ферганы. Вестн. ЛГУ, № 18, серия геол. и геогр., вып. 3.
- Волгин В. И., Миклухо-Маклай А. Д. 1957. О возрасте кизилкинской полосы карбона (Южная Фергана). Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., т. 69, вып. 2. Л.
- Волгин В. И. 1959. Новые виды верхнепалеозойских брахиопод (отряды Rhynchonellida, Spiriterida, Terebratulida). «Палеонтологический журнал», № 4.
- Волгин В. И. 1960. Новые виды брахиопод из верхнепалеозойских отложений Южной Ферганы. Вестн. ЛГУ, № 18, серия геол. и геогр., вып. 3.
- Воловикова И. М. 1958. Аксессуары минералы из гранитоидов в юго-западной части Чаткальского хребта. «Узбекский геологический журнал», № 2.
- Вологдин А. Г. 1961. Археоциаты и их стратиграфическое значение. XX МГК, т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Вольвовский Б. С. 1964. Строение земной коры и верхней мантии основных геоструктурных зон запада Средней Азии. В сб. «Строение и развитие земной коры». М., изд-во «Наука».

- Вольфсон Н. Б. 1964. Применение геофизических и геохимических методов разведки при составлении прогнозных и металлогенических карт мелких и средних масштабов в Узбекистане. В кн. «Методика составления металлогенических карт». Ташкент, изд-во «Наука».
- Вонгаз Л. Б. 1958. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня. Тр. ВАГТ, вып. 4. М.
- Воронич В. А. 1964. О существовании поперечной рудоносной зоны в Южном Тянь-Шане. «Советская геология», № 6.
- Вялов О. С. 1935а. Схема деления третичных отложений Ферганы. Докл. АН СССР, т. 11, № 324.
- Вялов О. С. 1935б. Гидрогеологический очерк Устюрта. Тр. ВГРО, НКТП СССР, вып. 319. М.—Л., ОНТИ.
- Вялов О. С. 1944. Граница мела и палеогена Ферганы. Докл. АН СССР, т. 42, № 2.
- Вялов О. С. 1945. Схема деления меловых отложений Ферганы. Докл. АН СССР, т. 49, № 2.
- Вялов О. С. 1947. О нефтеносности Ферганы. Докл. АН СССР, т. 56, № 1.
- Габрильян А. М. 1948. Палеогеография мезо-кайнозоя Ферганской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 1.
- Габрильян А. М. 1951. Схема ритмостратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской долины. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 6.
- Габрильян А. М. 1957. Литология, палеогеография и вопросы нефтеносности верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Галицкий В. В. 1937. Новые данные по тектонике Центрального Каратау. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Гамалеев И. Е. и др. 1967. О пикритовых порфиридах Южной Ферганы и Северного Нуратау. «Узбекский геологический журнал», № 1.
- Гарецкий Р. Г., Мерклин Р. Л., Яншин А. Л. 1958. Морские нижнеиоценовые отложения в Приаралье. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, № 6.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. М. 1960. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). Тр. ИГН АН СССР, вып. 44.
- Гарецкий Р. Г., Кононова И. Б., Шербович С. Ф. 1963. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения южного периклиналиного прогиба Урала в районе Кокпектинской антиклинали. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38 (1).
- Гарьковец В. Г. 1964. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом. Сб. научн. тр. Главгеологии УзССР и ТашПИ, вып. 4. Ташкент, изд-во «Наука» и «Советская геология», № 11.
- Гарьковец В. Г. 1967. Новые данные о связи Тянь-Шаня с Уралом и вопросы структурно-металлогенического районирования территории Узбекистана. «Советская геология», № 11.
- Гарьковец В. Г., Хамрабаев И. Х. 1967. О геологической и металлогенической связи палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня и Южного Урала. В кн. «Проблемы геологии Ср. Азии и Казахстана». М., изд-во «Наука».
- Гарыгин М. М. и др. 1963. Геология и перспективы нефтегазосности Арало-Каспийского региона. М., Гостотехиздат.
- Гвоздецкий Н. А. 1959. Пещеры и поверхностные формы карста в западной части Зеравшанского хребта. В сб. «Спелеология и карстование». М.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. 1962. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. М., Изд-во АН СССР.
- Геллер С. Ю. 1934. Западный Унгуз и Заунгузское плато «Каракумы», сб. IV. Тр. Совета по изуч. прир. ресурсов, серия Туркм., вып. 8. М., Изд-во АН СССР.
- Генкина Р. З. 1964. *Cycadocarpidium Nathorst* и *Fraxinopsis Wieland* из отложений акташской свиты верхнего триаса южного побережья озера Иссык-Куль в Киргизии. В кн. «Биостратиграфия и палеогеография мезо-кайнозоя нефтегазосных областей Юго-Востока СССР». М., Изд-во «Наука».
- Георгиевский Б. М. 1937. Южный Хорезм. В кн. «Геологические и гидрогеологические исследования. 1925—1935 гг.», т. 1. Геологическое строение и морфология. Ташкент, изд. Ком. наук УзССР.
- Герасимов И. П., Чихачев П. К. 1931. Геологический очерк Кызылкумов. Тр. ГРУ ВСНХ СССР, вып. 82. М.—Л., Геолиздательство.
- Герасимов И. П. 1937. Основные черты развития современной поверхности Турана. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 25.
- Гесь М. Д. 1967. О докембрийских дайках основного состава в Пскемском хребте (Срединный Тянь-Шань). Докл. АН СССР, серия геол., т. 174. № 4, 5, 6.
- Гинберг И. Г. 1964. Новые данные о нижнеюрских отложениях Северного Устюрта. «Советская геология», № 7.
- Гладченко А. Я. 1955. Полевой атлас руководящих брахиопод нижнего карбона Северной Киргизии. Фрунзе, изд. Ин-та геологии АН КиргССР.



- Гойжевский А. А. 1949. Геологическое развитие Западного Узбекистана в бухарском веке. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 4.
- Головин В. Е. 1965. Новые данные по петрографии метаморфической толщи Чак-Чарских гор (Юго-Западный Гиссар). В сб. «Геология и рудоносность палеозоя Ю. Узбекистана». Ташкент, изд-во «Наука».
- Головин Е. М. 1960. Шавасский нижекарбонный габбро-гранитоидный комплекс (Западный Тянь-Шань). Уч. зап. САИГИМС, вып. 2. Ташкент.
- Головин Е. М., Юрьева Л. А. 1963. К геохронологии герцинского магматизма Алмалыкского рудного поля. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 15. Ташкент.
- Гомолицкий Н. П. 1961. О некоторых видах юрской флоры Ферганского хребта. «Ботанический журнал», т. 46, № 5.
- Гомолицкий Н. П. 1964. Новые юрские хвойные из юго-западных отрогов Гиссарского хребта. «Ботанический журнал», т. 49, № 10.
- Гомолицкий Н. П. 1965. Новые среднеюрские папоротники и гинкговые из Гиссарского хребта. «Палеонтологический журнал», № 1.
- Гомолицкий Н. П. 1967. К стратиграфии юрских отложений Яккабагских гор. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Горецкая Е. Н. 1956. Нижнекаменноугольная интрузивная фаза в Южном Гиссаре на примере Ханакинской интрузии плагиогранитов. Зап. Тадж. отд. ВМО, вып. 1. Сталинабад.
- Горецкая Е. Н., Рысин П. Г. 1959. Каменноугольная интрузивная фаза в Южном Гиссаре. Зап. Тадж. отд. ВМО, вып. 1. Сталинабад.
- Горецкая Е. Н. 1961а. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, вып. 4.
- Горецкая Е. Н. 1961б. Магматические формации Тянь-Шаня. Зап. ВМО, ч. 90, вып. 2.
- Горецкая Е. Н., Морозенко Н. К. 1962. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Петрографический сб., № 4. Л., изд. ВСЕГЕИ.
- Горецкий Р. Г., Шрайбман В. И. 1960. Глубина залегания и строения складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). Тр. ГИН АН СССР, вып. 4.
- Гориздро-Кульчицкая З. Ф. 1913. Материалы к изучению фауны третичных отложений Туркестана. Тр. С.-Петербур. об-ва естествоисп., отд. геол. и минерал., т. 37, вып. 5. Спб.
- Гориздро-Кульчицкая З. Ф. 1925. Материалы к гидрогеологии бассейнов рек Чирчик, Ангрэн и Келес. «Вестник ирригации», № 12. Ташкент.
- Горский И. И., Огнев В. Н. 1930. Материалы к геологии Нарынского угленосного бассейна. Тр. ГРУ ВСНХ СССР, вып. 9. М.
- Горьковой О. П. 1964а. К методике составления карты магматических комплексов. В кн. «Методика составления металлогенических карт». Ташкент. изд-во «Наука».
- Горьковой О. П. 1964б. Диабазовые дайки Кураминских гор. Ташкент, изд-во «Наука».
- Горьковой О. П. 1964в. Диабазовые дайки Кураминских гор. Ташкент, изд-во «Наука».
- Горьковой О. П., Уломов В. И. 1967. Некоторые выводы о взаимосвязи магматических проявлений и глубинного строения земной коры. «Узбекский геологический журнал», № 3.
- Горшков Г. П. 1949. Землетрясения на территории Советского Союза. М., Географгиз.
- Горянов В. Б. 1961. Стратиграфия девонских отложений хребта Ярунтуз (Южная Фергана). В сб. «Геология Ср. Азии». Л., Изд-во ЛГУ.
- Горянов В. Б. и др. 1961. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент.
- Горянов В. Б. 1963. О значении тетракораллов для стратиграфии девона Южного Тянь-Шаня. Вестн. ЛГУ, № 24. серия геол. и геогр., вып. 4.
- Грамм М. Н. 1951. Некоторые новые данные о третичных красноцветных отложениях Юго-Западной Ферганы. Докл. АН УзССР, № 9.
- Грамм М. Н. 1952. О гипсоносной свите гор Ак-Чоц, Ак-Бель и Супетау. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 6.
- Грамм М. Н., Корсаков Ф. П. 1962. К стратиграфии третичных континентальных отложений Кашкадарьинской области. Изв. АН УзССР, № 2.
- Грамм М. Н. 1955. О разрезе неогеновых отложений в северо-западной части Мынбулакской котловины (Кызыл-Кумы). Докл. АН СССР, т. 103, № 4.
- Грамм М. Н. 1968. Об акчагыльских и апшеронских отложениях в низовьях р. Аму-Дарьи. Докл. АН СССР, т. 120, № 14.
- Грамм М. Н., Каргин И. Е. 1968. О слоях с *Cytherissa cascusa* Mandelstam in litt в районе Каракуля. Докл. АН УзССР, № 6.

- Грамм М. Н. 1959. Схема деления третичных континентальных отложений Ферганской впадины. «Узбекский геологический журнал», № 6.
- Грамм М. Н. 1960. Неогеновые отложения Центральных Кызылкумов. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Грачев Г. И. 1961. К геологии древнечетвертичных отложений Ферганы, Таджикской депрессии и Бухаро-Хивинской области. Тр. ВНИГНИ, вып. 30. М.
- Грешнер С. Г., Бачин А. П., Иванов О. Д. 1963. Основные черты геологического строения домезозойского фундамента Мугоджар. «Советская геология», № 11.
- Гриб В. Е. 1947. Схема расчленения кайнозойских континентальных отложений Южной Ферганы. Докл. АН СССР, т. 43, № 7.
- Григорьев Г. В. 1940. Находка мустьерского остроконечника в Самарканде. Краткие сообщ. Ин-та истории материальной культуры, вып. VIII. М.
- Гриднев Н. И. 1954. Литология кайнозойских моласс Сурхандарьинской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Гриднев Н. И. 1959. Фации четвертичных отложений надводной дельты Аму-Дарьи. Докл. АН СССР, т. 127, № 1.
- Гриднев Н. И. 1960. Схема районирования аллювиально-пролювиальных отложений центральной и южной части Средней Азии по их минерально-петрографическим ассоциациям. Докл. АН СССР, т. 132, № 3.
- Гриднев Н. И., Набиев К. А. 1960. О литологии четвертичных надводно-дельтовых отложений Аму-Дарьи. «Узбекский геологический журнал», № 1.
- Гринберг И. Г., Сухинин В. Г. 1965. Опорные скважины СССР. Северо-Устюртская опорная скважина 1. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 241. М., изд-во «Недра».
- Громов В. И. 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (Млекопитающие, палеолит). Тр. ИГН АН СССР, вып. 64, геол. серия, № 47.
- Громов В. И. 1949. Плейстоценовая фауна млекопитающих из грота Тешик-Таш — Южный Узбекистан. В сб. «Тешик-Таш». М., Изд-во АН СССР.
- Громов В. И. 1961. Принципы построения схемы периодизации палеолита. Тр. Комисс. по изуч. четвертич. периода, т. 18. М.
- Грушкин Г. Г. 1947. Новые данные по стратиграфии и тектонике Нижнечаткальского района. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Грюше П. А. 1928. Наукатская долина. III Всес. съезд геологов, Путеводитель экскурсий. Л., изд. Геол. ком.
- Губин И. Е. 1937. К стратиграфии и угленосности юрских песчано-сланцевых отложений Байсунского и Сары-Ассийского районов Узбекской ССР. Тр. ТПЭ АН СССР, вып. 66. М.
- Губин И. Е. 1960. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР.
- Давлятов Ш. Д., Эганбердыев М. Э. 1959. О юрских отложениях северо-восточной части Ауминзатау. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Давлятов Ш. Д. 1961. Об альпийской тектонике западных окончаний Зирабулак-Зиаэтдинских антиклинальных поднятий и их связи с Каганской группой положительных складок. «Узбекский геологический журнал», № 2.
- Давлятов Ш. Д. 1963. О тектоническом строении Западного Узбекистана. Докл. АН УзССР, № 9.
- Далимов Т. Н. 1968. О количественной характеристике продуктов пермо-триасового вулканизма (юго-западные отроги Чаткальского хребта). «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Далимов Т. Н., Айзенштат В. И., Хамрабаев И. Х. 1968. К фациальности магматических комплексов гранитоидов Узбекистана. Ташкент, изд-во «Фан».
- Джамалов Д. Б., Садыков Р. А. 1966. Сейсмичность Восточной Ферганы. Ташкент, изд-во «Фан».
- Дикарева Н. Д. 1937. Брахиоподы нижнего карбона Чаткальских гор. В кн. «Материалы по геологии Ср. Азии», вып. 5. Ташкент, изд. Среднеазиатск. индустр. ин-та.
- Дикенштейн Г. Х. и др. 1963. Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. М., Гостоптехиздат.
- Дикенштейн Г. Х., Загоруйко В. А., Синицин Ф. Е. 1964. Перспективы нефтегазоносности Кызыл-Кумов. «Советская геология», № 5.
- Довжиков А. Е., Чехович В. Д. 1965. Тяньшаньская геосинклинальная область. В кн. «Стратиграфия СССР», т. Силурийская система. М., изд-во «Недра».
- Долицкая И. В. 1961. Распределение фораминифер в верхнемеловых отложениях Восточного Устюрта. Тр. ВНИГНИ, вып. 23. М.
- Дронов В. И., Андреева Т. Ф. 1962. Стратиграфия юрских отложений Центрального и Юго-Восточного Памира. Докл. сов. геологов к I междунар. коллоквиуму по юрской системе. Тбилиси.

- Дронов В. И., Кушлин Б. К. 1962. К стратиграфии триасовых отложений Центральной подзоны Юго-Восточного Памира. Изв. Отд. геол.-хим. наук АН ТаджССР, вып. 1 (7).
- Дронов В. И., Андреева Т. Ф., Кушлин Б. К. 1964. Стратиграфия и история развития Центрального и Юго-Восточного Памира в мезозое. Докл. сов. геологов к XXII сессии МГК. Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций. М., изд-во «Недра».
- Дуткевич Г. А., Хабаков А. В. 1934. Пермские отложения Восточного Памира и палеогеография верхнего палеозоя Центральной Азии. Тр. Памирск. эксп. АН СССР, вып. VIII. М.
- Дуткевич Г. А., Турманская О. Г. 1935. Фауна верхнего палеозоя Восточного Памира. Тр. ТПЭ АН СССР, вып. 31, М.
- Дуткевич Г. А., Калмыкова М. А. 1935. Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя Северного Памира и Дарваза. Тр. ТПЭ АН СССР, вып. 31. М.
- Дуткевич Г. А. 1936. Основные черты строения верхнепалеозойских отложений Восточного Памира В сб. «Научн. итоги ТПЭ АН СССР». М., Изд-во АН СССР.
- Дуткевич Г. А. 1937. Пермские отложения Средней Азии. «Проблемы советской геологии», № 7.
- Дюгаев И. В. 1934. Геологическая история Кара-Мазара и характеристика его рудоносности. В сб. «Кара-Мазар». Ташкент.
- Дюгаев И. В. 1935. Материалы к петрографии Кара-Мазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4. М.
- Дюфур М. С. 1958. Об отложениях ордовика на Восточном Памире. Докл. АН СССР, т. 120, № 2.
- Дюфур М. С., Дронов В. И., Кушлин Б. К. 1958. К стратиграфии триаса Юго-Восточного Памира. Докл. АН СССР, т. 123, № 3.
- Евфименко И. М. 1941а. Структура и металлогения Нижнечаткальского рудного района в Западном Тянь-Шане. Тр. Узб. фил. АН СССР, серия VIII, геол., вып. 5.
- Евфименко И. М. 1941б. О вулканизме и металлогении Чаткальского рудного района в Юго-Западном Тянь-Шане. В кн. «Материалы по геологии Ср. Азии», вып. 7. Ташкент, изд. Среднеазиатск. индустр. ин-та.
- Евфименко И. М., Петров В. М. 1962. Основные черты магматизма и металлогении Зирабулак-Зиаэтинских гор в Западном Узбекистане. В сб. «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Евфименко И. М. 1966. О закономерностях размещения и перспективах оловянного оруденения Узбекистана. В сб. «Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в Узбекистане». Ташкент, изд-во «Фан».
- Екшибаров С. В. 1962. Тектоника и нефтегазоносность Юго-Западного Гиссара. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Елисеева О. П. 1958. Акцессорные минералы и акцессорные элементы Самгорского интрузива кварцевых порфиров на южном склоне Кураминского хребта. «Узбекский геологический журнал», № 2.
- Железнов В. М. 1952. Нижнекарбонные отложения в горах Кульджуктау (Юго-Западные Кызылкумы). Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Животовская А. И. 1961. Закономерности размещения осадков заунгузской свиты в восточной части Заунгузских Каракумов. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии». Тр. ВСЕГЕИ, т. 43, вып. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Животовская А. И., Шнейдер Г. Ф. 1961. О возрасте заунгузской свиты. Докл. АН СССР, т. 138, № 4.
- Животовская А. И. 1963а. Плиоценовая река в Восточном Заунгузье. Тр. ВСЕГЕИ, т. 109, вып. 14. М.
- Животовская А. И. 1963б. Бары в оолитовом бассейне среднеплиоценового времени и некоторые моменты в строении их площади. Изв. АН ТуркмССР, № 4.
- Жукова Е. А. 1954а. О возрасте меловых отложений мыса Актумсук (Аральское море) и урочища Ай-Бугир. Докл. АН УзССР, № 2.
- Жукова Е. А. 1954б. К стратиграфии отложений нижнемелового возраста районов Акратат, Тойчисай по фауне фораминифер. Докл. АН УзССР, № 3.
- Жукова Е. А. 1956. Об альбских отложениях Питнянской группы поднятий. Докл. АН УзССР, № 5.
- Жукова Е. А. 1958. Новые данные о нижней части отложений сенонского возраста низовьев Аму-Дарьи по фауне фораминифер. Докл. АН УзССР, № 11.
- Жукова Е. А., Винокурова Е. Г. 1959. Об отложениях туронского яруса в бассейне Чирчик—Ангрен. Докл. АН УзССР, № 10.
- Жукова Е. А. 1960. К стратиграфии верхнемеловых отложений Бухарской области. «Узбекский геологический журнал», № 6.
- Жукова Е. А. 1963. Стратиграфия меловых отложений Гиссарского хребта по фауне фораминифер. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Жуковский Л. Г., Каеш Ю. В., Сотиряди К. А. 1959. Нефтеносные фации юры и мела Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции. Материалы по геологии и нефтегазоносности Ср. Азии. М., Госоптехиздат.

- Загоруйко В. А., Фокина Н. И. 1963. Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы мезозойских откожений Южного Приаралья. В кн. «Материалы по региональной стратиграфии СССР». М., Госгеолтехиздат.
- Запрудская М. А. 1953. Пластинчатожаберные моллюски нижнего турона Алайского хребта. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 73. Л.
- Захаревич В. А. 1956. Условия формирования угленосной толщи Ангрена. Тр. треста «Средазуглеразведка», вып. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Захаров С. А. 1958. Стратоструктуры мезо-кайнозой Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, т. 95.
- Захарова А. И., Сейдзузова С. С. 1968. Сейсмическая активность и сотрясаемость Восточного Узбекистана. Изв. АН СССР, «Физика Земли», № 6.
- Зеленова О. И. 1961. Литология, фации и геохимические особенности алайского яруса Таджикской депрессии. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 53.
- Землетрясения в СССР. 1961. Под ред. Е. Ф. Саваренского и И. Е. Губина. М., Изд-во АН СССР.
- Землетрясения в СССР в 1962 г. М., изд-во «Наука», 1965.
- Землетрясения в СССР в 1963 г. М., изд-во «Наука», 1966.
- Землетрясения в СССР в 1964 г. М., изд-во «Наука», 1967.
- Землетрясения в СССР в 1965 г. М., изд-во «Наука», 1968.
- Землетрясения в СССР в 1966 г. М., изд-во «Наука», 1968.
- Зорькин Я. М. и др. 1959. О некоторых особенностях тектонического строения Джаркак-Сарыташского поднятия. Докл. АН УзССР, № 7.
- Зубцов Е. И. 1956а. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4. Л.
- Зубцов Е. И. 1956б. Чаткало-Нарынская структурно-фациальная зона Тянь-Шаня. В кн. «Материалы по геологии и полезн. ископ.», вып. 8, ч. I. Тр. ВСЕГЕИ. Л.
- Зубцов Е. И. 1960. Стратиграфия ордовикских отложений Средней Азии. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. М., Изд-во АН СССР.
- Зубцов Е. И. 1961. Стратиграфия отложений кембрия и ордовика Среднего Тянь-Шаня. В кн. «Геология Ср. Азии». Изд-во ЛГУ.
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. 1963. Докембрийские граниты и нижний палеозой Среднего Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 152, № 4.
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. 1966. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, серия геол., т. 169, № 1, 2, 3.
- Ибрагимов Р. Н., Атабаев Х. А. 1964. Сейсмоструктурные особенности Ферганской впадины. В сб. «Вопросы региональной сейсмичности Ср. Азии». Фрунзе, изд-во «Илим».
- Иванов Е. В. 1926. Гидрогеологические исследования северной части Ташкентского узезда в 1923 г. «Вестник ирригации», № 12.
- Иванов Е. В. 1928. Ташкент—Угам—Чимкат. Путеводитель экскурсий III Всес. съезда геологов в Ташкенте. Л., изд. Геол. ком.
- Иванова В. А., Попов Н. Г., Пантелеев Г. Ф. 1961. Новые данные о стратиграфии палеогеновых отложений Южного Приаралья. В сб. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР». Тр. СГПК Главгаза при СМ СССР, вып. 2. М., Гостоптехиздат.
- Иванова В. А. 1964. Стратиграфия майкопских отложений Южного Приаралья по фораминиферам. В сб. «Майкопские отложения и их возраст, аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев, изд-во «Наукова думка».
- Ившин Н. К. 1961. Сопоставление биостратиграфической шкалы кембрия Центрального Казахстана со стандартными шкалами других областей и провинций. XX МГК, т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Иконникова Н. Ф. 1952. К вопросу развития рельефа северного склона хр. Нурау. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. VIII.
- Ильин С. И. 1937. Геологические исследования в области мезо-кайнозойских отложений Западного Узбекистана. Ташкент, изд. Ком. наук. УзССР.
- Ильин С. И., Габрильян А. М. 1948. Перспективы нефтеносности Ферганской долины в свете результатов разведочных работ 1940—1946 гг. «Нефтяное хозяйство», № 4.
- Ильин В. Д., Белякова Г. М., Шмидт О. И. 1958. Об отложениях датского яруса в низовьях Аму-Дарьи. «Геология нефти», № 10.
- Ильин В. Д. 1959. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Материалы по геологии и нефтегазоносности Ср. Азии. Тр. ВНИГНИ, т. 23. М.
- Исамухамедов И. М. 1946. О некоторых геолого-петрографических особенностях Актауского гранитоидного батолита. Изв. АН УзССР, № 2.
- Исамухамедов И. М. 1947. Петрография Чимганского массива. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

- Исамухамедов И. М. 1948. К петрологии интрузивов Западного Узбекистана. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 2.
- Исамухамедов И. М. 1955. «Петрология Нуратинского батолита. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Исамухамедов И. М., Расулев Ш. К. 1955. О происхождении порфировидной структуры интрузивных пород Кара-Тюбе. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 8. Ташкент.
- Исамухамедов И. М., Покровский А. В. 1957. О возрасте Алмалыкского сиенито-диоритового массива. Изв. АН УзССР, серия геол., № 1.
- Исамухамедов И. М., Кустарникова А. А. 1957. О возрасте гранитоидных интрузий правобережья Ангрена. Изв. АН УзССР, серия геол., № 2.
- Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. 1962. Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент, изд. ТашГУ.
- Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. 1965. О последовательности развития магматизма и некоторых вопросах металлогении в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. В сб. «Геология и рудоносность палеозоя Ю. Узбекистана». Ташкент, изд-во «Наука».
- Ишназаров Н. И. 1965. Стратиграфия девонских отложений системы Чаткальских гор. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Каеш Ю. В. 1962. Геологические предпосылки поисков литологически и стратиграфически экранированных залежей нефти и газа в Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции. В кн. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Зап. Узбекистана и Каракалпакии». Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Калабина М. Г. и др. 1958. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Калабина М. Г. 1964. Карта глубин эрозионного среза Чаткало-Кураминской горной системы с момента образования месторождений кварц-барит-флюорит-полиметаллической формации. В кн. «Методика составления металлогенических карт». Ташкент, изд-во «Наука».
- Калдаров М. К. 1961. Древний аллювий в восточной части Северных Каракумов. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии». Тр. ВСЕГЕИ, т. 46, вып. 2. Л., Гостоптехиздат.
- Каледа Г. А. 1960. Девонские отложения Южной Ферганы. В кн. «Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня», т. 2. Изд. Львовск. ун-та.
- Каледа Г. А. 1962. О состоянии стратиграфии девонских отложений Алтайского и Туркестанского хребтов. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 11. Изд. ЛГУ.
- Калесник С. В. 1936. Геологические наблюдения в бассейне реки Ак-Су и Туполанг. Тр. ТПЭ АН СССР, вып. 40. М.
- Калицкий К. П. 1913. Майли-Сай. Изв. Геол. ком., т. 32, № 3. Спб.
- Калицкий К. П. 1914. Нефтяные месторождения Ферганы. Изв. Геол. ком., т. 33, № 7. Спб.
- Калицкий К. П. 1933. Нефтяные ресурсы Узбекистана. В сб. «Узбекистан», т. 11. М., Изд-во АН СССР.
- Калмыкова М. А. 1959. О биостратиграфическом расчленении морских верхнепалеозойских отложений Дарваза. Докл. АН СССР, т. 127, № 2.
- Калмыкова М. А. 1960. Новые раннепермские фузулиниды Дарваза. В сб. «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», ч. I. М., Госгеолтехиздат.
- Калугин П. И. 1934. Краткий очерк Гаурдакского месторождения нефти. «За недра Средней Азии», № 4.
- Кандидов Н. П., Иванова В. А. 1960. Стратиграфия палеогена Южного Приаралья. Тр. СГПК Главгаза при СМ СССР, вып. 1. М., Гостоптехиздат.
- Карапетов С. С. 1960. Стратиграфия силурийских отложений Центрального Памира. Докл. АН СССР, т. 135, № 2.
- Карапетов С. С. 1963. Стратиграфия ордовикских отложений Центрального Памира. Изв. АН ТаджССР, № 3 (12).
- Карпинский А. П. 1883. О присутствии переходных карбоно-пермских слоев в Дарвазе в Средней Азии. Тр. С.-Петербур. об-ва естествоисп., т. 13, вып. 2.
- Карпов П. М. 1957. Некоторые данные об отложениях Ачкадары (Древнего протока Аму-Дарьи). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. XI. Ташкент.
- Карпова Е. Д. 1953. Основные черты варисской металлогении Тянь-Шаня в связи с историей его развития. «Советская геология», № 2.
- Карпова Е. Д. 1958. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Южного Тянь-Шаня. Материалы по II Всес. петрогр. совещ. Ташкент, Изд-во АН СССР.
- Карпова Е. Д. 1959. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. «Советская геология», № 8.
- Кафарский А. Х., Пыжьбянов И. В. 1963. К вопросу о расчленении «мынтеркинской» свиты Северного Памира. Материалы по геологии Памира. Изв. Отд. геол.-хим. наук АН ТаджССР, вып. 1.

- Каханова Л. П., Соболева Р. П. 1962. О первой находке позднепалеоценовой нормально-морской фауны моллюсков в Юго-Западных Кызылкумах. Докл. АН СССР, т. 147, № 1.
- Каханова Л. П., Соболева Р. П., Ковалева Н. П. 1965. О пограничных горизонтах верхнего мела и палеогена Султан-Уиздага. Биостратигр. сб., вып. 1. Л., изд. ВСЕГЕИ.
- Каханова Л. П., Яркин В. И. 1966. Новые данные к установлению нижнепалеоценовых образований в Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 167, № 6.
- Каюмов А. К. 1966. Петрографические особенности Тозбулакского массива в горах Кульджуктау (Кызылкумы). В кн. «Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана». Ташкент, изд-во «Фан».
- Келлер Б. М., Покровская Н. В. 1965. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Кесь А. С., Толстов С. П. 1960. Низовья Аму-Дарьи, Сарыкамыш, Узбой. История формирования и заселения. Материалы Хорезмской эксл., вып. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Ким А. И. 1959. О нижнелландоверийских отложениях Зеравшано-Гиссарской горной области. Докл. АН ТаджССР, т. 2, № 2.
- Ким А. А. 1962. Новые раннелландоверийские табуляты Зеравшанского хребта. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Ким А. И. 1963. К стратиграфии отложений ордовика и нижнего лландовери Зеравшано-Гиссарской горной области. «Узбекский геологический журнал», № 6.
- Ким О. И. 1965. Междуречье Исфара — Шахмардан — Исфайрам. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1. Ташкент, изд-во «Наука».
- Ким А. И., Ларин Н. М. 1965. Западная часть Зеравшанского хребта. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1. Ташкент, изд-во «Наука».
- Кипарисова Л. Д., Виноградов П. Д., Сребродольская И. Н. 1958. Триадовая система Средней Азии. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Л., изд. ВСЕГЕИ.
- Киреев Г. Д. 1957. Результаты изучения фораминифер башкирских отложений Исфаринского района. Тр. совещ. по вопросу об объеме намюрского яруса и его положение в каменноугольной системе. Киев, изд. Ин-та геологии АН УССР.
- Клейнберг В. Г. 1957. Стратиграфия и условия накопления кайнозойских отложений в Фергане. Тр. ВНИГРИ, вып. 10. Л.
- Князев В. С., Чарыгин А. М., Шнип О. А. 1961. Магматические породы закрытой части складчатого фундамента Западного Узбекистана. В кн. «Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР». Л., Гостоптехиздат.
- Когай Н. А. 1957. Некоторые вопросы геоморфологического анализа хр. Султан-Уиздаг и прилегающих к нему равнинных пространств. Тр. САГУ, фиг. география, нов. серия, вып. 99. Ташкент.
- Когай Н. А., Мамедов Э. Д. 1960. О результатах расчленения четвертичных отложений Кызылкумов. «Узбекский геологический журнал», № 3.
- Когай Н. А. 1962а. К стратиграфии четвертичных отложений Узбекистана. Тр. Главгеологии УзССР, вып. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Когай Н. А. 1962б. К вопросу о районировании территории Узбекистана с точки зрения четвертичной геологии. Тр. ТашГУ, вып. 193.
- Когай Н. А. 1963. К геоморфологии долины реки Чирчик. Научн. тр. ТашГУ, вып. 213, география.
- Козеренко В. Н. 1948. К стратиграфии и тектонике палеозойских и докембрийских отложений северной зоны Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Козлова П. С. 1960. Особенности распределения акцессорных минералов в верхнепермских интрузивных породах юго-западного склона Чаткальского хребта (Средняя Азия). В сб. «Вопросы магматизма Ср. Азии, Кавказа и Казахстана». Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 27.
- Колов С. Н. 1934. Геология Каракалпакии. В сб. «Каракалпакия». Тр. I конф. по изуч. производ. сил Каракалпакии, т. 1. М.—Л., СОПС АН СССР.
- Колов С. Н. 1955. Некоторые вопросы эволюции песков по наблюдениям в пустынях Кызыл-Кумы и Кара-Кумы. Тр. САГУ, нов. серия, вып. XIII, геол. науки. кн. 6. Ереван.
- Комиссаров Б. И., Смольяников П. Л. 1966. Тектоническое районирование Мугоджар по результатам региональных геофизических съемок. В кн. «Материалы по геологии и полезн. ископ. Зап. Казахстана», сб. 3. Алма-Ата.
- Комишан И. С. 1925. Находка кембрия в Тюя-Муюнском районе (Восточная Фергана). Вестн. Геол. ком., № 4, Л.
- Комишан И. С. 1928. Долина Аравана. Путеводитель экскурсий III Всес. съезда геологов в Ташкенте. Л., изд. Геол. ком.
- Коннов Л. П. 1956. Древняя кора гумидного выветривания в Гиссарской горной системе. Зап. ВМО, вып. 10.

- Коннов Л. П. 1958. Мезозойские бокситы Средней Азии. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР.
- Коннов Л. П. 1960. Основные черты палеогеографии Южного Узбекистана в конце триаса. Уч. зап. САИГИМС, вып. 3. Ташкент.
- Копаев В. А. 1962. О юрских тектонических уступах в Фергане. Уч. зап. САИГИМС, вып. 7. Ташкент.
- Копаевич Л. П. 1956. Новые данные по стратиграфии и тектонике Среднего Узбоя. Тр. ВАГТ, вып. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Коптев-Дворников В. С. 1952. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Корженевский Н. Л. 1960. Природа Средней Азии. Ташкент, изд. СамГУ.
- Коробков И. А., Макарова Р. К. 1959. К стратиграфии палеогеновых отложений низовьев Аму-Дарьи в связи с новыми находками моллюсков. Докл. АН СССР, т. 127, № 1.
- Коробков И. А., Макарова Р. К. 1960. Новые данные о пограничных горизонтах между эоценовыми и олигоценными отложениями в Южном Приаралье. Докл. АН СССР, т. 134, № 4.
- Коробков И. А., Макарова Р. К. 1964. К стратиграфии и фаунистической характеристике палеогеновых отложений Кызылкумов и Южного Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 102. Л.
- Королев А. В. 1933. Кармазарский рудный район. Тр. I Кармазарского съезда в г. Ходженте. Таджгиз.
- Королев А. В. 1946. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Королев А. В. 1959. Эндогенное рудообразование в развитии Земли. Тр. САЗПИ, вып. 6. Ташкент.
- Королев В. Г. 1960. Позднекембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. В кн. «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Королев В. Г. 1962. Кембрий Тянь-Шаня. Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 3 (стратиграфия). Фрунзе, Изд-во АН КиргССР.
- Королев В. Г. 1967. Особенности строения и развития геосинклиналей Средней Азии в верхнем протерозое. В кн. «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана». М., изд-во «Недра».
- Королев В. С. 1968. О распространении вулканогенных пород в Зирабулак-Зиаэтинских горах. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана». Тр. МГУ УзССР», вып. 5. Ташкент, изд-во «Фан».
- Корсаков Ф. П. 1953. О петрографическом составе конгломератов кайнозойских моласс Приташкентского района и левобережья Кашкадарьи. Тр. САГУ, вып. 82. Ташкент.
- Корсаков Ф. П. 1963. К стратиграфии неогена Приташкентского района. Тр. ТашГУ, вып. 220.
- Корсаков Ф. П. 1964а. К вопросу о стратиграфическом сопоставлении неогеновых отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта Таджикской депрессии и Дарваза. Тр. ТашГУ, вып. 234.
- Корсаков Ф. П. 1964б. К стратиграфии неогена Ангренской долины. Тр. ТашГУ, вып. 249.
- Косенкова А. Г. 1964. Пыльца *Clossopolis* из юрских отложений Южного Гиссара. В кн. «Проблемы геологии Таджикистана». Душанбе.
- Костенко Н. Н. 1958. Основы корреляции антропогеновых отложений Казахстана и Узбекистана. Вестн. АН КазССР, № 10.
- Костенко Н. Н., Тетюхин Г. Ф., Федоров Т. В. 1962. Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогеновых) отложений Средней Азии и Южного Казахстана. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, № 27. М., Изд-во АН СССР.
- Костенко Н. Н. 1964. Континентальные кайнозойские отложения Южного Казахстана. Тр. ТашГУ, вып. 249.
- Костенко Н. П. 1948. Неотектоника юго-западного окончания Гиссарского хребта. Докл. АН СССР, т. 63, № 5.
- Кочнев Е. А. 1934. К вопросу изучения юрских угленосных отложений Ферганы. Материалы по геологии месторождений угля Ср. Азии. «За недра Средней Азии», № 5—6.
- Кочнев Е. А. 1962. Приуроченность некоторых полезных ископаемых к различным фаціальным комплексам мезо-кайнозоя Узбекистана. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2. Геология. М., Госгеолтехиздат.
- Крайденков Г. П. 1964. О верхней границе палеогеновых отложений Таджикской депрессии. Докл. АН СССР, т. 159, № 4.
- Крейтер А. А. 1958. Карстовые явления котловины Шурабася. Тр. САГУ, география, вып. 120.

- Крестников В. Н., Рейснер Г. И. 1960. Альпийская тектоника центральной части Тянь-Шаня. «Советская геология», № 12.
- Крестников В. Н. 1962. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., изд. ИФЗ АН СССР.
- Кришнан М. С. 1954. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностр. лит.
- Криштофович А. Н. 1933. Ангарская свита. Байкальский отдел. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 326. М.—Л., ОНТИ.
- Криштофович А. Н. 1946. Происхождение и развитие мезозойской флоры. Тр. Юбил. сесс. Ленингр. ун-та. Л., изд. ЛГУ.
- Криштофович А. Н. 1956. История палеоботаники в СССР. М., изд. АН СССР, отдел. биол. наук.
- Крылов А. Я., Силин Ю. И. 1963. Абсолютный возраст пород Средней Азии. Тр. XI сесс. комиссии по опр. абсол. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР.
- Крылов М. М. 1935. Водонепроницаемость грунтов Средней Азии. Материалы по гидрогеол. и инженерн. геол. УзССР, вып. 1. Ташкент.
- Крылов М. М. 1941. К схеме естественно-исторического районирования Голодной степи. Изд. Узб. фил. АН СССР, вып. 3.
- Кудрявцев Н. А. 1928. Заметки о распространении юрских отложений в Восточной Бухаре. Вестн. Геол. ком., № 6. М.
- Кудрявцев Н. А. 1932. Геологическое строение южного склона Гиссарского хребта в районе гор Каратаг. Тр. НГРИ, серия А, вып. 23. М.
- Кузичкина Ю. М., Репман Е. А., Сикстель Т. А. 1959. Опыт стратиграфического расчленения нижнемезозойских континентальных отложений. В сб. «Вопросы биостратиграфии континентальных толщ». Тр. III сесс. Всес. палеонтол. об-ва.
- Кузичкина Ю. М. 1962а. Спорово-пыльцевые комплексы из отложений юрской системы Средней Азии и их стратиграфическое значение. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Кузичкина Ю. М. 1962б. Спорово-пыльцевые комплексы из юрских углей Тянь-Шаня. Тр. геологии АН ТаджССР, т. 5.
- Кузичкина Ю. М. 1963. Споры современных папоротников и их ископаемые аналоги. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Кузичкина Ю. М., Симоненко И. А. 1964. О наличии верхнеюрских отложений на северной окраине Ферганской депрессии. Сб. научн. тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР и Главгеологии УзССР, вып. 3. Ташкент, изд-во «Наука».
- Кузичкина Ю. М., Репман Е. А., Сикстель Т. А. 1964. Биостратиграфия юрских отложений Средней Азии. Докл. сов. геологов к XXII сесс. МГК. М., изд-во «Недра».
- Кузнецов Ю. А. 1960. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат.
- Кузнецов Ю. Я. 1960. Геологическое строение и происхождение рельефа Юго-Восточной Ферганы. В кн. «Вопросы геологии Ю. Тянь-Шаня», т. 2. Львов.
- Кузнецов Ю. Я. 1963. Карст Устюрта. «Землеведение», нов. серия, т. 6 (46). М.
- Кузьмина О. А. 1964. Основные черты строения мезо-кайнозойского покрова и перспективы нефтегазоносности Юго-Восточного и Центрального Устюрта и низовьев р. Аму-Дарьи. Тр. треста «Союзбургаз», вып. 4. М., изд-во «Недра».
- Кульжинская - Воронеж Н. С. 1930. О некоторых нижнемеловых аммонитах из Западной Бухары. Изв. Геол.-разв. упр., т. 49, № 8.
- Кунин Н. Я. 1962. Анализ распределения мощностей мезозоя и кайнозоя в Средне-Сырдарьинской депрессии на основе геофизических данных. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 4 (49).
- Купченко П. Д. 1958. Некоторые вопросы петрологии Кошрабадского интрузива. В кн. «Вопросы магматизма и металлогении СССР», (Материалы ко II Всес. петрогр. совещ.). Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Курбатов В. В. 1964. О юрском рельефе в юго-западных отрогах Гиссарского хребта на примере Яккабагской структуры. Сб. научн. тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР и Главгеологии УзССР, вып. 3. Ташкент, изд-во «Наука».
- Курдюков К. В. 1948. Изучение континентальных дельт Ферганы в связи с тектоническим развитием этого района. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23 (5).
- Курдюков К. В. 1951. О параллелизме геологического и палеогеографического развития Пенджаба в неогеново-четвертичное время. «Проблемы физ. географии», т. 16.
- Курдюков К. В. 1962. Схема расчленения четвертичных (антропогенных) отложений Северной Киргизии. Докл. АН СССР, т. 142, № 1.
- Кустарникова А. А. 1958. Петрологические особенности Акчинского гранитоидного массива. В сб. работ аспирантов. Отдел техн. и геолого-хим. наук, вып. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР.



- Кутузова В. В., Резанов Н. М. 1961. К вопросу о стратиграфии юрских отложений Ферганской впадины. В кн. «Геология и нефтегазоносность Ср. Азии, Волго-Уральской обл. и Прикавказья». Тр. ВНИГРИ, вып. XXX. Л., Гостоптехиздат.
- Кухтиков М. М. 1956. Тектоническая зональность и некоторые вопросы магматической геологии южного склона Гиссарского хребта, Южный Тянь-Шань. Тр. АН ТаджССР, т. 58.
- Кухтиков М. М., Салтовская В. Д., Черенков И. Н. 1957. К вопросу стратиграфии палеозойских терригенных отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области. Докл. АН ТаджССР, вып. 22.
- Кухтиков М. М., Салтовская В. Д., Черенков И. Н. 1959. Новые данные о каменноугольных отложениях и геологическом строении южного склона гор Чумкар-Тау (западная оконечность Туркестанского хребта). Зап. Тадж. отд. ВМО, т. 104, вып. 1. Душанбе.
- Кухтиков М. М., Черенков И. Н. 1960. О кембрийских отложениях северного склона Туркестанского хребта. Докл. АН ТаджССР, т. 3, № 1.
- Кухтиков М. М. 1963. Тектонические зоны палеозойской складчатой области Гиссаро-Алая в пересечении Душанбе — Шахристан. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, т. 7. Геология.
- Кухтиков М. М., Черенков И. Н. 1963. О возрасте палеозойских терригенных толщ Сулюктинского района (Юго-Западная Фергана). Материалы по региональной стратиграфии СССР. Гос. Геол. ком. СССР. М., Госгеолтехиздат.
- Кухтиков М. М. 1964. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука».
- Кушлин Б. К. 1963. Стратиграфия триасовых отложений Центрального Памира, вып. 1. В сб. «Материалы по геологии Памира». Душанбе.
- Кушнарев И. П., Каждан А. Б. 1958. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Кушнарев И. П. 1961. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их развитии. «Геология рудных месторождений», № 6.
- Кушнарев Л. В. 1958. Комплексы пеллеципод верхнего палеозоя Южной Ферганы. Тез. докл. к совещ. по унификации стратигр. схем Ср. Азии. М., Госгеолтехиздат.
- Кушнарев Л. В. 1959. Двустворчатые моллюски верхнего палеозоя Южной Ферганы и их стратиграфическое значение. Изв. ЛГУ, № 24, серия геол. и геогр., вып. 4.
- Кушнарев С. А. 1937. Береговой уступ нижнемелового моря в Юго-Западных Кызылкумах. Бюлл. МОИП, т. 15 (5).
- Кушнарев С. А. 1940. К геологии Юго-Западных Кызылкумов. Уч. зап. геогр. фак. МОПИ, т. 3, вып. 1. М.
- Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В. 1962. Влияние разломов на размещение эффузивных и интрузивных пород (на примере юго-западных отрогов Чаткальского хребта). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 84.
- Лаврусевич А. И., Лелешус В. Л., Менакова Г. Н. 1960. Стратиграфия силура Южного Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 133, № 1.
- Лаврусевич А. И., Лелешус В. Л., Гриненко Г. С. 1962. К стратиграфии ордовика и нижнего силура Зеравшано-Гиссарской горной области. Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 2.
- Ламакин Н. В. 1934. Геоморфология Каракалпакских Кызыл-Кумов. Тр. I конф. по изучен. производ. сил. Каракалпакии. В сб. «Каракалпакия», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Лазрт В. И. 1953. О некоторых геоморфологических чертах палеозойских вышенностей Кызыл-Кума. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. IV, Ташкент.
- Лебзин Е. В. 1961. Об изучении истории развития Газлинской антиклинали в связи с формированием залежей нефти и газа. Научно-тематич. сб. ГОСИНТИ, серия геол. М.
- Лев Д. Н. 1957. Новые памятники палеолита в Узбекистане. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. 13. М., Изд-во АН СССР.
- Лев Д. Н. 1964. Поселение древнекаменного века в Самарканде. Тр. СамГУ, нов. серия, № 135.
- Левен Э. Я., Дронов В. И. 1961. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира. «Советская геология», № 11.
- Левен Э. Я. 1963. О филогении высших фузулинид и расчленении верхнепермских отложений Тетиса. В кн. «Вопросы микропалеонтологии», вып. 7. М., Изд-во АН СССР.
- Левицкий С. И. 1935. Геологическое строение района каменноугольных месторождений Южно-Гиссарской группы. Тр. ТПЭ, вып. VIII. М.—Л., ОНТИ.
- Лелешус В. Л. 1959. Силурийские отложения Зеравшано-Гиссарской горной области. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, т. 98, вып. 3.

- Лелешус В. Л., Менакова Г. Н., Лаврусевич А. И. 1960. Стратиграфия силура Южного Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 133, № 1.
- Леонов Г. Б. 1898. Землетрясение в Туркестанском крае 5 сентября 1897 г. Изд. Туркестан. отд. РГО, т. 1, вып. 1. Спб.
- Лермонтова Е. В. 1951. Среднекембрийские трилобиты и гастроподы Шодымира. М.—Л., Госгеолтехиздат.
- Липский В. И. 1902—1905. Горная Бухара. Результаты трехлетних путешествий в Среднюю Азию в 1896, 1897 и 1899 гг., ч. I, II, III. Спб.
- Лихарев Б. К. 1935. Материалы к познанию верхнекаменноугольных отложений Ферганской долины. Тр. ЦНИГРИ, вып. 31. М., ОНТИ.
- Лихарев Б. К. и др. 1939. Пермская система в СССР. Атлас руководящих форм ископаемых фаций СССР, т. 6. М., изд. ЦНИГРИ.
- Лихарев Б. К. 1946. Материалы по фауне брахиопод среднего и верхнего карбона и нижней перми Ферганы. Материалы ВСЕГЕИ, общ. серия, сб. 7. М.—Л.
- Лихачев Ю. А. 1956. Стратиграфия верхнепалеозойских вулканогенных отложений Восточного Карамазара. В сб. «Материалы по геологии и полезн. ископ. Ср. Азии». Тр. ВСЕГЕИ, вып. 10. Л.
- Лихачев Ю. А. и др. 1962. Основные черты стратиграфии палеозоя Центральных Кызылкумов. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии», вып. 2. Л., Госгеолтехиздат.
- Лихачев Ю. А. и др. 1963. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии», вып. 15. Л., Госгеолтехиздат.
- Лихойдов Г. Г. 1966. К петрографии Шайдаразского габброидного массива в горах Кульджуктау (Центральные Кызылкумы). «Узбекский геологический журнал», № 5.
- Лозиев В. П., Лим С. С. 1962. О находке окаменелостей илийского фаунистического комплекса в северо-восточной части междуречья Кафирнигана и Иляка. Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 5.
- Лосев Н. А. 1939а. К петрологии Туракульского скарнового поля. Тр. УзГУ, т. 14. Самарканд.
- Лосев Н. А., 1939б. Об альбититах Кара-Тюбе. Тр. УзГУ, т. 14. Самарканд.
- Лосев Н. А., Железнов В. М. 1957. К вопросу о характере четвертичных тектонических движений Северо-Нуратинского хребта. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода, т. 13. М., Изд-во АН СССР.
- Луппов Н. П., Эберзин А. Г. 1945. О присутствии апшеронских отложений в Сарыкамьшской и Аральской впадинах. Докл. АН СССР, нов. серия, 50.
- Луппов Н. П. 1948. Верхний мел Юго-Восточного Усть-Урта. «Советская геология», № 32.
- Луппов Н. П. 1952. О находке кампанских аммонитов в Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, сб. «Палеонтология и стратиграфия». М., Госгеолтехиздат.
- Луппов Н. П. 1959. Стратиграфия нижнемеловых отложений юга-западных отрогов Гиссарского хребта. Материалы по геологии и нефтегазоносности Ср. Азии. Тр. ВНИГНИ, вып. 23. М.
- Луппов Н. П. 1961. Об аммонитах из нижнемеловых отложений юга-западных отрогов Гиссарского хребта. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии», вып. 2. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 46. Л., Госгеолтехиздат.
- Луппов Н. П. 1963а. Новые сеноманские нижнетуронские аммониты рода *Platenticeras* из Средней Азии. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии». Тр. ВСЕГЕИ, т. 109, вып. 14. Л.
- Луппов Н. П. 1963б. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии», вып. 14. Тр. ВСЕГЕИ, т. 109. Л.
- Лю-Хуан-Юн. 1962. Палеогеографический атлас Китая. М., Изд-во иностр. лит.
- Ляшенко Г. К. 1954. Происхождение лобабуюкских сиенито-диоритовых пород. Тр. УзГУ, нов. серия, № 35. Самарканд.
- Мавлянов Г. А. 1958. Генетические типы лёсса и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода, т. 13. М., Изд-во АН СССР. То же, Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Мавлянов Г. А., Гриднев Н. А. 1960. Минеральный состав лёссов и лёссовидных пород Ферганы. «Узбекский геологический журнал», № 2.
- Мавлянов Г. А., Уломов В. И. 1967. История развития, достижения и перспективы сейсмологии в Узбекистане. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Макаров А. С. 1960. К истории геологического развития северо-восточной части Чаткальского хребта в среднем палеозое. Тр. Узб. геол. упр., сб. 1, Геология. М., Госгеолтехиздат.
- Макарова С. Д. 1955. О некоторых вопросах сеймотектоники Средней Азии. Зап. Узб. отд. ВМО. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

- Макарова Р. К., Миронова Л. В. 1964. О сопоставлении морских палеогеновых отложений Тургая, Приаралья и Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 102. Л.
- Макарова Р. К., Цацир Э. Ф. 1964. Стратиграфия палеогена Южного Приаралья и Кызылкумов. Сб. научн. тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР и Главгеологии УзССР, вып. 3. Ташкент, изд-во «Наука».
- Макарычев Г. И. 1964. Докембрийские и каледонские гранитоиды Среднего Тянь-Шаня и их положение в структуре. Бюлл. МОИП, т. 39, № 6.
- Малиновский Ф. М. 1935. Вольфрамит в Средней Азии. «Редкие металлы», № 5.
- Маматкулов М. М. 1959. О ледниках Сандаляша в бассейне р. Чаткал. «Узбекский геологический журнал», № 6.
- Мамедов Э. Д. 1960. О рельефе песков Центральных Кызылкумов и его происхождение. В кн. «Вопросы эконом. и физ. географии Узбекистана». Тр. САГУ. Ташкент.
- Мамедова У. Я. 1956. Фауна миллиолид меловых отложений Северо-Восточного Азербайджана. Тр. АЗНИ, вып. 9. Баку.
- Манилов С. И. 1964. Основные результаты региональных геофизических исследований конторы «Спецгеофизика», проведенных на Устюрте и в прилегающих районах. Тр. ВНИГНИ, вып. 39. М.
- Марковский А. П. 1928. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Туркестанского хребта. Вестн. Геол. ком., т. 3, № 8. Л.
- Марковский А. П. 1932. О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алая. Тр. ТПЭ АН СССР, вып. 1.
- Марковский А. П. 1933. К вопросу о распространении нижнего силура в Средней Азии. «Проблемы советской геологии», т. 2, № 5.
- Марковский А. П. 1936. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. В сб. «Научн. итоги ТПЭ». М., Изд-во АН СССР.
- Марковский А. П. 1937а. Западная часть Туркестанского хребта. В кн. «Геология Узбекской ССР», т. 2. М.—Л., ОНТИ.
- Марковский А. П. и др. 1941. Геологическая карта центральной и южной части Средней Азии. Изд. Ком. по делам геологии при СНК СССР и Узб. фил. АН СССР.
- Марковский Б. П. 1958. Девонская система. Средняя Азия. В кн. «Геол. строение СССР», т. 1. М., изд. ВСЕГЕИ.
- Мартинсон Г. Г. 1959. О новом роде юрских пластинчатожаберных *Pseudocardinia*. «Палеонтологический журнал», № 3.
- Мартинсон Г. Г., Сочава А. В. 1963. О возможности широкого использования пресноводной фауны моллюсков для расчленения континентальных толщ Средней Азии. М., изд-во «Наука».
- Мартынов А. В. 1926. К познанию ископаемых насекомых юрских сланцев Туркестана. 5. О некоторых формах жуков (Coleoptera). Ежегодн. Палеонтол. об-ва, № 5, ч. 1.
- Мартынов А. В. 1937. Лейасовые насекомые Шураба и Кызыл-Кии. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 7, вып. 1.
- Мартынова О. М. 1943. *Closselytrodea* из юрских сланцев каменноугольного месторождения Согуяты. Докл. АН СССР, т. 39, № 7.
- Мартынова О. М. 1947. Две новых верблюдки (Raphidioptera) из юрских сланцев Кара-тау. Докл. АН СССР, т. 56, № 6.
- Мартышев В. Р. 1956. Стратиграфия среднепалеозойских отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области. Материалы по геологии и полезн. ископ. Ср. Азии. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 10. М.
- Мартышев В. Р., Лелешус В. А., Лаврусевич А. И. 1965. Зеравшано-Гиссарская зона. В кн. «Стратиграфия СССР», т. Силурийская система. М., изд-во «Недра».
- Массон М. Е. 1934. Из исторического архива по палеонтологии Средней Азии. «Социалистическая наука и техника», № 1—2. Ташкент.
- Масумов А. С. 1966а. Новые виды остракод из нижнего келловя юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Докл. АН УзССР, № 1.
- Масумов А. С. 1966б. Остракоды из нижнего келловя Байсунтау. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Масумов А. С. 1966в. *Mandelstamina* Masumov gen. nov. — новый род семейства Cytheridae из нижнего келловя юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Докл. АН УзССР, № 4.
- Машковцев С. Ф. 1925. Обследования северных склонов конца Зеравшанского хребта. Изв. Геол. ком., т. 44. Л.
- Машковцев С. Ф. 1928. Горы Кара-Мазар. Путеводитель экскурсий III Всес. съезда геологов в Ташкенте. Л., изд. Геол. ком.
- Машковцев С. Ф. 1929. Описание геологического маршрута в Юго-Западном Тянь-Шане по линии Ангрэн — Чаткал — Кассан — оз. Кукаль — Гудас — Майдантал. Материалы по общей и прикл. геологии, вып. 147. Л.

- Машковцев С. Ф. 1935. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 27. М., ОНТИ НКТП СССР.
- Меламаед Я. Р. 1962. К вопросу о границе между палеогеном и неогеном в Таджикской депрессии. Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 5.
- Мелькановицкий И. М. 1962. Глубинное геологическое строение территории Приташкентского района, Кызыл-Кумов и сопредельных районов по данным геофизических исследований. «Советская геология», № 2.
- Мелькановицкий И. М. 1963. Закономерности изменения физических свойств горных пород восточной части Средней Азии. «Советская геология», № 11.
- Мерклин Р. Л. 1960. О новом виде кардинд из верхнего олигоцена Приаралья. «Палеонтологический журнал», № 1.
- Миддендорф А. А. 1882. Очерки Ферганской долины с приложением химических исследований почвы и воды проф. Шмидта. Спб.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1947. Материалы к стратиграфии и микрофауне верхнего палеозоя Ферганы. Вестн. ЛГУ, № 2, серия геол. и геогр. Л.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1949. Верхнепалеозойские фузулиниды Средней Азии. Л., изд. ЛГУ.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1950. *Triticites ferganensis* sp. nov. из верхнекаменноугольных отложений хребта Карачатыр (Южная Фергана). Уч. зап. ЛГУ, № 101, серия геол., вып. 1. Л.
- Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С. 1954. К стратиграфии и тектонике карбона Южной Ферганы. Вестн. ЛГУ, серия геол., № 4.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1955. О ярусном делении среднего карбона. Вестн. ЛГУ, № 4.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1956. Биостратиграфическое разделение верхнего палеозоя хребта Карачатыр (Южная Фергана). Докл. АН СССР, т. 108, № 6.
- Миклухо-Маклай А. Д., Руженцев В. Е. 1956. Фаунистическая характеристика верхнего карбона хр. Кара-Чатыр в Южной Фергане. Докл. АН СССР, т. 110, № 3.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1958. О ярусном делении морских пермских отложений южных районов СССР. Докл. АН СССР, т. 120, № 1.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1960. Стратиграфия каменноугольных отложений Средней Азии. Вестн. ЛГУ, № 6, сер. геол. и геогр., вып. 1.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1961. Стратиграфия пермских отложений Средней Азии. Вестн. ЛГУ, № 12, серия геол. и геогр., вып. 2.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1963. Верхний палеозой Средней Азии. Л., изд. ЛГУ.
- Минаякова Н. Е. 1937. Основные черты геоморфологии Ферганы. «Социалистическая наука и техника», № 3—4. Ташкент.
- Минаякова Н. Е. 1941. К стратиграфии меловых и третичных отложений Чулей. Ташкент, изд. Узб. Фил. АН СССР.
- Минаякова Н. Е. 1964. К стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Кызылкумов. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 102. Л.
- Минаякова Н. Е. 1966. Палеоген. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 2, Мезозой, кайнозой. Ташкент, изд-во «Фан».
- Мирбабаев М. Ю. 1958. Геология и геоморфология северного склона Нуратинских гор. Уч. зап. ТашГПИ, вып. XVIII, ч. 2.
- Миркамалова С. Х. 1958. Стратиграфия и фауна моллюсков палеогеновых отложений Приташкентского района и Кызылкумов. М., Госгеолтехиздат.
- Миркамалова С. Х. 1963. Двустворчатые моллюски сумсарской свиты Центральных Кызылкумов. Научн. тр. ТашГУ.
- Миронова Л. В. 1960. Бухарская свита палеогена Средней Азии (стратиграфия и руководящие комплексы моллюсков). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 38. М., Госгеолтехиздат.
- Мирходжаев И. М. 1959. Скарно-магнетитовые образования на границе графитового штока Чашлы. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Мирходжаев И. М., Раджабов Ф. Ш. 1961. Некоторые вопросы петрохимии вулканогенных и интрузивных пород верхнего палеозоя Кураминской подзоны. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Михайлов А. Е. 1948. Новые данные о стратиграфии Восточного Алая. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23 (2).
- Михайлов Н. П. 1948. О границе кампанского и маастрихтского ярусов. Докл. АН СССР, т. 8, № 9.
- Михайловский С. Н. 1914. Геологические исследования в Центральной Бухаре. Зап. Горн. ин-та, т. 5, вып. 2—3. Спб.
- Мордвилко Т. А. 1953. Основные горизонты с фауной пелеципод в разрезах нижнего мела Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 73. Л.
- Мужчинкин Ф. Ф. 1935. Опыт сопоставления антропогена Узбекистана. Материалы по гидрогеол. Узбекистана, вып. 15. Ташкент, изд. Ком. наук УзССР.

Мужчинкин Ф. Ф., Подоба Н. В. 1938. Краткий геологический очерк правобережной части Ферганской котловины. Материалы по гидрогеол. Узбекистана, вып. 17. Ташкент, изд. Ком. наук УзССР.

Музафарова Р. Ю., Бабаев А. Г. 1951. О радиолитовом горизонте Ферганы. Докл. АН УзССР, № 4.

Музафарова Р. Ю. 1953. Стратиграфия и ископаемые моллюски меловых отложений южной части Бухарской области. Тр. Ин-та геологии АН УзССР. Палеонтология и стратиграфия Ср. Азии, № 2. Ташкент.

Музафарова Р. Ю. 1955. Новый вид *Liostrea tachjataschi* из верхнемеловых отложений среднего течения Амударьи. Тр. САГУ. Ташкент.

Музафарова Р. Ю. 1963. Стратиграфия меловых отложений Приташкентского района. Научн. тр. ТашГУ, геол., вып. 220.

Мусаев А. С. 1966. Автометасоматические изменения гранитоидных массивов центральной части гор Кульджуктау и их зональность. В кн. «Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана». Ташкент, изд-во «Фан».

Мусин Р. А. 1964. К разработке научных основ в поисках алюминиевого сырья. «Узбекский геологический журнал». № 1.

Мусин Р. А., Ярмухамедов А. Р. 1968. Новый взгляд на генезис алунитового оруденения в пределах Кураминской подзоны. В сб. Вопросы палеовулканизма Узбекистана. Тр. МГ УзССР, вып. 5. Ташкент, изд-во «Фан».

Мустафин К. Т. 1964. Металлогенические особенности и вопросы прогнозирования рудных месторождений Северной Ферганы. В кн. «Методика составления металлогенических карт». Ташкент, изд-во «Наука».

Мушкетов Д. И. 1912. Геологическое строение Восточной Ферганы. Тр. С.-Петербург. об-ва естествоисп., т. 93, вып. 1. Спб.

Мушкетов Д. И. 1915. Чиль-Устун и Чиль-Майрам. Тр. Геол. Ком., нов. серия, вып. 100. Пг.

Мушкетов Д. И. 1928а. Северные предгорья Туркестанского хребта (Ляйляк-Сулюктинский район). Путеводитель экскурсий III Всес. съезда геологов в Ташкенте. Л., изд. Геол. ком.

Мушкетов Д. И. 1928б. От Ташкента до Андижана. Путеводитель экскурсий III Всес. съезда геологов в Ташкенте. Л., изд. Геол. ком.

Мушкетов Д. И. 1930. Основные идеи тектоники Средней Азии. Тр. III Всес. съезда геологов в Ташкенте в 1928 г. Л.

Мушкетов И. В. 1886 (т. 1), 1906 (т. 2). Туркестан. Геологическое и орографическое описание по данным, собранным во время путешествий с 1874 по 1880 г. Спб. То же, 1915. 2е изд., т. 1 (значительно дополн.). Пг.

Мышенков Д. К. 1871. Геологические наблюдения во время Зеравшанской экспедиции. Зап. РГО, т. 4. Спб.

Набиев К. А., Эгамбердыев М. Э. 1957. О типах косої слоїчатости верхнетурнейских отложений Кызыл-Кумов (южный склон Ауминзатау). Сб. тр. аспирантов АН УзССР. Ташкент.

Набиев К. А. и др. 1959. Типы осадочных свит теплоклиматических внутриконтинентальных формаций Средней Азии и их рудоносность. Ташкент, изд. САГУ.

Набиев К. А. и др. 1965. О находке бокситовых пород в горах Актау (Центральные Кызылкумы). «Узбекский геологический журнал», № 3.

Набиев К. А., Лутфуллаев С. Л. 1966. К вопросу литолого-стратиграфического расчленения карбонатных отложений гор Актау (Тамдынские горы — Центральные Кызылкумы). «Узбекский геологический журнал», № 4.

Набиев К. А. и др. 1966. К вопросу о возрасте тубабергенской свиты. «Узбекский геологический журнал», № 3.

Надыршин Р. И. 1964. К стратиграфии олигоцена предгорий юго-западных отрогов Гиссара и прилегающих равнин. Сб. научн. тр. АН УзССР, вып. 3. Ташкент.

Наливкин Д. В. 1915. Брахиоподовые фауны верхнего и среднего девона Ферганы. Изв. Академии наук, серия IV, № 17. Пг.

Наливкин Д. В. 1916. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир. Изв. РГО, т. 52, вып. 3. Пг.

Наливкин Д. В. 1926а. Очерк геологии Туркестана. Ташкент—М., Акц. об-во «Туркпечать».

Наливкин Д. В. 1926б. Палеозойские отложения долины Аравана. Тр. по изуч. радия, т. 2. М., Изд-во АН СССР.

Наливкин Д. В. 1930. Брахиоподы верхнего и среднего девона Туркестана. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 180. М.—Л.

Наливкин Д. В. 1932. Зона центральных поднятий средиземноморского орогена. Изв. ВГРО НКТП СССР, т. 51, вып. 182. М.—Л., ОНТИ.

Наливкин Д. В. и др. 1932. Геологическое строение Памира. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 182.

Наливкин Д. В. 1936. Палеогеография Средней Азии. В сб. «Научн. итоги ТПЭ». М., Изд-во АН СССР.

- Наследов Б. Н., Попов В. И. 1932. Контурь металлогении и металлорудных возможностей Средней Азии. Ташкент.
- Наследов Б. Н. 1933. Кара-Мазар. Тр. ТПЭ, вып. 19. М., Изд-во АН СССР.
- Наследов Б. Н. 1961. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана. М., Гостеолтехиздат.
- Невский В. А. 1959. Особенности внутреннего строения, минерализации и истории развития разломов некоторых районов Средней Азии. М., Углетехиздат.
- Немчинова Е. Е. 1960. Карст некоторых пустынных районов Узбекистана. Изв. Узб. фил. Геогр. об-ва СССР, т. 6. Ташкент.
- Несмеянов С. А., Ранов В. А. 1962. Палеолитические находки у Шахристана. Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 6.
- Несмеянов С. А. 1964. О новой находке южного слона в молассах Северо-Западной Ферганы. Докл. АН ТаджССР, т. 7, № 5.
- Несмеянов С. А., Федоренко В. А. 1964. О стратиграфии кайнозойских моласс Северо-Западной Ферганы. В сб. «Вопросы региональной геологии СССР». Изд. МГУ.
- Нечаев А. В. 1910. Верхний палеозой Восточной Бухары. Дневник XII съезда естествоисп. и врачей. Спб.
- Нечаев В. А., Лихарев Б. К. 1956. Гастроподы среднего и верхнего карбона Ферганы, ч. I. М., Гостеолтехиздат.
- Никитин С. Н. 1889. Заметка о юре Гималаев и Средней Азии. Изв. Геол. ком., т. 13. Спб.
- Никитин С. А., Песков С. Ф. 1936. Пески Юго-Западных Кызыл-Кумов, серия Каракалпакская, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Никифорова А. И. 1933. Каменноугольные отложения Средней Азии. Материалы к познанию нижнекаменноугольных мшанок Туркестана. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 207. М. — Л., ОНТИ.
- Никифорова А. И. 1950. Нижнекаменноугольные мшанки западной оконечности хр. Таласского Ала-тау (Тянь-Шань). Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 5. Палеонтология и стратиграфия Средней Азии, сб. I. Ташкент.
- Никифорова О. И. 1933. Схема стратиграфии верхнесилурийских отложений Кунжак-Дальнянского района (Туркестанский хребет). Материалы ЦНИГРИ, Палеонтология и стратиграфия, сб. I. М., ОНТИ.
- Никифорова О. И. 1937. Брахиоподы верхнего силура Среднеазиатской части СССР. Монография по палеонтологии СССР, т. 35, вып. 1. Л., ОНТИ.
- Никифорова О. И. 1949. К стратиграфии верхнего силура Гиссарского хребта (верхнесилурийские отложения долины р. Арғ). Тр. ВСЕГЕИ, общ. серия, вып. 9. Л.
- Никифорова О. И., Обут А. М. 1963. О новом ярусе на границе силура и девона. «Геология и геофизика», № 7.
- Никифорова О. И. 1964. Находка новых силурийских брахиопод в Чаткальском хребте. В сб. «Палеонтология и стратиграфия». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 93. Л.
- Никифорова О. И., Обут А. М. 1965. Силурийская система. В кн. «Стратиграфия СССР». М., изд-во «Наука».
- Никишова В. М., Виноградова К. В. 1965. К стратиграфии юрских отложений бассейна р. Нарын (Северная Фергана). В сб. «Биостратигр. и палеогеогр. мезо-кайнозоя нефтегазоносных областей Юго-Востока СССР». М., изд-во «Наука».
- Николаев В. А. 1928. К вопросу о характере альпийских движений в северных дугах Тянь-Шаня. Геол. вестн., т. 6, № 4—6.
- Николаев В. А. 1929. Вулканизм в геологической истории Тянь-Шаня. Тр. III Всес. съезда геологов. Ташкент.
- Николаев В. А. 1930а. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня. Тр. III Всес. съезда геологов в Ташкенте в 1928 г., вып. 1.
- Николаев В. А. 1930б. К стратиграфии и тектонике Таласского Ала-Тау. Изв. ГГРУ, т. 49, № 8 (50). М.
- Николаев В. А. 1933. О главной структурной линии Тянь-Шаня. Зап. ВМО, серия 2, т. 62, вып. 2. М.
- Николаев В. А. 1944. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. «Советская геология». № 1.
- Николаев В. А. 1953. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Николаев Н. Л. 1927. Селитровые месторождения Средней Азии. «Минеральное сырье», № 10.
- Николаев Н. Л. 1930. Барито-витеритовые месторождения Нухур-Каракалинского района. Бюлл. Среднеазиатск. Геол. треста. Ташкент.
- Николаев Н. Л. 1967. Декоративные камни Узбекистана. Ташкент, изд-во «Фан».
- Новиков А. Г., Сеницын Ф. Е., Загоруйко В. А. 1962. Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и направление геологических исследований в Кызылкумской впадине. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 5 (56).

- Обоничкая Е. К. 1964. Спорово-пыльцевые комплексы и их значение для расчленения меловых отложений Центральных Кызылкумов и Южного Приаралья. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Обручев В. А. 1887. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Закаспийской области в 1886 г. Изв. Геол. ком., т. 6, № 5. Спб.
- Обручев В. А. 1890. Закаспийская низменность. Зап. Геогр. об-ва. Спб.
- Обручев В. А. 1933. Проблема лёсса. В кн. «Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы». Тр. 2-й междунар. конф., вып. 2. Л.—М., ОНТИ.
- Обут А. М. 1939. Верхнесилурийские Tabulata центральной части Ферганского хребта. Уч. зап. ЛГУ, серия геолого-почв., № 49.
- Обут А. М. 1951. О трехчленном делении верхнего силура с помощью граптолитов. Тр. Геол. ин-та Кирг. фил. АН СССР, вып. 2.
- Обут А. М. 1959. Зональное расчленение силура в СССР по граптолитам. «Советская геология», № 2.
- Овчинников С. К. 1946. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 11.
- Овчинников С. К. 1959. Структурные этажи Южного Гиссара. Изв. АН ТаджССР, отд. естест. наук, вып. 3 (30)
- Огнев В. Н., Миклухо-Маклай А. Д. 1947. О возрасте палеозойских толщ Ферганского хребта. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 57, № 3.
- Огнев В. Н. 1959. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. В кн. «Решения совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем для Ср. Азии». Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Окладников А. П. 1949. Исследование мустьерской стоянки и погребения неандертальца в гроте Тешик-Таш, Южный Узбекистан (Средняя Азия). В сб. «Тешик-Таш». М.
- Окладников А. П. 1956. Древнейшее прошлое Туркменистана. Тр. Ин-та истории археол. и этногр. АН ТуркмССР, ч. I.
- Окладников А. П., Ранов В. А. 1963. Каменный век. В кн. «История таджикского народа», т. 1. М.
- Орлов Ю. А. 1930. О некоторых новых верхнесилурийских фавозитах Ферганы. Изв. ГГРУ, т. 49, № 3, М.—Л.
- Орловский А. С. 1964. Основные черты глубинного геологического строения восточной части Ферганской депрессии по данным геофизических исследований. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука».
- Отакузиев Э. О. 1966. К минералогии осадочно-метаморфических пород Зирабулак-Зиаэтинских гор. «Узбекский геологический журнал», № 5.
- Пейве А. В. 1933. Нижнеэоценовые фосфоритные известняки восточной Ферганы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 11 (5).
- Пейве А. В. 1937а. Проблема поисков бокситов в Тянь-Шане. Тр. ТПЭ АН СССР.
- Пейве А. В. 1937б. Бокситы Средней Азии. Тр. ТПЭ АН СССР, вып. 99. М.—Л.
- Пейве А. В. 1938. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6.
- Пейве А. В., Смирнов А. Д. 1940. Геология и полезные ископаемые Зеравшано-Гиссарской горной системы. М., Геолиздат.
- Пейве А. В. 1948. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Петров Н. П. 1953. Литология верхнеюрской соляной формации Юго-Западного Гиссара. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. IX.
- Петров Н. П. 1959. К геологии солевых отложений юга Средней Азии. «Узбекский геологический журнал», № 6.
- Петров Н. П., Чистяков П. А. 1964. Литология солевых и красноцветных отложений юго-западных отрогов Гиссара». Ташкент, изд-во «Наука».
- Петрова Г. Т., 1945. Моллюски юрских отложений западной части хребта Байсун-тау. Палеонтол. сб., № 4. Л., изд. ВНИГРИ.
- Петрова О. Я. 1964. Спорово-пыльцевые комплексы континентальных кайнозойских моласс Юго-Восточной Ферганы. Научн. тр. ТашГУ, вып. 256, нов. серия.
- Петрография Узбекистана. 1964. Под ред. И. Х. Хамрабаева. Ташкент, изд-во «Наука».
- Петрушевский Б. А. 1937. О возрасте континентальной третичной толщи Каракумов. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Петрушевский Б. А. 1955а. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР.
- Петрушевский Б. А. 1955б. О связи сейсмических явлений на Урало-Сибирской платформе и в Тянь-Шане с геологической обстановкой этих территорий. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 6.
- Покровская Н. В. 1961. О ярусном расчленении кембрия. В кн. «Кембрийская система, ее палеогеография и проблема нижней границы». Симпозиум XX МГК (Мексика), т. 3. М., Изд-во АН СССР.

- Покровский А. В. 1963. О краевом глубинном разломе Юго-Западного Гиссара (Южный Тянь-Шань). «Узбекский геологический журнал», № 6.
- Покровский А. В. 1965. К геологии и петрологии древнего метаморфического комплекса Южного Узбекистана. В кн. «Геология и рудоносность палеозоя Ю. Узбекистана». Ташкент, изд-во «Наука».
- Поляков В. Н., Родовильский М. С., Троицкий В. И. 1965. К вопросу о геологическом строении складчатого основания Южного Приаралья. «Узбекский геологический журнал», № 3.
- Полянский Б. В. 1961. О фациальной изменчивости нижнемезозойских отложений в междуречье Ширкент—Лючоб. Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 2.
- Полянский Б. В. 1962. Петрографо-минералогическая характеристика рэтурских отложений междуречья Ширкент—Ханака. Изв. АН ТаджССР, вып. 4 (6).
- Попов В. В. 1960. Стратиграфия антропогена Тянь-Шаня. Тр. ГИН АН СССР, вып. 26.
- Попов В. И. 1933. Южные склоны Дарвазского хребта. В кн «Тадж. компл. эксп. 1932 г.» М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Попов В. И. 1935. О древнейших метаморфических толщах Памира и Дарваза. Тр. Тадж. компл. эксп. 1932 г., вып. 17. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Попов В. И. 1938. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, изд. Ком. науч УзССР.
- Попов В. И. 1940. Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. Ташкент, Соцэкгиз.
- Попов В. И. 1945. Ритмостратиграфия кайнозойских моласс правобережья Сыр-Дарьи. Тезисы докл. юбил. сессии, посвящ. 25-летию САГУ. Ташкент, изд. САГУ.
- Попов В. И. 1948. Определение содержания и роли стратиграфической корреляции. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 2.
- Попов В. И., Рыжков О. А. 1948. Некоторые данные о Северо-Ферганском землетрясении 3 ноября 1946 г. Докл. АН УзССР, № 2.
- Попов В. И., Гриднев Н. И. 1953. Схема ритмостратиграфии кайнозойских моласс Южнотаджикской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. IX.
- Попов В. И. 1954. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, тт. 1 и 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Попов В. И. 1955. О связи землетрясений Средней Азии с продолжающимся развитием земной коры. Зап. Узб. отд. ВМО. Ташкент, Из-во АН УзССР.
- Попов В. И., Гриднев Н. И., Набиев К. А. 1956. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, т. 3. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Попов В. И. и др. 1958. Комплексное био- и ритмостратиграфическое расчленение меловых и третичных отложений Кызылкумов и Бухарской депрессии. Тезисы докл. к совещ. по унификации стратигр. схем Ср. Азии. М., Госгеолтехиздат.
- Попов В. И., Вертунов Л. Н. 1963. К вопросу о стратиграфии, литологии и перспективах нефтегазоносности кайнозойских молассовых формаций в Иссыккульской впадине. Тр. Фрунзенского политехн. ин-та, вып. 10, Геология и горное дело. Фрунзе.
- Попов В. И. 1964а. Задачи изучения кайнозойских молассовых формаций в связи с перспективами их нефтегазоносности в Киргизии. Тр. ВНИГНИ, вып. 39, М.
- Попов В. И. 1964б. Общая схема стратиграфического расчленения неогеновых континентальных формаций востока Средней Азии. Тр. ТашГУ, вып. 249.
- Попов В. И. 1964в. Кайнозойские молассы Средней Азии и новейший орогенез. Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. М., изд-во «Недра».
- Попов В. И., Бабадаглы В. А. 1964. Фациально-палеогеографические карты неогеновых отложений Южнотаджикской депрессии. Тр. ТашГУ, вып. 256. Тр. Проблемной лабор. осадочных формаций и осадочных руд ТашГУ, вып. IV.
- Попов Н. Г., Кувшинова И. Ф. 1964. Стратиграфия терригенных меловых отложений и палеогеография Южного Приаралья и Юго-Восточного Устюрта в неоком-туронское время. В кн. «Геология и перспектива нефтегазоносности некоторых районов СССР», вып. 4. М., изд-во «Недра».
- Порфирьев В. Б. 1941. Условия образования нефти и нефтяных месторождений в республиках Средней Азии. Ташкент, Изд-во Узб. фил. АН СССР.
- Поршняков Г. С. 1960. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. Тр. Упр. геол. и охр. недр при СМ КиргССР, сб. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Поршняков Г. С. 1961. Тектоника среднего палеозоя Южно-Ферганского сурьяно-ртутного пояса. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент.
- Поршняков Г. С., Миклухо-Маклай А. Д. 1965. К стратиграфии силура Южной Ферганы. Уч. зап. ЛГУ, № 189, серия геол. наук, вып. 6.
- Поршняков Г. С., Чехович В. Д. 1965. Туркестано-Алайская зона. В кн. «Стратиграфия СССР», т. Силурийская система. М., изд-во «Недра».
- Поршнякова Я. Ф. 1958. Намюрские отложения хребта Пешкау (Южная Фергана). Вестн. ЛГУ, № 24, серия геол. и геогр., вып. 4.



- Пославская О. Ю. 1949. Основные черты рельефа Усть-Урта и его развитие. В кн. «Усть-Урт Каракалпакский, его природа и хозяйство». Ташкент.
- Пославская О. Ю. 1952. О циклах развития рельефа Приташкентского района. Тр. САГУ, вып. 31, Ташкент.
- Пославская О. Ю. 1956. О геоморфологическом проявлении новейшей тектоники в Южном Узбекистане. Изв. Узб. фил. Геогр. об-ва СССР, т. 2.
- Пославская О. Ю. 1957. Некоторые особенности рельефообразования предгорной зоны Сурхандарьинской области. Тр. САГУ, вып. 99, Ташкент.
- Пославская О. Ю. 1961а. Положение Южного Узбекистана в системе природного (геологического и геоморфологического) районирования. Тр. Сагу, вып. 185. Ташкент.
- Пославская О. Ю. 1961б. Геоморфологическое районирование Южного Узбекистана. Тр. ТашГУ, вып. 186.
- Посохова М. М., Сикстель Т. А. 1955. Несколько слов о четвертичной флоре Туркестанского хребта. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, № 20. М., Изд-во АН СССР.
- Посохова М. М. 1965. Западная часть Туркестанского хребта. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1. Ташкент, изд-во «Наука».
- Поярков Б. В. 1958. Новые данные по детальной стратиграфии фаменских и турнейских отложений западных отрогов Тянь-Шаня. Тезисы докл. к совещ. по унификации стратигр. схем Ср. Азии. М., Госгеолтехиздат.
- Поярков В. Э. 1936. Геология и полезные ископаемые Хайдарканского района. В сб. «Гадж.-Памирск. эксп. 1935 г.» М., Изд-во АН СССР.
- Пояркова З. Н. 1955. Некоторые рудисты из верхнемеловых отложений Зеравшанского и Туркестанского хребтов. Уч. зап. ЛГУ, вып. 189.
- Пояркова З. Н. 1957. Стратиграфия и условия накопления триасовой и юрской системы. В кн. «Геол. строение и нефтегазоносн. Ферганы». М., Госгостехиздат.
- Пояркова З. Н. 1959. О меловых отложениях средней части бассейна района Зеравшан. Тр. ВНИГРИ, геол. сб., № 4, вып. 131. Л.
- Пояркова З. Н. 1962. О границе турона и сенона в Алайском хребте. Изв. АН КиргССР, серия естеств. и техн. наук, т. 2, вып. 3.
- Пояркова М. Э. 1941. Железорудное месторождение Набир. Ташкент, Изд-во Узб. фил. АН СССР.
- Преображенский А. К. 1949. Сулюктинское буроугольное месторождение. В сб. «Геология Ср. Азии», № 1. Ташкент, изд. САГТ.
- Преображенская В. Н. 1941. Верхнесилурийские граптолиты Чапанатинского района. Тр. УзГУ, нов. серия, № 20, геол., вып. 2. Ташкент.
- Принада В. Д. 1931. Материалы к познанию мезозойской флоры Средней Азии. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 122. М.—Л.
- Принада В. Д. 1934. Древнемезозойские растения Памира. Тр. ТПЭ АН СССР, вып. 9. М.—Л.
- Принада В. Д. 1935. Юрские растения бассейна р. Нарын в Средней Азии. Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, т. 1, ч. IV. М., Изд-во АН СССР.
- Прозоровская Е. Л. 1964. К стратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений в Западном Узбекистане. Тр. ВСЕГЕИ, № 10. Л.
- Прусов В. В. 1956. Новые данные о геологическом строении Северных (Заунгузских) Каракумов. Материалы по регион. геологии. Тр. ВАГТ, вып. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Пчелинцева Г. Т. 1945. Моллюски юрских отложений западной части хребта Байсун-тау. Палеонтол. сб., № 4. Л., ВНИГРИ.
- Пятков К. К., Бухарин А. К., Хайрулина Т. И. 1960. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений части Центральных Кызылкумов. Тр. Узб. геол. упр., сб. 1, Геология. М., Госгеолтехиздат.
- Пятков К. К., Бухарин А. К. 1962а. Верхнесилурийские отложения гор Букантау. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Пятков К. К., Бухарин А. К. 1962б. Тектоническое строение Кызылкумов. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Пятков К. К., Бухарин А. К., Пяновская И. А. 1964. Стратиграфия палеозойских образований гор Сангунтау (Центральные Кызылкумы). Сб. научн. тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР и Главгеологии УзССР, вып. 3. Ташкент, изд-во «Наука».
- Пятков К. К., Пяновская И. А. 1964. К истории тектонического развития Центральных Кызылкумов. «Узбекский геологический журнал», № 2.
- Пятков К. К., Бухарин А. К., Пяновская И. А. 1964. Стратиграфия палеозойских образований гор Сангунтау (Центральные Кызылкумы). Сб. научн. тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР и Главгеологии УзССР, вып. 3. Ташкент, изд-во «Наука».

Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. 1964. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Кызылкумов (объяснительная записка к карте). Тр. Узб. геол. упр., сб. 1, геол. М., Госгеолтехиздат.

Пятков К. К., Быковский Ю. К., Енчикова А. Ф. 1968. Эффузивные образования Центральных Кызылкумов. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана». Тр. МГ УзССР, вып. 5. Ташкент, изд-во «Фан».

Раджабов Ф. Ш. 1958. Этапы развития магматизма Чаткало-Кураминских гор. В кн. «Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор». Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Раджабов Ф. Ш. 1962. О синхронности интрузивной и эффузивной деятельности и геологическом значении вулканогенных свит. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 14. Ташкент.

Раевский М. И., Окушко В. Б. 1964. Мургабский залив акчагыльского моря. Изв. АН ТуркмССР, № 3.

Ранов В. А. 1961. О сопоставлении археологических данных со стратиграфией четвертичных отложений Таджикистана. Изв. Отд. общ. наук АН ТаджССР, вып. 1 (24).

Ранов В. А. 1962. О стратиграфическом положении палеолита Средней Азии. В сб. «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе.

Ранов В. А. 1964. О связях культур палеолита Средней Азии и некоторых стран зарубежного Востока. Докл. VII Междунар. конгресса антропол. и этногр. наук. М.

Расницин А. П. 1964. Новые триасовые перепончатокрылые Средней Азии. «Палеонтологический журнал», № 1.

Раузер-Черноусова Д. М. 1928. О некоторых каменноугольных аммонитах Ферганы. Изв. Асс. научно-исслед. ин-та при физ.-мат. фак. МГУ, т. 1, вып. 1—2. М., изд. МГУ.

Рахманов К. А. 1968. Щелочные эпилейцитовые эффузивные породы бассейна р. Уя (хр. Каржантау). «Узбекский геологический журнал», № 6.

Резвой Д. П. 1953а. Новые находки кембрийских отложений в Туркестано-Алайской горной системе. Докл. АН СССР, т. 93, № 6.

Резвой Д. П. 1953б. О фацальной зональности верхнесилурийских отложений Южной Ферганы. Докл. АН СССР, т. 93, № 5.

Резвой Д. П. 1954а. О южной границе Кураминско-Ферганского поднятия в Южном Тянь-Шане. Докл. АН СССР, т. 95, № 5.

Резвой Д. П. 1954б. О некоторых молодых поднятиях Южной Ферганы. Тр. МГРИ, т. 26. М.

Резвой Д. П. 1956. О явлении унаследованности в тектоническом развитии Южного Тянь-Шаня в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое. Геол. сб. № 2—3 Львовск. геол. об-ва. Львов.

Резвой Д. П. 1959. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. В кн. «Вопросы геологии Ю. Тянь-Шаня», т. 1. Изд. Львовск. гос. ун-та.

Резвой Д. П. 1960. Проблемы тектонического районирования Средней Азии. Уч. зап. САИГИМС, вып. 3. Ташкент.

Резвой Д. П. 1962. О Западнотяньшаньском поперечном глубинном шве. Вестн. Геол. фак. Львовск. ун-та, № 1.

Резвой Д. П. 1965. «Антитяньшаньское» структурное направление в тектонике Средней Азии. Геол. сб. № 9 Львовск. геол. об-ва. М., изд-во «Недра».

Рейнгард А. Л. 1934. Четвертично-геологические исследования в Восточной Фергане в 1929—1930 гг. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 344. М.—Л., ОНТИ.

Репман Е. А. 1941. Некоторые данные о юрской фауне Южного Узбекистана (Яккабагский и Ширабадский районы). В кн. «Геология Ср. Азии», вып. 1. Ташкент, Госиздат УзССР.

Репман Е. А. 1963а. Среднеюрские пресноводные моллюски Северной Ферганы (Аркит). В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Репман Е. А. 1963б. Юрские двустворчатые моллюски из юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Репман Е. А. 1964а. Стратиграфия верхнеюрских отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. Сб. научн. тр. Главгеологии УзССР и ТашПИ (к XXII сессии МГК), вып. 4. Ташкент, изд-во «Наука».

Репман Е. А. 1964б. О возрасте гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Сб. научн. тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР и Главгеологии УзССР, вып. 3. Ташкент, изд-во «Наука».

Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. 1959. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Решение постоянной комиссии МСК по ордовикским и силурийским отложениям СССР (принято 12 апреля 1962 г.). 1963. «Советская геология», № 4.

- Решения совещания по выработке рабочей схемы стратиграфии неогеновых отложений востока Средней Азии и Казахстана. 1964. Тр. Проблемной лабор. осадочных формаций и осадочных руд ТашГУ, вып. IV. Ташкент.
- Решеткин М. М. 1932. Гидрогеологический очерк Голодной степи. Материалы по гидрогеологии УзССР, вып. 4. Ташкент.
- Решеткин М. М. 1940. Гидрогеологические исследования 1928 г. в Кашкардарьинском округе Узбекской ССР, ч. 2. Район Каршинских степей. Ташкент, Изд-во Ком. наук УзССР.
- Решетов Ю. Г. 1962. Краткая характеристика методов датирования антропологических и археологических находок. В кн. «Вопросы антропологии», вып. 14. М., Изд-во АН СССР.
- Ризниченко Ю. В. 1966. Расчет сотрясаемости точек земной поверхности от землетрясений в окружающей области. Изв. АН СССР, «Физика Земли», № 2.
- Ризниченко Ю. В., Захарова А. И., Сейдузова С. С. 1967. Карты сейсмической сотрясаемости. Докл. АН СССР, т. 174, № 4.
- Рождественский А. К. 1964. Новые данные о местонахождениях динозавров на территории Казахстана и Средней Азии. Тр. ТашГУ, вып. 234.
- Розова Е. А. 1947. Землетрясения Средней Азии. Тр. СИ АН СССР, № 123. М.—Л.
- Розова Е. А. 1950. Расположение эпицентров и гипоцентров Средней Азии. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 10 (137).
- Романовский Г. Д. 1878 (т. 1), 1884 (т. 2), 1890 (т. 3). Материалы для геологии Туркестанского края. Спб.
- Романовский Г. Д. 1882. По поводу возражений некоторых авторов против установления ферганского яруса. Зап. Минерал. об-ва, серия 2, т. 17. Спб.
- Романовский Г. Д. 1883. Об экзогровидных грифелях Алайского хребта. Зап. Минерал. об-ва, серия 2, т. 18. Спб.
- Романько Е. Ф., Левен Э. Я., Таиров Э. З. 1961. Новые данные по стратиграфии пермских отложений Северного Памира. Изв. АН ТаджССР, отд. геол., хим. и техн. наук, вып. 1.
- Рубанов Д. А. 1967. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара (домезозойский период). Ташкент, изд-во «Фан».
- Рудик В. А. 1960. О стратиграфической границе между отложениями юры и мела в Бухаро-Хивинской области. «Геология нефти и газа», № 5.
- Руженцев В. Е. 1958. Верхнекаменноугольные аммоноидеи в Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 114, № 4.
- Румянцева З. С. 1962. Новые виды фузулинид среднего карбона Центральных Кызыл-Кумов. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Румянцева З. С. 1965. Центральный Кызыл-Кум. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1. Ташкент, изд-во «Наука».
- Рухин Л. Б. 1955. Палеогеография Юго-Восточной Ферганы в меловом периоде. Уч. зап. ЛГУ, серия геол., вып. 6.
- Рыжков О. А. 1950. Некоторые данные о меловых отложениях Северо-Восточной Ферганы. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 4.
- Рыжков О. А. 1951. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в мезозое и кайнозое. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 6.
- Рыжков О. А. 1953. Главнейшие структурные элементы Ферганы. Тр. САГУ. Ташкент.
- Рыжков О. А. 1959а. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Рыжков О. А. 1959б. О характеристике альпийской тектоники антиклинальных поднятий Юго-Западных Кызыл-Кумов. Докл. АН УзССР, № 9.
- Рыжков О. А. 1964. К сеймотектонике Узбекистана. В сб. вопросов региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе, изд-во «Илим».
- Рыскина Х. В., Чикрызов Г. С. 1960. К вопросу о возрасте актауских мраморов в Нуратинском хребте. Тр. Узб. геол. упр., сб. 1, Геология. М., Госгеолтехиздат.
- Савельев А. Л., Василенко В. П. 1963. Фаунистическое обоснование стратиграфии нижнемеловых отложений Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218. Л.
- Савицкая Л. И. 1964. Об уточнении возраста зойской свиты в верховьях р. Вахшивар. Сб. научн. тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР и Главгеологии УзССР, вып. 3. Ташкент, изд-во «Наука».
- Садовская Н. А. 1955. Распространение и стратиграфическое значение пылицы и спор в кайнозойских молассах Северо-Западной Ферганы. Автореф. канд. дисс. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Садовская Н. А. 1958. Палеоклиматическое и биоритмостратиграфическое расчленение кайнозойских молассовых формаций Западной Ферганы по данным палеонтологического анализа. Тезисы докл. к совещ. по унификации стратигр. схем Ср. Азии. М., Госгеолтехиздат.

- Садыков А. С. 1949. К вопросу об угленосности Хаджумансайского грабена. Докл. АН УзССР, № 6.
- Садыков Р. А. 1962. Этапность минералообразования и характерные черты парагенных ассоциаций в минерализованной зоне Кумбельского разлома в междуречье Ангрэн—Чирчик. «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Садыков Р. А. 1964. О Кумбельском сдвиге. «Узбекский геологический журнал», № 3.
- Салов П. И. 1956. Кызылчонский гранитоидный массив. Тр. СазПИ, вып. 6. Ташкент.
- Салов П. И. 1958. Некоторые данные о каледонском магматизме правобережья Ангрена. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 12. Ташкент.
- Салов П. И. 1964. Герцинский тектоно-магматический цикл юго-западных отрогов Чаткальского хребта и части хребта Каржантау. В кн. «Петрография Узбекистана», т. 1. Ташкент, изд-во «Наука».
- Салтовская В. Д. 1963. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, т. 7.
- Самодуров В. И. 1955. Стратиграфия мезозойских отложений района низовьев Сыр-Дарьи. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30 (3).
- Свешников П. М., Грамм М. Н. 1953. Находка апшеронских отложений в Кызыл-Кумах. Докл. АН УзССР, № 5.
- Свириденко А. Ф. 1958. О щелочных лампрофирах в Западном Узбекистане. «Узбекский геологический журнал», № 5.
- Свириденко А. Ф. 1960. К вопросу об образовании метасоматических лейкократовых гранитов в Западном Узбекистане. «Узбекский геологический журнал», № 2.
- Северцов Н. А. 1869. Об орографическом и геологическом образовании Тянь-Шаньской горной системы. Изв. РГО, т. 5. Спб.
- Северцов Н. А. 1872. Об орографии Средней Азии. Изв. РГО, т. 8. Спб.
- Северцов Н. А. 1873. Путешествие по Туркестанскому краю и исследование горной страны Тянь-Шань. Изв. РГО, т. 9. Спб.
- Семенов-Тянь-Шанский П. Л. 1858. Первая поездка в Тянь-Шань. Вестн. РГО, т. 23, кн. 2. Спб.
- Сергунькова О. И. 1927. К вопросу изучения девонской фауны Моголтауских гор. Бюлл. САГУ, № 16. Ташкент.
- Сергунькова О. И. 1932. Материалы к изучению среднекаменноугольной фауны долины р. Исфары. Осведомит. бюлл. научно-исслед. работ Среднеазиатского геологического института, № 2. Ташкент.
- Сергунькова О. И. 1933. Стратиграфия палеозоя западной оконечности Таласского Ала-тау. Материалы по геологии Ср. Азии, вып. 1. Ташкент, изд. Среднеазиатск. горн. ин-та, Научно-исслед. сектор.
- Сергунькова О. И. 1935. Брахиоподы нижневизейских слоев хр. Таласского Алатау. Ташкент, изд. Ком. наук УзССР.
- Сергунькова О. И. 1937. Брахиоподы нижнетурнейских и этренских слоев хр. Таласского Алатау (Тянь-Шань). Ташкент, изд. Ком. наук УзССР.
- Сергунькова О. И. 1940. К геологии района озера Сон-Куль (Тянь-Шань). Изв. Узб. фил. АН СССР, № 7.
- Сергунькова О. И. 1950. Брахиоподы нижнего карбона восточной части Тяньшаньской геосинклинали. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. V.
- Сергунькова О. И. 1958а. Схема стратиграфического расчленения карбона Средней Азии. Нижний карбон. Тезисы докл. к совещ. по унификации стратигр. схем Ср. Азии. М., Госгеолтехиздат.
- Сергунькова О. И. 1961. Турнейский ярус Нуратинских гор (Тянь-Шань). Тр. СазПИ, вып. 12, нов. серия, Геология и горное дело. Ташкент, Госиздат УзССР.
- Сергунькова О. И. 1965. Нижнекаменноугольные отложения. В кн. Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1. Ташкент, изд-во «Наука».
- Сибирякова Л. В. 1961. Среднеюрская фауна моллюсков Большого Балухана и ее стратиграфическое значение. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии», вып. 5. Тр. ВСЕГЕИ. Л., Гостоптехиздат.
- Сидоренко А. В. 1948. Состав галек в песчаных толщах Юго-Восточных Каракумов. Докл. АН СССР, т. 112, № 34.
- Сикстель Т. А. 1936. К стратиграфии юрских отложений нижнего течения р. Нарын. Материалы по геологии Ср. Азии, вып. 6. Ташкент, изд. Среднеазиатск. горн. ин-та, научно-исслед. сектор.
- Сикстель Т. А. 1952. Юрская флора каменноугольного месторождения Фан-Ягноб. Тр. АН ТаджССР, т. 2.
- Сикстель Т. А. 1953а. Материалы к стратиграфии юрской толщи каменноугольного месторождения Кок-Янгах. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 7, сб. 2.
- Сикстель Т. А. 1953б. Материалы к познанию юрской флоры угольного месторождения Ангрэн. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 7, сб. 2.
- Сикстель Т. А., Яскович Б. В. 1956. К характеристике кембрийских отложений Южной Ферганы. Тр. САГУ, вып. 32. Ташкент.

- Сикстель Т. А. 1958. О триасовых отложениях Южной Ферганы (Камыш-Баши). Тр. САГУ, вып. 125. Ташкент.
- Сикстель Т. А. 1960а. К характеристике верхнетриасовых континентальных отложений Средней Азии. Тр. Узб. геол. упр., сб. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Сикстель Т. А. 1960б. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Тр. ТашГУ, нов. серия, вып. 176, кн. 13.
- Сикстель Т. А., Яскович Б. В. 1960. Новые данные о возрасте акчинской осадочно-вулканогенной свиты Кураминского хребта. Тр. Узб. геол. упр., сб. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Сикстель Т. А. 1962. Флора поздней перми и раннего триаса в Южной Фергане. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Сикстель Т. А., Яскович Б. В. 1962. О мезозойском вулканизме в Средней Азии. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Сикстель Т. А., Станкевич Ю. В. 1964. Об изменчивости возраста юрских свит в юго-западных отрогах Гиссара. Сб. научн. тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР и Главгеологии УзССР, вып. 3. Ташкент, изд-во «Наука».
- Сикстель Т. А. 1966. К фитостратиграфии перми Средней Азии. Ташкент, изд-во «Фан».
- Симаков С. Н. 1950. Заметка об устричной толще Ферганы. Докл. АН СССР, т. 25, № 3.
- Симаков С. Н. 1952. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Тр. ВНИГРИ, спец. серия, вып. 2. Л.
- Симаков С. Н. 1953а. Меловые отложения Ферганы, Алайского и Заалайского хребтов. Тр. ВНИГРИ, спец. серия, вып. 5. Л.
- Симаков С. Н. 1953б. Вопросы стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 6б. Л.
- Симаков С. Н. и др. 1957. Геологическое строение и нефтеносность Ферганы. Тр. ВНИГРИ, вып. 110. Л.
- Синицын В. М. 1957. Северо-западная часть Таримского бассейна. Вестн. ЛГУ, № 12.
- Синицын Н. М. 1947. О находке нижнего силура в Алайском хребте. Научн. бюлл. ЛГУ, № 18.
- Синицын Н. М. 1948. О возрасте древних денудационных поверхностей в Западном Тянь-Шане. Изв. ВГО, т. 80, вып. 1. М., ОНТИ.
- Синицын Н. М., Синицын В. М. 1958. Схема тектоники Тянь-Шаня. Вестн. ЛГУ, № 12, вып. 2.
- Синицын Н. М. 1960. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ.
- Скворцов Ю. А. 1934. К вопросу о четвертичной тектонике и генезисе четвертичных отложений Средней Азии. I Всес. гидрогеол. съезд, сб. 4, серия региональн. геологии, Урало-Кузбасс, Ср. Азия, Вост. Сибирь. Ташкент.
- Скворцов Ю. А. 1941. Метод геоморфологического анализа и картирования. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 4—5.
- Скворцов Ю. А. 1949. Элементы новейших тектонических движений Узбекистана. Тр. САГУ, нов. серия, вып. 12, геол.-геогр. науки, кн. 1. Ташкент.
- Скворцов Ю. А. 1953. Юные тектонические движения Тянь-Шаня и генезис лёсса Приташкентского района. Тр. Всес. рабоч. совещ. по итогам изучения четвертичн. периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Скворцов Ю. А. 1959. К вопросу увязки стратиграфической схемы четвертичных отложений Узбекистана с стратиграфическими схемами Европейской части СССР.
- Скворцов Ю. А. 1961. О периодичности тектонических движений, как основе для стратиграфии четвертичных отложений на примере Узбекистана. Материалы совещ. по изучению четвертичн. периода, т. 1. Л., Изд-во АН СССР.
- Слодкевич В. С. 1929. Некоторые новые и малоизученные *Corbulidae* из эоценовых отложений Туркестана. Изв. Геол. ком., т. 48, № 3. Л.
- Смирнов А. Д. 1940. Стратиграфия верхнедевонских и каменноугольных отложений бассейна оз. Сонкуль (Тянь-Шань). Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Смолко А. И. 1934а. Геологические наблюдения в Западном Приаралье и восточной части Усть-Урга. В сб. «Каракалпакия». Тр. I конф. по изуч. произв. сил Каракалпакии. т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Смолко А. И. 1934б. Проблема нефтеносности Устьюртско-Каракалпакской области. «Нефтяное хозяйство», № 6.
- Смолко А. И. 1948. О континентальных отложениях неогена Каракумов и Кызылкумов. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 59, № 9.
- Сморчков И. Е., Беспалова И. Д., Батырова Н. Н. 1955. О мезозойском возрасте алякитовых гранитов Кураминского хребта. Докл. АН СССР, т. 102, № 3.
- Соколов Д. В. 1909. К вопросу о ферганском ярусе. Бюлл. МОИП, нов. серия, № 23.

- Соколов Д. В. 1912. Об отношении между ферганским ярусом и верхним мелом в Фергане. Ежегодн. по геол. и минерал., т. 14, вып. 2—5. Спб.
- Соловьева М. Н., Чехович В. Д. 1954. О башкирском ярусе Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 94, № 3.
- Соловьева М. Н. 1955а. Материалы к познанию фауны фораминифер турнейского яруса Тянь-Шаня. Изв. АН УзССР, № 3.
- Соловьева М. Н. 1955б. К стратиграфии верхнего палеозоя Кызыл-Кумов. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 100, № 3.
- Соловьева М. Н. 1955в. Новый род фузулинид *Dagmarella*, его систематическое положение и географическое распространение. Докл. АН СССР, т. 101, № 5.
- Соловьева М. Н., Чехович В. Д. 1958. Очерк стратиграфии и геологического строения горы Меришкор (хр. Нуратау). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33 (2).
- Соловьева М. Н. 1963. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии. Тр. ГИН АН СССР, вып. 76.
- Солун В. И. 1937. К стратиграфии верхнемеловых отложений юго-восточной части Средней Азии. Тр. НГРИ, серия «А», вып. 106. Л.—М., ОНТИ.
- Солун В. И. 1939. Юго-Восточный Устюрт. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 71, вып. 7. М.
- Сотириади К. А., Троицкий В. И. 1964. О терригенно-минералогическом районировании Южного Узбекистана в юрском периоде. Сб. научн. тр. Главгеологии УзССР, вып. 3. Ташкент, изд-во «Наука».
- Соустов Н. И. 1958. К петрохимии гранитоидов гор Кармазар в Средней Азии. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 21.
- Спесивцева В. Н., Горшков Г. П., Попов П. А. 1941. Каталог землетрясений на территории СССР, вып. 1. Тр. СИ АН СССР, № 95, вып. 3. М.—Л.
- Станкевич Ю. В. 1950. К вопросу о фациях юрских отложений Шурабского района. Тр. Геол.-разв. треста «Средауглеразведка», вып. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Станкевич Ю. В. 1956. Некоторые вопросы истории формирования юрских угольных месторождений Ферганы. Тр. Лабор. геологии угля АН СССР, вып. VI.
- Станкевич Ю. В. 1959. Краткий очерк палеогеографии Средней Азии в юрском периоде. Бюлл. научно-исслед. работ САИГИМС, вып. 1. Ташкент.
- Станкевич Ю. В. 1961. О тектоническом строении Средней Азии в юрском периоде. «Узбекский геологический журнал», № 3.
- Станкевич Ю. В., Троицкий В. И. 1961. Типы разрезов юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Бюлл. САИГИМС, № 3. Ташкент.
- Станкевич Ю. В., Троицкий В. И. 1962. К тектоническому развитию Южного Узбекистана в юрское время. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Стародубцева А. С., Рывкин М. Л. 1955. К стратиграфии палеозоя гор Аристан-Тау (Юго-Западные Кызылкумы). Докл. АН СССР, № 4.
- Степаненко А. Ф. 1958. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткал и Сандалаш (Тянь-Шань). Тр. ВАГТ, вып. 4. М., Госгеолтехиздат.
- Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов. 1962. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Суздальский А. Л., Ким О. И. 1965. Мурунтау. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1. Ташкент, Изд-во «Наука».
- Султанов М. С. 1961. О структуре гранитоидов Мачитлинского интрузива. Тр. ТашГУ, вып. 160.
- Султанов М. С. 1962. Некоторые вопросы петрографии Мачитлинского интрузива. Самарканд, изд. СамГУ.
- Сытин Ю. И., Чихачев П. К., Чуенко П. П. 1960. Основные особенности тектоники и развития структур территории запада Средней Азии. В кн. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии», вып. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Сьюорд А. Ч. 1907. Юрские растения Кавказа и Туркестана. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 38. Спб.
- Таль-Вирский Б. Б. 1961. Некоторые черты тектоники Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции по результатам геофизических исследований. Тр. ВНИГНИ, вып. 30. М.
- Таль-Вирский Б. Б. 1962. История тектонического развития Западного Узбекистана в свете результатов геофизических работ. В кн. «Вопросы геологии и нефтегазоносн. Зап. Узбекистана и Каракалпакин». Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Таль-Вирский Б. Б. 1964. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований). В сб. «Активизированные зоны земной коры». М., изд-во «Наука».
- Таль-Вирский Б. Б., Котляревский Л. Н., Кремнев И. Г. 1964. Новые данные о строении фундамента Ферганской межгорной впадины. «Узбекский геологический журнал», № 5.

- Тарасенко А. Т. 1961. К вопросу о сопоставлении геологического развития Южно-Гиссарской и Кураминской зон в верхнем палеозое. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 46. Л.
- Теленков А. С. 1964. К стратиграфии и литологии кайнозойских моласс Юго-Восточной Ферганы. Научн. тр. ТашГУ, вып. 256.
- Тетюхин Г. Ф. 1959. К вопросу о формировании четвертичного покрова Карнабучульской степи. Тр. САГУ, нов. серия, вып. 120, геогр. науки, кн. 12. Ташкент.
- Тетюхин Г. Ф. 1961. О стратиграфии четвертичных отложений Приташкентского района. Материалы Всес. совещ. по изучению четвертичн. периода, т. 3, М.
- Тимофеев К. И. 1910. Граниты Кара-Тюбе. Ежегодн. по геологии и минералогии России», т. 12, вып. 3—4. Спб.
- Тихонов В. И. 1948. О стратиграфии и возрасте палеозойских отложений Восточной Ферганы в бассейне рек Кара-Кульджан, Яссы и Кугарта. Бюлл. МОИП, т. 23, вып. 6.
- Ткачев В. Н. 1968. Вулканогенные породы кызылнуринской свиты района горы Акшуран и условия их формирования. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана». Тр. МГ УзССР, вып. 5. Ташкент, изд-во «Фан».
- Толкунов А. Е. 1961. Игнимбриты и туфолавы предгорий Чаткальского хребта. Тр. Лабор вулканологии АН СССР, вып. 20. М., Изд-во АН СССР.
- Толстихин Н. И. 1936. Послетретичные отложения Приташкентского района. Материалы по геологии Ср. Азии, вып. 8. Ташкент.
- Толстихина М. М. 1928. Геологический очерк бассейна р. Санзар. Изв. Асс. науч.-исслед. ин-тов при физ.-мат. фак. МГУ, т. 1, вып. 1—2. М.
- Толстов С. П., Кесъ А. С. (ред.) 1960. Низовья Аму-Дарьи, Сарыкамыш, Узбой. История формирования и заселения. Материалы Хорезмской эксп., вып. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Трифонов Н. К., Василенко В. П. 1963. Стратиграфия верхнемеловых отложений Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218. Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака». Л.
- Троицкий В. И. 1961. Фациально-палеогеографическая характеристика рэтюрских формаций в Южном Узбекистане. Бюлл. МОИП, № 5.
- Троицкий В. И. 1962. Новые данные о вещественном составе и условиях накопления верхнеюрской карбонатной формации на территории Южного Узбекистана. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Троицкий В. И., Кочнев Е. А. 1964. Рэтюрские седиментационные бассейны Средней Азии. Сб. научн. тр. Главгеологии УзССР и ТашПИ, вып. 4. Ташкент, изд-во «Наука».
- Троицкий В. И. 1967. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. М., изд-во «Недра».
- Туаев Н. П. 1931. Проблема соляной тектоники и нефтеносность соляных структур южной нефтеносной области Средней Азии, вып. 6.
- Туаев Н. П., Швембергер Н. А. 1933. Бухарский нефтеносный район в свете новых данных. Информ. сб. НГРИ, № 3. Л.
- Туаев Н. П. 1935. Хаудар. Тр. Нефтяного ин-та, серия А, вып. 1. Л.
- Туаев Н. П. 1937. Геологическое строение юго-восточных склонов хребтов Байсун-тау и Сурхан-тау. Тр. НГРИ, серия А, вып. 94. Л.
- Туляганов Х. Т., Гарьковец В. Г. 1959. О комплексном использовании полезных ископаемых Ангрена. «Узбекский геологический журнал», № 5.
- Туляганов Х. Т. 1960. Гидрогеология на службе народного хозяйства Узбекистана. «Узбекский геологический журнал», № 1.
- Туляганов Х. Т. 1966. Геологические исследования в Узбекистане на подъеме. «Узбекский геологический журнал», № 5.
- Турбин Л. И. 1960а. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы. Тр. Упр. геол. и охраны недр при СМ КиргССР, сб. 1. Фрунзе.
- Турбин Л. И. 1960б. Четвертичные отложения горного обрамления Северо-Восточной Ферганы. Уч. зап. САИГИМС, вып. 4. Ташкент.
- Турбин Л. И. 1962. К стратиграфии нижнего палеозоя западной части Среднего Тянь-Шаня. Тр. Упр. геол. и охраны недр при СМ КиргССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Турутанова-Кетова А. И. 1960а. Новые ферганиеллы Средней Азии. Порядок Coniferales. Семейство Podozamitaceae Netzeic, 1950. Род *Ferganiella* Prunada (in Neuburg, 1936). В кн. «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», ч. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Турутанова-Кетова А. И. 1960б. Новый питиофиллум Средней Азии. Роды сближенные с семейством Pinaceae. Род *Pityophyllum* Nathorst, 1897. *Pityophyllum latifolium* Turutanova-Ketova sp. nov. В кн. «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», ч. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Узаков Х. 1963. Рельеф и геологическое строение складчатого фундамента Бухарского нефтегазоносного региона. «Узбекский геологический журнал», № 5.

- Узаков Х. 1967. К литологической и биостратиграфической характеристике пермских отложений Бухаро-Газлинской области (Аккум, Даутепе, Янгиказган). «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Узаков Х., Поляков В. Н., Родовильский М. С. 1968. Вулканические породы палеозойского складчатого фундамента равнинных пространств Узбекистана. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана». Тр. МГ УзССР, вып. 5. Ташкент, изд-во «Фан».
- Узаков Х. 1968. К структурно-формационному районированию палеозоя скрытых территорий Юго-Западного Узбекистана. «Узбекский геологический журнал», № 1.
- Уклонский А. С. 1928. Месторождение Шор-су. Путеводитель экскурсий III Всес. съезда геологов в Ташкенте. Л., изд. Геол. ком.
- Уклонский А. С. 1933. Краткий очерк Гаурдакского района. В сб. «Гаурдакский хим. комбинат», т. 1. М.
- Уклонский А. С. 1940. Парагенезис серы и нефти. Ташкент, Изд-во Узб. фил. АН СССР.
- Уломов В. И. 1966. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии. Ташкент, изд-во «Фан».
- Умаров М. 1961. Некоторые черты рельефа низовьев реки Зеравшана. Изв. Узб. фил. Геогр. об-ва СССР, т. 6. Ташкент.
- Уразаев Б. М. 1954. О некоторых дайковых образованиях Зирабулакских гор. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 6. Ташкент.
- Усманов Ф. А. 1962. Взаимоотношение даек с постмагматическими образованиями в Кошмансае. «Узбекский геологический журнал», № 3.
- Федоров П. В. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. ГИН АН СССР, вып. 10.
- Федорович Б. А. 1934. Геоморфология Унгуза (от бугров Кырк-Джувльба до Аму-Дарьи). «Каракумы», сб. IV. Тр. Совета по изучению природн. ресурсов, серия Туркм., вып. 8. М., Изд-во АН СССР.
- Федотова Г. А. 1963. Строение палеозойского складчатого основания Зеравшанской межгорной впадины. «Советская геология», № 7.
- Федченко А. И. 1873. Заметка о степи Кызыл-Кумов. Ежегодн. Матер. для статист. Туркест. края.
- Федченко А. И. 1875. Путешествие в Туркестан, т. 1, ч. 2. В Кокандском ханстве. Изд. Об-ва любителей естествознания. Спб.
- Фейгельман Х. Е. 1948. Угли Средней Азии и пути их использования. Изв. АН УзССР, № 4. Ташкент.
- Ферсман А. Е. 1926. Современные пустыни. «Природа», № 5—6.
- Ферсман А. Е. 1935. Проблемы минерального сырья и химизации Средней Азии. ТПЭ при СНК СССР. Л.
- Флоренский П. В. 1964. О верхнетриасовых туфах Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 154, № 1.
- Фокина Н. И. 1963. Спорово-пыльцевые комплексы отложений сеномана Южного Приаралья. Тр. ВНИГНИ, вып. 37. М.
- Фредерикс Г. Н. 1923. Араванская каменноугольная фауна. Изв. Геол. ком., т. 42, № 5—9.
- Фредерикс Г. Н. 1928. Брахиоподы среднего карбона Туркестана. Изв. Геол. ком., т. 47, № 3.
- Фузайлов И. А. 1966. О составе погребенной части палеозойского фундамента Центральных Кызыл-Кумов. «Узбекский геологический журнал», № 6.
- Хайруллина Т. И. 1964. О находках кембрийской фауны в Центральных Кызылкумах. «Узбекский геологический журнал», № 1.
- Халецкая О. Н. 1953. К стратиграфии нижнесилурийских отложений Средней Азии. Докл. АН УзССР, № 10.
- Халецкая О. Н. 1960. О стратиграфии терригенных отложений силура Узбекистана. Тр. Узб. геол. упр., сб. I, геол. М., Госгеолтехиздат.
- Халецкая О. Н. 1962а. Граптолиты лландовери Западного Тянь-Шаня. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Халецкая О. Н. 1962б. Граптолиты ордовика западной части Туркестанского хребта. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», кн. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Халецкая О. Н. 1963. Новые данные о возрасте терригенных отложений Мальгузарских гор. «Узбекский геологический журнал», № 5.
- Халецкая О. Н. 1965а. Силурийские отложения. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1. Ташкент, Изд-во «Наука».
- Халецкая О. Н. 1965б. Ордовикские отложения Южного Тянь-Шаня. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1. Ташкент, Изд-во «Наука».
- Хамрабаев И. Х. 1956. О циклах и фазах проявления магматизма в Западном Узбекистане. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.



Хамрабаев И. Х. 1957. Об абсолютном возрасте гранитоидных интрузий и постмагматических образований Западного Узбекистана. Изв. АН УзССР, серия геол., № 3.

Хамрабаев И. Х. 1958. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Хамрабаев И. Х. 1961. Особенности магматизма и металлогении Западного Узбекистана и некоторые черты их сходства с Уралом. Тезисы докл. I Уральск. петрогр. совещ. Свердловск.

Хамрабаев И. Х., Аскарлов Ф. А., Магдиев Р. А. 1963. Абсолютный возраст некоторых массивов Западного Узбекистана по данным предварительных определений калий-аргоновым методом. Тр. XI сессии Комис. по опред. абс. возраста. М.

Хамрабаев И. Х. и др. 1964. Пояса основных и ультраосновных пород в Узбекистане. В сб. «Проблемы геологии и полезных ископаемых Узбекистана». Тр. геологов Узбекистана к XXII сессии МГК. Ташкент, изд-во «Наука».

Хамрабаев И. Х. 1966. К проблеме связи палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня с Южным Уралом и их рудоносность. Докл. АН СССР, т. 168, № 1.

Хасаншина Г. З. 1954. О формах ледникового рельефа в бассейне реки Пскем Таласского Алатау. Тр. САГУ, нов. серия, вып. 50, геол.-геогр. науки, кн. 5. Ташкент.

Хатамбеков А. Ю. 1963. О границе верхнеюрских и нижнемеловых отложений в Западном Узбекистане. Тр. Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром., вып. 43. М.

Цацир Э. Ф. 1962. К палеогеографии раннего эоцена на территории Кызылкумов и Южного Приаралья. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат.

Цейслер В. М. 1962. Блоковая тектоника юго-западных отрогов Гиссарского хребта. «Геология и разведка», № 8.

Чарыгин М. М. и др. 1963. Геология и перспективы нефтегазоносности Арало-Каспийского региона. М., Госгиптехиздат.

Чекунов В. С. 1957. К вопросу размещения марганцевых месторождений и рудопоявлений на территории Средней Азии. Докл. АН ТаджССР, № 20.

Чекунов В. С. 1968. Вулканогенно-осадочная формация ордовика и нижнего силура северо-западной части Зеравшано-Гиссарской горной области. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана». Тр. МГ УзССР, вып. 5. Ташкент, изд-во «Фан».

Чельцов Ю. Г. 1964. Биостратиграфия акчагыльских отложений Копет-Дага. «Геология и разведка», № 10.

Чемборисов Ш. А. 1967. Особенности глубинного строения Нуратинского батолита по результатам гравиметрической съемки. «Узбекский геологический журнал», № 2.

Чень Цзинь-ши. 1963. К морфологии и систематике родов *Protriticites*, *Quasifusulinoides* и *Obsoletes* из пограничных отложений среднего и верхнего карбона. В кн. «Вопросы микропалеонтологии», вып. 7. М., Изд-во АН СССР.

Чернышев Б. И. 1937. О некоторых юрских пластинчатожаберных из Ферганы. Тр. Среднеазиатск. геол. треста, вып. 1.

Чернышев Ф. Н. 1900. О фауне, собранной Клеменцем в Джунгарской Гоби. Зап. Минерал. об-ва, т. 38, вып. 2. Спб.

Чернышев Ф. Н., Бронников М. М., Вебер В. Н. 1910. Исследования в окрестностях г. Оша. Изв. Геол. ком., т. 29, № 2. Спб.

Чернышев Ф. Н. и др. 1910. Андижанское землетрясение 3—16 декабря 1902 г. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 54. Спб.

Чернышев Ф. Н. 1914. Фауна верхнепалеозойских отложений Дарваза. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 1. Спб.

Чернышев Ф. Н. 1914. Фауна верхнепалеозойских отложений Дарваза. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 104. Спб.

Чехович В. Д. 1953. Новые данные о наличии среднедевонских отложений в Нура-Тау. Докл. АН УзССР, № 8.

Чехович В. Д., Соловьева М. Н. 1953. О возрасте метаморфической толчи в хр. Северный Нура-Тау. Докл. АН УзССР, № 8.

Чехович В. Д. и др. 1955. Новые данные о девоне Кызылкумов. Докл. АН СССР, № 8.

Чикрызов Г. С. 1941. Ангренское буроугольное месторождение. «Разведка недр», № 5.

Чикрызов Г. С. 1952. Перекрещивающаяся складчатость в западных отрогах Гиссарского хребта. Тр. САГУ, вып. 38. Ташкент.

Чикрызов Г. С. 1953. Интрузивные комплексы юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Тр. САГУ, вып. 39. Ташкент.

Чикрызов Г. С., Рыскина Х. В. 1960. К вопросу о стратиграфическом положении свиты мраморов Ак-Тау в южной ветви Нуратинского хребта. Тр. Узб. геол. упр., сб. 1, геол. М., Госгеолтехиздат.

- Чистяков А. А. 1959. О некоторых особенностях формирования горного аллювия (На примере реки Зеравшан). Вестн. МГУ, серия биол.-почв., геол., геогр., № 2.
- Чихачев П. К. 1952. К вопросу о сопоставлении неогена и четвертичных отложений Средней Азии. В сб. «Новые данные по геологии Казахстана и Ср. Азии». Тр. ВСЕГЕИ. Л.
- Чуенко П. П. 1938. Геологическое строение Южного Дарваза. Тр. ТПЭ, вып. 100. М., Изд-во АН СССР.
- Чуенко П. П. 1939. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. В кн. «Геология Узбекской ССР», т. 2. М.—Л., ОНТИ.
- Шабаров Н. В. 1939. Восточно-Ферганский каменноугольный бассейн. «Советская геология», № 6.
- Шамсутдинов М. Ш. 1954. Новые данные по геологии гор Гузан (Южная Фергана). Докл. АН УзССР, № 6.
- Шамсутдинов М. Ш. 1958. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития Гузанского антиклинального поднятия в палеозое (Южная Фергана). «Узбекский геологический журнал», № 4.
- Шатов Г. И. 1935. Геологические исследования в Ново-Бухарском районе. Тр. НГРИ, серия Б, вып. 46. Л.
- Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части Западного склона Южного Урала. Изд. МОИП.
- Шатский Н. С., Меннер В. В. 1961. Кембрийские и смежные с ними отложения СССР. XX МКГ (Мексика), т. 3. М., Изд-во СССР.
- Швенбергер Н. А. 1934. Геологические исследования в Яккабагском и Гузарском районах. Тр. НГРИ, серия Б, вып. 40. Л.
- Швецов М. С. 1927. Геологическое строение хребтов, примыкающих к Гиссарской долине между Каратагом и Дюшанбе. Бюлл. МОИП, отд. геол. наук, т. 5, № 3, 4.
- Шехтман П. А. 1939. О нижнем мезозое Гиссарского хребта. Ташкент, изд. Ком. наук УзССР.
- Шехтман П. А. 1941. Геология Средне-Азиатского нижнемезозойского угленосного бассейна. Ташкент, Изд-во Узб. фил. АН СССР.
- Шилин А. Л. 1931—1932. Геологический и петрографический очерк гор Алтынтау. Тр. Каракалпакской комп. эксп., т. 55.
- Шильников А. А. 1922. К геологии Чимкентского уезда. Изв. Геол. ком. т. 41, № 2—5. Л.
- Шихин Ю. С. 1958. Геологические особенности размещения полиметаллических месторождений Западного Карамазара. В сб. «Материалы по геологии цветн., редких и благородных металлов». М., изд. ЦНИГРИ.
- Шмидт О. И., Симакон С. Н. 1953. Верхнемеловые морские ежи юго-востока Средней Азии. Палеонтологический сб. № 1. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 66. Л.—М., Гостоптехиздат.
- Шнейдер Г. Ф. 1953. О возрасте континентальных кайнозойских отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 90, № 5.
- Шнейдер Г. Ф. 1957. К стратиграфии кайнозойских моласс Ферганы. Докл. АН СССР, т. 59, № 6.
- Шульц С. С. 1937. Складчатые дислокации конгломератов сухих дельт Южной Ферганы. В сб. «Тадж.-Памирск. эксп. 1935 г.».
- Шульц С. С. 1948. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., ОГИЗ — Географгиз.
- Шульц С. С. 1950. Тектоническое развитие современного Тянь-Шаня. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Шульц С. С. 1964. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., изд-во «Наука».
- Шульц С. С. мл. 1966. Кызылкум-Алайская система варисид и ее сочленение с Уралом. Бюлл. МОИП, т. 41, вып. 5.
- Щеглова В. В. 1954а. Две находки остатков ископаемых млекопитающих в Приташкентском районе. Изв. АН УзССР, № 2.
- Щеглова В. В. 1954б. О находке остатков млекопитающих в кайнозойских континентальных толщах Гиссарского хребта. Докл. АН УзССР, № 3.
- Щербаков Д. И. 1931. К геохимии Алайского хребта. Тр. Памирск. эксп. 1928 г., вып. 7. М.—Л.
- Щербаков Д. И. 1933. Проблемы Карамазара. В сб. «Тадж.-Памирск. эксп. 1933 г.». М.—Л.
- Эберзин А. Г. 1958. Схема стратиграфии морских неогеновых отложений Закаспия. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 2.
- Эгамбердыев М. 1959. К установлению альбских отложений в горах Ауминзатау. Докл. АН УзССР, № 3.

- Эгамбердыев М., Захаров М. З. 1960. Литология и петрографо-минералогический состав верхнемеловых и палеогеновых глин гор Ауминзатау. «Узбекский геологический журнал», № 3.
- Эдельштейн Я. С. 1909. Заметки о юрских слоях Байсун-Тау. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 4, вып. 2.
- Эйнор О. Л. 1954. Новые данные по стратиграфии среднего карбона Южной Ферганы. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 1.
- Юрьев А. А. 1956. Древнеледниковые отложения в долине Соха. Изв. Узб. фил. ГО СССР, т. 2. Ташкент.
- Юрьев А. А. 1960. Некоторые вопросы геологического строения и палеогеографии Голодной степи в четвертичное время. Материалы по производит. силам Узбекистана, вып. 15. Ташкент.
- Юрьев А. А. 1961. К вопросу о стратиграфии четвертичных (антропогеновых) отложений Узбекистана. Докл. АН УзССР, № 3.
- Юрьев А. А. 1964. О возрасте террас реки Зеравшан в связи с геолого-геоморфологическим изучением окрестностей пещеры Аман-Кутан. Изв. Узб. фил. ГО СССР, т. 8. Ташкент.
- Юфеев Р. Ф. 1963. К стратиграфии юрских отложений хребта Кугитангтау. В кн. «Вопросы геологии Туркмении». Ашхабад, Изд-во АН ТаджССР.
- Ямнов А. А. 1950. О стратиграфии континентальных отложений неогена Кара-Кумов и Кызылкумов. Докл. АН СССР, № 4.
- Ямнов А. А. 1953. О признаках обводнения Сары-Камышской котловины в средние века и возраст саракамышских отложений с *Cardium edula* L. Изв. АН СССР, серия геогр., № 4.
- Ямнов А. А., Кунин В. В. 1953. Некоторые теоретические итоги новейших исследований в районе Узбоя в области палеогеографии и геоморфологии. Изв. АН СССР, серия геогр., № 3.
- Янишевский М. Э. 1918. Материалы к изучению нижнекаменноугольной фауны Ферганы. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 162. Пг.
- Яншин А. Л. 1955. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южноэмбенского поднятия. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 5.
- Яншин А. Л. 1958. Геология Северного Приаралья. В сб. «Стратиграфия и история геол. развития». МОИП, вып. 15 (19).
- Яскович Б. В. 1959. Новые данные об ордовике Юго-Западного Тянь-Шаня. «Узбекский геологический журнал», № 1.
- Яскович Б. В. 1960. К стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы. Тр. Узб. геол. упр., сб. 1, геол. М., Госгеолтехиздат.
- Яскович Б. В. 1962. К характеристике кембрийских отложений западного окончания Туркестанского хребта. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Яскович Б. В. 1964а. О тектоническом режиме Тянь-Шаня в раннем палеозое. Тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР, № 3.
- Яскович Б. В. 1964б. Палеогеография раннего палеозоя Южного Тянь-Шаня. Сб. научн. тр. Главгеологии УзССР и ТашПИ (к XXII сессии МГК), вып. 4. Ташкент, изд-во «Наука».
- Яскович Б. В. 1965. Стратиграфия докембрия и кембрия Узбекской ССР. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1. Ташкент, изд-во «Наука».
- Яскович Б. В. 1968а. Кембрий Южного Тянь-Шаня. Ташкент, изд-во «Фан».
- Яскович Б. В. 1968б. О кембрийском вулканизме в Южном Тянь-Шане. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана». Тр. МГ УзССР, вып. 5. Ташкент, изд-во «Фан».
- Asragullah. 1961. Cambrian formations in Pakistan. XX MGK, III. M.
- Coon C. S. 1957. The seven caves. N. Y.
- Howell B. F. 1944. Correlation of the cambrian formations of north. America Published by the society angust.
- Howell B. F. 1947. Cambrian correlation Between china and north America. Printed from the bulletin of geological society of china Nanking, china 1947.
- King W. B. a. Falcon N. L. 1961. Cambrian of Persia. XX MGK, III, M.
- Klebel'sberg R. 1922. Beiträge zur Geologie Westturkestans. Wien.
- Leakey Z. B., Tobias P. V., Napier I. R. 1964. A new Species of the denus Homo from Olduvai gorge, Nature (Engl.), vol. 202, № 4927.
- Machatschek F. 1912. Der Westlichste Tien-Schan Petermanns Mitteilung XXXVII zrg. Bd 176.
- Movius H. L. 1949. The Lower Palaeolithic Cultures of Souther and Eastern Asia. Transactions of the Amer. Philos. Soc., n. s., vol. 38, pt 4, 1948.
- Movius H. L. 1953. The Mousterian cave of Teshik-Tash, Southeastern Usbekistan, Central Asia. Bull. Amer. School of Prehist. Res., N 17.
- Новожилов Н. et Kapel'ka V. 1960. Crustaces bivalves (Conchostraca) de la serie Daïdo de l'Asie Orientale dans le Trias superieur de Madygen. Annal. Soc. Geol. Nord, t. 30.

- Pilgrim G. E. 1910. Preliminary note on a revised classification of the Tertiary fresh-water deposits of India. Res. Geol. Surv. Ind., vol. 40 (3).
- Pilgrim G. E. 1913. The correlation of the Siwaliks with mammal horizons of Europe. Res. Geol. Surv. Ind., vol. 43 (4).
- Sahni M. R. a. Mathur L. P. 1964. Stratigraphy of the Siwalik group. New Delhi.
- Stekelis M. a. o. 1960. Villatranohian deposits near Vseidiya in the Cenral Iordon Valiev, Rull of the Res. Counell of Israael, Sect., C. Geo—Sci, vol. 9, G. № 4.
- de Terra H. a. Paterson T. T. 1939. Studles on the Ice age in India and associated Human cultutes. Carneg. Inst. of Washington Publ., H. 493. Washington.
- Turekian K. K. a. Wedepohl K. H. 1961. Distribution of the elements in some major units of Earth's crust. Bull. Am. Geol. Soc., vol. 72.

## СОДЕРЖАНИЕ

|  | Стр. |
|--|------|
| <b>Магматизм</b> . . . . .   | 7    |
| Введение. <i>И. Х. Хамрабаев</i> при участии <i>В. А. Арапова</i> . . . . .  | 7    |
| <u>Средний Тянь-Шань</u> . . . . .   | 9    |
| <u>Каратау-Нарынская структурно-формационная зона.</u> <i>В. В. Козырев, Ю. Б. Ежков</i> . . . . .   | 9    |
| Магматические комплексы байкальского тектоно-магматического цикла . . . . .  | 11   |
| Магматические комплексы каледонского тектоно-магматического цикла . . . . .  | 19   |
| Магматические комплексы герцинского тектоно-магматического цикла . . . . .   | 21   |
| <u>Бельтау-Кураминская структурно-формационная зона</u> . . . . .  | 44   |
| Магматические комплексы каледонского тектоно-магматического цикла. <i>Ж. Н. Кузнецов</i> . . . . .   | 55   |
| Магматические комплексы герцинского тектоно-магматического цикла. <i>В. А. Арапов, Б. Г. Хайруллин</i> . . . . .   | 65   |
| <u>Южный Тянь-Шань.</u> <i>И. Х. Хамрабаев, А. А. Кустарникова, А. Ф. Свириденко</i> . . . . .   | 174  |
| Рифей-верхнесилурийский вулканогенный комплекс (начальный этап) . . . . .  | 182  |
| Нижнесилурийский — верхнедевонский вулканогенно-интрузивный комплекс (ранний этап) . . . . .   | 184  |
| Нижне-среднекаменноугольный вулканогенно-интрузивный комплекс (средний этап) . . . . .   | 194  |
| Верхнекаменноугольный — нижнепермский интрузивный комплекс (поздний этап) . . . . .  | 208  |
| Пермский (?) вулканогенный комплекс (конечный этап) . . . . .  | 215  |
| Петрехимическая характеристика магматических пород Южного Тянь-Шаня . . . . .  | 216  |
| Главнейшие петрологические и минералого-геохимические особенности гранитоидных формаций Южного Тянь-Шаня . . . . .   | 226  |
| <u>Магматические образования закрытой территории Южного Приаралья.</u> <i>В. Н. Поляков, М. С. Ростовильский, Х. Узаков</i> . . . . .  | 228  |
| <u>Юго-Западный Тянь-Шань</u> (Байсунская структурно-формационная зона) и Южно-Гиссарская структурно-формационная зона Южного Тянь-Шаня. <i>Д. А. Рубанов</i> . . . . .  | 231  |
| Протерозойские магматические образования . . . . .   | 235  |
| Магматические комплексы каледонского тектоно-магматического цикла . . . . .  | 240  |
| Магматические комплексы герцинского тектоно-магматического цикла . . . . .   | 244  |
| Закрытые районы Юго-Западного Узбекистана. <i>Х. Узаков</i> . . . . .  | 272  |
| Вулканические породы нижнего карбона . . . . .   | 272  |
| Интрузивные породы верхнего карбона — нижней перми . . . . .   | 276  |
| Вулканогенно-осадочные породы перми . . . . .  | 281  |
| <b>Тектоника</b> . . . . .   | 282  |
| Домезозойский этап. <i>В. А. Арапов, А. К. Бухарин, В. Г. Гарьковец, И. А. Пяновская, К. К. Пятков, Д. А. Рубанов</i> при участии <i>Д. П. Резвого</i> . . . . .   | 282  |
| Мезо-кайнозойский этап. <i>А. Г. Бабаев, Р. И. Надыршин</i> . . . . .  | 325  |
| Сейсмичность территории Узбекской ССР . . . . .  | 347  |
| Особенности глубинного строения земной коры на территории Узбекистана. <i>Е. М. Безродный, В. И. Уломов</i> . . . . .  | 348  |
| Особенности сеймотектоники Узбекистана. <i>Р. Н. Ибрагимов, Д. Х. Якубов</i> . . . . .   | 350  |
| Сейсмический режим Узбекистана. <i>А. И. Захарова</i> . . . . .  | 354  |
| Результаты комплексных геолого-геофизических исследований по изучению природы Ташкентского землетрясения. <i>Н. Б. Вольфсон, В. Г. Гарьковец, И. В. Померанцева, А. Г. Хваловский, Х. Т. Туляганов</i> . . . . . | 362  |
| Физико-химические параметры ташкентских термальных вод до и после землетрясения 1966 г. <i>Г. В. Куликов, Х. Т. Туляганов</i> . . . . .  | 369  |

|   | Стр. |
|---|------|
| <b>Геоморфология.</b> <i>Н. А. Когай, Э. Мамедов, О. Ю. Пославская, Ю. В. Станкевич</i>   | 373  |
| <b>История геологического развития</b>  | 411  |
| Кембрийский период. <i>Б. В. Яскович</i>  | 411  |
| Ордовикский период. <i>А. И. Ким, Б. В. Яскович</i>   | 412  |
| Силурийский период. <i>А. К. Бухарин, А. И. Ким, И. А. Пяновская, К. К. Пятков</i>  | 413  |
| Девонский период. <i>А. К. Бухарин, И. А. Пяновская, К. К. Пятков</i>   | 414  |
| Каменноугольный период. <i>А. К. Бухарин, И. А. Пяновская, К. К. Пятков</i>   | 416  |
| Пермский период. <i>Т. А. Сикстель, Ю. В. Станкевич</i>   | 419  |
| Триасовый период. <i>Т. А. Сикстель, Ю. В. Станкевич</i>  | 421  |
| Юрский период. <i>А. Г. Бабаев, Ю. В. Станкевич</i>   | 423  |
| Меловой период. <i>А. Г. Бабаев, А. Н. Симоненко, Ю. В. Станкевич</i>   | 425  |
| Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды. <i>Г. А. Беленький, С. Х. Мир-камалова, С. Д. Морозов, Н. Р. Ибрагимов при участии Ю. В. Станкевича, Г. Ю. Алферов, Ф. П. Корсаков, Р. И. Надыршин</i> | 427  |
| Список литературы   | 437  |
| <b>Приложения:</b>  |      |
| I. Геологическая карта Узбекской ССР  |      |
| II. Тектоническая карта Узбекской ССР (домезозойские образования)   |      |
| III. Схема тектонического районирования мезозойских и кайнозойских отложений Узбекской ССР и прилегающих районов  |      |

Министерство геологии СССР

Министерство геологии УзССР

### ГЕОЛОГИЯ СССР. ТОМ XXIII

Узбекская ССР.

Геологическое описание

Книга 2

Редактор издательства *З. И. Башмакова*

Технические редакторы: *Е. С. Сычева, Л. Г. Лаврентьева*

Корректор *М. П. Курылева*

Сдано в набор 28/I 1972 г.

Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1+офсет.

Уч.-изд. л. 46.0.

Тираж 1500 экз.

Подписано в печать 13/IX 1972 г.

Печ. л. 29,75+2,3 прилож.=32,05.

Заказ 101/11174-4.

Усл. печ. л. 44,87.

Цена 5 р. 10 к. с прилож.

T-16401

Издательство «Недра», 103633. Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская картфабрика ВАГТ

