ПЕТРОГРАФИЯ ТАДЖИКИСТАНА

ТОМ
I

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ДОНИШ»

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ОТДЕЛ ПЕТРОЛОГИИ
УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ ТАДЖИКСКОЙ ССР

ПЕТРОГРАФИЯ ТАДЖИКИСТАНА

Том I

(КАРАМАЗАР И МОГОЛТАУ)

552.(575.3)

Ответ. редактор —
доктор геолого-минералогических наук
С. М. БАБАХОДЖАЕВ

4739

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ДОНИШ»
ДУШАНБЕ — 1986

УДК 575.3 (550.85)

Коллектив авторов. **Петрография Таджикистана.** Том I (Карамазар и Моголтау). Душанбе: Дониш, 1986, 284 с.

Монография выходит в четырех книгах. В трех из них описаны магматические породы Северного и Центрального Таджикистана и Памира. Четвертая книга имеет обобщающий характер. В первой книге характеризуются геологические и петрографические особенности магматических образований Карамазара и Моголтау. Описание дается в последовательности, отражающей схему возрастного расчленения магматических комплексов.

Книга рассчитана на специалистов-петрографов и по существу является справочником по магматическим образованиям Таджикистана.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

С. М. Бабаходжаев (ответ. редактор), **Р. Б. Баратов, А. П. Недзвецкий, В. А. Павлов, В. Н. Байков.**

Рецензенты: доктор геолого-минералогических наук **М. Г. Руб** и доктор геолого-минералогических наук **А. М. Борсук.**

П $\frac{1904020000-004}{\text{М } 502-86}$ 12—85

© Издательство «Дониш», 1986 г.

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Таджикской ССР

ПЕТРОГРАФИЯ ТАДЖИКИСТАНА

Том I

(Карамазар и Моголтау)

Ответственный редактор
Суннат Мадалиевич БАБАХОДЖАЕВ

Редактор издательства *А. Г. Родина*
Технический редактор *В. Н. Щемелинина*
Художник *А. Д. Разыграева*
Корректор *З. И. Очилова*

ИБ № 732

Сдано в набор 14. 09. 1984 г. *Подписано в печать* 27. 11. 1985 г. КЛ 05856. Формат 70×108^1/$_{16}$. Бумага тип. № 2. Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 24,85+0,78 вкл. Усл. краск.-отт. 25,0+0,87 вкл. Уч.-изд. л. 30,75. Тираж 1010. Заказ 2320. Цена 4 руб. 60 коп., в переплете № 7 — 5 руб. 10 коп.
Издательство и типография «Дониш». 734029, Душанбе, ул. Айни, 121, корп. 2.

ВВЕДЕНИЕ

Таджикистан — страна гор. Около 93% его площади занята горными хребтами, наибольшая высота которых достигает 7495 *м* (пик Коммунизма). Преобладающая часть не перекрытой современными осадками территории Таджикистана сложена магматическими и метаморфическими породами, сформировавшимися в течение ряда геологических периодов. Среди магматических образований, в частности, установлены породы докембрийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Они подразделены на серии магматических комплексов, разнообразных по петрографическому составу и условиям формирования. Благодаря прекрасной обнаженности и относительно высокой степени изученности они могут быть удобными объектами природной геологической лаборатории магматических процессов.

Магматические породы Таджикистана изучались в течение многих десятилетий. Некоторые сведения о них можно встретить еще в трудах Д. И. Мушкетова, Г. Д. Романовского, В. Н. Вебера, Д. И. Щербакова, А. Е. Ферсмана и многих других геологов-путешественников XIX и начала XX в., посетивших различные районы Средней Азии и Памира.

Подавляющее большинство магматических образований на территории республики к настоящему времени изучено достаточно детально. Опубликовано большое количество монографий и статей. Получено множество ценных петрологических, геохимических, металлогенических и практических выводов. В том или ином масштабе закартированы практически все выходы магматических пород. Петрографами разработано несколько вариантов схемы возрастного расчленения магматических пород. Детальными петрологическими исследованиями охвачены значительные по площади выходов гранитоидные массивы, участки развития вулканитов, малых интрузивов и даек. В последние годы выявлены металлогенические особенности магматических образований, развитых в отдельных частях республики. Выделены рудные пояса проявления конкретных типов рудных формаций, контролируемые различными по петрографическому составу магматическими породами. Опубликованы монографии и статьи, касающиеся породообразующих и акцессорных минералов, петрохимических особенностей и абсолютного возраста многих выходов интрузивов, эффузивов и дайковых пород.

Несмотря на достигнутые успехи в изучении петрографии магматических пород различных районов Таджикистана, в большинстве опубликованных работ приводятся лишь характеристики отдельных, наиболее известных или интересных в петрологическом отношении выходов магматических образований. На дальнейшее развитие петрологических исследований в республике отрицательно сказывается отсутствие сводной петрографической работы, в которой приводилась бы характеристика всех известных на территории Таджикистана выходов магматических пород. Необходимость выполнения подобной работы подчеркивалась петрографическим комитетом и Среднеазиатским пет-

рографическим советом. Учитывая это, в 1976 г. сотрудники отдела петрологии ИГ АН Тадж.ССР приступили к ее осуществлению.

При составлении подобного вида работы нами были приняты методика и программа, несколько отличные от принятых при выполнении сводных работ по Узбекистану, Азербайджану, Грузии и некоторым другим регионам Советского Союза. Принципиальное отличие данной работы заключается в том, что при ее выполнении основной задачей являлось создание сводки по всем существующим выходам магматических образований независимо от их размера и возраста с одновременным составлением сводной карты размещения магматических пород. Регистрация объектов производилась на основе существующих литературных и фондовых источников, а также личных материалов составителей. Характеристика магматических выходов приводится в порядке возрастной последовательности их формирования, т. е. от древних к молодым образованиям.

Нумерация выходов дается последовательно, и эти номера обозначены соответственно на картах, в текстах описания и схемах возрастного расчленения магматических образований.

Описание отдельных выходов магматических пород производилось по единой схеме, предусматривающей последовательное освещение: 1) геологического строения объекта (географические координаты, геолого-структурные особенности, морфология, возраст, принадлежность вулканитов и плутонов к конкретным комплексам или формациям, наличие фаз, субфаз, свит и других общегеологических данных), 2) петрографических особенностей магматических пород выходов (краткое описание петрографических разновидностей пород, их временная последовательность), 3) главнейших породообразующих и акцессорных минералов, 4) химизма главнейших разновидностей (типов) пород (без данных числовых характеристик), 5) геохимии, характерных для региона типоморфных рудных, редких и благородных элементов, 6) послемагматических изменений (метаморфизм и метасоматоз), 7) металлогенических черт и потенциальной рудоносности магматических образований.

Перечисленные вопросы освещаются, естественно, в зависимости от степени изученности тех или иных выходов магматических пород. По возможности, приводятся исчерпывающие материалы, характеризующие геологию и петрографию отдельных магматических объектов, зарегистрированных на территории Таджикистана.

Количество накопленных материалов показывает, что петрография магматических пород Таджикистана невозможна в объеме одной книги. В связи с этим решено издать «Петрографию Таджикистана» в четырех томах. Три тома монографии посвящены описанию магматических пород трех регионов — Северного Таджикистана, Центрального Таджикистана и Памира. Четвертый том имеет обобщающий характер.

В данном томе освещаются петрологические особенности и металлогенические черты магматических образований Северного Таджикистана. Каждый из четырех томов монографии сопровождается приложением, включающим полный библиографический перечень опубликованной литературы, касающейся петрографии магматических образований и полезных ископаемых, минералогии, региональной металлогений и других вопросов геологии по рассмотренной в томе территории за последние 100 лет 1880—1980 гг.

Изложение фактического геолого-петрографического материала по отдельным магматическим объектам осуществляется без разбора спорных вопросов и различных теоретических трактовок. Некоторые различия в точках зрения, касающиеся возраста, фациальности, рудоносности и других вопросов, освещаются в ходе описания отдельных объектов чисто регистрационно. Основная задача томов — это исчерпывающая информация по наличию данных для отдельных выходов маг-

матических образований. Для отражения географических координатов внемасштабных выходов на карту под соответствующим номером наносилась точка, а описание морфологии выхода приводится в тексте монографии.

Инициатором написания монографии «Петрография Таджикистана» является отдел петрологии Института геологии АН Таджикской ССР. Работа написана в основном сотрудниками данного отдела и только в составлении отдельных разделов монографии участвовали геологи Управления геологии Таджикской ССР. В процессе обобщения материалов и написания текста употреблялось значительное количество терминов и понятий, смысловое значение которых освещено в трудах Ф. Ю. Левинсон-Лесинга, М. А. Усова, Г. Д. Афанасьева, А. Н. Заварицкого, И. Х. Хамрабаева, Х. М. Абдуллаева, Е. Т. Шаталова, Ф. К. Шипулина, В. С. Коптев-Дворникова и многих других. Часто встречающимися терминами в работе являются «комплекс», «формация», «фаза», «субфаза», «серия», «малые интрузивы», «вулканогенные свиты и горизонты», «вулкано-плутонический пояс», «ассоциация», «геохимическая и металлогеническая специализация», «тектономагматический цикл», «этап» и т. д. Понятие некоторых терминов было сформулировано также в решениях ряда Всесоюзных петрографических совещаний (1969, 1976 гг.), Среднеазиатского петрографического совета («магматический комплек», «формация», «тектоно-магматический цикл» и др.).

Первый том посвящен детальному освещению геолого-петрографических особенностей магматических образований Карамазара и Моголтау, расположенных в юго-западной части Кураминской подзоны. Этот регион имеет сложное геолого-структурное строение и примерно на 95% сложен магматическими породами палеозойского возраста. Охарактеризованы 72 выхода интрузивов и 24 дайковых пояса. Вулканогенные породы для удобства изложения материала описываются по структурным блокам. Выделяются десять структурных мульд и прогибов. Эти структурные элементы на карте обозначены римскими цифрами.

При составлении тома использованы материалы, накопившиеся в течение последних пятидесяти лет (1930—1980 гг.). Ценные советы получены от академиков АН Тадж.ССР Р. Б. Баратова и А. П. Недзвецкого и академика АН Уз.ССР И. Х. Хамрабаева. В обработке данных и оформлении первого тома приняли участие младшие научные сотрудники Т. Джураев и Ю. Мамаджанов. В работе использованы результаты анализов, выполненных в разные годы в лабораториях Института геологии АН Тадж.ССР (Л. К. Кабанова, Л. И. Агеева, М. Д. Шебликина, Н. В. Арванитаки, Н. В. Талалуева, З. Я. Шахалиева, З. М. Давидова и др.), Управления геологии Тадж.ССР, Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН Уз.ССР, ГЕОХИ (г. Москва) и др. Авторы благодарны всем перечисленным товарищам и сотрудникам организаций, которые способствовали успешному выполнению данной работы.

Глава I

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КАРАМАЗАРА И МОГОЛТАУ

Более 95% площади Карамазара и Моголтау сложено магматическими породами палеозоя и около 3% (в основном западная часть) метаморфическими толщами ордовика-силура и среднего девона-раннего карбона. Карамазар считается одной из крупнейших в Средней Азии сырьевых баз горно-рудной промышленности. В его недрах находятся промышленные месторождения полиметаллов, висмута, редких и благородных металлов, железа, меди, флюорита и многих других видов сырья. Ряд месторождений разрабатывается, и на их базе созданы рудники с обогатительными комбинатами (Кансай, Алтын-Топкан, Чорух-Дайрон, Школьное, Канимансур, Замбарак, Тарыэкан, Алмадон и др.).

Археологические раскопки и сохранившиеся на некоторых месторождениях следы древних горных разработок свидетельствуют о том, что начало добычи из недр Карамазара таких полезных ископаемых, как благородные и цветные металлы (золото, серебро и свинец). относится к IX—XII вв. (Вебер, 1898; Иванов, 1932; Массон, 1935; Беленицкий, 1949, 1953; Исламов, 1956). История геологических исследований магматических образований и освоение рудных месторождений Карамазара на различных этапах его изучения более обстоятельно рассмотрена в ряде монографических работ (Наследов, 1935; Абдуллаев, Аделунг и др., 1958; Васильковский, 1952; Бабаходжаев, 1975; Рудные поля Карамазара, 1972, 1975 и др.).

Большинство геологических сведений, полученных до начала Великой Октябрьской социалистической революции, имело рекогносцировочный характер. Первые сведения о геологии и рудоносности региона приведены в работах Г. Д. Романовского (1875), И. В. Мушкетова (1875), Д. И. Мушкетова (1915), В. Н. Томилина (1912), В. Н. Вебера (1913) и др. Геологические особенности региона в этих работах обычно рассматриваются в рамках всего Карамазара, Чаткало-Кураминской зоны или Срединного Тянь-Шаня в целом.

В 1928—1935 гг. различные районы Карамазара посещали А. Е. Ферсман, Д. И. Щербаков, В. М. Крейтер, И. Ф. Григорьев и многие другие. Ими отмечено слабое развитие в этом регионе пегматитов (Щербаков, 1934) и редкометалльной минерализации (Ферсман, 1935), а также отсутствие связи оруденения с магматизмом разных этапов развития варисской складчатости (Крейтер, 1935; Вольфсон, 1936 и др.). В последующие годы особенности магматизма, стратиграфии и минералогии изучались здесь различными исследователями (Дюгаев, 1935; Радкевич, 1936; Островский, 1936; Смольянинов и Баскина, 1933; Арапов, 1935, 1936; Вольфсон, 1935, 1947, 1951 и др.; Королев, 1933; Дубров, 1935; Брешенков, 1935 и др.).

Первая сводка по магматическим породам Карамазара была выполнена С. Ф. Машковцевым (1935). На основе геологических съемок десятиверстного масштаба в районе Ангрен — Гудас им составлены первые варианты схемы возрастного расчленения верхнепалеозойских эффузивов и интрузивов. Результаты этих исследований в совокупности с имеющимися сведениями о древних рудниках послужили осно-

ванием для постановки в Карамазаре специальных геолого-разведочных и поисково-ревизионных работ, которые возглавил Б. Н. Наследов. Геолого-разведочные работы, выполненные на разных рудных объектах, также во многом способствовали накоплению материала для выяснения особенностей стратиграфии, магматизма и истории тектонического развития региона. Эти данные были обобщены в монографии Б. Н. Наследова (1935). В ней отмечается, что магматизм в Кураминской подзоне, возможно, завершается в начале мезозоя (нижний триас), и подчеркивается трудность в составлении единой стратиграфической схемы развитых в ее пределах осадочно-метаморфических и вулканогенных образований. Особое значение имеют данные Б. Н. Наследова о прерывистости формирования осадочно-эффузивных толщ. В указанной монографии впервые дано расчленение гранитоидов по возрасту и петрографическому составу, причем ранний этап интрузивной деятельности связывается с судетской фазой варисской складчатости. Для юго-западной части гор Моголтау впервые описаны вулканогенные породы среднего и основного составов, объединенные в рамках агаджальской свиты нижнего девона.

С 1937 г. до начала Великой Отечественной войны ряд региональных работ, касающихся вопросов стратиграфии, магматизма и истории геологического развития Карамазара, выполнили А. С. Аделунг (1937), Б. Н. Наследов (1937), В. И. Попов (1938), А. В. Королев (1941), Ф. Ш. Раджабов (1941) и др. Были получены материалы, уточняющие время проявления основных этапов магматизма и характер тектонического развития региона. Установлено, в частности, что гранодиориты Кураминского хребта по времени формирования относятся не к судетской, как предполагалось прежде, а к астурийской фазе складчатости. Кроме того, было выявлено, что этапы проявления позднепалеозойского вулканизма чередуются с формированием интрузивных тел типа «малых интрузий» (Б. Н. Наследов, Ф. Ш. Раджабов и др.). Все это позволило В. И. Попову (1938) включить Карамазар и Моголтау в единую Кураминскую подзону Срединного Тянь-Шаня, для которой характерно «полигенное поднятие с многофазной тектонической и магматической деятельностью, особенно в верхнем палеозое». В дальнейшем изучение магматизма Карамазара и Моголтау было продолжено М. М. Юдичевым и Е. Д. Карповой. Ими были предложены новые варианты схем стратиграфии и возрастного расчленения магматических образований Восточного (Юдичев, 1941) и Западного Карамазара и Моголтау (Карпова, 1944, 1946). Впервые эффузивные образования региона были подразделены на две серии, изливавшиеся соответственно до и после карамазарских гранодиоритов среднего карбона. Хотя упомянутые схемы имели ряд недостатков, обусловленных отсутствием точной датировки некоторых объектов, они сыграли существенную роль в познании магматических пород региона.

В период Великой Отечественной войны геологические исследования в рассматриваемом регионе были сосредоточены главным образом на участках известных месторождений и в пределах перспективных рудных полей Западного Карамазара и Моголтау. Разведочные работы, как правило, сопровождались изучением геолого-петрографических особенностей метасоматических и магматических пород в пределах отдельных месторождений. Подобные исследования были выполнены на месторождениях Кансай (Левин, 1965), Такели (Шихин, 1972), Курусай (Сазонов, 1962, 1964), Алтын-Топкан (Даминова, 1938), Чорух-Дайрон (Хамрабаев, 1948, 1949; Сескутовы, 1964, 1972), Гудас, (Кийко, 1972), Наугарзан (Марущенко, 1972) и др. Значительным вкладом в расчленение магматических комплексов региона явились результаты геологической съемки среднего масштаба, проведенной на площади Восточного Карамазара в 1943—1946 гг. коллективом таджикских геологов под руководством А. П. Недзвецкого (1959).

рографическим советом. Учитывая это, в 1976 г. сотрудники отдела петрологии ИГ АН Тадж.ССР приступили к ее осуществлению.

При составлении подобного вида работы нами были приняты методика и программа, несколько отличные от принятых при выполнении сводных работ по Узбекистану, Азербайджану, Грузии и некоторым другим регионам Советского Союза. Принципиальное отличие данной работы заключается в том, что при ее выполнении основной задачей являлось создание сводки по всем существующим выходам магматических образований независимо от их размера и возраста с одновременным составлением сводной карты размещения магматических пород. Регистрация объектов производилась на основе существующих литературных и фондовых источников, а также личных материалов составителей. Характеристика магматических выходов приводится в порядке возрастной последовательности их формирования, т. е. от древних к молодым образованиям.

Номерация выходов дается последовательно, и эти номера обозначены соответственно на картах, в текстах описания и схемах возрастного расчленения магматических образований.

Описание отдельных выходов магматических пород производилось по единой схеме, предусматривающей последовательное освещение: 1) геологического строения объекта (географические координаты, геолого-структурные особенности, морфология, возраст, принадлежность вулканитов и плутонов к конкретным комплексам или формациям, наличие фаз, субфаз, свит и других общегеологических данных), 2) петрографических особенностей магматических пород выходов (краткое описание петрографических разновидностей пород, их временная последовательность), 3) главнейших породообразующих и акцессорных минералов, 4) химизма главнейших разновидностей (типов) пород (без данных числовых характеристик), 5) геохимии, характерных для региона типоморфных рудных, редких и благородных элементов, 6) послемагматических изменений (метаморфизм и метасоматоз), 7) металлогенических черт и потенциальной рудоносности магматических образований.

Перечисленные вопросы освещаются, естественно, в зависимости от степени изученности тех или иных выходов магматических пород. По возможности, приводятся исчерпывающие материалы, характеризующие геологию и петрографию отдельных магматических объектов, зарегистрированных на территории Таджикистана.

Количество накопленных материалов показывает, что петрография магматических пород Таджикистана невозможна в объеме одной книги. В связи с этим решено издать «Петрографию Таджикистана» в четырех томах. Три тома монографии посвящены описанию магматических пород трех регионов — Северного Таджикистана, Центрального Таджикистана и Памира. Четвертый том имеет обобщающий характер.

В данном томе освещаются петрологические особенности и металлогенические черты магматических образований Северного Таджикистана. Каждый из четырех томов монографии сопровождается приложением, включающим полный библиографический перечень опубликованной литературы, касающейся петрографии магматических образований и полезных ископаемых, минералогии, региональной металлогений и других вопросов геологии по рассмотренной в томе территории за последние 100 лет 1880—1980 гг.

Изложение фактического геолого-петрографического материала по отдельным магматическим объектам осуществляется без разбора спорных вопросов и различных теоретических трактовок. Некоторые различия в точках зрения, касающиеся возраста, фациальности, рудоносности и других вопросов, освещаются в ходе описания отдельных объектов чисто регистрационно. Основная задача томов — это исчерпывающая информация по наличию данных для отдельных выходов маг-

матических образований. Для отражения географических координатов внемасштабных выходов на карту под соответствующим номером наносилась точка, а описание морфологии выхода приводится в тексте монографии.

Инициатором написания монографии «Петрография Таджикистана» является отдел петрологии Института геологии АН Таджикской ССР. Работа написана в основном сотрудниками данного отдела и только в составлении отдельных разделов монографии участвовали геологи Управления геологии Таджикской ССР. В процессе обобщения материалов и написания текста употреблялось значительное количество терминов и понятий, смысловое значение которых освещено в трудах Ф. Ю. Левинсон-Лесинга, М. А. Усова, Г. Д. Афанасьева, А. Н. Заварицкого, И. Х. Хамрабаева, Х. М. Абдуллаева, Е. Т. Шаталова, Ф. К. Шипулина, В. С. Коптев-Дворникова и многих других. Часто встречающимися терминами в работе являются «комплекс», «формация», «фаза», «субфаза», «серия», «малые интрузивы», «вулканогенные свиты и горизонты», «вулкано-плутонический пояс», «ассоциация», «геохимическая и металлогеническая специализация», «тектоно-магматический цикл», «этап» и т. д. Понятие некоторых терминов было сформулировано также в решениях ряда Всесоюзных петрографических совещаний (1969, 1976 гг.), Среднеазиатского петрографического совета («магматический комплек», «формация», «тектоно-магматический цикл» и др.).

Первый том посвящен детальному освещению геолого-петрографических особенностей магматических образований Карамазара и Моголтау, расположенных в юго-западной части Кураминской подзоны. Этот регион имеет сложное геолого-структурное строение и примерно на 95% сложен магматическими породами палеозойского возраста. Охарактеризованы 72 выхода интрузивов и 24 дайковых пояса. Вулканогенные породы для удобства изложения материала описываются по структурным блокам. Выделяются десять структурных мульд и прогибов. Эти структурные элементы на карте обозначены римскими цифрами.

При составлении тома использованы материалы, накопившиеся в течение последних пятидесяти лет (1930—1980 гг.). Ценные советы получены от академиков АН Тадж.ССР Р. Б. Баратова и А. П. Недзвецкого и академика АН Уз.ССР И. Х. Хамрабаева. В обработке данных и оформлении первого тома приняли участие младшие научные сотрудники Т. Джураев и Ю. Мамаджанов. В работе использованы результаты анализов, выполненных в разные годы в лабораториях Института геологии АН Тадж.ССР (Л. К. Кабанова, Л. И. Агеева, М. Д. Шебликина, Н. В. Арванитаки, Н. В. Талалуева, З. Я. Шахалиева, З. М. Давидова и др.), Управления геологии Тадж.ССР, Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН Уз.ССР, ГЕОХИ (г. Москва) и др. Авторы благодарны всем перечисленным товарищам и сотрудникам организаций, которые способствовали успешному выполнению данной работы.

Глава I

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КАРАМАЗАРА И МОГОЛТАУ

Более 95% площади Карамазара и Моголтау сложено магматическими породами палеозоя и около 3% (в основном западная часть) метаморфическими толщами ордовика-силура и среднего девона-раннего карбона. Карамазар считается одной из крупнейших в Средней Азии сырьевых баз горно-рудной промышленности. В его недрах находятся промышленные месторождения полиметаллов, висмута, редких и благородных металлов, железа, меди, флюорита и многих других видов сырья. Ряд месторождений разрабатывается, и на их базе созданы рудники с обогатительными комбинатами (Кансай, Алтын-Топкан, Чорух-Дайрон, Школьное, Канимансур, Замбарак, Тарыэкан, Алмадон и др.).

Археологические раскопки и сохранившиеся на некоторых месторождениях следы древних горных разработок свидетельствуют о том, что начало добычи из недр Карамазара таких полезных ископаемых, как благородные и цветные металлы (золото, серебро и свинец). относится к IX—XII вв. (Вебер, 1898; Иванов, 1932; Массон, 1935; Беленицкий, 1949, 1953; Исламов, 1956). История геологических исследований магматических образований и освоение рудных месторождений Карамазара на различных этапах его изучения более обстоятельно рассмотрена в ряде монографических работ (Наследов, 1935; Абдуллаев, Аделунг и др., 1958; Васильковский, 1952; Бабаходжаев, 1975; Рудные поля Карамазара, 1972, 1975 и др.).

Большинство геологических сведений, полученных до начала Великой Октябрьской социалистической революции, имело рекогносцировочный характер. Первые сведения о геологии и рудоносности региона приведены в работах Г. Д. Романовского (1875), И. В. Мушкетова (1875), Д. И. Мушкетова (1915), В. Н. Томилина (1912), В. Н. Вебера (1913) и др. Геологические особенности региона в этих работах обычно рассматриваются в рамках всего Карамазара, Чаткало-Кураминской зоны или Срединного Тянь-Шаня в целом.

В 1928—1935 гг. различные районы Карамазара посещали А. Е. Ферсман, Д. И. Щербаков, В. М. Крейтер, И. Ф. Григорьев и многие другие. Ими отмечено слабое развитие в этом регионе пегматитов (Щербаков, 1934) и редкометалльной минерализации (Ферсман, 1935), а также отсутствие связи оруденения с магматизмом разных этапов развития варисской складчатости (Крейтер, 1935; Вольфсон, 1936 и др.). В последующие годы особенности магматизма, стратиграфии и минералогии изучались здесь различными исследователями (Дюгаев, 1935; Радкевич, 1936; Островский, 1936; Смольянинов и Баскина, 1933; Арапов, 1935, 1936; Вольфсон, 1935, 1947, 1951 и др.; Королев, 1933; Дубров, 1935; Брешенков, 1935 и др.).

Первая сводка по магматическим породам Карамазара была выполнена С. Ф. Машковцевым (1935). На основе геологических съемок десятиверстного масштаба в районе Ангрен — Гудас им составлены первые варианты схемы возрастного расчленения верхнепалеозойских эффузивов и интрузивов. Результаты этих исследований в совокупности с имеющимися сведениями о древних рудниках послужили осно-

ванием для постановки в Карамазаре специальных геолого-разведочных и поисково-ревизионных работ, которые возглавил Б. Н. Наследов. Геолого-разведочные работы, выполненные на разных рудных объектах, также во многом способствовали накоплению материала для выяснения особенностей стратиграфии, магматизма и истории тектонического развития региона. Эти данные были обобщены в монографии Б. Н. Наследова (1935). В ней отмечается, что магматизм в Кураминской подзоне, возможно, завершается в начале мезозоя (нижний триас), и подчеркивается трудность в составлении единой стратиграфической схемы развитых в ее пределах осадочно-метаморфических и вулканогенных образований. Особое значение имеют данные Б. Н. Наследова *о прерывистости формирования осадочно-эффузивных толщ*. В указанной монографии впервые дано расчленение гранитоидов по возрасту и петрографическому составу, причем ранний этап интрузивной деятельности связывается с судетской фазой варисской складчатости. Для юго-западной части гор Моголтау впервые описаны вулканогенные породы среднего и основного составов, объединенные в рамках агаджальской свиты нижнего девона.

С 1937 г. до начала Великой Отечественной войны ряд региональных работ, касающихся вопросов стратиграфии, магматизма и истории геологического развития Карамазара, выполнили А. С. Аделунг (1937), Б. Н. Наследов (1937), В. И. Попов (1938), А. В. Королев (1941), Ф. Ш. Раджабов (1941) и др. Были получены материалы, уточняющие время проявления основных этапов магматизма и характер тектонического развития региона. Установлено, в частности, что гранодиориты Кураминского хребта по времени формирования относятся не к судетской, как предполагалось прежде, а к астурийской фазе складчатости. Кроме того, было выявлено, что этапы проявления позднепалеозойского вулканизма чередуются с формированием интрузивных тел типа «малых интрузий» (Б. Н. Наследов, Ф. Ш. Раджабов и др.). Все это позволило В. И. Попову (1938) включить Карамазар и Моголтау в единую Кураминскую подзону Срединного Тянь-Шаня, для которой характерно «полигенное поднятие с многофазной тектонической и магматической деятельностью, особенно в верхнем палеозое». В дальнейшем изучение магматизма Карамазара и Моголтау было продолжено М. М. Юдичевым и Е. Д. Карповой. Ими были предложены новые варианты схем стратиграфии и возрастного расчленения магматических образований Восточного (Юдичев, 1941) и Западного Карамазара и Моголтау (Карпова, 1944, 1946). Впервые эффузивные образования региона были подразделены на две серии, изливавшиеся соответственно до и после карамазарских гранодиоритов среднего карбона. Хотя упомянутые схемы имели ряд недостатков, обусловленных отсутствием точной датировки некоторых объектов, они сыграли существенную роль в познании магматических пород региона.

В период Великой Отечественной войны геологические исследования в рассматриваемом регионе были сосредоточены главным образом на участках известных месторождений и в пределах перспективных рудных полей Западного Карамазара и Моголтау. Разведочные работы, как правило, сопровождались изучением геолого-петрографических особенностей метасоматических и магматических пород в пределах отдельных месторождений. Подобные исследования были выполнены на месторождениях Кансай (Левин, 1965), Такели (Шихин, 1972), Курусай (Сазонов, 1962, 1964), Алтын-Топкан (Даминова, 1938), Чорух-Дайрон (Хамрабаев, 1948, 1949; Сескутовы, 1964, 1972), Гудас, (Кийко, 1972), Наугарзан (Марушенко, 1972) и др. Значительным вкладом в расчленение магматических комплексов региона явились результаты геологической съемки среднего масштаба, проведенной на площади Восточного Карамазара в 1943—1946 гг. коллективом таджикских геологов под руководством А. П. Недзвецкого (1959).

По вещественному составу принятого за основу в ходе выполнения геологической съемки стратиграфического расчленения эффузивов (Недзвецкий, 1959; Краснов, Недзвецкий, 1975) на территории Восточного Карамазара было выделено 10 осадочно-вулканогенных толщ, которые не во всех случаях отделялись друг от друга несогласиями. С осадочно-вулганогенными толщами в порядке возрастной последовательности чередуются восемь групп интрузивов: биотитовые граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, сиенито-диориты, кварцевые порфиры и дайки.

Для Центрального Карамазара стратиграфическое расчленение вулканогенных пород было выполнено Е. Д. Карповой, А. Н. Соколовым и Ю. А. Лихачевым, которыми выделено 12 вулканогенных толщ, имеющих местные наименования (Лихачев, 1956). Составленные А. П. Недзвецким, Е. Д. Карповой и др. локальные схемы стратиграфии достаточно широко используются и ныне при расшифровке геологии отдельных рудных объектов, а также при различного рода обобщениях по магматизму Кураминской подзоны.

В начале 50-х годов Н. П. Васильковским (1952) была предложена единая схема стратиграфии верхнепалеозойского вулканизма для юго-западных отрогов Срединного Тянь-Шаня, учитывающая тектоническое развитие территории и его влияние на магматизм. В разработанной схеме для верхнего палеозоя Н. П. Васильковский выделял семь вулканогенных свит (Уя, Минбулак, Акча, Оясай, Раваш, Шурабсай и Кызылнура), составляющих два комплекса — Акташский и Аксакатинский. Фазы складчатости (предакчинская, предшурабсайская, предравашская и предкызылнуринская) сопровождаются внедрением гранитоидов, малых интрузий и дайковых пород. Недостатком в этой схеме, по мнению некоторых исследователей (Х. М. Абдуллаев, Ф. Ш. Раджабов, Е. Г. Краснов, В. А. Арапов, В. Н. Ткачев, В. Н. Байков и др.), является автономное рассмотрение процессов развития эффузивного и интрузивного магматизма. Хотя эта схема не в полной мере учитывала данные по магматизму Карамазара и Моголтау, многими исследователями она бралась за основу при решении различных аспектов геологического развития региона. В последующие годы в схему Н. П. Васильковского был внесен ряд дополнений, в особенности касающихся вулканогенных образований. В частности, Н. П. Васильковский в результате совместного маршрута с А. П. Недзвецким выделил новую кушайнакскую (сарытайпанскую) свиту, по возрасту и литологическому составу соответствующую надакской свите, по З. П. Артемовой. Появились факты, ставящие под сомнение самостоятельность равашской свиты (Кушнарев, Каждан, 1958; Арапов, 1960, 1968; Байков, 1976 и др.). Вместо минбулакской предложено выделить акташсайскую свиту (Краснов, Ким, 1976). Выделены новые свиты: кошмагатская (Базиль, 1964), кучарская (T_1), сары-тайпанская и джамансайская (Байков, 1968); объединены свиты Уя и Минбулак (Арапов, 1960; Бабаходжаев, Сушков, Колесниченко, 1964 и др.). Фаунистически и радиологически уточнен возраст акчинской, оясайской, шурабсайской и кызылнуринской свит (Сикстель, Яскович, 1960; Арапов, 1962; Байков, 1976; Таджибаев, 1978 и др.). В целом геологами составлено несколько вариантов стратиграфических схем для эффузивов верхнего палеозоя, имеющих местный характер и нередко трудно коррелируемых между собой (Ж. Н. Кузнецов, С. Б. Эргашев, А. А. и Н. Г. Сескутовы, Л. А. Хусанбаев, Л. Н. Лисогор, Э. П. Рыжов, В. А. Тарасов, Х. Л. Латыпов, А. Б. Дзайнуков, Т. Ш. Шарифбаев, А. А. Починок, М. Е. Запрометов, Э. Б. Федчишин и др.). Во многих схемах вулканогенные и осадочно-вулканогенные породы расчленены на более дробные подразделения (подсвиты, толщи, пачки и др.). Вместе с тем в большинстве отмеченных работ возрастное расчленение и вещественный состав плутонических образований рассмотрены в недостаточной степени. Несмотря на создание новых схем, предло-

женная М. П. Васильковским стратиграфическая схема не утратила своего значения и с некоторыми уточнениями и поправками обычно принимается как основа при изучении позднепалеозойского вулканизма Срединного Тянь-Шаня.

Начало детальных петролого-металлогенических исследований магматических, в частности плутонических, образований Чаткало-Кураминских гор освещено в книге Х. М. Абдуллаева «Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями» (1950). Научные споры, возникшие вокруг этой проблемы, явились причиной постановки и изучения петрологии интрузивов, дайковых пород и их взаимоотношения с оруденением на рудных объектах Чаткало-Кураминских гор. Петрологическими работами (Абдуллаев, Раджабов и др., 1958) было показано, что магматизм отмеченного региона имеет сложное и длительное развитие и делится на четыре этапа: добатолитовый, батолитовый, малых порфировых интрузий и дайковый. Каждому этапу магматизма характерно генетически или парагенетически связанное с ними оруденение. Возраст оруденения часто подтверждался характером взаимоотношения различных типов минерализации с дайками (Абдуллаев, 1957; Горьковой, 1964; Кахаров, 1958, 1977; Бабаходжаев, 1964, 1968 и др., Козлова, 1966 и др.). Разновозрастность типов минерализации и их связь с определенными этапами развития магматизма в регионе подчеркивалась многими исследователями (Карпова, 1943; Жариков, 1959; Арапов, Базиль, 1959; Краснов, Брагин, 1965; Сазонов, 1969; Турличкин, 1969; Шевкаленко, 1970; Бабаходжаев, Лисогор, 1972; Бакланов, Эргашев и др., 1971; Бабаходжаев, 1975 и др.). Взглядам указанных авторов противопоставляются представления других исследователей Карамазара, согласно которым формирование всех типов руд происходило после завершения магматизма, являясь как бы новым этапом геологического развития региона (Королев, 1948; Вольфсон, 1962; Шихин, 1961 и др.).

С 1957 г. на всей площади Карамазара и Моголтау начались работы по составлению единой схемы стратиграфии вулканогенных образований верхнего палеозоя. Подобные исследования в течение 1957—1968 гг. проводили С. М. Бабаходжаев, А. Н. Балуховский, В. И. Сушков, В. А. Колесниченко (1962), В. Ф. Базиль (1964), В. А. Арапов (1962, 1965, 1968, 1971). Е. Г. Краснов, М. Е. Ким, В. Н. Байков, В. В. Акимов и др. Несмотря на значительный объем проведенных работ, достаточно обоснованная и общепринятая стратиграфическая схема до сих пор не создана. Все существующие схемы имеют те или иные недостатки, о которых упоминалось выше. В. А. Арапов вулканогенные образования позднего палеозоя связывает главным образом с проявлением герцинской тектоники. Им выделен ряд региональных структур типа грабен-синклиналей, разделенных грабен-антиклиналями. Кольцевые вулкано-тектонические депрессии (Адрасманская, Пангазская, Камчикская, Ташкескенская и др.) характеризуются как ареалы накопления эффузивов верхнего палеозоя. Гранитоидные интрузивы в основном размещаются в областях горст-антиклиналей. В. Г. Гарьковец, В. А. Арапов, Т. Н. Далимов, Ю. В. Неклюдов и др. считают, что на площади Кураминской подзоны проявлены обнаженные фрагменты Бельтау-Кураминского (или Кызылкум-Кураминского) вулкано-плутонического пояса. Последний В. Г. Гарьковец (1971) рассматривает как восточную часть вулкано-плутонического пояса Срединного Тянь-Шаня, который формировался в позднем палеозое в южной части Среднетяньшаньского срединного массива на раннегерцинском квазиплатформенном основании (Борисов, 1970; Арапов, 1975). Особенности глубинного строения земной коры Кураминской подзоны детально были изучены геофизическими методами Е. М. Бутовской, Х. А. Атабаева, М. Г. Фленовой, Ф. Х. Зунунова, И. А. Фузайлова, Б. Б. Таль-Вирского под руководством И. Х. Хамрабаева (1971, 1975, 1976). По их данным, территория Кураминской подзоны,

в частности Карамазара, представляет собой сводово-глыбовое поднятие, разделенное на блоки и обладающее меньшей мощностью земной коры (около 40—45 км) по сравнению с другими областями Средней Азии.

По мнению большинства авторов, в пределах Карамазара преобладает герцинский магматизм, проявившийся в условиях орогенной и посторогенной стадии развития герцинской складчатой зоны. Его продукты образуют две вулкано-плутонические ассоциации магматических пород — андезит-гранодиоритовую и липарит-гранитовую. Они объединяют несколько возрастных рядов плутонических и вулканических формаций. Кислые вулканиты оясайской и кызылнуринской свит рассматриваются как единая липаритовая формация пермского (Далимов, 1980) или P_2-T_1 возраста (Ткачев, 1968). Их петрографо-акцессорные особенности на примере кислых эффузивов Самгарского массива, вулканитов бассейна рек Карамазар, Уткемсу и др. были детально изучены И. М. Воловиковой (1957) и О. П. Елисеевой (1958, 1960). Липаритовая формация включает породы эксплозивной, эффузивной и субвулканической фаций. Образования последней широко распространены в регионе, часто приурочены к центральным частям вулкано-тектонических депрессий, зонам глубинных разломов, разновозрастны и сопровождают вулканогенные свиты Карамазара (Левин, Мещерякова, 1957; Бабаходжаев, Базиль, 1971; Байков, 1976; Далимов, 1980).

С 1955 г. для датировки магматических образований Кураминской подзоны стали широко применяться калий-аргоновый, а затем свинцовый и стронцевый методы абсолютной геохронологии. Частая погрешность в анализах и изменение первоначального состава изверженных пород в результате метасоматических и других процессов отрицательно сказываются на точности радиологической датировки эффузивов, интрузивов и дайковых образовании. В связи с этим отмечается некоторое расхождение данных определения абсолютного возраста пород, полученных разными авторами, что находит отражение в предлагаемых ими схемах последовательности формирования магматической ассоциации Кураминской подзоны (Сморчков, 1958; Абдуллаев, 1960; Лаверов, Беликов, Иванов, 1964; Крылов, 1964; Силин, 1963; Головин, 1965; Андерсон, 1968; Бабаходжаев, 1975, 1976; Байков, 1972, 1976; Урунбаев, 1978; Таджибаев, 1978 и др.). В отмеченных схемах возраст отдельных фаз интрузивов или свит эффузивов не всегда совпадает с данными, приведенными в схемах, составленных на геолого-стратиграфической основе (Наследов, 1935; Карпова, 1948; Васильковский, 1952; Абдуллаев, Раджабов и др., 1958; Недзвецкий, 1959; Шихин, Байков и др., 1972; Байков, Базиль и др., 1972; Краснов, 1972 и др.).

Выявление перспектив рудоносности Карамазара и Моголтау вызвало необходимость обстоятельного изучения петролого-геохимических особенностей магматических и послемагматических образований. Значительная часть исследований подобного плана была направлена на уточнение роли околорудных изменений, метасоматитов, физико-механических свойств пород и развития структуры в формировании и размещении оруденения. В этом направлении в течение многих лет проводились обстоятельные исследования, а их результаты освещены в многочисленных публикациях (Королев, 1935; Гумарова, 1941; Мирходжаев, 1953, 1959, 1961; Шевченко, 1956; Королев, Шехтман, 1958; Нечелюстов и др., 1958; Беликов и др., 1963, 1964; Власова, Николаев, 1959; Лихачев, 1959; Некрасов, 1959, 1960; Некрасов, Николаев, 1961; Орлов, Николаев, 1961; Розанов, Титов, 1965; Рахимов, 1962; Лукьянов и др., 1963; Лурье, 1963, 1966; Вольфсон, Лукин, 1964; Брагин, 1964; Розанов, Рахимов, 1971; Сафонов, 1964; Шихин, 1961; Лукин, Жариков, 1968; Лукин, Сафонов, Чернышев, 1968; Куддусов, 1970, 1971, 1977, 1978; Балашев, Шкуренко, 1972; Балашев и др., 1972; Али-

додов, 1975; Николаевы, 1975; Корякин, Соловьева, 1975; Власова, 1976 и др.).

На отдельных объектах с разной степенью детальности изучались породообразующие и акцессорные минералы магматических пород (Лисовский, 1935; Протодьяконова, 1947; Прокопенко, 1935; Бабаходжаев, Синицина, 1965; Бабаходжаев, Таджибаев, 1971; Белов, 1972; Бабаходжаев, 1975, 1978, 1979; Таджибаев, 1977, 1978, 1979; Урунбаев, 1978 и др.). Выявление потенциальной рудоносности гранитоидов, вулканитов и дайковых пород явилось главной задачей петролого-геохимических исследований и в последние годы. При детальном изучении вещественного состава пород магматических комплексов региона выяснилось, что они геохимически и в некоторой степени металлогенически специализированы на ряд типоморфных элементов (Pb, Zr, W, Mo, Bi, Cu, Fe, Au, Ag, F, B, Th и др.), часть из которых создают собственные и комплексные месторождения (Алтын-Топкан, Кансай, Курусай, Канимансур, Чорух-Дайрон, Алмадон, Школьное, Гудас, Наугарзан, Чокадамбулак, Канджол и др.). Ведущими критериями рудоносности гранитоидов считаются повышенные (в 2—5 раз) против кларка содержания рудных элементов в породах, минералах, акцессориях, а также ряд физико-химических и структурных признаков (Пилипенко, 1932; Малахов, 1964; Мансуров, 1966; Мирходжаев, 1961); Кадыров, 1967; Аверин, 1968; Хамрабаев, 1969; Григорьян, Федотова и др., 1969; Григорьян, Беспалов и др., 1970; Минцер, Никольская, 1970; Бадалов и др. 1971; Лосев и др., 1972; Козыров и др., 1972; Лисогор, 1972; Рабинович, Бадалов, 1972; Бабаходжаев, 1975, 1976, 1978; Юсупов, 1977; Урунбаев, 1978; Бабаходжаев, Абдуллаев, 1976; Бабаходжаев, Джураев, Козырев, 1977; Дунин-Барковская, 1978;

Специальные петролого-геохимические работы обобщающего характера проводятся лишь на отдельных объектах Карамазара и Моголтау.

Несмотря на многолетнее геологическое изучение региона, сопровождающееся созданием карт разных вариантов и масштабов, планомерного изучения и обобщения накопившихся данных с характеристикой всех выходов интрузивов, эффузивов и дайковых пород не проводилось. Отсутствует и регистрационная карта распространения магматических образований территории Карамазара и Моголтау. Имеется лишь ограниченное количество сводных публикаций, в которых освещаются геологические и петролого-геохимические особенности некоторых пространственных или возрастных групп гранитоидных массивов, малых интрузий, даек и вулканитов. Подобные работы существуют для гранитоидных комплексов Восточного Карамазара (Бабаходжаев, 1975, 1976), Карамазарского (или Кураминского), (Байков, 1972), Чокадамбулакского (Власова и др., 1972), Чорух-Дайронского (Хамрабаев, 1948; Бутакова, 1948; Сескутова, 1972), Бабайобского (Белов, 1968), Джеркамарского и Акташского (Бабаходжаев, Сушков, Колесниченко, 1968, 1972), Самгарского (Елисеева, 1960; Бабаходжаев, 1979) массивов, вулканогенных пород некоторых участков Западного Карамазара (Шихин, Байков и др., 1972), каледонских интрузивов Калканата и Сардоба (Борисов, Байков и др., 1972) и для ряда дайковых поясов (Абдуллаев, 1957; Горьковой, 1964; Бабаходжаев, 1964, 1972; Таджибаев, 1964, 1971 и др). Геохимические исследования магматических образований в значительной части Карамазара с 1970 г. проводятся специальной партией Кайраккумской экспедиции Управления геологии Тадж.ССР (В. В. Акимов, В. Н. Байков, А. А. Починок, М. Е. Запрометов, Е. Б. Федчишин и др.).

Таким образом, по всем вопросам магматической геологии площади Карамазара и Моголтау накопился достаточно богатый материал, обобщение которого и попытались провести авторы настоящей работы.

Глава II

ВОЗРАСТНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КАРАМАЗАРА И МОГОЛТАУ

Кураминская подзона, выделенная В. И. Поповым (1938) в качестве самостоятельного структурно-формационного элемента земной коры, характеризуется некоторыми отличительными особенностями развития магматизма и связанного с ней оруденения. Эту подзону В. И. Попов относил к областям полигенного поднятия, где фазы тектонической складчастости сопровождаются магматической деятельностью. Здесь наиболее широко развиты проявления герцинского магматизма. Карамазар и Моголтау составляет юго-западную часть Кураминской подзоны.

Геологическое строение рассматриваемой подзоны во всех ее участках достаточно однородно. Каледонский структурно-формационный этаж в ней проявлен довольно слабо. Магматические образования в его пределах представлены силур-раннедевонскими эффузивами и интрузивами гранитоидного состава. Отмеченные породы обнажаются в юго-западных отрогах Кураминского хребта и Моголтау. Ордовик-силурийские и нижнедевонские породы смяты в складки и подвержены метаморфизму.

Детальными исследованиями Б. Н. Наследова (1935), К. Н. Вендланда (1938), И. В. Белова (1948), Е. Д. Карповой (1948), О. М. Борисова (1957), Ф. Ш. Раджабова (1964) и многих других было показано незначительное развитие каледонского магматизма в регионе. В последующие годы (Байков, 1976; Таджибаев, 1979; Бабаходжаев, 1981 и др.) был уточнен возраст некоторых гранитоидных массивов (Музбулакский, Джетымчекинский и Калканатинский). Геологические и геохронологические данные последних лет подтверждают отнесение биотитовых гранитов и гранодиоритов Музбулакского и Джетымчекинского массивов к третьей фазе среднекарбонового интрузивного комплекса. Многие исследователи Карамазара и Моголтау связывают с каледонской складчатостью внедрение каракиинских биотитовых гранитов и калканатинских гранодиорит-порфиров. Возраст Каракиинского интрузива в бассейне р. Алмалык считается до нижнедевонским (радиологический возраст, по данным Ф. А. Аскарова, ИГИГ АН Уз.ССР и Е. М. Головина, САИГИМС, 366—372 *млн. лет*). Одновозрастными с этим интрузивом считаются также диориты калканатинского типа, расположенные в нижнем течении Сардобсая (Шихин и др., 1972). Перечисленные гранитоиды прорывают осадочно-вулканогенные толщи нижнего девона и на них трансгрессивно ложатся карбонатные отложения живетского яруса. К проявлениям каледонского магматизма относятся и излияния эффузивов андезито-дацитового состава, которые обнажаются в юго-западной части Моголтау и в горах Калканата. Они расчленяются на агаджалскую (плагиоклазовые и андезито-дацитовые порфириты), катрангинскую (андезито-дацитовые порфириты, туфы и туфопесчаники) и калканатинскую (лавы, туфобрекчии, кварцевые порфиры и липариты) свиты. Общая мощность эффузивов всех 3 свит около 2,5 *км*. Эффузивы перекрываются карбонатными отложениями верхнего девона.

Герцинский структурно-формационный этаж в Карамазаре и Моголтау характеризуется широким развитием магматических образований различного петрографического состава, возраста и генезиса. Во всех геологических работах время проявления герцинского магматизма датируется поздним палеозоем. Согласно В. А. Жарикову (1959), в западной части Карамазара начало процессов герцинского магматизма (эффузивы минбулакской свиты и кураминские гранодиорит-граниты) относится к среднему палеозою ($Д_1$—$С_1$).

Существует несколько вариантов схем последовательности верхнепалеозойских магматических образований, которые во многом сходны между собой. Споры в основном ведутся по поводу возраста и уточнения эволюции развития магматического процесса и связи вулканизма с плутонизмом. Расхождение существует также в отношении стратиграфического расчленения продуктов верхнепалеозойского вулканизма, что затрудняет датировку возраста плутонических и малых интрузивов, дайковых образований и т. д. Сводная схема стратиграфического расчленения верхнепалеозойского магматизма юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня впервые была разработана Н. П. Васильковским (1952). В этой схеме в Карамазаре с учетом региональных стратиграфических несогласий для позднепалеозойских вулканитов выделяются следующие свиты: Уя ($С_1$), Минбулак ($С_2^1$), Акча ($С_2^2$), Оясай ($С_3$), Шурабсай ($Р_1$) Раваш ($Р_2$) и Кызылнура ($Т_1$). В дальнейшем свиты Уя и Минбулак были объединены в минбулакскую.

Выделенные Н. П. Васильковским вулканогенные свиты с некоторыми уточнениями возраста и районов распространения принимаются и в настоящее время. В последние годы в составе вулканитов $С_3$ выделяется надакская свита, и многими исследователями отрицается генетическая самостоятельность равашской. Различные варианты схемы расчленения эффузивов для отдельных участков Карамазара и Моголтау приводятся также в работах А. П. Недзвецкого, Е. Д. Карповой, Ю. А. Лихачева и др., в которых свиты или толщи вулканогенных образований Карамазара получили местные наименования или возрастные индексы. Следует отметить, что разными исследователями при составлении вариантов схемы расчленения вулканитов нередко принимались различные признаки — стратиграфический, петрохимический и структурно-металлогенический. В связи с этим не всегда возможно сопоставление разрезов вулканогенных образований различных участков Карамазара. Разработка единой схемы возрастного расчленения эффузивов усложняется в связи с разнообразием вещественного состава пород, затруднено и выделение отдельных подразделений свит и толщ, так как в стратиграфических разрезах эффузивов элементы несогласий устанавливаются очень редко. Кроме того, в осадочных горизонтах среди эффузивов фаунистически охарактеризованы только нижние подсвиты акчинской и надакской свит. По времени формирования и вещественному составу вулканогенным свитам близки субвулканические тела.

Верхнепалеозойский интрузивный магматизм проявлялся многократно и длительно, формируя тела разнообразного петрографического состава и генезиса. Характерной чертой Карамазара и Моголтау является широкое развитие в их пределах малых интрузий и дайковых пород. Насыщенность региона малыми разновозрастными интрузиями, дайковыми и субвулканическими породами создает значительные трудности в расчленении гранитоидов. Как отмечено выше, в Карамазаре твердо установлен лишь среднекарбоновый возраст гранодиоритов. До- и послегранодиоритовые интрузивы были выделены условно (Наследов, 1935; Васильковский, 1952).

Интрузивный магматизм Карамазара и Моголтау, связанный с герцинским тектонизмом, делится на два этапа. На раннегерцинском этапе в условиях геоантиклинального развития региона происходит

формирование интрузивов средне- и верхнекарбонового комплексов. Они относятся к образованиям мезоабиссальной фации глубинности и связаны преимущественно с развитием сиалическо-фемических типов магмы. На позднегерцинском этапе в зонах глубинных разломов и сколовых трещин размещаются пермотриасовые малоглубинные интрузивы повышенной щелочности и кремнекислотности. Позднегерцинские интрузивы тесно ассоциируются с вулканическими процессами.

Возрастное расчленение продуктов верхнепалеозойского магматизма Карамазара и Моголтау остается дискуссионным. Расчленение интрузивов производится обычно на основе представлений о комплексах или формациях. Часто гранитоидам дается географическое название (карамазарский, шайданский и др.) или возрастное (среднекарбоновый, верхнекарбоновый и т. д.). Иногда интрузивные комплексы рассматриваются как ряды формаций. Так, выделенному И. Х. Хамрабаевым, Т. Н. Далимовым и др. габбро-диорит-гранодиорит-гранитовому ряду формаций Кураминской подзоны в Карамазаре соответствуют интрузивы среднекарбонового комплекса, объединяющего габбро-диорит-гранодиоритовую и гранитную интрузивные фазы. Согласно Т. Н. Далимову, В. И. Айзенштату (1972), отдельные конкретные формации в принципе равнозначны фазам интрузивов.

При составлении большинства существующих схем возрастного расчленения интрузивов региона использовано понятие «комплекс» по Г. Д. Афанасьеву (1956). Различные варианты схемы возрастного расчленения герцинских интрузивов Кураминской подзоны, включая Карамазар и Моголтау, приводятся в многочисленных публикациях (Недзвецкий, 1946; Хамрабаев, 1948; Кушнарев, Каждан, 1958; Карпова, 1948; Абдуллаев, Раджабов и др., 1958; Бабаходжаев, 1962, 1975; Лаверов и др., 1964; Головин, 1965; Раджабов, 1962; Андерсон, 1968, Аралов, 1968; Байков, 1972; Таджибаев, 1978 и др.). В этом направлении значительные исследования проводили также Ж. Н. Кузнецов, В. А. Королев, О. П. Елисеева, И. Е. Сморчков, С. Б. Эргашев, Ю. А. Ныркоз, Х. Латыпов, Т. Шарифбаев, Л. А. Хусанбаев, В. Ф. Базиль, В. В. Акимов, А. Б. Дзайнуков, А. Н. Белов, О. М. Борисов, Т. Джураев, В. И. Сушков, В. А. Колесниченко, Л. Н. Лисогор, А. А. Сескутов, О. П. Горьковой, Е. Б. Федчишин, М. Е. Ким и геологи-производственники, которые в процессе проведения съемки и изучения площади рудных месторождений уточняли возрастные границы магматических образований, в частности интрузивных комплексов. Не вдаваясь в подробности содержания отдельных литературных источников, отметим, что верхнепалеозойский интрузивный магматизм площади Карамазара и Моголтау нами расчленяется на следующие пять комплексов: среднекарбоновый, верхнекарбоновый, нижнепермский, верхнепермский и нижнетриасовый (Бабаходжаев, 1975, 1981). Выделенные интрузивные комплексы имеют различные условия формирования, фациальность, петрографический состав, петролого-геохимическую особенность и характер рудоносности. Однако в трактовке объема комплексов и возраста отдельных фаз интрузивов существует еще много спорных вопросов. Ранее позднепалеозойский интрузивный магматизм Чаткало-Кураминской подзоны условно расчленялся на два комплекса или этапа — средне-верхнекарбоновый и пермо-триасовый. В основу выделения комплексов были положены выяснения взаимоотношений разновозрастных интрузивов и их отношение к этапам развития герцинской складчатости. Интрузивные фазы в пределах комплексов характеризуются отчетливо выраженными возрастными взаимоотношениями. Возраст интрузивов обосновывается также данными радиологической датировки, полученными в основном калий-аргоновым методом по породе и минералам (биотит, амфибол, калишпат, мусковит). Однако цифры радиологического возраста не всегда являются истинными, так как интрузивные образования в разной степени подвержены метаморфизму и метасоматической переработке. Поэтому более обоснованное

Рис. 1. Карта (а и б) размещения магматических образований площади Карамазара и Моголтау (составили С. М. Бабаходжаев и В. Н. Байков).
Масштаб 1:200000 (уменьшено в 4 раза):

1 – нерасчлененные отложения – меловая и палеогеновая системы, 2 – трахилипариты, кварцевые порфиры – кызылнуринская свита, 3 – трахиты, трахилипариты, андезиты, дациты – шурабсайская свита, 4 – липариты, субщелочные сферолитовые порфиры – оясайская свита (верхняя подсвита), 5 – кварцевые латиты, липариты – оясайская свита (нижняя подсвита), 6 – кварцевые порфиры, латиты, андезиты, дациты – надакская свита, 7 – дациты, липариты – джамансайская свита, 8 – андезиты, дациты, липариты – акчинская свита, 9 – андезиты, дациты, туфы – минбулакская свита, 10 – известняки, доломиты, мергели, песчаники – карбонатная свита ($Д_2$–$С_1$), 11–липариты – калканатинская свита, 12 – базальты, андезиты, дациты – катрангинская и агаджольская свиты, 13 – сланцы, алевролиты, песчаники – теригенная свита (О–S), 14 – разломы, надвиги, 15 – вулканогенные образования: 1_A – Калканата-Сардоб, Юго-Западный Моголтау, П – Алтынтопканский прогиб, Ш – Курусай-Токмакский прогиб, 1У – Такелийский прогиб, У – Чорухдайронский прогиб, У1 – Ташкескенская мульда, УП – Адрасманская мульда, УШ – Пангазская (Лашкерекская) мульда, 1Х – Камчикская мульда, Х – Мешиксайская мульда; интрузивные образования (комплексы): 16а – силур-нижнедевонский (1 – Каракчинский массив), 16б – нижнедевонский (2, 3 – Калканатинские выходы) среднекарбоновый: 17–первая фаза габбро,габбро-диориты,диориты,сиенито-диориты. (Массивы:4–Сырдарьинский,5–Дахчалисайский, 6 – Кудукский, 7 – Машрапский, 8 – Машрапский выход, 9 – Андыгенский, 10 – Бариссайский, 11 – Калканатинский, 12 – Сардобский); 18 – вторая фаза – гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты (массивы: 13 – Музбекский, 14 – Акмоголский, 15 – Кураминский (Карамазарский), 16 – Алмабулакский, 17 –Кенгсайский, 18 – Канташский, 19 – Чокадамбулакский, 20 – Карамазарский, 21 – Джеркамарский, 22 – Пангазский, 23 – Акташский); 19 – третья фаза – порфировидные биотитовые граниты, гранодиориты (массивы: 24 – Музбулакский, 25 – Джетымчекинский, 26 – Аштский, 27 – Наркурганский, 28 – Новаликский, 29 – Джеркамарский), 20 – четвертая фаза – аплитовидные граниты (массивы : 30 – Моголтауский, 31 – Аузикентский, 32 – Нижнегудасский), 21 – верхнекарбоновый – порфировидные гранодиориты, гранит-порфиры (массивы: 33 – Карамазарский, 34 – Мулламирский, 35 – Даганинский, 36 – Ашабинский, 37 – 42 – Акташские выходы); 22–нижнепермский – габбро, сиенито-диориты, монцодиориты (массивы: 43 – Чорухдайронский, 44 – Мазарбельский, 45 – Катарбулакский и Айнабулакский, 46–Джангаликский, 47 – Туранглинский, 48–49 – Курганчинский и Сардобский, 50 – Бабайобский, 51 – Бабайсетанский, 52–53 – Буюрлюкский и Гудасский, 54 – Камчикский), 23 – верхнепермский – лейкократовые граниты (массивы: 55 – Учтепинский, 56 – Киниктальский), 57 – Чагатинский, 58 – Кызылбелинский, 59 – Канташский, 60 – Янгакский, 61 – Шайданский, 62 – Новаликский, 63 – Гудасский, 64–65 – Обишаштский, 66 – Гудасский 2, 67 – Верхневашабинский, 68 – Наркурганский, 69 – Мулламирский, 70 – Заханинский, 71 – Восточновашабинский, 24 – нижнетриасовый – липариты, гранит-порфиры, граниты (73 – Самгарский массив), 25 – дайковые пояса: 73 – Моголтауский, 74 – Самгарский, 75 – Алтынтопканский, 76 – Такелийский, 77 – Бурачарский, 78 – Чокадамбулакский, 79 – Кураминский, 80 – Ведамский, 81 – Джеркамарский, 82 – Джузумский, 83 – Джелтимеский, 84 – Шайданский, 85 – Пангазский, 86 – Наугарзанский, 87 – Буюрлюкский, 88 – Сарвакский, 89 – Нижнегудасский, 90 – Ашабинский, 91–Акташский, 92 – Бабайдарханский, 93 – Даганинский, 94 – Караханинский, 95 – Янгакский, 96 – Карвансайский, 97 – Бабайобский.

решение вопросов возрастного расчленения интрузивных комплексов возможно только на основе детального обобщения геолого-стратиграфических данных, возрастных взаимоотношений и петролого-геохимических критериев. Об объективного решения этого вопроса зависят также интерпретация возраста рудных месторождений в Карамазаре и Моголтау и достоверность их перспективной оценки.

Спорным вопросом проблемы магматизма данного региона является и время его затухания. Большинство исследователей считают, что процессы магматизма в Кураминской подзоне полностью завершаются в начале нижнего триаса (С. Ф. Машковцев, Б. Н. Наследов, И. П. Васильковский, С. М. Бабаходжаев и др.). Указанными авторами отмечается, что время затухания магматизма совпадает с моментом завершения герцинской складчатости. Существующие предположения о продолжительности магматического и рудного процесса в Кураминской подзоне вплоть до юрского и, возможно, мелового периода (Васильковский, 1952; Сморчков и др., 1958; Кацюба, Краснов и др., 1956) в настоящее время являются малообоснованными. В последнее время некоторые исследователи (Лаверов и др., 1964; Арапов, 1968; Байков, 1976; Масумов и др., 1978; Таджибаев, 1978 и др.) высказывают мнение о том, что позднепалеозойский магматизм в Кураминской подзоне завершается в конце поздней перми. При этом указанные авторы ссылаются главным образом на данные абсолютной геохронологии. Вместе с тем имеющиеся материалы, учитывающие характер завершения магматического процесса, стратиграфические несогласия между вулканогенными свитами, возрастные взаимоотношения вулкано-плутонических образований, заниженные цифры геохронометрии и другие факторы, позволяют говорить о продолжении магматической деятельности вплоть до раннего триаса. Из этого следует, что магматизм не только сопровождал все этапы герцинской складчатости, но и сопутствовал процессам позднепалеозойской тектонической активизации. Последовательная смена фаций глубинности интрузивов от абиссальных (C_1) через мезо-гипабиссальные (C_2—P) до приповерхностных, субвулканических (T_1) является показателем сложного развития магматического процесса в позднем палеозое. Имеющиеся геолого-петрологические и геохронологические данные свидетельствуют, что в регионе проявление позднепалеозойского интрузивного магматизма, по всей вероятности, начинается в нижнем карбоне. К его производным можно отнести габбро, габбро-диориты, диориты и сиенито-диориты Сырдарьинского, Дахчалисайского и Кудукского массивов. Отмеченные интрузивы размещаются среди нижне- и среднепалеозойских осадочно-метаморфических пород, а их породы дают значительный интервал цифр абсолютного возраста (300—340 *млн. лет*). Вопросы возраста и условий формирования этих интрузивов окончательно еще не решены. Спорным считается также выделение в самостоятельную интрузивную фазу аплитовидных гранитов. Нашими работами (Бабаходжаев, 1962) было показано, что многофазный среднекарбоновый интрузивный комплекс в Восточном Карамазаре завершается внедрением аплитовидных гранитов. Последние иногда относятся к категории асхистовых образований гранитоидов. В действительности аплитовидные граниты в основном размещаются среди магматических образований до- позднекарбонового возраста, образуя дайки и штоки площадью до 1—5 *км*^{2}, и часто секутся более поздними (C_3, P—T) магматическими образованиями. Неясным остается и время формирования некоторых гранитоидных массивов (Алмабулакский, Турангли-Джангаликский, Музбулакский, Мулламирский), а также ряда интрузивов, объединяемых в интрузивный комплекс P_2—T_1.

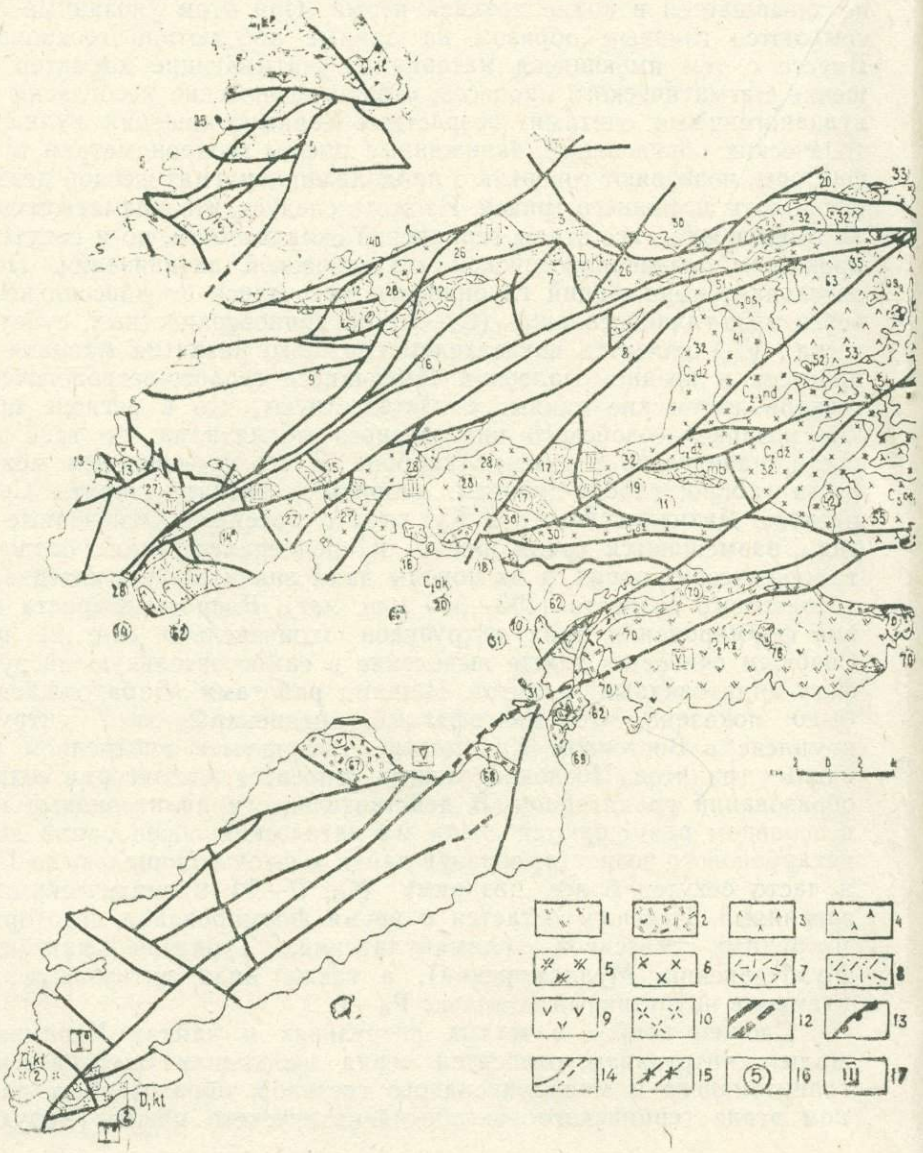
Сложен вопрос о малых интрузивах и дайках Карамазара. К малым интрузивам относится серия небольших плутонических тел гранитоидного и монцонитоидного составов, образованных на конечном этапе герцинского тектоно-магматического цикла (Чорухдайрон-

ский, Бабайобский, Бабайсетанский массивы и многие другие мелкие выходы). Возраст ряда массивов, условно отнесенных к малым интрузивам (Туранглинский, Джангаликский и др.), также дискуссионен.

Проявленные на территории Карамазара и Моголтау магматические тела дайкообразной формы разнообразны по возрасту, вещественному составу и генезису, что значительно усложняет их изучение.

В рассматриваемом регионе насчитывается более пяти тысяч выходов разнообразных по петрографическому составу и возрасту магматических дайковых пород. Они размещаются в зонах глубинных разломов и участках интенсивной линейной трещиноватости, образуя иногда поля или довольно выдержанные по простиранию дайковые пояса. Материалы, относящиеся к магматическим дайкам, обобщены в ряде монографических работ (Абдуллаев, 1957; Васильковский, 1952; Горьковой, 1964; Бабаходжаев, 1975 и др.).

Н. П. Васильковский на примере даек юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня доказывает их разновозрастность. Среди малых интрузивов он выделяет «послепермскую» и «гушайскую» группы. Согласно данным Н. П. Васильковского и Ю. С. Шихина, дайки основ-



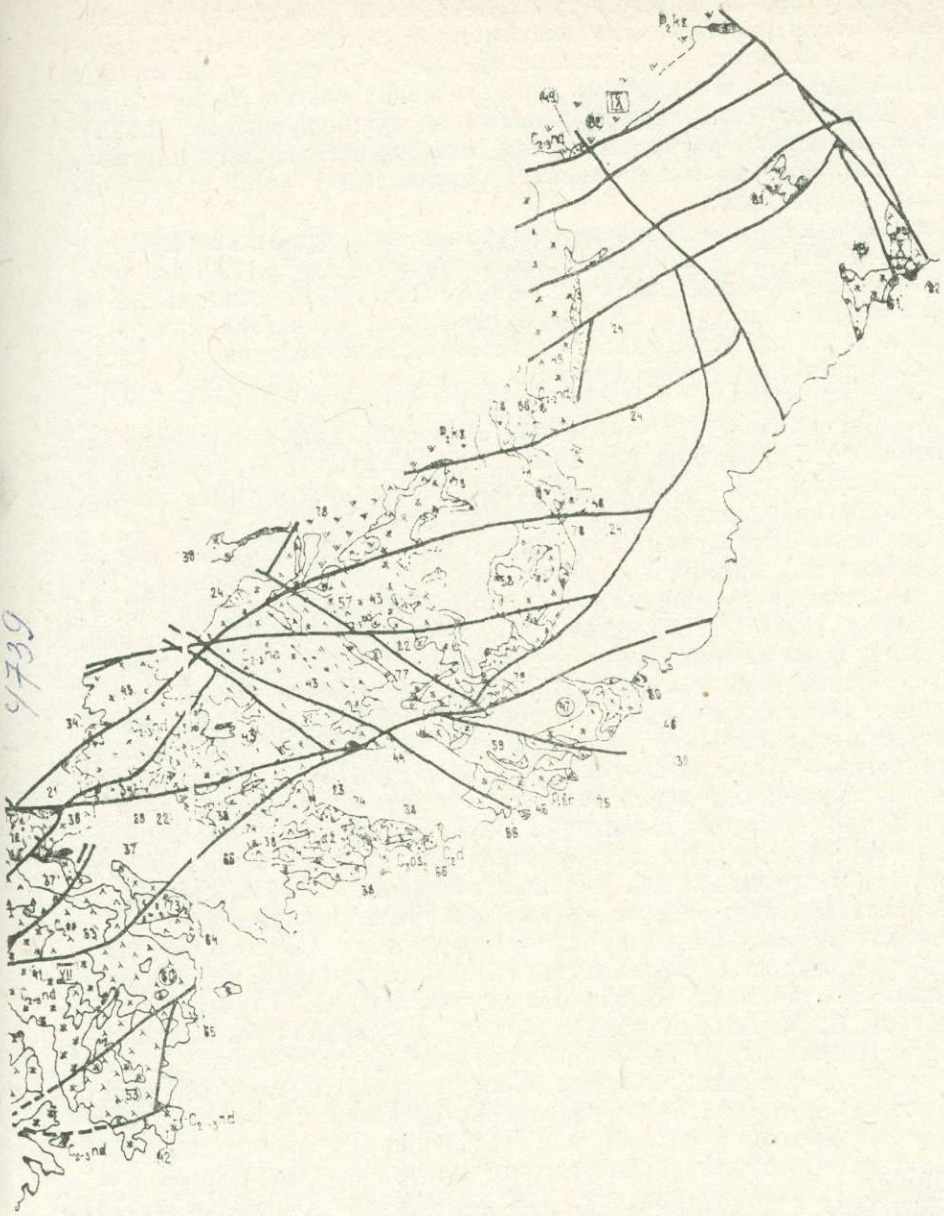


Рис. 2. Карта *а* и *б* распространения вулканогенных образований Карамазара, гор Калканата и Моголтау:
1 — кызылнуринская свита, трахилипариты (P_1kz, выходы 76—82), *2* — шурабсайская свита, трахиты, трахилипариты, андезиты (P_1sr, выходы 66—75), *3* — оясайская свита, верхняя подсвита, липариты субщелочные (C_3OS_2, выходы 62—65), *4* — оясайская свита, нижняя подсвита, кварцевые латиты, липариты (C_3OS_1 выходы 50—61), *5* — надакская свита, кварцевые латиты, андезиты, липариты (C_2–$_3nd$, выходы 40—49), *6* — джамансайская свита, дациты, липариты (C_2dz, выходы 25—39), *7* — акчинская свита, андезиты, липарито-дациты, дациты (C_2ak, выходы 12—24), *8* — минбулакская свита, андезиты, туфы, туфопесчаники (C_1mb, выходы 9—11), *9* — калканатинская свита, липариты ($Д_1kJ$, выходы 4—8), *10* — катрангинская и агаджальская свиты, базальты, андезиты, андезито-дациты ($Д_1kt$, выходы 1—3), *11* — разломы: *а* — прослеженные, *б* — предполагаемые, *12* — фронтальные части альпийских надвигов, *13* — контакты: *а* — прослеженные, *б* — предполагаемые, *14* — номера выходов вулканитов, *15* — номера вулканогенных прогибов

ных составов имеют послекызылнуринский нижнетриасовый возраст и связаны с очагами базальтовой магмы.

Согласно предложенной Х. М. Абдуллаевым систематике, среди

4739
Библиотека

магматических даек выделяются три генетических класса: 1) сателлиты и апофизы интрузивных тел (перимагматические дайки), 2) дифференциаты и выжимки интрузивных массивов, 3) гипомагматические дайки, являющиеся производными магматических очагов глубокого залегания (плутонические, субэффузивные и субинтрузивные дайки). Дайки регионального распространения, относящиеся к типу плутонических, составляют самостоятельный («дайковый») этап геологического развития региона.

Большое количество возрастных групп и петрографических типов даек выявлено Ю. С. Шихиным, В. Н. Байковым и др. (1972) в процессе поисково-съемочных работ в Карамазаре. Они объединены в несколько возрастных групп и рассматриваются в составе интрузивных комплексов или в качестве самостоятельных ассоциаций; часть из них отнесена к типу субвулканических аналогов эффузивных покровов.

С. М. Бабаходжаевым (1975) плутонические дайковые образования Восточного Карамазара разделены на три группы: 1) отщепления отдельных фаз интрузивов, 2) дифференциаты очагов интрузивных комплексов, 3) производные базальтоидных магм.

Специальное исследование преимущественно дайковых по форме магматических тел Карамазара проводилось Г. Т. Таджибаевым. Для них им применяется термин «самостоятельные малые интрузивы». Г. Т. Таджибаевым (1978) предложены номенклатуры этих образований, генетическая систематика, схема возрастного расчленения, разработанные на основе комплексного петро-геохимического изучения их вещественного состава, а также геологических и геохронологических данных. Серии малых интрузивов образуют несколько разновозрастных комплексов, увязывающихся с соответствующими вулканическими или плутоническими образованиями магматических комплексов и отвечающих по времени проявления определенным этапам тектономагматического цикла. Путем сравнительного анализа малых интрузивов различных регионов для большинства комплексов малых интрузивов Карамазара установлена их формационная принадлежность.

В предлагаемой работе за основу возрастного расчленения магматических образований Карамазара и Моголтау принята схема, разработанная сотрудниками отдела петрологии ИГ АН Тадж.ССР под руководством С. М. Бабаходжаева. При ее составлении были использованы как собственные, так и литературные данные. Вместе с тем авторы считают, что данная схема лишь в какой-то мере обобщает существующие представления о последовательности проявления магматических процессов в регионе и в дальнейшем должна уточняться и дополняться. Обоснование возрастного положения конкретных магматических образований приведено при их описании (глава III и IV), в табл. 1* и на рис. 1, 2.

---

* Все таблицы помещены в конце книги.

Глава III

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КАРАМАЗАРА И МОГОЛТАУ

Раздел I. ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Карамазар и горы Моголтау отличаются широким распространением вулканогенных пород, чрезвычайно разнообразных по составу, возрасту и фациальному происхождению. Особенности развития палеозойского вулканизма в Кураминской подзоне освещены в многочисленных публикациях (Машковцев, 1928. 1935; Наследов, 1935; Васильковский, 1959; Недзвецкий, 1959; Королев, 1935; Арапов, 1962; Бабаходжаев, Сушков, Колесниченко, 1964; Раджабов, 1965; Далимов, 1977; Лихачев, 1956; Дзайнуков, 1961; Байков, 1972, 1976; Базиль, 1964 и многими другими). В них предлагается несколько вариантов схем расчленения осадочно-вулканогенных образований Кураминской подзоны, а также отдельных участков Карамазара и Моголтау. Разрезы отдельных вулканогенных свит весьма разнообразны по составу и значительно варьируют по мощности, что затрудняет их параллелизацию. Иногда в отдельных стратиграфических разрезах выпадают целые пачки, горизонты, иногда свиты. В связи с этим в предлагаемой работе описание вулканитов приводится по отдельным вулкано-тектоническим структурам типа грабен-синклинальных прогибов (см. рис. 1): Калканатинского (Iа), Агаюльского (юго-западная часть Моголтау) (Iб), Алтынтопканского (II), Курусай-Токмакского (III), Такелийского (IV), Чорухдайронского (V), Ташкескенского (VI), Адрасманского (VII), Пангазского (Лашкерекского) (VIII), Камчикского (IX) и Мешисайского (X), (Арапов В. А. 1964, 1965; Байков В. Н., Краснов Е. Г. и др. 1975 г.), поскольку в каждой из них вулканизм протекал, по-видимому, несколько обособленно и имел ряд особенностей в составе магм, типе, возможно, во времени и частоте извержений, а также объеме изверженных масс (рис. 2). В силу чего в большинстве случаев непосредственная возрастная параллелизация отдельных толщ и различных вулкано-тектонических структур невозможна. Сопоставляются лишь более крупные единицы — свиты (рис. 3). Причем, как уже отмечалось, возраст и привязка отдельных толщ к конкретным свитам во многих случаях спорны. За основу стратиграфического расчленения вулканитов принята схема Н. П. Васильковского (1952) с некоторыми добавлениями, внесенными В. Н. Байковым, В. В. Михайловым и др. (1976), которая до настоящего времени используется геологами Карамазара.

Фациальная принадлежность описанных ниже толщ, и это следует еще раз подчеркнуть, определена в большей части весьма условно, поскольку тщательное картирование вулканических фаций в Карамазаре стало проводиться только в самое последнее время на ограниченных площадях, следовательно, данных для надежного фациального расчленения пока недостаточно (вполне возможно, что многие образования, описанные ниже как покровы, в дальнейшем окажутся субвулканическими интрузивами).

Настоящая сводка по вулканитам Карамазара преследует довольно узкую цель — дать по возможности полное описание вещественного состава пород (петрографического, химического), их геохимической и минерально-акцессорной специализации. Вопросы фациального и

стратиграфического расчленения не рассматриваются, поскольку в настоящее время они являются предметом дискуссии и для своего решения требуют специальных серьезных исследований. Возраст и фациальная принадлежность каждого конкретного вулканического тела приводится в той интерпретации, которая дана описавшими его авторами.

За единицу описания принята «толща». Это понятие сложилось у геологов Карамазара в процессе изучения вулканитов, применительно к которым означает единое геологическое тело с четкими (картируемыми) границами, характеризующееся во всех своих частях единством генезиса и возраста и обладающее в силу этого близким (возможны фациальные переходы) вещественным составом (Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара, 1972).

Появление данной сводки стало возможным благодаря многолетнему труду большого коллектива исследователей Карамазара, проводивших геологические съемки, поиски или специальные исследования по магматизму, стратиграфии, геохимии и другим вопросам геологии района. При её составлении были учтены публикации, содержащие данные по вещественному составу вулканитов. Список работ приведен в конце книги. Однако следует отметить, что главная масса наиболее свежей информации по этому вопросу содержится в трехтомном сборнике «Рудные поля Карамазара», работе «Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана» и специального издания «Библиография», подготовленной к первому тому «Петрографии Таджикистана». Кроме того, были использованы материалы неопубликованных наших и других исследователей Карамазара работ. Мы считаем необходимым привести фамилии тех, чьи данные в той или иной мере учтены нами. Вулканиты **Калканатинского блока** описаны в основном по материалам В. Н. Байкова, Г. А. Ковешникова, Ю. Е. Короткова, Ж. Н. Кузнецова, В. В. Михайлова, В. В. Овечкина, В. П. Разумного, Б. Н. Сигалова; **Алтынтопканского прогиба** — по данным В. Н. Байкова, А. Б. Дзайнукова, И. П. Кошлакова, В. А. Королева, В. В. Михайлова, А. Д. Стерлина и др.; **Курусай-Токмакского и Такелийского прогибов** — по данным В. А. Арапова, М. Е. Запрометова, Ю. Н. Зверева, Е. И. Ищенко, Ж. Н. Кузнецова, Л. Н. Лисогора, В. В. Михайлова, А. А. Починка, В. А. Тарасова, Ю. С. Шихина и др.; **Чорухдайронского прогиба и Ташкескенской мульды** — по материалам В. А. Арапова, М. Е. Запрометова, Ж. Н. Кузнецова, В. И. Носовой, В. И. Поминального, А. А. Починка, В. А. Тарасова, Л. А. Хусанбаева; **Адрасманской мульды** — по данным В. В. Акимова, Н. А. Баннова, В. И. Дюдиковой, М. Е. Запрометова, Е. Д. Карповой, Е. Г. Краснова, Ю. А. Лихачева, В. И. Носовой, В. И. Поминального, В. А. Подваркова, А. А. Починка и др.; **Пангазской, Мешисайской и Камчикских мульд** — по материалам В. В. Акимова, В. Н. Байкова, Н. А. Баннова, Э. Б. Бертмана, А. В. Коровина, Н. А. Казанцевой, Л. Н. Лисогора, В. В. Михайлова, В. А. Московцева, В. И. Поминального, В. А. Подваркова и др. Ценная информация получена из сводных работ по геологии Карамазара (магматизму, стратиграфии, геохимии, металлогении) В. В. Акимова, В. А. Арапова, С. М. Бабаходжаева, В. Ф. Базиля, В. Н. Байкова, В. Н. Вашкарина, Н. А. Кудриной, В. В. Михайлова, В. А. Московцева, Г. Т. Таджибаева, Э. Б. Федчишина, Ю. С. Шихина.

Петрографические описания вулканогенных пород в основном выполнены перечисленными исследователями самостоятельно при консультации специалистов-петрографов З. А. Бурлаченко, Е. Н. Ищенко. Химические анализы силикатных пород полностью выполнены в лаборатории Кайраккумской геолого-разведочной экспедиции химиками-аналитиками Е. Ф. Байковой, Т. И. Власюк, Е. П. Гайдук, В. К. Гниненко, А. И. Дмитриевой, М. Н. Варламовой, М. И. Сбитневой, Л. Ц. Улановой, а спектральные анализы — А. П. Валл, А. М. Борякиной,

В. А. Наумовой, М. П. Ляшкевич, В. Г. Полянской под руководством Е. Г. Краморовой. Огромную помощь в сборе и систематизации материалов раздела на завершающей стадии работы оказали Н. А. Кудрина, В. Б. Федчишин, Т. А. Хусаинова; в оформлении графических приложений — В. М. Бурова и В. А. Шнайдер, которым авторы благодарны.

Таким образом, настоящая сводка является результатом коллективного труда многих исследователей, а авторы лишь систематизировали имеющиеся материалы по вулканогенным породам Карамазара.

А. Калканатинский и Агаюльский прогибы (1, I а, б)

В горах Калканата (1, *I а*) * в разрезе нижнедевонских отложений В. Н. Байков и В. В. Михайлов выделяют две свиты, разделенные небольшим угловым несогласием. **Нижняя — катрангинская** (2, *1*) представлена туфами, кластолавами и лавами андезитового и андезито-дацитового состава, которые вверх по разрезу сменяются туфопесчаниками, алевролитами и другими терригенными образованиями. Мощность свиты около 600 *м*. **Верхняя — калканатинская** (2, *4, 5*) сложена кластолавами, лавами, туфобрекчиями и туфами липаритов и липарито-дацитов, в составе которых калишпат (5—10%), плагиоклаз (10%), кварц (15—20%), биотит (до 5%). Мощность ее 900 *м*. Структура пород фельзитовая, игнимбритовая, литовитрокластическая. Химический состав пород по двум анализам следующий: SiO_2—73,98, TiO_2—0,45, Al_2O_3—12,20, Fe_2O_3—2,19, FeO—1,00, Mn—0,09, MgO—1,04, CaO—0,84, Na_2O—0,84, K_2—6,51. В породах свиты присутствуют следующие элементы-примеси (в *г/т* по 30 пробам): Li—10, Rb—220, Cs—10,8, V—9,0, Cr—8,0, Ni—3,0, Mo—0,8, Cu—42, Ag—0,6, Sn—1,5, Pb—17.

В юго-западной части гор Моголтау (1, *I, б*) на площади около 15 *кв. км* обнажаются вулканиты **агаджальской свиты** (2, *2*). Данные образования представлены покровной и жерловой фациями. Первую слагают лавобрекчии и лавы андезито-дацитов в северной и южной частях выхода. Они не имеют четких магматических контактов с вмещающими породами, не обладают достаточно определенными внутренними структурными элементами, но в отличие от пород жерловой фации фемические минералы их нацело опацитизированы.

Лавобрекчии андезит-дацитового состава — породы серого, розовато-серого с темно-зеленоватым оттенком цвета. В их состав входят хорошо окатанные, реже угловатые обломки глинистых сланцев и пород основного состава (андезито-базальты). Размеры обломков от 1 до 3 *мм*, реже до 2—5 *см*, содержание не превышает 5% от общего объема породы. Распределение обломочного материала неравномерное. Цемент представлен слабо раскристаллизованным стеклом, нередко с хорошо выраженной флюидальностью. В стекловатой массе отмечаются обломки кристаллов плагиоклаза размерами до 3 *мм* и реликты фемических минералов.

Лавобрекчии постепенно переходят в лавы андезито-дацитов, которые представляют собой очень плотные, массивные породы серого с розоватым оттенком цвета, с хорошо выраженными кристаллами плагиоклаза (0,3—2,5 *мм*), редкими зернами темноцветных минералов и кварца. Количество вкрапленников колеблется в пределах 20—55% от общего объема породы. Фемические минералы опацитизированы (биотит, амфибол).

Метасоматические изменения выражены серицитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией, окварцеванием. Значительно распростране-

* Здесь и далее в скобках первая цифра — номер рисунка, следующие — номера выходов вулканитов на нем.

ны процессы гнейсирования вулканитов вблизи контактов с сиенито-диоритами и габброидами Сырдарьинского и Дахчалинского интрузивных массивов, где отмечаются постепенные переходы андезито-дацитов в ортогнейсы.

Жерловая фация сложена андезито-дацитами и дацитами, которые расположены в центральной части выхода. Это крупный некк, в плане напоминающий грубый прямоугольник, вытянутый в северо-восточном направлении на 3,5 *км*, длина короткой оси которого колеблется от 1,3 до 2,5 *км*. Среди пород жерловой фации размещаются 12 жил и 4 штокообразных тела, представленных дацитами и трахидацитами. Жильные тела приурочены к краевым частям жерла и прослеживаются в северо-восточном и субширотном направлениях. Штоки и штокообразные тела тяготеют к контакту пород покровной и жерловой фаций. Форма тел в плане изометричная, реже неправильная, с заливами и апофизами во вмещающие породы. Дациты жерловой фации имеют интрузивный контакт с породами покровной фации, углы падения 60—70°. Опацитизация отсутствует во всех разностях пород описываемой фации.

Андезито-дациты представляют собой плотные, массивные породы зеленовато-серого, темно-серого до черного цвета с хорошо выраженной порфировой структурой. Во вкрапленниках — плагиоклаз, биотит, амфибол, кварц. Плагиоклаз отмечается в виде короткостолбчатых призм и табличек размерами 0,2—1,3 *мм*, часто образующих гломеропорфировые срастания. Фемические минералы (3—5%) встречаются в виде пластин и кристаллов призматического габитуса. Кварц — в виде редких обломков изометричной формы. На контакте с терригенными отложениями O_3—S_1 наблюдается отчетливо выраженная флюидальность.

Дациты описываемой фации имеют темную, розовато-серую окраску, плотное сложение. Количество порфировых выделений от 20 до 65% объема породы. Плагиоклаз имеет свойственные ему очертания, реже встречаются обломки кристаллов угловатой, либо округлой формы, размерами вкрапленников 0,3—10, реже 20 *мм*. Кварц в виде оплавленных зерен изометричной формы (15—20%). Фемические минералы представлены биотитом, содержание которого до 10%.

Верхняя возрастная граница образований агаджальской свиты устанавливается по лежащим на них конгломератам среднего девона, нижняя — по подстилающим терригенным образованиям O_3—S_1.

Б. Алтынтопканский прогиб (1, *II*)

Занимает в Карамазаре северо-западную часть площади, вытянут в субширотном направлении и ограничен с юга Карамазарским, а с севера Каракиинским интрузивным массивами (рис. 4). По исследованиям А. Б. Дзайнукова, в пределах описываемой площади отмечаются останцы и пакеты пород, относимые к различным горизонтам **катрагинской** и **калканатинской свит.** Это туфы, кластолавы и лавы андезитового и андезито-дацитового состава, липарито-дацитовые кластолавы с прослоями сланцев и алевролитов, а также туфы с прослоями (до 1 *м*) сильно метаморфизованных известняков. По мнению авторов, к катрангинской свите следует относить выход пород в районе Сардоба (2, *3, 4, 2*), а к вулканитам калканатинской свиты — разобщенные пакеты в районе Ташбулака и Атбулак-Кичиксая (2, *6, 7, 8*; *4, 1*).

1. **Нижнекарбоновый вулканогенный комплекс.** Данный комплекс в Алтынтопканском прогибе представлен **минбулакской свитой** (Чалатинская толща), в которой отмечается серия вулканогенных пород основного и среднего состава, залегающая в основании верхнепалеозойского комплекса. Породы свиты обнажаются вдоль северной гра-

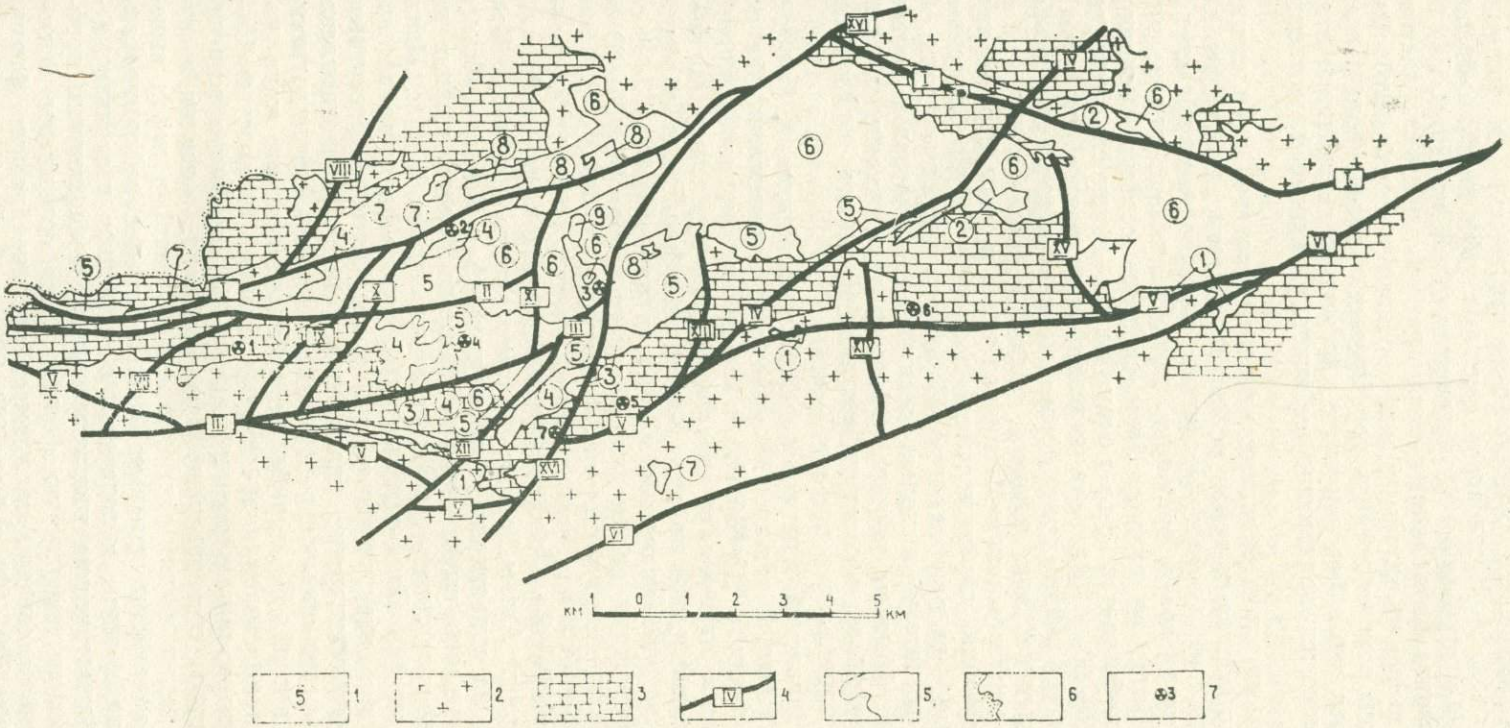


Рис. 4. Карта распространения вулканогенных образований в Алтынтопканском прогибе:

1 — номера вулканогенных толщ: *1* — Калканатинская, *2* — Катрангинская, *3* — Чалатинская, *4* — Чашлинская, *5* — Мышиккольская, *6*—Алтынтопканская, *7* — Тузгомгенская, *8* — Перевальнинская, *9* — палеовулкан Больничный; *2* — интрузивные образования, *3* — карбонатные и терригенные образования; *4* — разломы: *I* — Баштавакский, *II* — Касканайский, *III* — Аткулакский, *IV* — Ташнезейский, *V* — Приконтактовый, *VI* — Железный, *VII* — Ташбулакский, *VIII* — Родниковый, *IX* — Чашлинский, *X* — Курбанкульский, *XI* — Учарчинский, *XII* — Алмабулакский, *XIII* — Андабайский, *XIV* — Сардобский, *XV* — Арабулакский, *XVI* — Алтынтопканский; *5* — границы пород, *6* — границы четвертичных отложений, *7* — месторождения: *1* — Ташбулак, *2* — Перевальное, *3* — Пайбулак, *4* — Мышиккол, *5* — Алтын-Топкан, *6* — Сардоб, *7* — Чалата

ницы алтынтопканской карбонатной гряды на площади 1,7 *кв. км* (2, *9, 12*; *4, 3*).

В Чалатинской толще выделяется пять горизонтов, различающихся петрохимическим, литолого-петрографическим и фациальным составом (табл. 2). В основании залегают туфы андезито-базальтового состава (1-й горизонт) мощностью от 10 до 170 *м*. В нижней части горизонта преобладают пепловые литокристаллокластические разности, выше по разрезу в них появляются линзы грубообломочных разностей и прослои мелкопорфировых лав основного и среднего состава. Для пород 1-го горизонта характерны интенсивные зеленокаменные изменения, придающие им ярковыраженный палеотипный облик.

2-й горизонт сложен лавами кварцевых латитов и андезитдацитов с линзами пепловых туфов основного состава. Характерно постоянное присутствие немногочисленных каплевидных выделений кварца. Обильные гнезда и прожилки эпидота придают породе пятнистый облик. Выше по разрезу лавы среднего состава сменяются лавами андезито-базальтов 3-го горизонта, мощность которого не превышает 40—60 м. Для лав андезито-базальтового состава характерна удлиненно-таблитчатая форма мелких вкраплений альбитизированного плагиоклаза, наличие реликтов пироксена.

На участке месторождения Мышиккол туфы и лавы первых двух горизонтов несогласно перекрываются покровом грубообломочных и глыбовых туфов 4-го горизонта. В его породах отмечаются обломки, которые достигают несколько десятков сантиметров и составляют 80—90% всей массы породы. Обломки представлены лавами, реже туфами основного и среднего состава. Мощность горизонта в центральной части покрова достигает 70 *м*.

Разрез минбулакской свиты завершается вулканитами 5-го горизонта Чалатинской толщи. Он состоит из перемежающихся пород различного состава. Преобладают в разрезе мелкопорфировые розовато-фиолетовые андезиты и андезито-дациты с редкими (до 5%) каплевидными выделениями кварца. Кластолавы дацитов с обломками (5—7%) вмещающих андезитов и дацитов размерами до 3—4 *см* находятся в подчиненном положении. Мощность горизонта 10—60 *м*, падение северное и северо-восточное под углами 40—45°.

Жерловые фации — аналоги покровов минбулакской свиты — слагают два тела. Первое — секущее тело глыбовых туфов и брекчий на участке Северный Алтын-Топкан. Изучено оно недостаточно. Второе размещается на сопряжении Курбанкульского и Касканасайского разломов. В плане оно имеет грубую овальную форму, ширина по длинной оси северо-западного простирания достигает 500 *м*. Центральная часть сложена темно-зелеными и розовато-фиолетовыми андезито-базальтами с кластическими и флюидальными текстурами. Мелкие короткопризматические вкрапления основного плагиоклаза, амфибола и пироксена сцементированы гиалопилитовой и пилотакситовой основной массой. По периферии субвулканического тела наблюдается полоса кластолав и эруптивных брекчий мощностью 10—15 *м*. В обломках различных размеров (до 1—2 *м*) обычно встречаются лавы основного состава, реже туфопесчаники, роговики и известняки. В отдельных частях тела (южный контакт) в лавах андезито-базальтов заплавлены крупные блоки и глыбы деформированных стенок канала, которые в поперечнике достигают нескольких десятков метров. Магматические контакты некка с вмещающими породами имеют сложную извилистую форму, часто осложнены тектоникой. В поперечном сечении тело имеет воронкообразную форму, сужаясь на глубине 300—400 *м* (скв. 128, 362) в 4—5 раз.

2. **Среднекарбоновый вулканогенный комплекс.** Представлен в Алтынтопканском прогибе тремя свитами: акчинской, джамансайской и надакской, широко распространенными в описываемом районе.

Акчинская свита включает отложения Чашлинской и Мышиккольской толщ (2—12), которые составляют единый стратиграфический комплекс, конформно деформированный и отделенный от нижне- и вышележащих отложений крупным перерывом, глубоким размывом и угловым несогласием.

Чашлинская толща (4, *4*) сложена вулканитами преимущественно кислого состава, залегающими с угловым несогласием на размытой поверхности более древних карбонатных и вулканогенных образований нижнего карбона (рис. 5).

Низы толщи (1-й горизонт) представлены лавами и ксенотуфами кислого состава. Петрографический состав и внешний облик лав заметно меняется при прослеживании их с запада на восток. На западе это плотные, темно-серые, пиритизированные породы. Для них характерно высокое (до 20%) содержание кварца во вкрапленниках, преобладание амфибола над биотитом, микрофельзитовая структура основной массы. В верхней части разреза они постепенно сменяются лавами липарито-дацитового состава светло-желтого и светло-серого цвета. На востоке породы отличаются темно-зеленым и буровато-зеленым цветом, более рыхлым сложением. Количество вкраплений кварца и их размер заметно уменьшаются, биотит преобладает над амфиболом, форма фенокристаллов становится более угловатой, обломочной.

В разрезе 2-го горизонта почти на всех участках залегают средне- и грубообломочные терригенные породы с примесью вулканокластического материала. Мощность отложений меняется от 30 до 90 *м*, постепенно увеличиваясь с востока на запад. В северных разрезах в основании горизонта отмечаются конгломераты и туфоконгломераты с полуокатанными и окатанными обломками известняков, песчаников, алевролитов и фельзитов нижнего палеозоя. Размер обломков колеблется от 2—3 до 10—20 *см* в поперечнике. Известняки часто преобладают в обломках (70—95%), реже встречаются андезиты (10—15%), остальные породы отмечаются эпизодически. Галька и валуны сцементированы известково-глинистым материалом, иногда с примесью песчано-пепловых частиц. На конгломератах согласно залегают тонко- и микрослоистые темно-серые алевролиты, глинистые сланцы и туфопесчаники. В подчиненном значении встречаются прослои аркозовых песчаников, линзы туфоконгломератов, грубообломочных туфов, ксенотуфов кислого состава и лавы кварцевых латитов.

3-й горизонт представлен существенно пирокластическими породами кислого состава. В его основании обычно залегают мелко- и среднеобломочные туфы и ксенотуфы дацитов, которые вверх по разрезу сменяются более грубообломочными ксенотуфами липарито-дацитов. Разрез горизонта завершается кластолавами липарито-дацитового состава. Связующая масса кластолав похожа на лавы липарито-дацитов 4-го горизонта, которыми они постепенно сменяются. Это лейкократовые, почти белые породы с порфировыми выделениями кварца, полевых шпатов и микрофельзитовой стекловатой или микропойкилитовой основной массой. На липарито-дацитах залегает 5-й горизонт туфов и лав среднего состава. В разрезе он имеет форму асимметричной линзы протяженностью 500 *м* и максимальной мощностью 70 *м*. В основании горизонта отмечаются зеленовато-фиолетовые пепловые кристалло-кластические туфы и туффиты мощностью 3—4 *м*. Обломочная фракция представлена ксеноморфными кристаллами плагиоклаза, биотита, реже кварца. Выше по разрезу залегает пачка розовато-фиолетовых, зеленовато-сиреневых среднеобломочных ксенотуфов среднего состава мощностью 20—40 *м*, сменяющаяся линзообразным покровом зеленовато-фиолетовых лав андезито-дацитов мощностью 10—20 *м*. В последних порфировые выделения плагиоклаза, биотита и амфибола цементируются

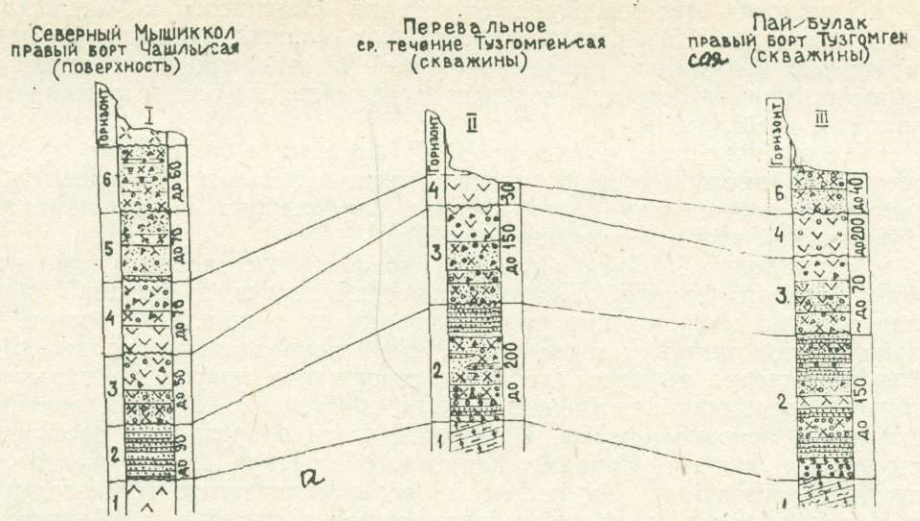


Рис. 5. Разрезы (*а* и *б*) Чашлинской толщи по периферии Алтынтопканского прогиба:

II—III—IV — северо-восточные разрезы, *I—IV—V* — юго-западные разрезы, *1* — карбонатные породы, *2* — лавы андезито-базальтов, *3* — лавы андезито-дацитов и липарито-дацитов, *4* — конгломераты, песчаники, алевролиты, *5* — пепловые и крупнообломочные туфы, ксенотуфы дацитов, *6* — туфы и ксенотуфы липарито-дацитов, *7* — кла-

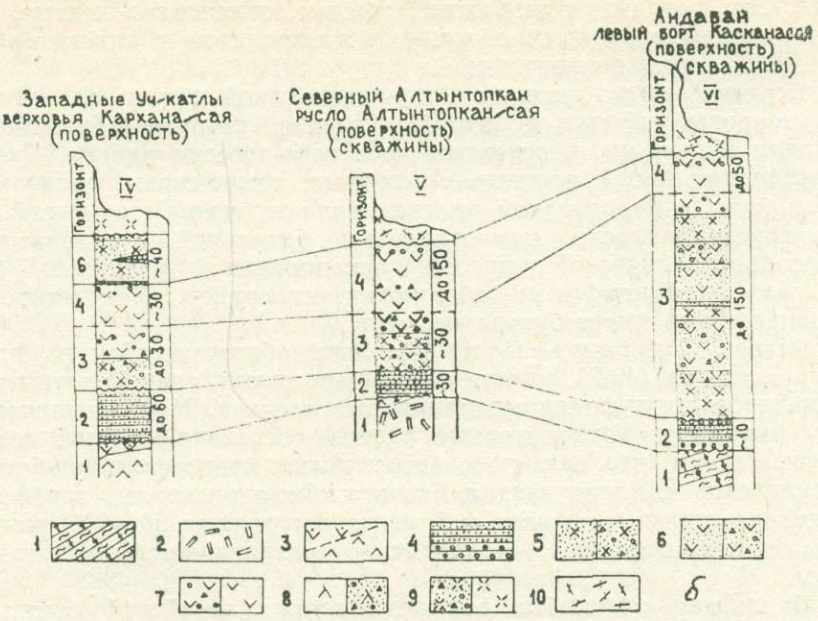
гиалопилитовой основной массой. Разрез описываемого горизонта завершается пачкой зеленовато-серых среднеобломочных ксенотуфов с маломощным прослоем лав дацитового состава.

6-й горизонт Чашлинской толщи сложен псаммитовыми и мелкообломочными ксенотуфами дацитового состава, туффитами и туфогравелитами. Ксенотуфы содержат обломки известняков, сланцев, андезито-дацитов и дацитов, туфов Чалатинской толщи, жильного кварца с гематитом. Размер обломков не превышает 3—5 *см*. В кровле горизонта отмечаются микро- и тонкослоистые туфопесчаники, туфы и туфогравелиты, которые имеют довольно пологое залегание (18—20°).

Мышикkольская толща (4, *5*) слагает центральную часть Алтынтопканского прогиба (10,3 *кв. км*). В ее разрезе А. Б. Дзайнуковым и А. Д. Стерлиным выделено 7 горизонтов, сложенных преимущественно породами среднего состава, среди которых резко преобладают мощные (до 300—400 *м*) покровы андезитов. Мощность толщи меняется в широких пределах. В центральной части прогиба она достигает 700 *м*, к периферии плавно или ступенчато уменьшается до нескольких десятков метров.

Разрез толщи начинается лавами дацитового состава (1-й горизонт), в основании которых часто залегают линзы темно-зеленых слоистых пепловых туфов мощностью от 1 до 3 *м*. Лавы дацитов отличаются низким (5—7%) содержанием кварца в порфировых выделениях, интенсивной альбитизацией, микрофельзитовой структурой основной массы. Описываемый горизонт вверх по разрезу сменяется мощной серией слабо дифференцированных лав и туфов андезитового состава (2-й горизонт), которая в свою очередь переходит в пепловые слоистые туфы 3-го горизонта. Это микрослоистые алевролитовые туфы с обломками (0,02—0,05 *мм*) плагиоклаза, биотита и амфибола. Изредка среди туфов встречаются маломощные прослои алевролитов.

Выше по разрезу туфы сменяются 4-м горизонтом лав субщелочных андезитов. Внешний облик и петрографический состав пород сходен с лавами 2-го горизонта.



столавы и лавы липарито-дацитов, *8* — лавы и туфы кварцевых латитов, *9* — туфы и лавы андезито-дацитов, *10* — лавы субщелочных андезитов

На субщелочных андезитах залегает 5-й горизонт слоистых осадочных и пирокластических пород среднего и кислого состава. Они представлены переслаивающимися тонко-, мелко-, средне- и грубообломочными туфами, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, полевошпатовыми и аркозовыми песчаниками. В нижней и верхней частях обычно выделяются лавы и туфолавы кислого и среднего состава.

Вулканокластические и осадочные породы 5-го горизонта сменяются в разрезе среднепорфировыми лавами и кластолавами субщелочных андезитов 6-го горизонта. Мощность его, по данным разведочных скважин, достигает 270 *м*, на северо-востоке прогиба она уменьшается до нескольких десятков метров, на отдельных участках до нуля.

Разрез Мышиккольской толщи завершается 7-м горизонтом средне- и крупнопорфировых лав латитов и кварцевых латитов.

Джамансайская свита представлена комплексом вулканогенных пород кислого и среднего состава, залегающим на размытой поверхности акчинской свиты и карбонатно-терригенных отложениях нижнего и среднего палеозоя. Определения растительных остатков в низах свиты (Сикстель, Яснович, 1960) позволяют отнести ее к среднему карбону. Эту свиту в описываемом районе слагают вулканиты Алтынтопканской и Тузгомгенской толщ (2, *25, 26*).

Мощные покровы туфов и туфолав Алтынтопканской толщи (4, *6*) распространены на площади 23,5 *кв. км*, преимущественно в северо-восточной части района. Мощность ее изменяется в широких пределах — от 10—30 *м* на юге до 400—500 *м* в северной части прогиба.

В основании толщи залегает осадочно-туфогенный горизонт, сложенный песчаниками, конгломератами, ксенотуфами и туфами кислого и среднего состава. Базальные образования тяготеют к пониженным участкам древнего рельефа и обнаруживают сильную изменчивость фаций и мощностей в плане.

На терригенно-вулканокластическом горизонте залегают литокристаллокластические псаммитовые туфы андезито-дацитового со-

става. Это довольно однородные, рыхлые, зеленовато-желтые, фиолетовые породы с редкими обломками алевролитов и андезитов размером до 2—5 см в поперечнике.

Верхнюю часть разреза Алтынтопканской толщи слагают мощные покровы туфолав дацитового состава, которые обнажаются на площади 22 *кв. км*, в основном на северо-востоке района. Туфолавы представляют собой плотные, массивные, темно-серые, зеленовато-серые породы с характерной кристаллокластической структурой. Крупные кристаллокласты цементируются базальной стекловатой или криптокристаллической массой, переполненной мелкими (0,01—0,04 *мм*) ксеноморфными обломками минералов. Под микроскопом основная масса имеет буроватый цвет.

Разрез Тузгомгенской толщи, обнажающейся на площади около 5 *кв. км* (4, *7*), начинается однородными, очень плотными мелкопорфировыми туфолавами дацитового состава. Макроскопически породы окрашены в характерные розовые серовато-розовые, зеленовато-серые цвета, что связано с энергичными процессами альбитизации плагиоклазов и хлоритизации биотита. Фенокристаллы, порфирокласты кварца, полевых шпатов и биотита составляют 80—90% массы породы и цементируются стекловатым, реже микрофельзитовым базисом.

Надакская свита. На отложениях джамансайской свиты несогласно, с терригенными слоями в основании, залегают породы Перевальнинской толщи (2, *40*), представляющие в Алтынтопканской грабен-синклинали надакскую свиту. По составу и структурному положению вулканогенные образования этой толщи хорошо сопоставляются с отложениями надакской свиты Центрального и Восточного Карамазара. Богатая флора, обнаруженная С. М. Бабаходжаевым (1962), В. Ф. Базилем (1961), Т. А. Сикстель, Ю. М. Кузичкиной, Б. Мажикеновым и др. в Центральном и Восточном Карамазаре в базальных слоях аналогичной свиты, позволила В. Н. Байкову и др. отнести ее к московскому ярусу среднего карбона.

Породы Перевальнинской толщи обнажаются на участках к северу и востоку от месторождения Перевальное, с угловым несогласием и глубоким размывом, залегая на вулканитах джамансайской свиты (4, *8*). Видимая мощность толщи не превышает 200—220 *м*.

Разрез начинается пачкой средне- и тонкозернистых аркозовых песчаников светло-серого цвета с прослоями микрослоистых зеленовато-фиолетовых алевролитов и туфоалевролитов. Песчаники сменяются в разрезе пачкой грубообломочных глыбовых туфоконгломератов и туфоконглобрекчий. Угловатые или полуокатанные обломки размером до 50 *см* в поперечнике представлены метаморфизованными алевролитами и песчаниками ордовика-силура, туфами дацитов, гранитоидами, габбро-диоритами и др. Обломочный материал сцементирован крупнозернистыми туфопесчаниками, литокластическими туфами и туфогравелитами. Грубая слоистость, залегающая почти горизонтально, подчеркнута тонкими линзами пепловых туффитов.

Терригенно-пирокластические отложения сменяются в разрезе горизонтом зеленовато-серых, светло-серых лав, туфолав и кластолав кислого состава. Выше залегают темно-серые, массивные, мелкопорфировые туфолавы дацитов, на которых залегают розовато-фиолетовые, фиолетовые, зеленовато-серые лавы субщелочных дацитов и андезито-дацитов. Отличительной чертой лав является незначительное (до 5—7%) содержание вкраплений кварца, высокий идиоморфизм крупных фенокристаллов плагиоклаза, сцементированных основной массой с гиалопилитовой и интерсертальной структурой.

Разрез Перевальнинской толщи завершается горизонтом псаммитовых туфов и ксенотуфов дацитового состава. В основании горизонта залегает пачка аркозовых песчаников, фиолетовых алевроли-

тов и туффитов мощностью 5—7 *м*. Выше они сменяются грубообломочными ксенотуфами и туфоконглобрекчиями с угловатыми обломками осадочных, вулканогенных и гранитоидных пород, сцементированных мелкообломочным вулканогенно-осадочным материалом.

В Алтынтопканском прогибе известно значительное количество субвулканических тел и жерловых аппаратов, возрастное положение которых довольно неопределенно. Многие субвулканические и жерловые тела близки по составу, микроструктурным особенностям и возрастному положению покровным образованиям Тузгомгенской и Алтынтопканской толщ. Для них характерно большое разнообразие морфологических форм и структурных условий размещения. Выделяются крупные штокообразные, грибообразные тела в эффузивах и интрузивных массивах, удлиненные эллипсовидные дайки в зонах крупных разломов, меж- и внутриформационные лакколиты и лополиты. Нередки многоэтажные сочетания секущих и межформационных тел, особенно в вулканитах Чашлинской и Мышиккольской толщ на участке Перевальное.

По прямым соотношениям, косвенным признакам и аналогии субвулканические и жерловые тела могут быть отнесены к последжамансайским образованиям. Часть из них, по-видимому, является аналогами покровных образований Перевальнинской толщи.

3. **Петрохимические и геохимические особенности вулканитов.** Общая закономерность состава вулканитов выражается в повышении их кремнекислотности от более ранних образований к поздним (табл. 3).

Вулканиты минбулакской свиты представлены в основном измененными базальтоидными лавами и пирокластами. От пород нормального ряда они отличаются повышенными значениями содержаний алюминия, магния и отношения калия к натрию.

В акчинской свите преобладают породы среднего состава характеризующиеся повышенной щелочностью, особенно в верхах разреза. Породы свиты в целом обнаруживают также повышенное калий-натровое отношение. Субщелочные умеренно кислые разности их отличаются избытком глинозема.

Лавокластические образования джамансайской и надакской свит по химическому составу соответствуют нормальным разностям, с некоторым избытком глинозема и кремнекислоты при дефиците полевошпатовой извести, а иногда (дациты Алтынтопканской толщи) щелочей. Вулканогенные образования Алтынтопканского прогиба не отличаются повышенными содержаниями элементов халькофильной группы (табл. 4). Напротив, здесь можно отметить значительно пониженные значения свинца, серебра, цинка и меди по сравнению со средними содержаниями аналогичных типов пород Карамазара. Данный факт можно объяснить типом геологического разреза прогиба, где под вулканитами имеет место толща карбонатных отложений, которая, очевидно, явилась геохимическим барьером для проникновения рудных элементов в вулканогенные образования. Этот факт несомненно должен послужить одним из поисковых критериев при прогнозных построениях.

В. Курусай-Токмакский прогиб (1, *III*)

Описываемая структурная единица прослеживается в южной части Западного Карамазара от Курусая на западе до месторождения Камаркотан на востоке и имеет форму узкого грабена, вытянутого вдоль зон разломов глубокого заложения.

1. **Среднекарбоновый вулканогенный комплекс.** Вулканогенные образования в Курусай-Токмакском прогибе представлены кислыми, умеренно кислыми, отчасти средними породами акчинской и джамансайской свит среднекарбонового вулканогенного комплекса.

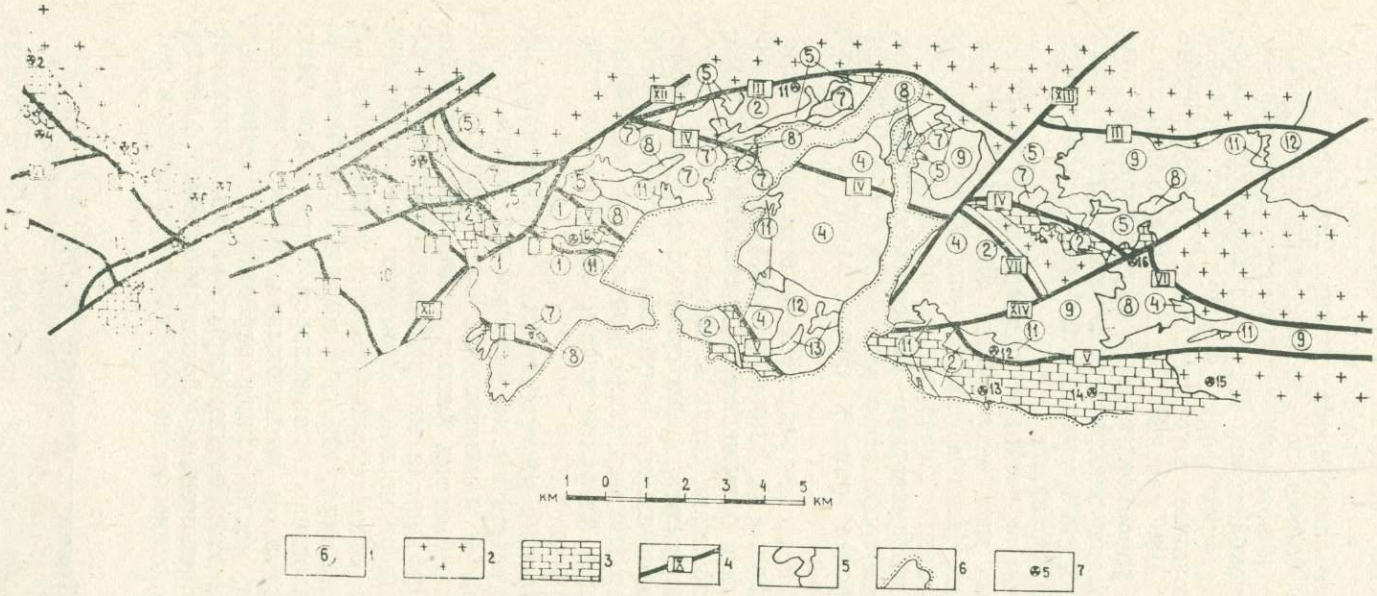


Рис. 6. Карта распространения вулканогенных образований в Курусай-Токмакском прогибе.

Номера вулканогенных толщ: *1* — Тутлинская, *2* — Токмакская, *3* — Джилянская, *4* — Табошарская, *5* — Джамансайская, *6* — Туранглинская, *7* — Джангалыкская, *8* — Бегулинская, *9* — Карханинская, *10* — Алмабулакская, *11* — Уткемсуйская, *12* — Уткенсуйская, *13* — палеовулкан Мирзатау, *2* — интрузивные образования, *3* — карбонатные отложения, *4* — разломы: *I* — Акчагальский, *II* — Алмабулакский, *III* — Токмакский, *IV* — Уткемсуйский, *V* — Окурдаванский, *VII* — Кызылчекинский, *VIII* — Тутлинский, *IX* — Алтынтопканский, *X* — Железный, *XI* — Редкометалльный, *XII* — Джангалыкский, *XIII* — Канджольский, *XIV* — Такелинский, *XV* — Кошмуллинский; *5* — границы пород, *6* — границы четвертичных отложений, *7* — месторождения: *1* — Курусай I, *2* — Курусай II, *3* — Курусай III, *4* — Тутлы I, *5* — Туранглы, *6* — Центральная Орлиная Горка, *7* — Джилям, *8* — Западный Джангалик, *9* — Северный Джангалик, *10* — Бегулы, *11* — Токмак, *12* — Окурдаван, *13* — Королево, *14* — Кансай, *15* — Акташ, *16* — Бирюзакан

В разрезе **акчинской свиты** (2, *13, 15—18, 20*) в районе Курусая выделяются снизу вверх Тутлинская и Джилянская толщи, с которыми в средней и восточной части прогиба параллелизуются соответственно Токмакская и Табошарская толщи. Трахиандезиты Тутлинской и Токмакской толщ выполняют центральную часть прогиба (рис. 6, *1, 2*). По составу и структуре породы довольно однообразны (табл. 5), иногда среди них встречаются маломощные линзы туфов, туфоконгломератов и туфопесчаников. Трахиандезиты — плотные, среднепорфировые породы фиолетового, иногда темно-серого или зеленовато-серого цвета с афанитовой основной массой, на фоне которой четко выделяются фенокристаллы полевого шпата. Темноцветные минералы образуют мелкие вкрапления и обычно менее заметны. Иногда плагиоклаз и калишпат отмечаются в виде крупных (до 1 *см*) порфировых выделений. Основная масса породы заметно преобладает над вкрапленниками.

Для трахиандезитов очень характерны окварцевание, серицитизация, пиритизация, алунитизация. В районе Тутлы, Токмака и Джамансая встречены значительные по площади выходы трахиандезитов, сильно осветленных, а иногда превращенных во вторичные кварциты. Мощность отложений Тутлинской и Токмакской толщ около 400 *м*.

Субвулканическая фация, соответствующая по возрасту описанным образованиям, представлена некками андезитов, размещающимися в зонах разломов глубокого заложения. Контакты некков с вмещающими породами почти повсеместно осложнены тектоническими срывами и только на отдельных участках (к. Бегулы) отмечаются непосредственные интрузивные контакты с вмещающими гранитоидами. Петрографически породы некков почти не отличаются от покровных. В качестве отличительных признаков в первых можно отметить несколько большее количество вкрапленников, которые в субвулканических образованиях имеют заметную ориентировку, что придает породам слабо флюидальную текстуру.

Породы Джилянской и Табошарской толщ слагают небольшие участки в районах Джамансай и на участке Джилян (6, *3, 4*). По внешнему виду описываемые образования отличаются рядом особенностей, которые выдерживаются повсеместно. Наиболее характерной чертой покровной фации является наличие в них большого количества обломков гранитоидов, осадочных пород. Форма обломков разнообразная— округлая, неправильная и линзовидно-вытянутая. Благодаря последним породы часто имеют слабо флюидальную текстуру.

Под микроскопом порода обнаруживает литокристаллокластическую структуру с криптокристаллической и фельзитовой структурой основной массы. Кристаллокласты представлены плагиоклазом, кварцем, калишпатом, амфиболом и биотитом. Линзовидно-вытянутые обломки стекла часто имеют сферолитовое строение. Мощность отложений описываемых толщ не превышает 300 *м*.

Субвулканическая фация Джилянской и Табошарской толщ, представленная некками дацитов, прослеживается вдоль зон крупных разломов. Породы, слагающие некки, отличаются массивным сложением, большой насыщенностью кристаллокластами, особенно обломками вмещающих пород. Контакты тел сложены лавобрекчиями.

Осадочно-вулканогенные образования **джамансайской свиты** (2, *27, 28, 30*) повсеместно залегают на размытой поверхности отложений акчинской свиты и более древних образований. В нижней части разреза свиты залегают базальные слои (Туранглысай, Джамансай), мощность которых на указанных участках составляет 50—100 *м*. Базальные слои представлены чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников, сланцев, тонкослоистых черных известняков, алевролитов, известковистых сланцев.

На базальных слоях залегают вулканиты Джамансайской

и Туранглинской толщ, которые петрографически и петрохимически хорошо сопоставляются (6, *5, 6*). Мощность отложений в данном прогибе достигает 500—650 *м*. Вулканиты толщ представлены субвулканической фацией (некки, экструзии), которая сложена крупнопорфировыми биотит-амфиболовыми андезито-дацитами с невадитовой структурой, где вкрапленники занимают 50—60% объема породы (табл. 5). Преобладает плагиоклаз, часты биотит и амфибол, реже встречаются крупные оплавленные зерна кварца, редко — пироксен. Основная масса фельзитовая, часто слабофлюидальная. Химический состав данных пород колеблется от кварцевых латитов до андезитов и в среднем соответствует кварцевому латиту Р. Дэли, отличаясь меньшей щелочностью, пересыщенностью алюминием и несколько меньшим содержанием кремнезема (табл. 6).

На породах Джамансайской толщи в районе Токмак-Джамансая широко развиты и лежат дациты Джангалыкской толщи (6, *7*). Это плотные среднепорфировые породы, среди которых часто отмечаются прослои и линзы туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов дацитового состава, мощность которых колеблется от первых метров до 100 *м*.

Дациты представляют собой темно-серые, зеленовато-серые или фиолетовые породы, петрографически и петрохимически довольно однообразные (табл. 5, 6). Макроскопически они имеют туфовидный облик с обильными обломочными вкрапленниками полевых шпатов, кварца и биотита. Под микроскопом структура дацитов литокристаллокластическая, реже кристаллокластическая. Фемические минералы иногда нацело опацитизированы и почти всегда замещены хлоритом.

Породы субвулканической фации представлены дацитами обычного покровного облика, отличаясь массивным строением, слабой флюидальностью и чрезвычайной насыщенностью остроугольными обломками различных пород.

Выше по разрезу джамансайской свиты залегают зеленовато-серые и фиолетовые андезиты Бегулинской толщи (6, *8*). Андезиты представляют собой плотную порфировую породу с афанитовой основной массой, на фоне которой четко выделяются таблитчатые зерна полевых шпатов и фемических минералов. Структура основной массы андезитовая, реже криптокристаллическая и фельзитовая. Фенокристаллы сложены плагиоклазом и темноцветами, которые нацело замещены хлоритом и карбонатом. Очень редко встречаются оплавленные зерна кварца. Андезиты имеют секущие контакты с вмещающими породами, что приближает их к экструзивным образованиям. Химический состав пород толщи в целом соответствует андезиту Р. Дэли, однако на отдельных участках они близки к латитам (табл. 6).

Липарито-дациты вышележащей Карханинской толщи развиты в пределах участка Токмак-Джамансай (6, *9*). В основании толщи находятся маломощные линзы конгломератов. Липарито-дациты под микроскопом обнаруживают кристаллокластическую структуру. Обломки кристаллов, представленные плагиоклазом, кварцем и нацело разложенными темноцветными минералами, почти всегда оплавлены. Структура основной массы криптокристаллокластическая. Мощность толщи достигает 600 *м*.

Завершают разрез вулканогенных образований джамансайской свиты липариты Алмабулакской (участок Бегулы, 6, *10*) и липарито-дациты Уткемсуйской толщ (участок Токмак, 6, *11, 12*).

Липариты Алмабулакской толщи внешне представляют собой очень плотные порфировые породы темно-серого, серого и розового цвета. В тонкозернистой основной массе видны округлые зерна кварца, таблички полевых шпатов и обломки чуждых пород. Часто отмечаются струйчатость основной массы и флюидальность. Под микроскопом липариты обнаруживают стекловатую или тонкозернистую структуру основной массы, в которой размещаются вкрап-

ленники кварца, плагиоклаза, биотита и реже амфибола, представленные обломками кристаллов. Характерно наличие большого количества обломков гранитоидов, диоритов, трахиандезитов, фельзитов, известняков и др., которые, как правило, вытянуты согласно флюидальности. Мощность толщи от 0 до 250—300 *м*. Петрохимически липариты Алмабулакской толщи близки к липаритам и липарито-дацитам Уткемсуйской толщи и в среднем соответствуют граниту Р. Дэли, отличаясь несколько большей щелочностью (табл. 6).

Липарито-дациты Уткемсуйской толщи внешне представляют собой плотные, зеленовато-серые породы. Под микроскопом они обнаруживают криптокристаллокластическую структуру со стекловатой основной массой. Кристаллокласты представлены кварцем, плагиоклазом, биотитом, редко амфиболом и калишпатом. Мощность липарито-дацитов варьирует от 0 до 600 *м*.

2. **Пермский вулканогенный комплекс.** К вулканитам **шурабсайской свиты** в данном прогибе условно отнесены некки, сложенные породами, петрографически и петрохимически близкими породам упомянутой свиты в других вулканогенных прогибах. Одним из субвулканических тел является палеовулкан Мирзатау, расположенный на юге центральной части Курусай-Токмакского прогиба (*2, 66а, 6, 13*). В строении вулкана Мирзатау можно выделить две разобщенные узкой перемычкой жерловины, от которых отходит несколько апофиз, ничем не отличающихся от обычных даек диоритовых порфиритов. Мощность последних изменяется от 1 до 5 *м*, протяженность — первые километры. Жерла палеовулкана выполнены лавами и лавобрекчиями трахиандезитов, насыщенных обломками гранитоидов, размер которых колеблется от нескольких сантиметров до 20 *м* в поперечнике.

Лавы трахиандезитов плотные, массивные породы, внешне очень похожие на интрузивные диоритовые порфириты. Структура пород под микроскопом гиалопилитовая, вкрапленники представлены табличками плагиоклаза и темноцветными минералами, нацело замещенными хлоритом. По химическому составу породы Мирзатау занимают промежуточно положение между кварцевыми латитами и трахиандезитом Р. Дэли, отличаясь от последнего меньшей основностью и щелочностью (табл. 6).

3. **Петрохимические и геохимические особенности вулканитов.** Анализируя эволюцию петрохимического состава вулканитов Курусай-Токмакского прогиба во времени, можно заметить увеличение кислотности и калиевой щелочности, ощутимое понижение железистости от более ранних вулканогенных образований к поздним (табл. 6). Вулканиты западной части прогиба (участок Курусай) отличаются несколько повышенными содержаниями свинца и молибдена, тогда как центральная и восточная части — резко повышенными значениями цинка (табл. 7).

Г. Такелийский прогиб (I, *IV*)

Расположен в южной части Юго-Западного Карамазара и выполнен осадочно-вулканогенными образованиями среднего карбона и нижней перми.

1. **Среднекарбоновый вулканогенный комплекс.** Представлен осадочной Сасыксайской толщей, на которой залегают вулканиты Джанбулакской толщи. Сасыксайскую толщу (2, *14*) слагают обломочные карбонатные породы урочища Такели, описанные Ф. И. Вольфсоном (1936) под названием известково-кремнистых конглобрекчий. Местами среди них прослеживаются прослои известковистых среднезернистых песчаников и ленточных хлорит-карбонатных сланцев. Мощность осадочных образований 50—250 *м*.

Джанбулакская толща (2, *28*) обнажается в незначительных по размерам выходах и представлена дацитами темно-серого с фиолетовым оттенком цвета. Макроскопически породы имеют туфовидный облик с обильными обломочными вкрапленниками полевых шпатов, кварца, биотита. Отличительной и характерной чертой их является наличие большого количества обломков различных пород. Под микроскопом структура дацитов литокристаллокластическая, реже кристаллокластическая. Фемические минералы часто нацело опацитизированы. Стекловатая основная масса часто ожелезнена и хлоритизирована (табл. 8).

Ю. С. Шихиным в данном прогибе описано секущее тело дацитов, непосредственно переходящее в покров. По-видимому, оно представляет собой сильно эродированный экструзивный купол. Мощность образований толщи достигает 120 *м*.

Основную часть площади урочища Такели занимает осадочная Такелийская толща (2, *14а*), которая зелегает с глубоким размывом и перерывом на более древних образованиях и отнесена Н. П. Васильковским (1952) к шурабсайской свите. Толща представлена аркозовыми, известняково-аркозовыми и известняковыми конгломератами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками. Мощность ее в среднем 500 *м*.

2. **Нижнепермский вулканогенный комплекс.** В Такелийском прогибе вулканиты данного комплекса представлены трахиандезитами Учочакской толщи (2, *62*), которые согласно залегают на осадочных породах Такелийской толщи. Это плотные, массивные породы темного и коричневато-сиреневого цвета, для которых, несмотря на их меланократовый облик, характерно наличие редких каплевидных выделений кварца (табл. 8). Под микроскопом породы обнаруживают пилотакситовую с элементами трахитовой, андезитовую и гиалопилитовую структуру основной массы, в которой размещаются порфировые выделения плагиоклаза, пироксена, амфибола, биотита, редко кварца. При сравнении химического и минералогического состава трахиандезитов обнаруживается значительно более кислый состав основной массы по отношению к вкрапленникам (табл. 9, 10). Мощность толщи не превышает 250 *м*.

Д. Чорухдайронский прогиб (1, *V*)

Прогиб находится в северо-восточной части гор Моголтау и выполнен вулканогенными образованиями шурабсайской и кызылнуринской (?) свит.

1. **Пермский вулканогенный комплекс.** Комплекс включает вулканогенные образования Чорухдайронской, Пиязлысайской и Айнабулакской толщ (2, *67, 68*). Чорухдайронская и Пиязлысайская толщи сложены породами андезитового состава, в которых выделяются отдельные горизонты. Нижний горизонт отмечается на участке Айнабулак и отдельными выходами прослеживается вдоль Эффузивного разлома. Это щелочные андезиты темно-серого цвета, плотные (табл. 11). Мощность их не менее 110 *м*.

Выше залегает второй вулканогенно-осадочный горизонт, ширина выходов которого до 350 *м*, протяженность их около 1,5 *км*, падение северо-восточное под углами 12—45°. Низы горизонта сложены туфами и туфобрекчиями андезитового состава. Это плотные породы лилово-коричневого цвета, состоящие из грубообломочного материала, сцементированного мелкими частицами пепла и стекла. Количество грубообломочного материала от 5—10 до 80—85%. Выше залегают неравномернозернистые песчаники, слоистые, с плитчатой отдельностью. Мощность слоев от 1—2 *см* до нескольких метров. Общая мощность горизонта около 35 *м*.

На вулканогенно-осадочном горизонте залегают крупнопорфировые андезиты (третий горизонт), которые слагают тело размером 2 × 1 *км* (в плане), вытянутое вдоль Эффузивного разлома. Большое распространение имеют данные породы в Карангульсае. Облик пород очень характерен: на фоне темной, густо-фиолетовой или темно-серой основной массы выделяются крупные (1,5 × 1,5 *см*) кристаллы плагиоклаза и мелкие (до 1 *мм*) бурые разрушенные зерна пироксена. По химическому составу андезиты приближаются к монцониту Р. Дэли (табл. 12). Общая мощность андезитов до 570 *м*.

Айнабулакская толща широко развита в нижнем течении Катарбулаксая и Карангульсая. На участке Чорух-Дайрона (2, *68*) она размещена в зоне Эффузивного разлома, ширина выхода 380—800 *м*, протяженность — 2,8 *км*. Толща представлена трахитами с массивной текстурой, темно-серой, розоватой или коричневой окраской. Нередко отмечаются веретенообразные включения зеленого цвета — «фьямме», составляющие 40—50% от объема породы. Вкрапленники кристаллов плагиоклаза редки (андезин № 30—40), количество их не превышает 5%. Редко отмечается калишпат. На контактах с крупнопорфировыми андезитами Чорухдайронской и Пиязлысайской толщ трахиты имеют зону закала, мощность которой варьирует от нескольких сантиметров до десятков метров. Структура породы в зоне эндоконтакта, полосчатая, реже миндалекаменная. По химическому составу трахиты близки к сиенитам Р. Дэли, по сравнению с которыми незначительно обеднены щелочными алюмосиликатами и пересыщены алюминием (табл. 12). Содержания элементов-примесей и пределы их колебания в вулканитах прогиба приведены в табл. 13.

В районе развития вулканитов отмечается более 10 выходов субвулканических образований. Различаются штоки, жило- и дайкообразные тела. Падение контактов тел от пологих (25—35°) до довольно крутых (65—80°). Петрографический состав пород этих тел довольно разообразный — андезито-дациты, трахиты (авгитовые, сиенитовидные, фельзитовидные), трахиандезиты, дацито-андезиты, андезиты, содержащие значительное количество обломков более древних пород.

Е. Янгикан-Ташкескенская мульда (1, *VI*)

Расположена южнее Курусай-Токмакского прогиба и является структурной единицей, связывающей горы Моголтау с Карамазаром (рис. 7).

1. **Нижнекарбоновый вулканогенный комплекс.** Представлен отложениями Кенгсайской толщи, которые образуют два небольших выхода. Один из них площадью около 0,4 *кв. км* располагается в бассейне Кенгсая в юго-восточном блоке Кошмуллинского разлома. Другой размером 100 × 300 *м* обнажается среди четвертичных отложений Мирзарабатской депрессии, севернее пос. Хамрабад (2, *10*; *7, 1*).

Толща сложена темно-серыми, иногда темно-фиолетовыми андезито-дацитами без признаков слоистости. На фоне темной основной массы выделяются белые таблитчатые кристаллы полевого шпата, черные чешуйки биотита и единичные зерна кварца (табл. 14). В шлифах андезито-дациты разнообразны, в стекловатом базисе беспорядочно распределены лейсты плагиоклаза; обильна мелкозернистая рудная вкрапленность. По химическому составу порода близка к андезитам Р. Дэли (табл. 15).

Породы Кенгсайской толщи с угловатым несогласием залегают на известняках $Д_3$—C_1 и прорываются среднекарбоновыми гранитоидами Кенгсайского массива, что послужило основой отнесения их к минбулакской свите нижнего карбона.

2. **Среднекарбоновый вулканогенный комплекс.** В бассейне р.

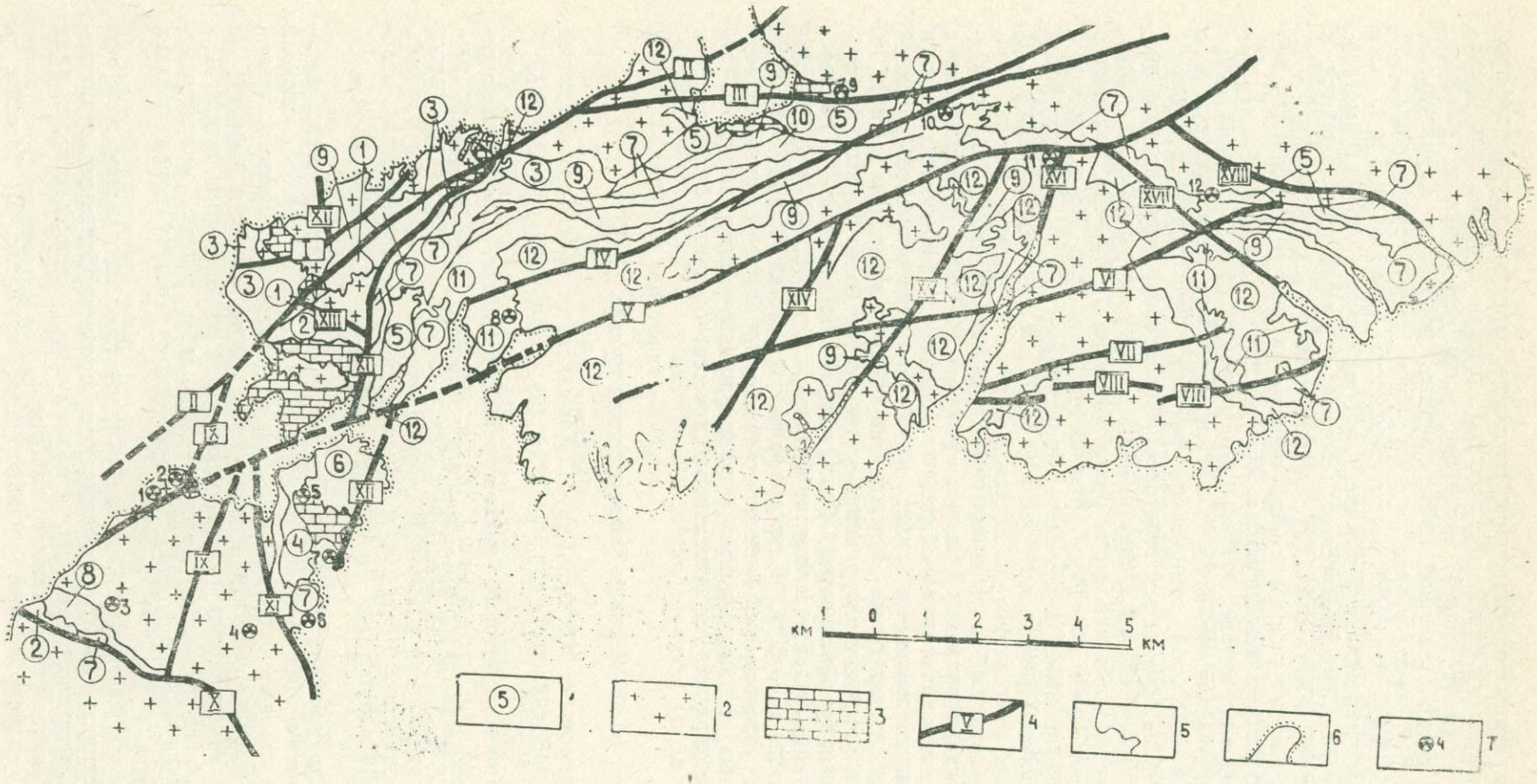

KM 1 0 1 2 3 4 5 KM
1
2
3
4
5
6
7

Рис. 7. Карта распространения вулканитов в Янгикан-Ташкескенском прогибе.
Номера выходов вулканогенных толщ: *1* — Кенгсайская, *2* — Тутлыбулакская, *3* — Кошмуллинская, *4* — Тюябогузская, *5* — Чокадамбулакская, *6* — Янгиканская, *7* — Пиязлысайская, *8* — Айнабулакская, *9* — Кызылбулакская, *10* — Терекликанская, *11* — Ташкескенская, *12* — Самгарская; *2* — интрузивные образования, *3* — карбонатные и терригенные отложения, *4* — разломы: *I* — Кызылбулакский, *II* — Кошмуллинский, *III* — Чокадамбулакский, *IV* — Диагональный, *V* — Кызылтурский, *VI* — Чашмасайский, *VII* — Кальцитовый, *VIII* — Хлоритовый, *IX* — Андыгенский, *X* — Эффузивный, *XI* — Тюябогуский, *XII* — Тултыбулакский, *XIII* — Кенгсайский, *XIV* — Бирмишсайский, *XV* — Касымбулакский, *XVI* — Кызылалмалысайский, *XVII* — Кызылтюбесайский, *XVIII* — Сасыксайский; *5* — границы пород, *6* — границы четвертичных отложений, *7* — месторождения: *1* — Хамрабад, *2* — Юбилейное, *3* — Чорух-Дайрон, *4* — Шурале, *5* — Янгикан, *6* — Южный Янгикан, *7* — Южное, *8* — Ташкескен, *9* — Наследовское, *10* — Центральный Чокадамбулак, *11* — Промежуточное, *12* — Восточный Чокадамбулак

Кенгсая, в блоке между Кошмуллинским (на западе), Тутлыбулакским (*на востоке*) и Кенгсайским (*на северо-востоке*) *разломами* выделяется Тутлыбулакская толща, которая слагает северное крыло крутой антиклинальной складки (2, *31*; *7, 2*). Мощность толщи около 480 *м*, падение северо-западное, северо-восточное под углами 45—50°. М. Е. Запрометовым оно расчленяется на два горизонта. Нижний протягивается в виде узкого линзообразного тела вдоль контакта толщи с нижнепалеозойскими терригенными отложениями и *сложен плотными липаритами светло-серого и зеленовато-серого* цвета, с небольшим количеством (5—10%) вкрапленников кварца и полевых шпатов. Под микроскопом установлено, что среди вкрапленников преобладает кварц (до 5%), несколько меньше плагиоклаза, редок калишпат, фемические минералы не превышают 1% площади шлифа и полностью ожелезнены. По основной массе развита серицитизация, слабее карбонатизация. Мощность горизонта 60 *м*.

Верхний горизонт представлен дацитами, которые лежат на описанных липаритах. Внешне от пород нижнего горизонта они отличаются более темной окраской и большим количеством вкрапленников (до 30%). Размер порфировых выделений 1,5—2 *мм*. В составе их плагиоклаз (15—20%), биотит (до 5%), амфибол (2—3%), кварц (3%), редко встречается калишпат. Характерна опацитизация фемических минералов. По химическому составу липариты близки к липаритам Р. Дэли, дациты — гранодиоритам Р. Дэли (табл. 15).

3. **Верхнекарбоновый вулканогенный комплекс.** Представлен образованиями оясайской свиты, которая сложена в основном породами кислого состава и включает Кошмуллинскую, Тюябогузскую и Чокадамбулакскую толщи (2, *62*).

Кошмуллинская толща обнажается на Южнокансайской площади, где представлена тремя изолированными выходами: Кошмуллинским, Южнокансайским, Тереклитауским (*7, 3*). В Южнокансайском выходе (1 *кв. км*) толща налегает на известняки $Д_3$—$С_1$ и падает в целом моноклинально на запад под углами 20—40°. В Кошмуллинском (1,7 × 1,5 *км*) липариты залегают на сланцах $О_3$—S_1, известняках среднего палеозоя и среднекарбоновых гранодиоритах Алмабулакского интрузива. Углы падения толщи колеблются в очень широких пределах — от 10—12° до 50—60°. Тереклитауский выход слагает массив одноименной горы. Здесь липариты лежат на размытой поверхности гранодиоритов Алмабулакского интрузивного массива и андезито-дацитах Кенгсайской толщи. В свою очередь липариты перекрываются андезитами Пиязлысайской толщи и прорываются субвулканическим телом калиевых липаритов — аналогов Самгарского вулкано-плутона. Падение тела этого выхода южное, под углами 50—60°. В разрезе Кошмуллинской толщи выделяются четыре горизонта, отличающиеся по своим генетическим особенностям и внешнему облику.

Первый горизонт выделяется в Тереклитауском выходе. Сложен туфами (возможно, игнимбритами) липаритового состава. Порода пористого сложения, светлого цвета, пятнистой окраски с включениями типа «фьямме». На зеленовато-сером фоне выделяются светло-серые, бурые или розовые пятна. «Фьямме» имеют дисковидную форму (до 20 *мм*) и густо-зеленую окраску. Количество их составляет 30% от объема породы. Туфы липаритов обладают витрокристаллокластической структурой и состоят из резко варьирующих по размеру и форме обломков вулканического стекла и кристаллов, сцементированных пепловым материалом. Обломки кристаллов состоят из калишпата, плагиоклаза, кварца, размер их 0,07—1 *мм*, количество составляет 2% от объема породы. Мощность горизонта 50—60 *м*.

Второй горизонт встречается на всех участках развития толщи. Сложен массивными лавами липаритов. В нем выделяется несколько разновидностей, которые постепенно, без четких границ переходят одна в другую. Сферолитовые липариты, лежащие в низах горизонта, сменяются на однородные сиреневые и лиловато-коричневые разности в верхней части разреза. Для сиреневых характерна столбчатая отдельность с тонкофлюидальной текстурой и туфовидным обликом. В шлифах микроструктура породы гранулитовая, текстура флюидальная, обусловленная потокообразным обтеканием вкрапленников основной массой. Максимальная мощность горизонта 320 *м* (Кошмуллинский выход).

Третий горизонт (Кошмуллинский выход) сложен флюидальными плотными туфолавами липаритов сиреневато-коричневого цвета. Структура породы витрокристаллокластическая. Количество вкрапленников около 5%, среди них кварц, плагиоклаз, калишпат. В породе встречаются мелкие (до 0,5 *см*) бесформенные обломки стекла, а также миндалины, выполненные послемагматическими минералами. Под микроскопом обнаруживается стекловатая структура и струйчатая текстура основной массы. Мощность горизонта 60 *м*.

Четвертый горизонт распространен в пределах Южнокансайского выхода, где залегает на породах второго горизонта. По внешнему облику породы напоминают липариты нижнего горизонта, но отличаются присутствием бесформенных оплавленных обломков андезитов, андезито-дацитов Кенгсайской толщи и вулканического стекла, размеры включений которого достигают 1—2 *см*. Порода лиловато-сиреневого или красновато-бурого цвета, текстура флюидальная. Основная масса стекловатая, реже микрофельзитовая или криптокристаллическая. Порфировые выделения редки (1—2%), в основном это кварц и калишпат. Мощность горизонта 40 *м*.

По химическому составу породы Кошмуллинской толщи близки к липаритам Р. Дэли. Для них характерно повышенное содержание кремнезема, преобладание калия над натрием (табл. 15).

Тюябогузская толща распространена в районе месторождения Янгикан, в левом борту Тюябогузсая (7, *4*). Выход имеет вытянутую в меридиональном направлении форму, представлен отдельными скалистыми обнажениями, которые разобщены мощными четвертичными отложениями. Толща подразделяется на 2 горизонта. Первый горизонт трахилипаритов протягивается полосой шириной около 170 *м*, вдоль южной границы скарнового поля Янгикан. Трахилипариты представляют собой плотные, темно-коричневого цвета породы, со слабо заметной флюидальностью, иногда со сферолитовыми обособлениями. Основная масса породы полустекловатая, иногда микрофельзитовая с элементами вариолитовой, сферолитовой или криптокристаллической. Количество вкрапленников около 5%, они представлены кварцем, калишпатом, реже плагиоклазом. Мощность горизонта 150 *м*.

Второй горизонт занимает большую часть выходов Тюябогузской толщи. Сложен лавами и лавобрекчиями трахилипаритового состава. В шлифах структура основной массы стекловатая или микро-

фельзитовая. Во вкрапленниках — плагиоклаз и калишпат (5—8%). Нижняя часть горизонта отличается пестротой слагающих ее пород. Они разнообразны по цвету, текстурным и структурным особенностям. Характерно беспорядочное чередование черных и розовых разностей. Вверх по разрезу следуют чередующиеся светло-розовые фельзитовидные и черные массивные лавобрекчии трахитов. Среди черных разностей встречаются спекшиеся туфы. Порода массивная, плотная, с раковистым изломом. В шлифах структура основной массы пепловая. Вкрапленники представлены плагиоклазом. Встречаются обломки стекла, флюидальных фельзитов, андезитов. Количество обломков колеблется от 2—3 до 40—50%. Среди пород часто встречаются линзы и маломощные (до 10 *м*), далеко прослеживающиеся прослои туфобрекчий и туфопесчаников. Структура литокристалловитрокластическая. Размер обломков от сотых долей до 1—2 *мм*.

По химическому составу трахилипариты Тюябогузской толщи (общий анализ по двум горизонтам) соответствуют пэзаниту Р. Дэли, по сравнению с которым они несколько обогащены железомагнезиальными окислами (табл. 15).

Чокадамбулакская толща в пределах описываемого района обнажается в 2 *км* юго-западнее рудника Кансай (7, *5*). Отмечаются еще два выхода толщи, один из которых вытягивается широкой полосой (до 700 *м*) вдоль Тутлыбулакского разлома, а другой выход трахитов отмечен в 1 *км* к востоку от рудопроявления Кансай Южный (60×200 *м*). Разрез толщи начинается с горизонта переслаивающихся глинистых сланцев и песчаников. Основной объем ее слагают трахиты. Это массивные лавы с небольшим количеством обломков, постепенно переходящие в лавобрекчии, где обломочный материал составляет 5% объема породы. Вулканиты толщи имеют красновато-коричневый цвет, насыщены угловатыми обломками андезитов, вулканического стекла и пород, по составу аналогичных вмещающей их массе. Под микроскопом структура породы литокристалловитрокластическая, структура основной массы — стекловатая, микролитовая или трахитовая. Вкрапленники занимают от 2—3% до 10—15% площади шлифа, среди которых присутствует плагиоклаз, калишпат, биотит. Характерна пелитизация основной массы.

Отмечается разновидность трахитов, которая в штуфе напоминает грубозернистый песчаник. В шлифах в ней обнаруживается большое количество (до 60—70%) обломков стекла, трахитов, андезитов, сцементированных вулканическим стеклом и мелкозернистым агрегатом послемагматических минералов. Очень характерна для толщи рыхлая разновидность серовато-сиреневого цвета, имеющая отчетливую флюидальную текстуру. В ней чередуются полосы сиреневого и белого цвета, которые огибают розовые фенокристаллы альбитизированного плагиоклаза. В выходах встречаются линзы, сложенные светло-серыми туфами, представляющими собой пористую породу с редкими обломками лав того же состава и темно-розовыми включениями плагиоклаза. Средний химический состав пород толщи соответствует кератофирам и трахитам Р. Дэли (табл. 15).

4. **Пермский вулканогенный комплекс** (2, *69, 70*). На Ташкескенском участке А. А. Починок выделяет Тереклисайскую толщу, которая вытянута полосой в северо-восточном направлении от Тутлыбулаксая до верховьев правых притоков Кашкасая (7, *10*). Толща сложена тонкофлюидальными и сферолитовыми фельзолипаритами, залегающими в виде линзы длиной около 5 *км* и максимальной шириной порядка 400 *м*. Породы толщи имеют южное падение под углами 30—50°.

В нижней части разреза толщи залегает пачка туфопесчаников мощностью 160 *м*, чередующихся с галькой гранитоидов и андезитов. Выше — массивные, флюидальные и сферолитовые фельзолипариты мощностью до 325 *м*. Общая мощность толщи 480 *м*.

Янгиканская толща обнажается только в горах Карачагыл, в районе рудопроявлений Янгикан, Зызылтур и Шамал-Тюбе (7, 6). Общая площадь развития отложений толщи 3,5 *кв. км.* В толще выделяются два горизонта. Нижний имеет небольшую мощность и сложен беспорядочно переслаивающимися песчаниками, глинистыми сланцами, туфами, андезито-базальтами. Последние представляют собой плотную, зеленовато-серую породу с литокристаллокластической структурой. Порода состоит из обломков андезитов, кристаллов плагиоклаза, сцементированных пепловым тонкообломочным материалом. Мощность туфогенно-осадочного горизонта около 70 *м.*

Верхний горизонт представлен андезито-базальтами с прослоями туфов и лавобрекчий того же состава, в которых встречаются валуны и гальки палеозойских известняков. В шлифах (низы горизонта) структура породы кристаллокластическая, во вкрапленниках (50—60% объема породы) преобладает плагиоклаз, реже отмечается калишпат, уралитизированный авгит и ромбический пироксен. Выше по разрезу «кристаллокластические» породы сменяются андезито-базальтами мелкопорфировыми, интенсивно измененными. Под микроскопом структура основной массы стекловатая или гиалопилитовая. Порфировые выделения сложены плагиоклазом и пироксеном. По химическому составу породы толщи близки кварцевому габбро или кварцевому базальту Р. Дэли (табл. 15).

Как в Чорухдайронском прогибе, так и в описываемой структурной единице распространена Пиязлысайская толща, которая сложена породами андезитового состава. На Ташкескенской площади эта толща прослеживается в виде прерывистой полосы северо-восточного направления от рудопроявления Кызылтур до восточной оконечности Чокадамбулакского интрузива (7, 7).

Нижний горизонт Пиязлысайской толщи представлен андезитами, различающимися по размеру порфировых выделений (мелко- и среднепорфировые). Нижняя часть горизонта сложена туфобрекчиями темно-коричневого цвета, плотными, массивными породами с литокристаллокластической структурой. Обломки составляют 80—90% объема породы и сцементированы пепловым материалом. В шлифах обе разновидности пород отличаются только размером вкрапленников. Структура основной массы пилотакситовая. Количество вкрапленников составляет 15—35%. Это плагиоклаз и пироксен. В вулканитах встречаются линзы песчаников с хорошо видимой слоистостью и линзы туфобрекчий, внешне напоминающих песчаники. Суммарная мощность горизонта 400 *м.*

Верхний горизонт сложен крупнопорфировыми андезитами. В районе месторождения Чорух-Дайрон породы обнажаются в зоне Эффузивного разлома на площади 0,2 *кв. км.* На Ташкескенском участке крупнопорфировые андезиты прослеживаются в северо-восточной части. Облик породы аналогичен андезитам, описанным в Чорухдайронском прогибе (третий горизонт). В шлифах структура породы полнокристаллическая, порфировидная. Структура основной массы гипидиоморфно-зернистая, призматически-зернистая, редко гиалопилитовая. Она состоит из мелких (до 0,05×0,01 *мм*) призматических кристаллов плагиоклаза, между которыми заключены идиоморфные зерна пироксена, рудный минерал и стекло. Количество вкрапленников от 30 до 70%. Преобладает плагиоклаз. Среди крупнопорфировых андезитов встречаются разновидности, имеющие миндалекаменную текстуру. На Ташкескенской площади они слагают линзы небольших размеров. Максимальная мощность горизонта 570 *м.* По условиям залегания, морфологическим особенностям, приуроченности выходов к крупным глубинным структурам и пространственным соотношениям сходен с более древними геологическими образованиями. А. А. Починок вулканиты Пиязлысайской толщи подразделяет на пологие силлообразные вулканические интрузии, секущие тела трещинного типа, и интрузив-

ные дайковые тела. По химическому составу породы толщи занимают промежуточное положение между щелочно-земельными спилитами и трахиандезитами Р. Дэли (табл. 15).

Породы *Айнабулакской толщи можно подразделить на две* части: нижнюю — трахиты и верхнюю — лавобрекчии трахитов. Контакт между лавобрекчиями трахитов и трахитами местами очень четкий, с хорошо видимой закалкой последних, реже расплывчатый, постепенный (7, *8*). Углы падения колеблются от 10 до 80—85°.

Трахиты аналогичны описанным в Чорухдайронском прогибе (Айнабулакская толща), поэтому целесообразно более подробно остановиться на лавобрекчиях трахитового состава. Лавобрекчии перекрывают, а местами прорывают трахиты. Вблизи контакта они имеют миндалекаменную, флюидальную текстуру и порфировую структуру. Цвет коричневый, кирпично-красный. Среди фенокристаллов преобладает плагиоклаз (10%). В подчиненном значении присутствуют кварц, калишпат, пироксен, редко амфибол. Миндалины выполнены кварцем, эпидотом. Микроструктура породы стекловатая, гиалопилитовая или микрофельзитовая. Вдали от контакта она кирпично-красной, коричневой, темно-серой, зеленовато-серой, лиловой окраски. Характерны флюидальные полосчатые разности. Порода состоит из фенокристаллов, обломков и цементирующей массы. Количество обломочного материала колеблется от 5—10 до 80%. Обломки остроугольные, неокатанные. Цемент представлен вулканическим стеклом. Вкрапленники сложены плагиоклазом, редко встречаются калишпат, пироксен, амфибол (от 1 до 8—10%). Размеры их от 0,5 до 2 *мм*. На контакте с диоритами Чорухдайронского интрузивного массива лавобрекчии трахитов представляют собой плотные полосчатые породы (чередование черных и коричневых полос). С удалением от контакта порода приобретает облик, характерный для описанных лавобрекчий. Лавобрекчии трахитов по химическому составу близки щелочно-земельным рогово-обманковым сиенитам и трахитам Р. Дэли. От сиенитов их отличает несколько пониженное содержание цветных силикатов. По сравнению с трахитами они сильно обеднены щелочными алюмосиликатами и обогащены цветными силикатами (табл. 15).

Кызылбулакская толща распространена на Южнокансайской площади, сложена пирокластическими породами липаритового состава. Обломки представлены липаритами, возможно, Кошмуллинской толщи и вулканическим стеклом. Среди обломков кристаллов преобладает кварц, в меньшей мере плагиоклаз и чешуйки биотита. Средний химический состав толщи близок риолитам и щелочным гранитам Р. Дэли, отличаясь от первых недосыщенностью алюминием, а от вторых — обедненностью щелочными алюмосиликатами.

Согласно данным А. А. Починка, выходы этой толщи обнажаются также в виде полосы, окаймляющей Самгарский массив трахилипаритов с севера и прослеживающейся от западной границы площади в северо-восточном направлении до русла Бирмишсая (7, *9*). Ширина полосы от 50 до 500 *м*, протяженность около 7 *км*. Небольшие выходы толщи обнажаются внутри Самгарского массива трахилипаритов в верховьях Кашкасая и на правобережье Кызылалмалысая, образуя ряд пологих и крутопадающих тел секущего типа. Общая площадь развития пород 5 *кв. км*.

Толща представлена туфовидными липаритами и их магматическими брекчиями. Туфовидные липариты — рыхлые породы с кристалло- и литокристаллокластической структурой. В отдельных разностях присутствуют линзовидные обломки вулканического стекла, которые придают породе витрокластическую структуру. Окраска породы светлая, красноватая и сиреневая. Текстура массивная, полосчатая, редко флюидальная.

Содержание обломочного материала меняется от первых процентов до 80%. Размеры обломков от десятых долей до 0,2—0,5 *мм* в по-

перечнике. В составе обломков отмечаются трахиандезиты Пиязлысайской толщи, флюидальные и сферолитовые фельзиты Тереклисайской и Ташкескенской толщ, в незначительном количестве присутствуют обломки среднепалеозойских известняков и гранитоидов карамазарского типа.

Вкрапленники в липаритах представлены кварцем (2—5%), плагиоклазом (2—5%), калишпатом (до 2%) и единичными табличками биотита. Состав плагиоклаза по размерам углов симметричного погасания, соответствует альбиту и альбит-олигоклазу (№ 8—12). Размеры вкрапленников от 0,3—0,5 до 2,5—3 *мм*. Общее количество 5—10%. Основная масса стекловатая, реже микрофельзитовая. Петрохимически эти породы близки щелочному граниту Р. Дэли, отличаясь от него повышенным содержанием кремнезема и свободной извести и меньшим содержанием щелочных алюмосиликатов (табл. 15).

Ташкескенская толща обнажается в районе горы Ташкескен, в бассейне Бирмишсая (7, *11*), где хорошо выделяется на местности благодаря красной окраске и скалистым формам рельефа. У подножия г. Ташкескен обнажается туфогенный песчано-конгломератовый горизонт, который сложен малиновыми и красно-коричневыми конгломератами с прослоями туфопесчаников. Общая мощность горизонта 175 *м*.

Далее М. Е. Запрометовым в толще выделяется горизонт агломератовых лав и лавобрекчий фельзолипаритов, который обнажен лишь небольшой своей частью на юге выходов толщи. Агломератовые лавы — плотная порода зеленовато-серого цвета с розовыми остроугольными обломками фельзитов. Фельзитовая цементирующая масса занимает до 70% объема породы. Размеры обломков от 8—10 *мм* до 20 *см*. В шлифах участки со стекловатой структурой сменяются участками с гранофировой перлитовой или микрофельзитовой. Лавобрекчии фельзитовых липаритов — порода розовато-серого цвета с пористым рыхлым сложением. Она состоит из тонкозернистой связующей массы и обломков фельзитов. Границы обломков нечеткие, расплывчатые. Количество обломков от 40 до 80%, размеры — от десятых долей до 10—15 *мм*, структура цементирующей массы микрофельзитовая. Общая мощность горизонта около 80 *м*.

Горизонт фельзитовых липаритов («жерновой») обнажается на северо-западных склонах горы Ташкескен. Породы лежат на размытой поверхности нижних горизонтов и перекрываются отложениями Самгарской толщи. В составе горизонта выделяются три разновидности, постепенно, без четких границ сменяющих одна другую. Нижние части сложены сферолитовыми липаритами, центральные — массивными фельзитами, верхние — сферолитовыми фельзолипаритами. Внешний облик сферолитовых липаритов очень характерен: на темно-розовом фоне основной массы выделяются ярко-розовые круглые сферолиты диаметром до 5—6 *мм*. В шлифах структура породы микрофельзитовая в сочетании с вариолитовой, сферолитовой, кумулитовой, аксиалитовой, гранофировой.

Массивные фельзиты — плотная, пористая, тонкозернистая, туфовидная порода светло-розового до белого цвета. Характерно наличие выделений кварца. Структура породы олигофировая, основной массы — микрофельзитовая или гранофировая. Кварц занимает до 40% объема породы. Вкрапленники редки (1—3%), представлены калишпатом.

Сферолитовые фельзиты верхнего слоя аналогичны породам нижнего и только на контакте с Самгарскими липаритами облик их меняется. Здесь порода почти целиком состоит из сферолитов (диаметр до 5—6 *см*). Промежутки между ними заполнены стекловатой массой. Общая мощность горизонта 280 *м*.

Характерной петрохимической особенностью пород является пре-

обладание калия над натрием. Их можно сравнить с гранитовым аплитом Р. Дэли, в отличие от которого отложения толщи имеют иное соотношение щелочей (табл. 15). Среди сферолитовых липаритов «жернового» горизонта вблизи контакта с самгарскими липаритами встречаются линзы черных обсидианов. Длина отдельных линз 70—80 *м*, ширина в плане 25 *м*.

Обсидианы — стекловатая, с раковистым изломом и стеклянным блеском порода, трещиноватая, темно-коричневого до черного цвета. Во вкрапленниках кварц и полевой шпат. Под микроскопом обсидианы представляют собой буроватое стекло с редкими (1—3% объема породы) вкрапленниками. Иногда наблюдается флюидальная текстура. По химическому составу они соответствуют гранитовым аплитам Р. Дэли, по сравнению с которыми незначительно обогащены щелочными алюмосиликатами.

Самгарская толща слагает огромный массив, обнажающийся на площади около 80 *кв. км* к югу от Чокадамбулакского плутона (*7, 12*). Своей длинной осью массив ориентирован в широтном направлении и прослеживается на расстоянии около 15—20 *км* при неполной ширине 7—8 *км*. Контакты массива пологие и только к востоку и юго-востоку от верховьев Бирмишсая до юго-восточного окончания массива слагающие его породы имеют крутой контакт с вулканитами шурабсайской свиты, падающий на северо-восток под гранитоиды Чокадамбулакского интрузива. Углы падения контакта 70—85°.

По мнению А. А. Починка, Самгарский массив трахилипаритов представляет собой пологую силлообразную интрузию, которая контролируется серией разнонаправленных глубинных разломов. Последние своим характерным сочетанием образуют подобие кольцевой структуры. На западе массив контролируется Тутлыбулакским, на севере — зоной Алмабулакского и на северо-востоке Акчагильским глубинными разломами. В пределах всех перечисленных разломов располагаются крутопадающие субвулканические тела трахилипаритов, являющиеся подводящими каналами трещинного типа. Наиболее крупный из них приурочен к зоне Акчагильского разлома. Он выполнен трахилипаритами и частично их интрузивными аналогами, падающими под гранитоиды Чокадамбулакского массива. Мощность трещинной интрузии около 1 *км*, протяженность около 10 *км*.

Самгарская толща сложена трахилипаритами. Это порфировые породы кирпично-красной окраски, состоящие из стекловатой, реже микрофельзитовой основной массы и вкрапленников размером от 0,5 до 3—4 *мм*. Количество вкрапленников 20—30%, иногда до 50% от объема породы. Они представлены калишпатом, кварцем, плагиоклазом, биотитом.

Флюидальные разности трахилипаритов распространены в виде небольших выходов в центральной части массива, в бассейне нижнего течения Кызылалмалысая. Флюидальность обусловлена наличием светлоокрашенных параллельно-ориентированных линз, раскристаллизованных до микрофельзита. Контактовые зоны трахилипаритов характеризуются кристаллокластической структурой, мелкими размерами обломочных выделений полевых шпатов и кварца и значительным преобладанием плотной стекловатой основной массы над вкрапленниками. Средний химический состав пород толщи отвечает щелочному граниту Р. Дэли (табл. 15).

5. **Субвулканические аналоги покровных образований.** Янгикан-Ташкескенская мульда отличается значительным распространением в ее пределах субвулканических тел, разнообразных по составу и морфологии. *Янгиканский субвулкан вытянут в северо-западном* направлении и имеет в плане х-образную форму. Длина его около 800 *м*, мощность от 5 до 20 *м*. Падение на северо-запад под углами 50—70°.

По внешнему облику породы напоминают андезито-базальты Ян-

гиканской толщи. В шлифах порода полнокристаллическая, порфировидная с гипидиоморфно-зернистой микроструктурой. Фенокристаллы занимают 60—70% объема породы. Представлены плагиоклазом, пироксеном (авгит), рудным минералом. Пироксен часто замещен эпидотом, хлоритом, опацитизирован. Редко встречается амфибол, акцессорный апатит.

Дарбазинский субвулкан слагает удлиненное в плане тело, ориентированное длинной осью в север-северо-западном направлении по левому борту Тюябогузсая. К северу оно резко сужается, превращаясь в маломощную жилу. Длина тела 875 *м*, ширина 175 *м*, направление падения северо-восточное под углами 60—70°. На востоке вулкан прорывает образования Тюябогузской толщи. Тело сложено андезитами, представляющими собой породу с темно-лиловой мелкозернистой основной массой и небольшим количеством фенокристаллов полевых шпатов. В шлифах породы имеют кристаллокластическую структуру. Структура основной массы криптокристаллическая с элементами микролитовой. Порфировые выделения занимают от 10 до 30% объема породы. Они представлены плагиоклазом (лабрадор № 50—60), который часто образует гломеропорфировые скопления. Встречаются единичные кристаллы калишпата. По химическому составу порода соответствует андезиту Р. Дэли.

Карачагыльский и Южноянгиканский вулканы. Оба вулкана сложены породами одного петрографического состава, но разобщены в пространстве современными отложениями и трахилипаритами Тюябогузской толщи.

Карачагыльский вулкан расположен в крайней северо-западной части одноименных гор. Он представляет собой тело овальной в плане формы, загибающееся в северной части к юго-востоку и осложненное двумя апофизами юго-восточного простирания. Длина его до 1 *км*, ширина — до 300 *м*. Направление падения тела восточное, под углом 60°. Андезиты вулкана имеют порфировидную структуру, количество вкрапленников до 25—30%. Основная масса характеризуется андезитовой структурой.

Южноянгиканский вулкан располагается западнее одноименного месторождения. В плане — это бесформенное тело с жилообразными апофизами, ориентированными в субмеридиональном направлении. Размеры его 870 × 750 *м*. Контакты вулкана крутые — 60—80°. Субвулканические тела сложены андезитами — плотными массивными породами черного цвета с большим количеством (до 30%) мелких вкрапленников. Под микроскопом структура породы полнокристаллическая, порфировидная. Во вкрапленниках — плагиоклаз, пироксен, кварц. По химическому составу породы соответствуют диоритам Р. Дэли.

Субвулканические аналоги Ташкескенской толщи представлены двумя крутопадающими телами, образующими в плане вытянутые выходы размерами 650 × 270 *м* и 400 × 100 *м*. Первое имеет северо-восточное простирание, второе вытянуто в меридиональном направлении. Расположены они на расстоянии 0,5 *км* друг от друга и в 1 *км* к северу от рудопроявления Ташкескен. Вулканы прорывают породы Пиязлысайской и Кызылбулакской толщ, а также нижний песчано-конгломератовый горизонт Ташкескенской толщи. Оба субвулкана сложены липаритами с тонкоплитчатой формой отдельности. Основная масса приконтактовых разностей характеризуется наличием большого количества нераскристаллизованного стекла. Текстура породы флюидальная, иногда перлитовая. В шлифах видны характерные округлые трещины сжатия, ориентированные косо по отношению к полосам флюидальности (элементы перлитовой текстуры). Вкрапленники редки и представлены единичными ксеноморфными зернами калишпата и плагиоклаза. В центральных частях тел флюидальность исчезает или слабо заметна (в шлифах). Структура основной

массы здесь микрофельзитовая. По химическому составу породы близки к щелочному граниту Р. Дэли.

Субвулканические аналоги Самгарской толщи представлены жилообразным телом, которое размещается в зоне Тулыбулакского разлома и хорошо выделяется на местности благодаря скалистым формам рельефа и красному цвету липаритов. Протяженность тела около 6 *км*, мощность — до 200 *м*. Прослеживается с юго-запада от рудопроявления Кызылтур на северо-восток. В северной части падение его южное, юго-восточное, под углами 60—87°.

Породы, выполняющие субвулкан, внешне не отличаются от липаритов Самгарской толщи. Это красновато-коричневые, плотные, массивные породы, структура основной массы микрофельзитовая с участками микропегматитовой. Количество вкрапленников составляет 45—50% объема породы. Преобладают калишпат (до 40%), кварц, в меньшей мере отмечаются плагиоклаз и биотит.

6. **Геохимические особенности вулканитов.** Вулканогенные образования Янгикан-Ташкескенской мульды отличаются положительной геохимической специализацией на рудные элементы, особенно свинец и цинк (табл. 16). Обращают на себя внимание высокие средние содержания молибдена в породах шурабсайской свиты, серебра — в образованиях Кызылбулакской и Самгарской толщ. Элементы литофильной и сидерофильной групп в целом коррелируют с петрохимическим составом вулканитов. По отношению к кларковым значениям (табл. 4), содержания микроэлементов в породах прогиба выше от двух до десяти раз.

Ж. Адрасманская мульда (1, *VII*)

Расположена в центральной части Карамазарского региона и имеет сложное глубинное строение. Здесь в пределах погребенных под верхнепалеозойскими вулканогенными породами раннегерцинских прогибов, возможно, сохранились останцы песчано-сланцевых отложений ордовика-силура, нижнедевонских вулканитов и среднепалеозойских карбонатных пород. Названные породы, по-видимому, являются продолжениями Алтынтопканского и Токмак-Джамансайского прогибов и располагаются в северных и южных частях мульды. Центральная ее часть сложена на глубине в основном гранитоидами, которые и составляют нижний структурный ярус. Верхний структурный ярус имеет максимальную в Карамазаре мощность и представлен осадочно-вулканогенными образованиями средне-, верхнекарбонового и нижнепермского вулканогенных комплексов.

В основании осадочно-вулканогенных образований Адрасманской мульды, по представлению авторов данного раздела, залегают терригенно-осадочные отложения Карандженской толщи (2, *11*), которые залегают стратиграфически выше карбонатных пород среднего девона — нижнего карбона и параллелизуются со свитой Уя (Васильковский, 1952).

В пределах площади мульды отложения упомянутой толщи развиты ограниченно и распространены в виде отдельных выходов в районе Канташской известняковой гряды. Породы представлены тонкослоистыми черными и темно-серыми глинистыми сланцами и аргиллитами, на долю которых приходится 95% объема толщи, с прослоями и линзами светло-серых известняков. В нижней части разреза породы интенсивно метаморфизованы: эпидотизированы, карбонатизированы и альбитизированы, вследствие чего порода приобретает послойную окраску с характерным чередованием серых, темно-бурых, розовых и зеленоватых цветов. В верхней части разреза среди сланцев наблюдаются прослои мелкозернистых песчаников. Мощность толщи 75—100 *м*. Петрографическая характеристика вулканитов Адрасманской мульды приведена в табл. 17.

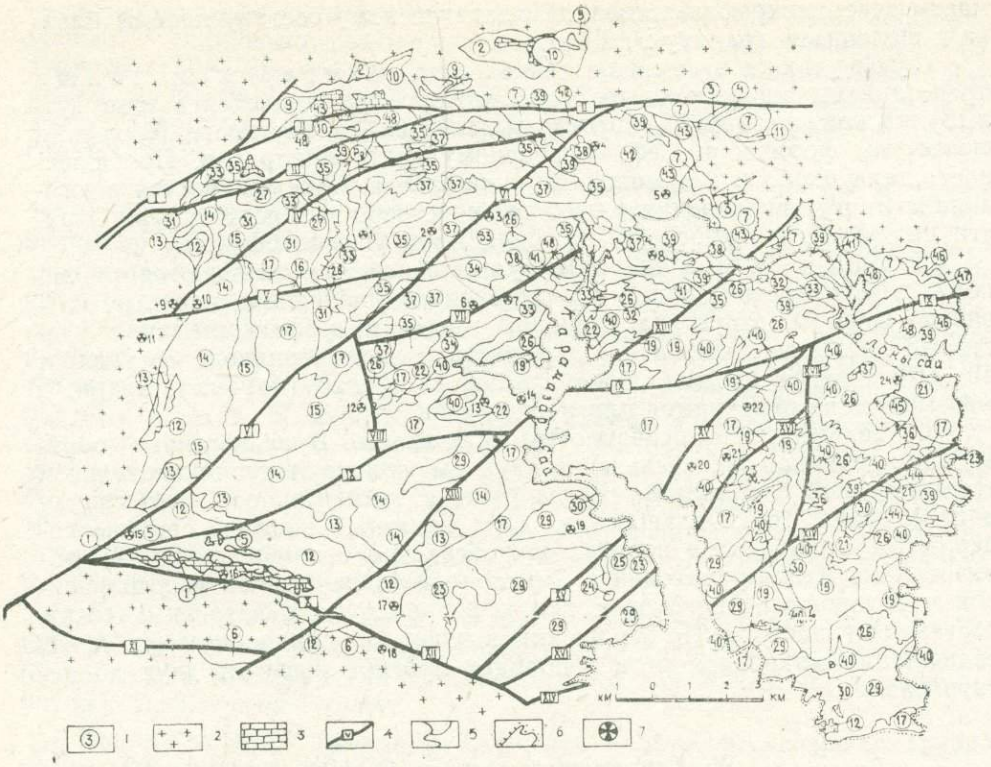


Рис. 8. Карта распространения вулканогенных образований в Адрасманской мульде.

Номера вулканогенных толщ: *1* — Канташская, *2* — Шакаркутанская, *3*—Долонинская, *4* — Пазманская, *5* — Узунарчасайская, *6* — Танглитауская, *7* — Джамансайская, *8* — Алтынтопканская, *9* — Баштавакская, *10* — Чукурдаванская, *11* — Ишумская, *12* — Карханинская, *13* — Уткемсуйская I, *14* — Уткемсуйская II, *15* — Чалысайская, *16* — Зюралысайская, *17* — Алмалысайская, *18* — Джельтимесская, *19* — Караташская, *20* — Кошмагатская, *21* — Ачереклюкская, *22* — Кызылтауская, *23* — Куламатауская, *24* — Шорбулакская, *25* — Джузумская, *26* — Кушайнакская, *27* — Чиберлисайская, *28* — Бурачарская, *29* — Акшуранская, *30* — Карабулакская, *31* — Бурытайланская, *32* — Тарыэканская I, *33* — Тарыэканская II, *34* — Аксайская, *35* — Сферолитовая, *36* — Коголмалысайская, *37* — Тавакская, *38* — Акпетская, *39* — Джеркамарская, *40* — Асказанская, *41* — Канимансурская, *42* — Адрасманская, *43* — Кызылбашинская, *44* — Бадамская, *45* — Каратауская, *46* — Долонысайская, *47* — Курбантауская, *48* — Сарытайпанская; *2* — интрузивные образования, *3* — карбонатные отложения, *4* — разломы: *I* — Железный, *II* — Пазманский, *III* — Джангалыкский, *IV* — Тавакский, *V* — Аметистовый, *VI* — Тарыэканский, *VII* — Алмадонский, *VIII* — Поперечный, *XI* — Бирюзовый, *X* — Уткемсуйский, *XI* — Кызылчекинский, *XII* — Окурдаванский, *XIII* — Кошмуллинский, *XIV* — Кызылтурский, *XV* — Танглытауский, *XVI* — Линейный, *XVII* — Коголалмалысайский, *5* — границы пород, *6* — границы четвертичных отложений, *7* — месторождения: *1* — Тавакское, *2* — Замбарак, *3* — Тарыэкан, *4* — Камазакбулак, *5* — Адрасман, *6* — Алмадон, *7* — Каптархана, *8* — Канимансур, *9* — Куруксай, *10* — Аметистовая жила, *11* — Канджол, *12* — Кармерген, *13* — Кызылунгур, *14* — Алмалы, *15* — Кархана, *16* — Восточный Кантау, *17* — Баритовая горка, *18* — Северный Чокадамбулак, *19* — Карабулак, *20* — Джузум, *21* — Асказан, *22* — Джелтимес, *23* — Коктерек, *24* — Джеркамар

1. **Среднекарбоновый вулканогенный комплекс.** Среднекарбоновые вулканогенные образования широко распространены в районе Адрасманской мульды и чрезвычайно разнообразны по составу. Они представлены двумя свитами — акчинской и джамансайской. **Акчинская свита** представлена Канташской, Научаскенской, Шакаркутанской, Долонинской, Пазманской толщами (2, *19, 20, 21*).

Канташская толща расположена в урочище Койбатта вблизи северной границы Канташской известняковой гряды и приурочена к зоне одноименного глубинного разлома (рис. 8, *1*). Толща сложена темно-серыми, зеленоватыми, массивными андезито-базальтами, с порфировыми выделениями полевого шпата и темноцветных минералов.

По своим внешним структурно-текстурным особенностям андезито-базальты можно подразделить на мелко- и среднепорфировые.

Мелкопорфировые андезито-базальты представляют собой плотную массивную породу зеленоватой и темно-серой окраски с относительно редкими и небольшими по размерам (до 1,5 *мм*) вкрапленниками плагиоклаза (10%) и фемических минералов (до 8%), которые почти полностью опацитизированы.

Основная масса микролитовая и занимает 80—90% объема породы. Как правило, она насыщена новообразованиями эпидота и альбита, которые придают породе характерную пятнистую окраску. Среднепорфировые андезито-базальты отличаются плотным массивным сложением, темно-серой и зеленовато-серой окраской. Вкрапленники представлены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (15—30%) и темноцветными минералами (8—10%), среди которых различаются пироксен и амфибол. В отдельных обнажениях порода приобратает лампрофировидный облик за счет крупных призматических зерен пироксена. По химическому составу породы Канташской толщи соответствуют кварцевому базальту Р. Дэли (табл. 18). Мощность толщи варьирует в широких пределах — от нескольких сотен до 1000 *м*. Протяженность выхода около 6 *км*.

Научаскенская толща (осадочная) обнажается севернее Канташской известняковой гряды и прослеживается в виде узкой полосы (5 *км*) от Тарыэканского разлома на западе до северо-восточных склонов горы Караджен, неоднократной смещенной разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Толща имеет неоднородное строение и представлена тонкослоистыми углистыми сланцами и аргиллитами, которые выше по разрезу сменяются грубозернистыми, светло-серыми, розовыми и темно-серыми песчаниками. Отдельные разности песчаников по своему облику напоминают полнокристаллические породы типа гранитов и гранодиоритов. Нередко в последних встречаются прослои конгломератов мощностью от 3 до 30 *м*. Мощность толщи меняется от 20 до 200 *м*.

Шакаркутанская толща имеет ограниченное распространение, располагаясь на двух геологически разобщенных участках (8, *2*). Наиболее крупный из них (2 кв. *км*) отмечен в среднем течении сая Шакаркутан в пределах северного крыла Пазманского разлома. Породы толщи слагают периклинальную часть, полого погружающуюся на восток Карандженской синклинали. Второй выход (0,7 $км^2$) толщи размещается несколько западнее первого, в блоке между Пазманским и Железным разломами. Разрез толщи сложен лавами и туфолавами щелочных андезитов, отличающихся темно-серым, зеленовато-серым и темно-вишневым цветов, массивной текстурой. Порфировые выделения (15—55%) представлены преимущественно плагиоклазом, амфиболом и пироксеном. Исключительно редко присутствуют единичные выделения калишпата и кварца, количественное содержание которых выше по разрезу значительно увеличивается (до 2—3%).

Следует отметить также преобладание туфолав андезитового состава над лавами андезитов в верхах разреза. По петрохимическим особенностям андезиты, слагающие Шакаркутанскую толщу, ближе всего соответствуют щелочноземельным роговообманковым сиенитам Р. Дэли, отличаясь от последних пониженным содержанием кремнекислоты и щелочных алюмосиликатов. Максимальная мощность толщи составляет 130 *м*.

Долонинская толща образует два небольших выхода (8, *3*) в верховьях Койбагисая, к югу от Баштавакского разлома, обнажающихся на площади 0,4 $км^2$.

Толща сложена плотными, массивными андезитами темно-серого цвета с темно-фиолетовым и коричневатым оттенком. Порфировые выделения составляют 25—35% от объема породы и представлены плагиоклазом, биотитом и пироксеном. Основная масса породы сложена

полуразложенным стеклом, содержащим слабо ориентированные микролиты плагиоклаза. По химическому составу андезиты близки к гиперстеновому и авгитовому андезиту Р. Дэли (табл. 18). Мощность толщи составляет более 140 *м*.

Пазманская толща. Отложения толщи образуют небольшие выходы (8, *4*) в левом борту Койбагисая, к югу от Пазманского разлома и представлены зеленовато-серыми, серыми, плотными кварцевыми латитами, для которых характерно наличие мелких, дисковидных, грубоориентированных обломков вулканического стекла, придающих породе туфовидный облик. Общее количество чужеродного обломочного материала составляет 10—15% объема породы.

Вкрапленники представлены полевым шпатом (30%), кварцем (1—3%) и фемическими минералами (10%). Вторичные изменения выражены серицитизацией и карбонатизацией, в меньшей мере — хлоритизацией. По химическому составу описываемые кварцевые латиты близки к кварцевому латиту Р. Дэли, отличаясь от него несколько повышенной щелочностью (табл. 18). Мощность толщи 150 *м*.

Джамансайская свита. Отложения ее повсеместно залегают на размытой поверхности акчинской свиты и перекрываются отложениями надакской свиты (2, *26, 32, 33, 35—37*). Джамансайская свита в пределах данной площади включает Узунарчасайскую, Танглитаускую, Джамансайскую, Алтынтопканскую, Баштавакскую, Чукурдаванскую, Ишумскую, Карханинскую, Уткемсуйскую I, II толщи, которые сложены в основном породами умеренно кислого состава (дациты, андезито-дациты, липарито-дациты).

Узунарчасайская толща обнажается в урочище Кайбатта в виде отдельных выходов, общая площадь до 0,6 *км*^{2} (8, *5*). Сложена однородными по составу, но весьма разнообразными по структурно-текстурным особенностям породами липарито-дацитового состава. Наиболее развиты флюидальные и сферолитовые разности, менее — магматические брекчии. Липарито-дациты представляют собой светло- и зеленовато-серые, иногда красноватые, реже черные плотные породы афировой и олигофировой структуры. Основная масса занимает от 80 до 98% объема породы и сложена преимущественно раскристаллизованным вулканическим стеклом и агрегатом кварц-полевошпатового состава (табл. 17). Порфировые выделения представлены плагиоклазом (до 12%), кварцем (до 3%) и биотитом (до 4%). По химическому составу липарито-дациты близки к гранодиоритам Р. Дэли, отличаясь от последних пересыщенностью глиноземом и более низким содержанием алюмосиликатов и анортитовой молекулы (табл. 18). Мощность толщи 100 *м*.

Танглитауская толща прослеживается полосой в южных блоках Окурдаванского и Кызылчекинского разломов (8, *6*) и представлена кварцевыми латитами, залегающими на среднепалеозойских известняках, гранитоидах Чокадамбулакского и Канташского интрузивных массивов.

Джамансайская толща. Породами данной толщи, по мнению В. В. Акимова, сложено почти все основание Адрасманской мульды, тогда как на поверхности они обнажены только в северо-восточной краевой части мульды на небольшой площади (8, 7) в верховьях Койбагисая. Несколько более мелких выходов располагаются в тектонических блоках в зоне Баштавакского разлома.

Низы толщи представлены маломощным терригенно-карбонатным горизонтом (5—30 *м*), который представлен темными битуминозными известняками, но чаще обладает пестрым составом (чередование туфогенных песчаников, алевролитов, темных известковистых сланцев, битуминозных известняков). Выше по разрезу залегают дациты темно-серой, фиолетово-серой окраски. Структура породы от мелко- до крупнопорфировой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (от 20—35 до 50%), калишпатом (ед. зерна), кварцем (10%), биоги-

том (15%), амфиболом (5%) и пироксеном (ед. зерна). В общей сложности количество вкрапленников составляет 50—60% от объема породы. Следует отметить, что вверх по разрезу количество фемических минералов уменьшается. В этом же направлении изменяется структура основной массы, которая от микрофельзитовой, микропойкилитовой переходит в стекловатую. Иногда в основной массе встречаются шлиры, состоящие из кварц-полевошпатового агрегата, образовавшиеся за счет перекристаллизации вулканического стекла.

Фигуративная точка дацитов данной толщи на диаграмме А. Н. Заварицкого располагается между гранодиоритами и диоритами Р. Дэли (табл. 18). К Джамансайской толще в данном районе В. В. Акимовым также отнесены мелкие выходы на южных склонах горы Ак-Джилак и узкая полоса, ограниченная с юго-запада Аккурским надвигом. Данные выходы сложены кварцевыми латитами. Внешне это массивные, плотные породы темно-серого до черного цвета. На фоне основной массы четко выделяются светлые вкрапленники полевых шпатов, а также кварц и темноцветные минералы. Под микроскопом во вкрапленниках установлены плагиоклаз (до 25%), калишпат (2—3%), кварц (до 1%), биотит (5—7%), амфибол (3—5%). Состав и количественные соотношения вкрапленников непостоянны; структура основной массы гиалопилитовая.

По химическому составу породы близки к щелочноземельным роговообманковым сиенитам Р. Дэли. Характерные отличительные особенности — преобладание калия над натрием и повышенное содержание свободного кремнезема. Мощность Джамансайской толщи в совмещенном разрезе достигает 800 *м*.

Алтынтопканская толща в районе Адрасманской мульды распространена незначительно (8, *8*) и представлена дацитами, аналогичными описанным в Алтынтопканском прогибе. Мощность толщи в данном районе достигает 80—100 *м*.

Баштавакская толща образует небольшие выходы в северо-западной части Адрасманской мульды (8, *9*) и представлена серыми, светло- и темно-серыми массивными андезито-дацитами. Порфировые выделения составляют 40—50% объема пород и представлены плагиоклазом, кварцем, биотитом, амфиболом. В единичных количествах встречается калишпат. Основная масса чаще всего фельзитовая, иногда стекловатая. По петрохимическим особенностям андезито-дациты занимают промежуточное положение между дацитами и андезитами Р. Дэли (табл. 18). Мощность толщи составляет 235 *м*.

Чукурдаванская толща распространена в северо-западной части Адрасманской мульды (8, *10*). Толща представлена серыми, темно-серыми, плотными дацитами. Структура пород порфировая со стекловатой, фельзитовой, микрофельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены полевым шпатом, кварцем и темноцветными минералами: биотитом и амфиболом. Количество порфировых выделений составляет 40—55% от объема породы. Основная масса представлена раскристаллизованным агрегатом кварц-полевошпатового состава. Нередко в основной массе наблюдаются участки серицитизации, карбонатизации. По фемическим минералам преимущественно развит хлорит, иногда эпидот. Мощность толщи 150 *м*.

Ишумская толща, согласно данным Э. Бертмана, обнажается в среднем течении Ишумсая, на водоразделе между ручьями Ишум и Койбаги к югу от Баштавакского разлома (8, *11*). Мощность толщи изменяется в широких пределах и колеблется от 25 до 275 *м*. Толща сложена осадочными и пирокластическими породами, где первые резко преобладают.

Пирокластические породы представлены туфоконгломератами и туфопесчаниками. Последние имеют средне- и крупнозернистую структуру, полимиктовые, серого и темно-серого цвета. Под микроскопом туфопесчаники имеют неравномернозернистую, витрокристаллолито-

кластическую структуру, где 85—95% объема породы составляет обломочный материал. По составу туфопесчаники близки к дацитам Р. Дэли.

Карханинская толща обнажается в урочище Койбатта в тектоническом блоке, ограниченном Окурдаванским и Кызылчекинским разломами (8, *12*). В верховьях Кызылалмалысая рассматриваемые выходы сливаются в единое тело. Отдельные выходы размещаются в зоне Окурдаванского разлома, в районе перевала Танглидаван и в крайней южной части гор Асказан. Площадь толщи около 27 *км. кв.*

Дациты представляют собой массивные, плотные порфировые породы с отчетливо выраженной кристаллокластической структурой. Цвет породы от зеленовато-серого до темно-серого, иногда с коричневатым оттенком. Порфировые выделения составляют от 50 до 70% от объема породы и представлены плагиоклазом (№ 36—45), кварцем, биотитом, амфиболом и калишпатом. Последний в породе распределен крайне неравномерно и его содержание колеблется от 0 до 10%. Основная масса составляет 30—50% от объема породы. Структура ее стекловатая, реже микрофельзитовая. Подчиненное положение среди пород Карханинской толщи занимают магматические брекчии, образующие небольшие линзовидные залежи в эндоконтактах субвулканических тел. Мощность толщи составляет 500 *м*. Химический состав пород соответствует дациту Р. Дэли.

Уткемсуйская I толща расположена в средней части урочища Койбатта (8, *13*) и прослеживается в виде единого полого залегающего тело длиной 5 *км,* мощностью от 20 до 300 *м,* разобщенного разломами северо-восточного простирания на отдельные тектонические блоки. Она сложена липаритами, представляющими собой плотные лавоподобные породы красноватой и светло-серой окраски с хорошо выраженной порфировой структурой. Вкрапленники составляют от 10 до 35% и представлены плагиоклазом (№ 28—37), калишпатом, кварцем, биотитом, в отдельных разностях амфиболом. Последние в большинстве случаев, нацело опацитизированы. Структура основной массы липаритов в большинстве случаев стекловатая, фельзитовая и микрофельзитовая. В меньшей степени встречаются сферолитовые разности пород. По петрохимическим особенностям породы данной толщи отвечают риолитам Р. Дэли, отличаясь от последних несколько пониженным содержанием алюмосиликатов (табл. 18). Мощность толщи 140 *м*.

Уткемсуйская II толща залегает моноклинально (10—40°) на липаритах Уткемсуйской I и обнажается в северной части урочища Койбатта (8, *14*) на площади около 30 *км*^{2}. Толща сложена однородными кристаллокластическими липарито-дацитами, преимущественно красного цвета. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, который по составу соответствует андезину (20—30%), кварцем (до 4%), образующим нередко крупные (до 25 *мм*) изометрические зерна, биотитом и амфиболом (до 4%). Редко наблюдаются единичные зерна калишпата. Общее количество вкрапленников составляет 40—45% от объема породы. Основная масса стекловатая, слабо раскристаллизованная, обладает четко выраженной флюидальностью. Линии течения образуют изгибы, обтекающие вкрапленники. По химическому составу породы данной толщи соответствуют липарито-дацитам Р. Дэли, сумма щелочей несколько повышена, характерно преобладание калия над натрием. Мощность толщи составляет 160 *м*.

2. **Средне-верхнекарбоновый вулканогенный комплекс.** Данный комплекс представлен вулканитами **надакской** свиты, которые в пределах Адрасманской мульды представлены следующими толщами: Чалысайской, Зюралысайской, Алмалысайской, Джельтимесской, Караташской, Кошмагатской и Ачереклюкской (2, *41, 42*).

Чалысайская толща обнажается в верховьях Кармергенсая, Кызылалмалысая и слагает безымянную вершину в верховьях Катранглисая (8, *15*). Согласно данным А. А. Починка, толща сложена мас-

сивными лавоподобными породами латитовского состава. Падение пород северное, под углами 15—25°. Мощность толщи достигает 500 *м*.

Толща имеет зональное строение, границы между отдельными зонами, отличающимися структурно-текстурными особенностями пород, нечеткие и постепенные. Макроскопически латиты, слагающие центральную часть тела, представляют собой серые, темно-серые, зеленоватые, иногда лиловые и коричневатые порфировые породы, где вкрапленники представлены плагиоклазом и темноцветными минералами. Размеры порфировых выделений меняются от десятых долей миллиметра до 2—3, редко достигая 4 *мм*. В отдельных случаях в составе вкрапленников наблюдаются единичные изометричные зерна кварца. Основная масса имеет гиалопилитовую, реже пилотакситовую и микропойкилитовую структуры.

Эндоконтактовая зона описываемых образований со стороны подошвы тел сложена туфовидными, мелкопорфировыми латитами, состоящими из таблитчатых и обломочных вкрапленников плагиоклаза (15—50%) идиоморфных зерен биотита и амфибола (до 5%). В отдельных шлифах встречаются единичные выделения кварца. Связующая основная масса породы имеет стекловатую и микролитовую структуры. Мощность мелкопорфировых латитов достигает 5—7 *м*. Выше по разрезу описанные латиты сменяются обломочными породами, напоминающими обликом агломератовые лавы. Последние состоят из обломков среднепорфировых латитов, сцементированных породой того же состава. Мощность обломочных пород около 10 *м*.

По данным В. В. Акимова, Чалысайская толща в 3 *км* к западу от т. Кызылтау представлена трахидацитами, которые подразделяются им на шесть разновидностей. Последние отличаются по окраске, количеству вкрапленников, структуре основной массы. Трахидациты в основном темно-серого, коричневато-серого и темно-сизого цвета. Вкрапленники представлены плагиоклазом (15—20%), биотитом (10%), амфиболом (2—10%), моноклинным, а иногда ромбическим пироксеном (1—2%). Основная масса имеет микропойкилитовую, пилотакситовую, гиалопилитовую структуры. На диаграмме фигуративная точка данных пород располагается между средними типами дацитов и трахидацитов по Р. Дэли (табл. 18).

Зюралысайская толща представлена выходами туфолав, лав, реже туфов липарито-дацитового состава в северо-западной части мульды (8, *16*). Породы имеют порфировую, литовитрокластическую структуру и флюидальную, реже массивную текстуру. Вкрапленники представлены кварцем (до 15%), полевым шпатом (до 20%) и темноцветными минералами (до 40%). В туфах и туфолавах в основной массе породы содержатся угловатые обломки вулканического стекла (до 15%). В лавовых разностях по сравнению с упомянутыми процент обломочных включений стекла резко снижается. Для фемических минералов (биотит, амфибол) характерно наличие опацитовой оторочки. По петрохимическим особенностям для липарито-дацитов характерно преобладание калия над натрием и несколько повышенные содержания кремнекислоты по сравнению со средними типами пород Р. Дэли (табл. 18). Мощность толщи составляет 300 *м*.

Алмалысайская толща. Наиболее крупные выходы пород толщи расположены в верховьях левых притоков Кызылалмалысая, откуда они через горы Куламатау прослеживаются до Карамазарсая (8, *17*). По внешнему облику породы толщи подразделяются на 2 разности: массивные плотные липариты и туфолавы липаритового состава, причем последние, по мнению А. А. Починка, приурочены к верхней части разреза. Четкой границы между выделенными разностями не наблюдается.

Внешне массивные липариты представляют собой однородные, плотные, порфировые породы светло-серой и красновато-коричневой окраски, с хорошо различимыми вкрапленниками полевых шпатов и

кварца. Они часто содержат угловатые и линзовидные обломочки красных и розоватых пород, отвечающих по составу липаритам или кварцевым порфирам. Преобладающий размер обломков 3—5 *мм*, иногда размер их достигает до 3—4 *см* в поперечнике. Общее количество порфировых выделений в породе составляет около 25—30% от объема породы. Размеры их изменяются от сотых долей до 3 *мм*.

Туфолавы липаритов представляют собой светлые, с красноватым и коричневым оттенком порфировые породы с глыбовой или плитчатой отдельностью. Помимо вкрапленников в туфолавах содержатся линзовидные обособления, отличающиеся от окружающей породы характерной зеленоватой окраской. Они часто раскристаллизованы до микрофельзитовой массы и содержат идиоморфные вкрапленники полевых шпатов и оплавленные корродированные кристаллы кварца. Количество обломочного материала достигает местами 10—15% от общего объема породы. Участки породы, насыщенные тонкими выделениями стекла, создают впечатление флюидальной структуры. Средний химический состав пород Алмалысайской толщи отвечает ультракислым калиевым липаритам, которые отличаются от риолитов Р. Дэли более высоким содержанием кремнезема, пониженным количеством щелочных алюмосиликатов и преобладанием калия над натрием (табл. 18). Мощность толщи 800 *м*.

Караташская, Кошмагатская и Ачереклюкская толщи объединяют одновозрастные породы дацитового, дацито-андезитового и липарито-дацитового составов. Поэтому данные толщи рассматриваются в качестве единого подразделения, выделенного А. А. Починком под названием Караташской толщи.

Джельтимесская толща обнажается в правом борту Джамансая, в его среднем течении (8, *18*). Внешне это крупнопорфировые трахидациты серой, зеленовато-серой и красновато-коричневой окраски, которые образуют полого падающие залежи и пластообразные тела. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, биотитом, амфиболом, пироксеном и кварцем, которые составляют 50—65% от объема породы. Основная масса имеет микрофельзитовую и в меньшей мере микропойкилитовую структуру. По химическому составу трахидациты близки к дацитам Р. Дэли, отличаясь от последних повышенным содержанием щелочей (табл. 18).

Караташская толща широко развита в горах Асказан, в обоих бортах Карамазарсая, в районе родника Акшуран, в горах Булюктау и на восточных склонах и юго-восточных склонах хр. Куламатау (8, *19, 20*). Площадь распространения толщи 24 *км*^{2}. Сложена темно-серыми и буроватыми, плотными дацито-андезитами с характерной пластовой отдельностью. Структура породы порфировая, реже сферолитовая. Вкрапленники занимают от 25 до 60% объема породы. Размеры порфировых выделений меняются от долей миллиметра до 3—5 *мм* и представлены плагиоклазом, биотитом, кварцем, единичными зернами амфибола и калишпата. Химический состав рассматриваемых пород близок дациту Р. Дэли, отличаясь от него слабым преобладанием щелочных алюмосиликатов и несколько меньшим содержанием анортитовой молекулы (табл. 18).

В. В. Акимовым данная толща описана в левом борту Карамазарсая — к югу от месторождения Караташкотан и на южных склонах гор Асказан. Дацито-андезиты этой толщи отличаются массивной текстурой, темно-серым цветом. Выделяются разновидности с фиолетовым, сизым и буроватым оттенками. Породы имеют порфировую структуру, вкрапленники представлены плагиоклазом (10—25%), кварцем (до 3%) и фемическими минералами (10—20%), среди которых превалирует биотит. Размеры вкрапленников от долей до 5—6 *мм*. Структура основной массы микропойкилитовая, гиалопилитовая, текстура породы зачастую шлировая. Мощность толщи достигает 300 *м*.

Выделяемая отдельными авторами Ачереклюкская толща

широко развита в северо-восточной и центральной частях гор Асказан (8—21) и представлена липарито-дацитами. Макроскопически породы характеризуются светло-серой, зеленовато-серой и коричневатой окраской, различная интенсивность которой в пределах отдельных «слоев» придает породе полосчатую текстуру.

Порфировые выделения представлены плагиоклазом, биотитом, амфиболом и кварцем. В отдельных шлифах наблюдаются редкие кристаллы калишпата. Размеры вкрапленников изменяются от 0,6 до 3 иногда до 6 *мм*. Плагиоклаз довольно часто замещается альбитом, который устанавливается по отрицательному показателю преломления и замерам углов симметричного погасания. Первичный состав его соответствует андезину (№ 37—42) и реже олигоклазу (№ 11—15). Основная масса пород раскристаллизована неравномерно, в результате чего в пределах одного шлифа наблюдается стекловатая, фельзитовая и сферолитовая структуры.

Наряду с плотными лавоподобными липарито-дацитами в строении толщи принимают участие рыхлые обломочные породы, напоминающие внешним обликом пирокластические образования типа туфоконгломератов. Они состоят из обломков размерами от 2—3 *см* до 0,3—0,5 *м* в поперечнике, сцементированных кристаллокластическим материалом липарито-дацитового состава со стекловатой основной массой. Данные отложения преимущественно прослеживаются в основании толщи. По химическому составу липарито-дациты соответствуют среднему типу дацитов Р. Дэли, отличаясь от них повышенным содержанием кремнезема (табл. 18). Мощность горизонта обломочных пород составляет 15—20 *м*. Общая мощность толщи колеблется в пределах от 70 до 200—250 *м*.

3. **Верхнекарбоновый вулканогенный комплекс**. В районе Адрасманской мульды данный комплекс представлен вулканогенными образованиями оясайской свиты, которые с глубоким размывом и структурным несогласием налегают на отложения акчинской, джамансайской и надакской свит и перекрываются вулканитами шурабсайской свиты (2, *51—55, 60, 63—65*). К настоящему времени в составе свиты выделены вулканогенные толщи, сложенные породами преимущественно кислого и ультракислого состава. Подчиненное значение в разрезе оясайской свиты имеют породы умереннокислого состава.

Породами Кызылтауской толщи сложено несколько крупных выходов в районе горы Кызылтау, в блоке между Кошмуллинским и Бирюзовым разломами (8, *22*). В Кызылтауской толще В. В. Акимовым выделяется четыре горизонта.

Первый, или осадочный, представлен конгломератами, песчаниками и известняками с варьирующей мощностью от 0 до 160 *м*.

Второй тянется в виде узкой прерывистой полосы от кишлака Афон (правый борт Карамазарсая) до русла Кушайнаксая. Литологический состав его однообразен. Это грубослоистые туфобрекчии, туфы и туфопесчаники, мощность которых 0—90 *м*.

Третий представлен массивными лавами липаритового состава с характерной сферолитовой структурой. Сферолитовые выделения составляют до 80% объема породы, размеры их 0,5—2,5 *см*. Основная масса имеет фельзитовую структуру. Мощность горизонта сферолитовых липаритов 0—50 *м*.

Четвертый горизонт занимает почти 50% объема Кызылтауской толщи. В составе его выделяется несколько разностей пород: массивные тонкофлюидальные фельзолипариты, брекчиевые лавы того же состава, фельзолипариты с плитчатой отдельностью, сферолитовые фельзолипариты. Для всех перечисленных пород характерны розовато-серые тона окраски и почти полное отсутствие визуально наблюдаемых вкрапленников.

Под микроскопом все разности, кроме сферолитовых фельзолипаритов, не обнаруживают существенных вторичных изменений. Основ-

ная масса фельзитовая, стекловатая, частично перекристаллизована в микрогранофировый, кварц-полевошпатовый агрегат. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз (2—7%), единичные кристаллы калишпата, кварца, серицитизированного биотита. В брекчиевых лавах резко преобладают обломки, родственные по составу цементирующему материалу. По химическому составу породы третьего и четвертого горизонта соответствуют риолиту Р. Дэли (табл. 18). Мощность четвертого горизонта Кызылтауской толщи 0—250 *м*.

Куламатауская толща представлена магматическими брекчиями липаритового состава и распространена в центральной части гор Асказан (8, *23*). Отдельные разрозненные тела развиты на северных склонах хр. Куламатау и гор Карабулак. Магматические брекчии в пределах всех изученных участков залегают полого и падают под углами 10—30°. Макроскопически они представляют собой толстослоистые, реже массивные обломочные породы зеленовато-серой, иногда темно-серой окраски с неравномерным содержанием обломочного материала. Обломки часто очень крупные (до нескольких метров в поперечнике), неотсортированные и представлены как родственными, так и вмещающими породами со стороны подошвы и кровли. Размерность, общее количество и состав обломков меняются в очень широких пределах, в результате чего внешний облик пород резко меняется. В отдельных случаях обломки составляют до 80% объема всей породы.

Цементирующая масса состоит из фенокристаллов оскольчатого облика, погруженных в стекловатую, микрофельзитовую и пепловую основную массу. Количество фенокристаллов меняется в очень широких пределах от 3—5 до 50—60%. Вкрапленники представлены полевым шпатом, кварцем, биотитом. Нередко в составе цементирующей массы присутствуют зеленые линзовидные выделения, которые в совокупности с кристаллокластической структурой придают породе сходство с игнимбритами. Мощность толщи колеблется от 50 до 100 *м*.

Шорбулакская толща. К данной толще отнесены обломочные породы типа магматических брекчий, образующих несколько небольших тел в районе родника Шорбулак и на юго-восточных склонах гор Куламатау (8, *24*). Согласно данным А. А. Починка, они слагают пологие, реже секущие субвулканические тела мощностью не более 10—15 *м*, редко 30 *м*. Наиболее крупный выход толщи (0,2 *кв. км*) обнажается в северном блоке Кызылтурского разлома. Он сложен серыми и красноватыми массивными, иногда со слабыми признаками флюидальности порфировыми породами с многочисленными «окатанными» и остроугольными обломками мелкопорфировых латитов и дацито-андезитов. По петрохимическому составу данные породы соответствуют латитам Р. Дэли.

Джузумская толща. Небольшой выход толщи находится в нижнем течении Карамазарсая, в его правом борту (8, *25*). Джузумская толща сложена преимущественно сферолитовыми и в меньшей степени флюидальными липаритами.

Тонкофлюидальные липариты — светло-серые, иногда с буровато-сиреневатым оттенком породы, состоящие из вкрапленников плагиоклаза (6—7%), биотита (до 1—2%) и кварца (0—1%). В большинстве случаев биотит полностью или частично опацитизирован. Флюидальная текстура породы подчеркивается чередованием различно окрашенных и раскристаллизованных полос. Вкрапленники плагиоклаза часто вытянуты вдоль флюидальности.

Сферолитовые липариты — светлые, плотные породы массивной и флюидальной текстуры, зеленоватой и красноватой окраски с хорошо выраженными радиально-лучистыми и округлыми сферолитами размером от 2 до 20 *мм*. Структура основной массы фельзитовая в сочетании с микрофельзитовой и сферолитовой. В порфировых выделениях отмечаются вкрапленники плагиоклаза (2—3%), кварца

(0—4%), калишпата (1—2%) и биотита (1—2%). По химическому составу эти породы отвечают ультракислым калиевым липаритам. По сравнению со средним типом липаритов Р. Дэли породы толщи характеризуются аномально высокими (71—79%) содержаниями кремнезема и резким преобладанием калия над натрием (табл. 18). Мощность толщи составляет 150 *м*.

Кушайнакская толща образует довольно крупные выходы на правом борту Долонысая, в бассейне Кушайнаксая, в районе месторождения Караташкотан, которые обнажаются в виде узкой полосы на правом борту Карамазарсая, севернее горы Кызылтау (8, *26*). Более мелкие выходы известны на западных склонах плато Дороны, в среднем течении Дрежсая и ряде других пунктов. Мощность толщи меняется от 100 м к северу от г. Кызылтау и до 400—500 *м* на месторождении Канимансур и в Кушайнаксае.

В составе толщи преобладают породы среднего состава с несколько повышенной щелочностью. Это кварцевые латиты, трахиандезиты, дацито-андезиты. Толща подразделяется на 5 горизонтов, описание которых мы приводим ниже.

Первый без заметного структурного несогласия лежит на слабо размытой поверхности Кызылтауской и Караташской толщ. Это непротяженные маломощные линзы (мощность до 40 *м*), сложенные чередованием мелкогалечниковых туфоконгломератов, темно-серых грубослоистых туфопесчаников, туфов и туфобрекчий андезито-дацитового состава.

Второй обнажается в правом борту Кушайнаксая в виде непрерывной извилистой полосы, протягивающейся от Кошмуллинского разлома до южных окраин киш. Долоны. Горизонт сложен однородными кварцевыми латитами темно-серой, иногда коричневой окраски, плотного сложения, со слабофлюидальной текстурой. Под микроскопом во вкрапленниках установлены таблички плагиоклаза (до 3 *мм*), опацитизированные лейсты амфибола, биотита, единичные зерна кварца, пироксен, замещенный карбонатом и серпентин-хлоритом. Основная масса имеет разнообразную структуру: пилотакситовую, гиалопилитовую и микропойкилитовую.

На диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративная точка располагается между средними типами дацитов и трахиандезитов, вблизи кварцевого латита Р. Дэли (табл. 18).

Третий горизонт выступает из под более молодых пород вдоль русла Кушайнаксая, в 1 *км* юго-западнее кишлака Долоны. Породы его относят к покровным образованиям. Состав однообразен. В нем преобладают щелочные дациты красновато-коричневого и зеленовато-серого цвета, полосчатые и грубослоистые, содержащие многочисленные мелкие обломки вулканогенных пород. Слоистость особенно характерна для разностей зеленовато-серого цвета. Под микроскопом во вкрапленниках установлены зерна кварца (до 3 *мм*), плагиоклаза (до 3 *мм*), опацитизированные кристаллы амфибола и единичные зерна пироксена и биотита, замещенные серицитом. Основная масса пятнистая, среди стекловатого, тонкозернистого агрегата пятнами выделяются участки с микрофельзитовой структурой. По химическому составу порода занимает промежуточное положение между средними типами дацитов и трахитов Р. Дэли. Мощность третьего горизонта 140 *м*.

Четвертый распространен в бассейне Кушайнаксая и на месторождении Караташкотан. Он сложен лавами и агломератовыми лавами трахиандезитового состава. Трахиандезиты лиловой, сиренево-лиловой, зеленовато-серой окраски, массивной текстуры, плотного сложения. Характерны редкие крупные (до 1×3 *см*) фенокристаллы калишпата. Под микроскопом установлены плагиоклаз (зерна до 5 *мм*), мелкие (0,1—0,5 *мм*) опацитизированные кристаллы пироксена (гиперстена?), опацитизированный амфибол и единичные зерна кварца. Структура основной массы гиалопилитовая, причем микролиты плаги-

оклаза иногда обладают согласной ориентировкой, что придает породе трахитоидный облик. Из вторичных минералов развит карбонат.

Пятый горизонт развит кроме участков Кушайнак и Карташкотан на правом борту Карамазарсая, северо-восточнее кишлака Афон, где ложится непосредственно на Кызылтаускую и нижний горизонт Кушайнакской толщ. Сложен дацито-андезитами лавового облика. Во вкрапленниках кроме кварца и плагиоклаза установлены опацитизированные и карбонатизированные биотит и амфибол, а также мелкие кристаллы моноклинного пироксена. Основная масса гиалопилитовая, из вторичных минералов преобладают карбонат, серицит, хлорит.

Кушайнакская нерасчлененная толща развита в юго-восточной части рассматриваемой области, в блоке, ограниченном с севера Бирюзовым, а с запада Кушайнакским разломами. Общая мощность 250 м. Она сложена лавами андезито-дацитового состава. Это плотные, средне- и крупнопорфировые породы темно-серой окраски с идиоморфными порфировыми выделениями полевых шпатов, темноцветных минералов и оплавленных изометрических зерен кварца. Нередко на фоне однородных по размерам порфировых выделений полевых шпатов и темноцветных минералов выделяются гигантозернистые кристаллы плагиоклаза и амфибола размерами до 10—15 *мм*. Мощность толщи не менее 720 *м*.

Чиберлисайская толща расположена в северо-западной части Адрасманской мульды (8, *27*). Породы, слагающие разрез, представлены пестрым набором различных по окраске, плотности и текстуре вулканитов дацитового состава, которые быстро сменяют друг друга как по мощности, так и по простиранию. Здесь устанавливаются лавы, туфолавы, туфы и туфобрекчии, порой содержащие маломощные прослои внутриформационных конгломератов. Окраска пород меняется от пепельно-серой до темно-серой, сложение от рыхлого до весьма плотного и упругого, текстура от среднеслоистой до массивной (табл. 17).

Под микроскопом все перечисленные образования обнаруживают весьма сходный состав. Вкрапленники представлены полевым шпатом, кварцем и темноцветными минералами, которые составляют 30—60% объема породы. В значительном количестве присутствует рудный минерал. Фемические минералы сложены преимущественно биотитом, амфиболом и, как правило, интенсивно опацитизированы. Основная масса породы *гиалопилитовая, стекловатая, реже пилотакситовая.*

Обломочные разности пород составлены обломками дацитов и андезито-дацитов, которые связаны туфовым материалом аналогичного состава. По химическому составу породы толщи отнесены к дацитам (табл. 18). Максимальная мощность отложений толщи составляет 900 *м*.

Бурачарская толща обнажается западнее Тавакского плато (8, *28*). Толща сложена плотными темно-коричневыми и темно-серыми лавами андезитового и дацито-андезитового состава, в основании которых в отдельных пунктах выделяются довольно мощные прослои туфоконгломератов. Породы имеют гиалопилитовую структуру основной массы и массивную текстуру. В порфировых выделениях наблюдаются хорошо образованные идиоморфные зерна плагиоклаза, пироксена и амфибола. Нередко отмечаются вкрапленники кварца. Общее количество вкрапленников составляет 30—65% объема породы (табл. 17).

Конгломераты содержат довольно окатанную гальку Чиберлисайской толщи. Размеры ее 5—50 *см*. Цемент конгломератов туфовый, базальный. Состав его, как правило, несколько кислее состава обломков. Мощность рассматриваемых конгломератов, учитывая прослои туфобрекчий, туфов и туфолав, достигает 50 *м*. Общая мощность толщи составляет 170 *м*.

Акшуранская толща образует крупные выходы в бассейне одноименного сая и в крайней южной части гор Асказан (8, *29*). А. А. Починка описывает дацито-андезиты Акшуранской толщи как плотные порфировые породы темно-серой, иногда с коричневым оттенком окраски, с вкрапленниками полевых шпатов, темноцветных минералов и очень редко кварца. Количество вкрапленников составляет 15—25% объема породы. Под микроскопом для фемических минералов характерно наличие опацитовой каймы. По химическому составу дацито-андезиты Акшуранской толщи близки к среднему типу латитов Р. Дэли, отличаясь от последних пересыщенностью глиноземом, повышенной кислотностью и меньшим содержанием щелочных алюмосиликатов (табл. 17, 18). Мощность толщи варьирует в широких пределах и в среднем составляет 300—350 *м*.

Карабулакская толща обнажается в центральной и южной частях гор Асказан (8, *30*). Отдельные небольшие выходы наблюдаются на северо-восточных склонах гор Карабулак и Куламатау, а также в бассейне Акшурансая. Толща представлена мелкопорфировыми латитами темно-серого, иногда буроватого и черного цвета, массивной, реже слабо флюидальной текстуры. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, темноцветными минералами, среди которых преобладает пироксен, а биотит и амфибол находятся в подчиненном количестве. Редко встречаются зерна кварца.

По петрохимическим особенностям породы Карабулакской толщи близки к дацито-андезитам Акшуранской толщи, отличаясь от них повышенной основностью (табл. 18). Сравнение частных анализов отдельных проб указывает на непостоянное количество кремнезема, содержание которого меняется в довольно широких пределах — от 51 до 60%. Мощность толщи составляет 100 *м*.

Бурытайланская толща обнажается западнее Тавакского плато (8, *31*) и представлена дацито-андезитами темно-серой, буроватой окраски. Текстура пород массивная, иногда за счет обломков латитов принимает слабофлюидальный облик. Порфировые выделения представлены полевым шпатом, кварцем и темно-цветными минералами. Объем вкрапленников составляет до 30—50% объема породы (табл. 17, 18). Основная масса преимущественно состоит из кристаллизованного вулканического стекла, в которой нередко наблюдаются микролиты рудного минерала. Мощность толщи составляет 650 *м*.

Тарыэканская толща широко распространена в бассейне Дрежсая, откуда выходы ее, огибая возвышенный горный массив Алмадон, проникают в Бурочарсай, простираясь от месторождения Каптархона до перевала Арагандавал (8, *32, 33*). В районе Адрасманской мульды известны разрезы двух типов, которые выделены В. В. Акимовым в Тарыэканские I и II толщи.

Тарыэканская I. Разрез толщи начинается горизонтом грубозернистых туфопесчаников и туфогравелитов, содержащих редкую мелкую гальку различных пород, которые выше по разрезу переходят в светлые туфы липаритового состава. Преобладающее значение имеют кристаллокластические разности. Породы этого горизонта залегают в виде коротких и быстро выклинивающихся линз мощностью до 50 *м*. Завершают разрез толщи калиевые трахилипариты светло-серого цвета, нередко с характерными лиловыми и сизыми оттенками, обладающие всегда четко выраженной флюидальностью, переходящей иногда в полосчатость. Микроскопически во вкрапленниках трахилипаритов установлено преобладание интенсивно пелитизированных табличек калишпата размером до 2 *мм*. Реже встречается кварц, образующий ксеноморфные зерна, иногда бухтообразных очертаний. Основная масса обычно стекловатая, иногда фельзитовая.

По химическому составу трахилипариты близки к граниту Р. Дэли. Характерной петрохимической особенностью фельзолипаритов являет-

ся резко повышенное содержание калия по отношению к натрию (табл. 18). Мощность толщи варьирует в пределах от 160 до 340 *м*.

Тарыэканская II. В основании толщи залегают флюидальные калиевые фельзолипариты, выступающие из под более молодых образований в виде прерывистых линз мощностью до 70 *м*. Выше залегают серые тонкоплитчатые среднезернистые туфопесчаники и розовато-серые плотные туфобрекчии с характерными грубоориентированными обломками зеленоватого стекла. Основная масса породы представлена тонкораскристаллизованным буроватым стеклом. Выше по разрезу залегает горизонт туфолавов липаритового состава, которые постепенно переходят в однородные флюидальные фельзолипариты. Последние в свою очередь сменяются темно-серыми щелочными дацитами с порфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, калишпатом, биотитом и амфиболом. Размер порфировых выделений достигает 2 *мм*.

Под микроскопом темноцветные минералы в большинстве случаев почти нацело опацитизированы. Основная масса состоит из светло-бурого тонкораскристаллизованного вулканического стекла, в ней нередко встречаются пятна карбонатного материала. По химическому составу данные породы занимают среднее положение между дацитами и трахитами Р. Дэли.

Завершает разрез толщи горизонт туфов, туфолавов и лавов липаритового состава, который занимает большую часть объема Тарыэканской толщи. Трахилипариты характеризуются флюидальной текстурой, монолитной витрофировой основной массой. Порфировые выделения составляют 2—5% объема породы и представлены преимущественно калишпатом и кварцем. По химическому составу породы соответствуют трахилипаритам с несколько повышенной щелочностью (табл. 18). Мощность толщи не более 750 *м*.

Аксайская толща распространена на участке между Бурочарсаем и Дрежсаем (8, 34). В нижней части разреза толща представлена слоистыми туфами и лавобрекчиями липаритового состава, где до 50% объема пород занимают угловатые обломки темно-коричневых и розовато-серых фельзитов, реже обломки вулканического стекла. Основная масса тонкозернистая, стекловатая. Во вкрапленниках установлены зерна плагиоклаза и чешуйки биотита.

Верхняя часть разреза Аксайской толщи сложена красновато-коричневыми, зеленовато-серыми массивными и слоистыми дацито-липаритами. Во вкрапленниках отмечаются таблички плагиоклаза, калишпата, амфибола, биотита, кварца. Основная масса преимущественно стекловатая. Иногда наблюдаются следы течения, выраженные согласной ориентировкой мелких удлиненных микролитов амфибола и вытянутых пустот, заполненных мелкокристаллическим кварцем, что придает породе флюидальный облик.

На диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративная точка состава дацито-липаритов располагается между средними типами липаритов и дацитов, гранитов и гранодиоритов Р. Дэли (табл. 18). Мощность толщи до 250 *м*.

Сферолитовая толща широко распространена в северо-западной части Адрасманской мульды. Обнажения ее протягиваются от кишлака Карамазар через месторождение Замбарак до южных склонов Тавакского плато, в районе горы Ак-Пет и западнее, вдоль Баштавакского разлома (8, *35*). Площадь распространения отложений толщи составляет 80—100 *кв. км*. Она представлена лавами, туфами, лавобрекчиями сферолитовых липаритов светло-серого до розового цвета, имеющих массивную, реже флюидальную текстуру.

В большинстве случаев окраска липаритов пятнистая; розовые сферолоиды, окруженные скорлуповатой светлой оторочкой, четко выделяются на фоне зеленой, реже розовато-серой, серой, розовой основной массы. Размер сферолитовых выделений колеблется в широких

пределах — от нескольких миллиметров до 1,5—2 *см*. Количество сферолоидов составляет 60—70% объема породы. Основная масса пород представлена обычно девитрифицированным стеклом. Порфировых выделений не более 5% от объема породы, представлены они кварцем, калишпатом, плагиоклазом, реже биотитом. Нередко в основной массе встречаются участки, где развиты процессы вторичных изменений — серицитизации, карбонатизации.

Для туфов, залегающих в виде маломощных линзовидных тел (до 70 *м* мощностью), характерно плотное строение, витрокластическая структура, иногда шаровая текстура. На фоне тонкозернистой основной массы туфов выделяются мелкие угловатые обломки вулканического стекла. Химический состав пород Сферолитовой толщи близок к риолиту Р. Дэли, отличаясь от него более высоким содержанием свободного кремнезема и преобладанием калия над натрием (табл. 18). Мощность толщи немногим более 130 *м*.

Коголалмалысайская толща. В нее включены дайки и штокообразные тела, сложенные флюидальными и сферолитовыми трахилипаритами. Тела обнажаются в центральной части гор Асказан, в северном блоке Кызылтурского разлома (8, *36*). Мощность даек меняется от 5—6 до 50 *м*, протяженность достигает 2,5 *км*. Размеры наиболее крупного штока составляют 400×750 *м*.

Н. А. Баннов указанные породы относил к субвулканическим аналогам Тарыэканской толщи. Основываясь, кроме других особенностей, на повышенном содержании в породах кремнезема, А. А. Починок сопоставляет их с образованиями Сферолитовой толщи. Внешне породы Коголалмалысайской толщи неотличимы от липаритов Сферолитовой и отмечались В. В. Акимовым в разрезе последней толщи в северной части Адрасманской мульды. По химическому составу породы толщи соответствуют ультракислым трахилипаритам (табл. 18).

Тавакская толща распространена на восточных склонах Тавакского плато, в верховьях Бурочарсая, на правом борту Майданталсая и на правом борту Кушайнаксая (8, *37*). Разрез толщи начинается горизонтом плитчатых зеленовато-серых мелкозернистых туфопесчаников и светло-серых фельзолипаритов с мелкосферолитовой структурой, в которых отмечаются слегка сплюснутые шаровые выделения. Текстура породы полосчатая за счет согласно ориентированных дисковидных обломков вулканического стекла. Выше по разрезу шаровые лавы постепенно сменяются серыми, полосчатыми фельзолипаритовыми туфолавами, которые в свою очередь сменяются однородными туфолавами (игнимбритами) калиевых липаритов. Последние представляют собой полосчатые породы красновато-коричневого цвета с сиреневым оттенком, порфировой структурой. Во вкрапленниках (5% от объема породы) преобладает кварц, калишпат, плагиоклаз, изредка чешуйки биотита. Основная масса характеризуется буроватым цветом, неравномерной раскристаллизацией и содержит многочисленные мелкие обломочки стекла.

Верхняя часть разреза толщи представлена однородными рыхлыми, грубослоистыми игнимбритами светло-серого и красновато-коричневого цвета. Полосчатость их выражена субпараллельной ориентировкой дисковидных обломков зеленого вулканического стекла. Размер обломков составляет 10 *см* в поперечнике при толщине 1—2 *см*. Порода насыщена также изометрично-угловатыми мелкими (до 5 *см*) обломками розовых фельзитов, туфов и других вулканогенных пород. Цементирующая обломки основная масса представлена тонкораскристаллизованным стеклом, насыщенным удлиненными стекловатыми пепловыми частицами. Завершается разрез толщи туфолавами липаритов. Сложение туфолав плотное, слоистость в них отсутствует, цвет красновато-коричневый. В порфировых выделениях (до 10% объема породы) преобладают свежий калишпат и кварц, реже встречаются серицитизированный плагиоклаз и чешуйки биотита. По химическому

составу туфолавы соответствуют калиевым щелочным липаритам Р. Дэли (табл. 18). Мощность толщи более 300 *м*.

Акпетская толща распространена на склонах горы Ак-Пет в районе месторождения Канимансур (8, *38*). Низы ее сложены лавобрекчиями и лавами флюидальных калиевых трахилипаритов с фельзитовой структурой основной массы. Породы имеют темную и коричневато-лиловую окраску. В цементирующей массе заключены угловатые неориентированные обломки флюидальных, полосчатых фельзитов размером до 10 *см*. Количество их достигает 80% объема породы. Выше залегают светлые, светло-серые и сферолитовые фельзиты плотного строения, с наличием во вкрапленниках калишпата, плагиоклаза, кварца, биотита и амфибола (20—50% от объема породы). Фемические минералы почти нацело опацитизированы. По химическому составу описанные породы соответствуют калиевым трахилипаритам Р. Дэли (табл. 18). Мощность толщи составляет 120 *м*.

Джеркамарская толща занимает по площади 60 *кв. км* и распространена на западных склонах Тавакского плато, в верховьях Дрежсая, к югу от Майданталсая, южнее пос. Адрасман и севернее кишлака Долоны (8, *39*). Толща сложена туфолавами, туфами, лавами трахилипаритового состава. Туфолавы характеризуются слоистым рыхлым сложением, коричневатой, сероватой основной массой, в которой заключены мелкие обломки темно-коричневых фельзитов и зеленоватого стекла. Вкрапленники (до 10% объема породы) представлены зернами кварца, плагиоклаза, калишпата, единичными чешуйками биотита.

Туфы кирпично-красного, лилового цвета, состоят из мелких (до 1 *мм*) лоскутовидных обломков стекла, сцементированных стекловатой основной массой. Встречаются и более крупные обломки, представленные туфами, пемзой, стеклом, а также единичными обломочными зернами кварца и калишпата.

Лавы занимают преимущественно верхнюю часть разреза толщи. По своим литолого-петрографическим особенностям они близки к описанным породам, от которых отличаются повышенным содержанием порфировых выделений (до 60% объема породы) и отсутствием пирокластического материала в основной массе. По петрохимическим особенностям породы Джеркамарской толщи отвечают трахилипаритам (табл. 18). Мощность толщи 200 *м*.

Асказанская толща. Выходы толщи сосредоточены в центральной части гор Асказан (8, *40*). По мнению А. А. Починки, данные образования относятся к субвулканической фации и сложены ультракислыми калиевыми липаритами, среди которых выделены две разности: массивные и тонкофлюидальные.

Массивные липариты — это зеленовато-серые, плотные порфировые породы, состоящие из вкрапленников полевого шпата, кварца и редких чешуйчатых кристаллов биотита, погруженных в стекловатую микрофельзитовую и фельзитовую основную массу. В гидротермально измененных разностях таблички полевого шпата и биотит сливаются по цвету с основной массой породы, последняя по внешнему облику напоминает кварцевый порфир. Размеры вкрапленников достигают 2 мм, общее их количество меняется от 5—6 до 15%. При микроскопических исследованиях в составе вкрапленников обнаружены: плагиоклаз (до 6—8%), кварц (до 3—4%), биотит (до 2, иногда 5—6%) и калишпат. Основная масса нередко имеет заметные признаки флюидальности.

Тонкофлюидальные липариты представляют собой светло-серые, иногда буроватые с сиреневым оттенком породы, состоящие из вкрапленников плагиоклаза (6—7%), биотита (до 1—2%) и кварца (0—1%). В большинстве случаев биотит полностью или частично опацитизирован. Флюидальная текстура породы подчеркивается чередованием различно окрашенных и раскристаллизованных полос. Лейсты плаги-

оклаза часто вытянуты вдоль флюидальности. Средний химический состав пород отвечает ультракислым калиевым липаритам.

Канимансурская толща образует цепь выходов, протягивающихся в субширотном направлении от плато Дороны до левого борта Долонысая (8, *41*) и представлена туфами, лавами флюидальных липаритов. Порода плотная, от светло-розового до красного с различными оттенками цвета. Структура порфировая с фельзитовой, стекловатой структурой основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом, калишпатом, кварцем, опацитизированными темноцветными минералами.

Текстура породы флюидальная, полосчатая. Флюидальность выражена взаимно параллельными темными волнистыми линиями, сложенными стеклом, отличающимися от стекла светло-серой основной массы лучшей степенью раскристаллизации; центральные части этих пород нередко заполнены мелкокристаллическим кварцем, а по периферии иногда отмечается скопление точечных включений рудного минерала. В породе видны редкие мелкие (1—2 *мм*) таблички калишпата и кварца, причем линии, подчеркивающие флюидальность, отчетливо огибают вкрапленники. Вверх по разрезу облик флюидальных липаритов постепенно меняется. Они становятся менее однородными, в них появляются разности, отличающиеся по цвету и текстурным особенностям. Цвет варьирует от серовато-сизого до темного, красновато-коричневого. Текстура — от трудноразличимой тонкофлюидальной до грубополосчатой. Микроскопическое изучение липаритов позволило определить их общие характерные признаки: отчетливая флюидальная текстура, обусловленная наличием стекла двух типов; монолитная витрофировая структура основной массы; небольшое количество вкрапленников (2—5%), представленных табличками калишпата и кварца; наличие мелких (до 1—2 *см*) изометричных угловатых обломков стекла и фельзитов.

Восточнее пос. Канимансур, в верхней части разреза, флюидальные липариты постепенно переходят в породы, утрачивающие флюидальную текстуру и резко обогащающиеся светлыми грубоориентированными лепешковидными обломками каолинизированного стекла. Размер обломков в поперечнике до 5 *см* при толщине 1 *см*. Основная масса этих пород не обнаруживает заметных признаков пирокластической структуры. Она представлена стеклом, раскристаллизованным в тонкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат. По химическому составу данные породы отвечают ультракислым калиевым липаритам (табл. 18). Мощность толщи 450 *м*.

Адрасманская толща представлена туфолавами липарито-дацитового состава, образующими сравнительно крупный (9 *кв. км*) массив в северной части мульды (8, *42*). В. В. Акимов подразделяет толщу на два горизонта.

Нижний представлен грубослоистыми туфолавами липарито-дацитового состава с многочисленными обломками и глыбами фельзитов мощностью свыше 300 *м*. В обнажениях породы нижнего горизонта выделяются темно-серой, зеленовато-серой окраской, рыхлым, грубослоистым сложением, наличием большого числа разнообразных обломков и глыб размером от первых сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Породы в обломках представлены разнообразными фельзолипаритами, реже андезитами, гранитоидами и известняками. Часто в породах наблюдается грубая полосчатость, обусловленная ориентированными дисковидными обломками зеленого вулканического стекла и дацитов. Обломки составляют до 10% объема породы. На фоне темно-серой микрозернистой основной массы различаются вкрапленники кварца, полевого шпата, биотита. Под микроскопом во вкрапленниках установлены плагиоклаз (10—20%), калишпат (до 5%), кварц (6—10%), биотит (2—4%), амфибол (ед. зерна). По плагиоклазу развиваются серицит, карбонат, хлорит, некоторые зерна альбити-

зированы. Калишпат карбонатизирован, биотит нацело замещен хлорит-серицитовым агрегатом. Амфибол — хлоритом и серицитом. Акцессорные сконцентрированы главным образом в биотите (табл. 17). Породы нижнего и верхнего горизонтов связаны постепенными переходами, и поэтому контакты между ними не всегда удается установить достаточно четко.

Верхний горизонт представлен плотными полосчатыми туфолавами с мелкими ориентированными обломками вулканического стекла. Мощность его 200—250 *м*. Туфолавы верхнего горизонта выделяются массивностью, слоистость в них выражена хуже. Породы характеризуются микрозернистой основной массой темных, коричневато-серых тонов, среди которой выделяются округлые (до 3 *мм*) вкрапленники кварца, зерна полевых шпатов и чешуйки биотита. При просмотре шлифов во вкрапленниках установлены плагиоклаз (25—35%), калишпат (2—3%), кварц (10—15%), биотит (5%), амфибол (ед. зерна). Основная масса буроватого цвета, иногда слабо флюидальная, сохраняет обычно стекловатую структуру.

По химическому составу средний тип пород Адрасманской толщи близок гранодиориту Р. Дэли. Главные отличительные черты — преобладание калия над натрием и резко повышенное содержание свободного кремнезема (табл. 18).

Кызылбашинская толща (субвулканические аналоги Адрасманской толщи). Наиболее крупное субвулканическое тело липаритов кызылбашинского типа располагается в верховьях Адрасмансая, где на фоне темных пород Адрасманской и Джамансайской толщ выделяются красноватые липариты, образующие обрывистые формы рельефа (8, *43*). Тело представляет собой некк, вытянутый в северо-западном направлении на 2,5 *км*, мощностью 600—700 *м*. Некк ограничен почти со всех сторон разломами, но в некоторых обнажениях наблюдаются крутые секущие контакты с вмещающими породами. *Большая часть некка сложена афировыми (фельзитовыми) липаритами* субвулканической фации. Липариты характеризуются розовато-серой окраской, плотным сложением, тонкофлюидальной текстурой. Вкрапленники представлены редкими табличками калишпата и плагиоклаза, сдвойникованному по альбитовому закону; в сумме составляют они не более 5% породы. Основная масса имеет микрозернистую структуру, переходную от стекловатой к фельзитовой.

Флюидальная текстура обусловлена линзовидными полосками, отличающимися высокой степенью раскристаллизации основной массы, образующей агрегат из удлиненных кристаллов кварца и полевого шпата с редкими сферолитовыми выделениями. Краевые части некка в некоторых участках сложены лавобрекчиями жерловой фации, содержащими значительное количество обломков вулканического стекла, родственного по составу цементирующему материалу, встречаются также мелкие изометричные обломки чужеродным метаморфических пород. Лавобрекчиями жерловой фации сложен самостоятельный некк, образующий изометричное в плане тело, в поперечнике достигающее 550 *м*. По химическому составу эти породы ничем существенным не отличаются от среднего типа липаритов (табл. 18).

Бадамская толща обнажается севернее и северо-западнее кишлака Бадам, а также вдоль русла Кушайнаксая (8, *44*). Общая площадь распространения ее около 1,5 *кв. км*. Внешне трахилипариты толщи характеризуются светло-розовой до красной окраской, плотным сложением. Структура породы порфировая с фельзитовой, микрофельзитовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены калишпатом (3%), плагиоклазом (0—5%), кварцем (0—3%), мелкими (до 1 *мм*) единичными чешуйками биотита. В отдельных шлифах содержатся единичные вкрапленники амфибола и пироксена. Содержание вкрапленников составляет 2—5%, достигает 10% объема породы. Размер их меняется от 0,5 до 2 *мм*. По химическому

составу породы толщи близки щелочному граниту Р. Дэли, отличаясь пересыщенностью глиноземом, повышенной щелочностью, резким преобладанием калия над натрием (табл. 18). Мощность ее варьирует в широких пределах — от 30—40 до 250 *м*.

Каратауская толща обнажается в восточной части Адрасманской мульды, южнее сая Долоны (8, *45*) и образует выход площадью около 0,5 *кв. км*. Толща сложена мелкопорфировыми латитами. Отдельные разности пород, в которых вкрапленники плагиоклаза и темноцветных минералов сливаются по окраске с основной массой, обладающие флюидальной текстурой и плитчатой отдельностью, внешне напоминают кислые лавовые образования типа фельзитов. Залегание пород толщи пологое, под углами 20—45°

4. **Пермский вулканический комплекс.** На исследуемой площади данный комплекс представлен шурабсайской свитой. Образования свиты завершают разрез вулканогенных отложений Адрасманской мульды и слагают наиболее повышенные участки рельефа. В разрезе свиты принимают участие породы ультракислого состава, которые характеризуются повышенным содержанием щелочей, в частности, значительным преобладанием калия над натрием. В районе Адрасманской мульды шурабсайская свита представлена вулканогенными породами Долонысайской, Сарытайпанской, Сарытайпанской на г. Курбантау и Курбантауской толщ (2, *71, 72, 73*).

Долонысайская толща обнажается у подножий г. Курбантау (8, *46*). Согласно данным В. В. Акимова, она сложена андезитобазальтами темно-серого, иногда с сизым оттенком цвета. Для пород характерна миндалекаменная текстура, отдельные разности отличаются повышенной пористостью. Миндалины (от 1 до 5 *мм*) сложены бледно-зеленым серпентином, хлоритом и карбонатом. Под микроскопом обнаруживаются лейсты плагиоклаза размерами 0,1—0,2 *мм*, располагающиеся в буроватом стекле, содержащем густую точечную вкрапленность рудного минерала. Изредка отмечаются мелкие опацитизированные и разложенные зерна ромбического пироксена. Структура основной массы переходная от микролитовой и гиалопилитовой. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (0,5—3 *мм*), авгитом (0,3—0,7 *мм*), пироксеном (0,5 *мм*), полностью замещенным карбонатом и серпентин-хлоритом. По химическому составу породы Долонысайской толщи близки к эссекситу Р. Дэли (табл. 18).

Курбантауская толща слагает сравнительно крупный (5 *кв. км*) массив южнее Аккурского надвига, к востоку от горы Курбантау (8, *47*). Подразделяется на 2 горизонта: нижний сложен однородными флюидальными трахилипаритами, верхний — разнообразными сферолитовыми и массивными трахилипаритами. Граница между горизонтами выражена четко.

Нижний горизонт залегает в виде покрова, слагающего крылья пологой (10—15°) брахисинклинали, ориентированной в северо-западном направлении вдоль линии Аккурского надвига; мощность покрова 150 *м*. В основании разреза располагается маломощный (до 5 *м*) слой полосчатых липаритов. Выше залегает явно однородный лавовый поток, сложенный флюидальными липаритами сиреневато-коричневой окраски. Под микроскопом порода очень выразительна, основная масса микрофельзитовая, с мелкими игольчатыми выделениями рудного минерала. В породе присутствуют мелкие (до 0,5 *мм*) вкрапленники опацитизированного ромбического пироксена и единичные зерна кварца. Общее количество вкрапленников не превышает 1—2% площади шлифа. По химическому составу породы соответствуют калиевым трахилипаритам, преобладание калия над натрием выражено в них очень резко (табл. 18).

Верхний горизонт сложен разнообразными светлоокрашенными трахилипаритами, среди которых преобладают сферолитовые разности. Эти породы залегают в форме пологопадающего покро-

ва мощностью до 100 м. В верхней части разреза отмечаются маломощные прослои туфогенно-осадочных пород.

Сарытайпанская толща сложена осадочно-вулканогенными породами, которые образуют несколько выходов в районе горы Сарытайпан (8, *48*), где она подразделяется на два горизонта.

Нижний образует небольшой выход на вершине горы Сарытайпан, где обнажается узкой полосой в блоке между Баштавакским и Джангалыкским разломами. Горизонт сложен песчано-сланцевыми отложениями и туфами, мощность его до 90 *м*.

Верхний горизонт широко распространен в северной части Тавакского плато, где его мощность достигает 260 *м*. Сложен светло-серыми, розоватыми, светлыми с сиреневым оттенком трахилипаритами. Под микроскопом облик пород однороден, преобладают разности с пятнистой текстурой, выраженной обособлением участков с фельзитовой структурой среди стекловатой основной массы. Нередко фельзитовая структура выступает в комбинации со сферолитовой. Во вкрапленниках установлены редкие зерна кварца и калишпата. Породы по химическому составу можно определить как калиевые трахилипариты (табл. 18).

Сарытайпанская толща на г. Курбантау слагает два штокообразных тела. Элементы залегания тел не выдержаны и меняются от 55 до 80°. В строении почти всех тел участвуют два разновозрастных типа пород: сферолитовые трахилипариты и афировые трахилипариты.

Сферолитовые трахилипариты занимают 80% всего объема толщи. Это светло-розовые, розовые, иногда красноватые порфировые породы, состоящие из афанитовой основной массы и небольшого количества вкрапленников. Текстура породы массивная и флюидальная. Вкрапленники составляют не более 5% объема породы, размер их от 0,5 до 2 *мм*. Во вкрапленниках кварц, калишпат, плагиоклаз и единичные кристаллы темноцветных минералов. В большинстве случаев фемические минералы полностью разложены и распознаются по кристаллографическим очертаниям, сохранившимся благодаря тонкой опацитовой кайме. Основная масса фельзитовая, микрофельзитовая, микросферолитовая, сферолитовая, перлитовая. Сферолиты достигают 2—3 *см* в диаметре, количество их до 90% объема породы.

По химическому составу сферолитовые разности не имеют аналогов среди средних типов пород Р. Дэли. Наиболее точно основные особенности петрохимического состава рассматриваемых пород отражает принятое В. В. Акимовым название — ультракислый калиевый трахилипарит.

Афировые трахилипариты — светло-серые, иногда темно-серые с синеватым оттенком породы. Состав их тот же, что и у сферолитовых разностей. Образуют дайкообразные и штокообразные тела мощностью 10—50 *м*. Прорывают сферолитовые разности и имеют с ними тесную пространственную связь. В строении дайковых тел принимают участие массивные мясокрасные трахилипариты, приобретающие тонкофлюидальную текстуру в эндоконтактовых зонах.

5. **Геохимические особенности вулканитов.** Вулканогенные образования Адрасманской мульды отличаются сравнительно высокими концентрациями элементов халькофильной группы — свинца, цинка, серебра (табл. 19). Особенно высокие содержания этих элементов по отношению к местным кларкам для типов пород отмечаются в вулканитах Курбантауской, Канимансурской, Чукурдаванской и Долонинской толщ. Обращает внимание очень высокое содержание молибдена в липаритах Алмалысайской толщи. Элементы литофильной и сидерофильной групп в основном содержатся в концентрациях, близких к кларковым.

На наш взгляд, положительная специализация вулканитов Адрасманской мульды на элементы халькофильной группы объясняется ти-

пом геологического разреза, где в отличие от Алтынтопканского прогиба вулканогенные образования залегают непосредственно на интрузивных без прослойки между ними карбонатных отложений.

3. Пангазская мульда (1, *VIII*)

Пангазская мульда расположена в центральной части Восточного Карамазара и представлена вулканогенными образованиями среднего карбона-верхней перми (рис. 2, 3).

1. **Среднекарбоновый вулканогенный комплекс.** Вулканогенные отложения данного комплекса в Пангазской мульде представлены породами акчинской и джамансайской свит. В разрезе **акчинской** свиты разными исследователями выделено несколько вулканогенных толщ (*2, 21—24*; рис. 3). Разрез снизу вверх начинается Долонинской толщей, залегающей в основании Акчинской свиты и представленной латитами, которые описаны выше (Адрасманская мульда). Выше по разрезу залегают образования близких по составу Ходжаульганской и Сарыпульской толщ.

Выходы Ходжаульганской толщи встречены в западной части Пангазской мульды (рис. 9, *2*).

Сарыпульская толща наиболее распространена на востоке Пангазской мульды (9, *3*). Здесь она прослеживается в виде почти непрерывной полосы субмеридионального направления вдоль осевой части Кураминского хребта, от верховьев сая Майликотан пересекает хр. Айрыташ и в бассейне ручья Карвансай погружается под более молодые отложения. По положению в разрезе и литологическому составу пород обе толщи подразделяются на базальные слои (мелко-среднезернистые песчаники, гравелиты, конгломераты) и покровные образования трахидацитового состава, наиболее характерным отличием которых является исключительное однообразие их петрографического состава.

Трахидациты Сарыпульской толщи представляют собой плотную, массивную, мелкопорфировую породу с отчетливо выраженной кристаллокластической структурой. Трахидациты Ходжаульганской толщи по петрографическому составу и петрохимическим характеристикам практически не отличимы от пород Сарыпульской толщи (табл. 20, 21). Можно отметить лишь более крупнопорфировый облик их за счет больших размеров вкрапленников плагиоклаза. Максимальная мощность ее 360 *м*.

Сардобская толща продолжает разрез акчинской свиты в районе плато Мынджилки (9, *4*). Здесь породы толщи перекрываются базальными конгломератами надакской свиты и прорываются многочисленными субвулканическими телами. Осадочно-вулканогенные образования ее слагают большие площади в междуречье руч. Ходжаульган и Койбаги, в верховьях ручья Ишумсай, в среднем и верхнем течении руч. Сардоб и Чинорсай. Условно к образованиям Сардобской толщи отнесены андезиты в районе г. Джельтиймес. Мощность толщи 400—600 *м*.

В составе толщи Э. Б. Бертман выделяет 2 горизонта. Осадочный распространен незначительно и представлен переслаивающимися между собой туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфами андезитового состава и алевролитами. Мощность горизонта до 60 *м*.

Лавовый горизонт представлен мощной пачкой чередующихся между собой дацито-андезитов, андезитов и агломератовых брекчиевых лав того же состава, среди которых встречаются прослои и линзы осадочных и пирокластических пород. Лавы и брекчиевые лавы зеленовато-серого и фиолетово-серого цвета, массивные, среднепорфировые. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, биотитом, кварцем. Вкрапленников 10—20% от объема породы.

Под микроскопом порода характеризуется спорадофировой и гиалопилитовой в сочетании с пилотакситовой структурой основной массы. Агломератовые брекчиевые лавы андезитов и дацито-андезитов отличаются более мелкими порфировыми выделениями кристаллокластической, местами литовитрокристаллокластической структурой, изредка флюидальностью.

В правом борту ручья Пангаз встречено несколько небольших выходов площадью около 1 *кв. км,* которые выделены в составе акчинской свиты под названием Алакисрокской толщи (9, *5*). Толща представлена трахилипаритами и широко распространена в районе пер. Алакисрок. Общая площадь развития ее в пределах описываемого района составляет 6,3 *кв. км,* мощность до 350 *м.*

В северо-западной части Пангазской мульды, к одному из выходов толщи примыкают два выхода пород (9, *6*), выделенных в самостоятельную Бурыбулакскую толщу. Они представлены лавами и агломератовыми лавами трахидацитов с линзами туфов того же состава и осадочных пород.

Лавы представлены массивными, порфировыми породами плотного сложения, серого, зеленовато-серого или бурого цвета с крупными (до 5—7 *мм*) идиоморфными выделениями полевых шпатов. Порфировые выделения состоят из серицитизированного плагиоклаза (25—30%), опацитизированного биотита (5—6%), амфибола (4—7%) и кварца (до 2%). Основная масса породы имеет гиалопилитовую или стекловатую структуру.

В северо-западной части района лавы интенсивно осветлены и пиритизированы. Содержание пирита не менее 4—5%; вторичные изменения представлены серицитизацией, карбонатизацией, хлоритизацией, редко эпидотизацией. Туфы слагают линзовидные тела мощностью до 30 *м* (реже 50 *м*), длина по простиранию 700 и более метров. Породы более рыхлого сложения, чем лавы, кластической структуры, с большим количеством порфирокластов.

Вблизи кишлака Пангаз в лавах трахидацитов залегает мощная (до 100 *м*) линза, сложенная переслаивающимися конгломератами и песчаниками с маломощными прослоями глинистых сланцев и известняков. По химическому составу породы Бурыбулакской толщи располагаются между сиенитами и латитами Р. Дэли. От сиенитов они отличаются несколько пониженным содержанием щелочных и повышенным содержанием фемических элементов. От латитов — несколько пониженным содержанием фемических элементов (табл. 21).

Выходы пород Ашабинской толщи обнажаются в бассейнах ручьев Ашаба, Карвансай и Новалик (9, *7*). Основной объем названных толщ занимают кластолавы трахидацитов темно-вишневой, лиловой и красновато-бурой окраски с хорошо видимыми вкрапленниками плагиоклаза, размером 1—3 *мм,* на фоне которых резко выделяются индивиды размерами до 1,5—2 *см.* Мощность Ашабинской и Алакисрокской толщ на отдельных участках колеблется от 200 до 530 *м.*

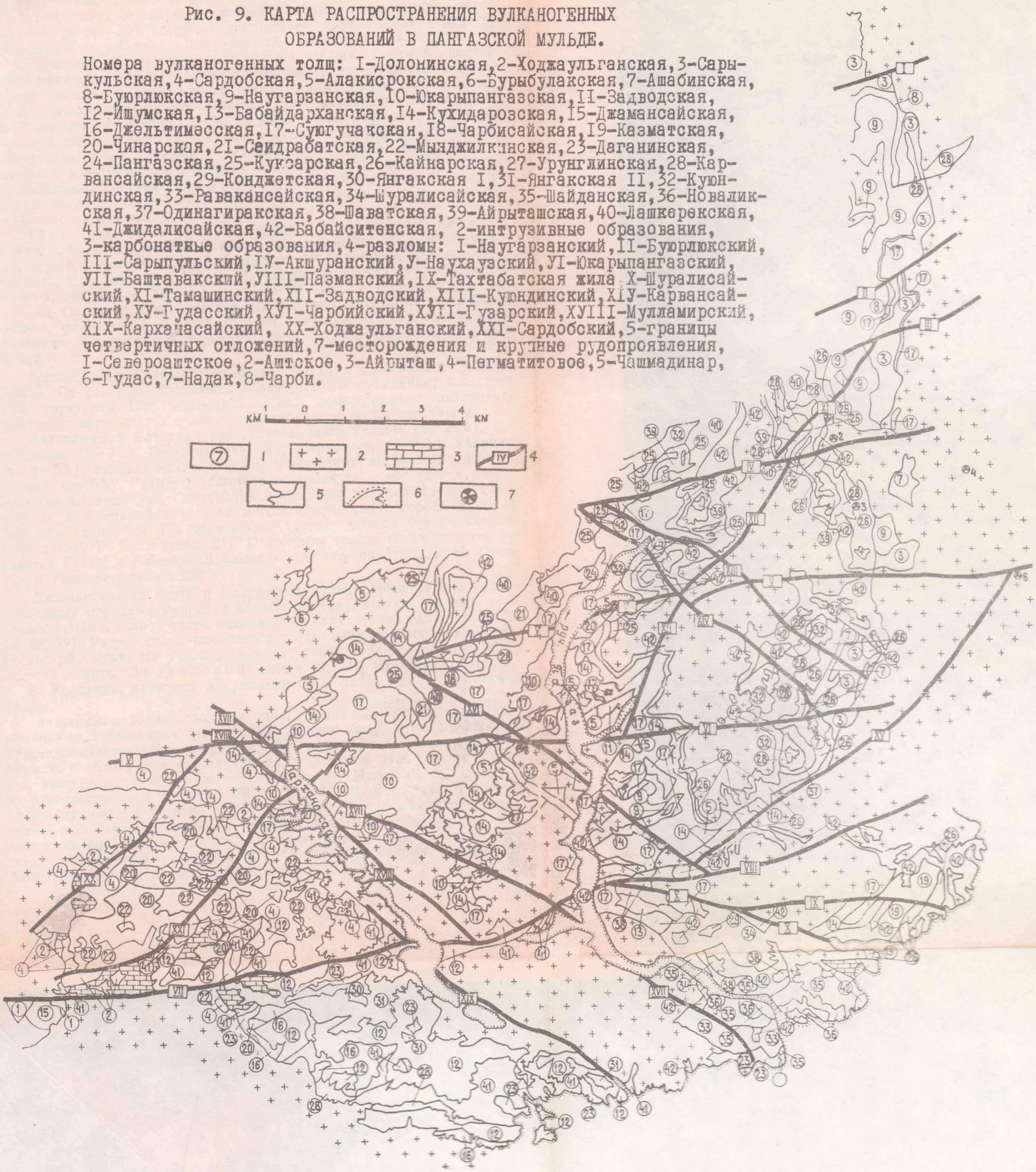
Буюрлюкская толща распространена в районе пер. Наугарзан (9, *8*). Толща сложена кластолавами трахидацитов, которые визуально аналогичны породам Ашабинской толщи.

Наугарзанская толща распространена в северо-восточной части мульды и обнажается южнее пер. Наугарзан, слагая осевую часть Кураминского хребта. Выходы толщи встречаются также на северо-восточном склоне хр. Айрыташ, в верховьях ручья Новалик, в урочище Шайтанбулак и на левом берегу ручья Пангаз, вблизи одноименного кишлака. Породы здесь слагают небольшие (до 1 *кв. км*) по площади участки (9, *9*).

В основании толщи (в р-не пер. Наугарзан) почти повсеместно прослеживается горизонт мелкообломочных черных и темно-серых туфов и туфопесчаников, которые согласно перекрывают трахидациты

Рис. 9. КАРТА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ПАНГАЗСКОЙ МУЛЬДЕ.

Номера вулканогенных толщ: I-Долонинская,2-Ходжаульганская,3-Сарыкульская,4-Сардобская,5-Алакисрокская,6-Бурыбулакская,7-Ашабинская, 8-Буюрлюкская,9-Наугарзанская,I0-Юкарыпангазская,II-Задводская, I2-Ишумская,I3-Бабайдарханская,I4-Кухидарозская,I5-Джамансайская, I6-Джельтимесская,I7-Суюгучакская,I8-Чарбисайская,I9-Казматская, 20-Чинарская,2I-Сеидрабатская,22-Мынджилкинская,23-Даганинская, 24-Пангазская,25-Куксарская,26-Кайнарская,27-Урунглинская,28-Карвансайская,29-Конджетская,30-Янгакская I,3I-Янгакская II,32-Куюндинская,33-Равакансайская,34-Шуралисайская,35-Шайданская,36-Новаликская,37-Одинагиракская,38-Шаватская,39-Айрыташская,40-Лашкерекская, 4I-Джидалисайская,42-Бабайситенская, 2-интрузивные образования, 3-карбонатные образования,4-разломы: I-Наугарзанский,II-Буюрлюкский, III-Сарыпульский,IУ-Акшуранский,У-Наухаузский,УI-Юкарыпангазский, УII-Баштавакский,УIII-Пазманский,IХ-Тахтабатская жила Х-Шуралисайский,XI-Тамашинский,XII-Задводский,XIII-Куюндинский,XIУ-Карвансайский,XУ-Гудасский,XУI-Чарбийский,XУII-Гузарский,XУIII-Мулламирский, XIX-Карханасайский, XX-Ходжаульганский,XXI-Сардобский,5-границы четвертичных отложений,7-месторождения и крупные рудопроявления, I-Североашгское,2-Ашгское,3-Айрыташ,4-Пегматитовое,5-Чашмадинар, 6-Гудас,7-Надак,8-Чарби.



Буюрлюкской толщи. Мощность туфогенноосадочного горизонта не более 10 *м*.

Разрез лав трахиандезит-базальтового состава начинают черные литокристаллокластические разности, содержащие 30—40% порфировых выделений. Вверх по разрезу происходит увеличение количества вкрапленников до 50—70%, порода приобретает невадитовую структуру, темно-серый, серый цвет и интрузивный «диоритовидный» облик.

Отложения Юкарыпангазской толщи широкой полосой прослеживаются в южном блоке одноименного разлома; этими же породами сложена водораздельная часть Кураминского хребта восточнее пер. Алакисрок (9, *10*). Площадь распространения пород 30 *кв. км*. Мощность отложений от 400 до 900—950 *м*. В составе толщи выделяются два горизонта: нижний сложен переслаивающимися конгломератами и песчаниками с маломощными прослоями глинистых сланцев и известняков, в незначительном количестве присутствуют туфы дацитового состава. Верхний горизонт сложен лавами и туфолавами дацито-андезитового и андезито-дацитового состава с линзами туфов того же состава.

Лавы — плотные, массивные породы с плезиофировой или плейстофировой структурой. Цвет самый различный: серый, зеленовато-серый, бурый, красновато-бурый. В шлифах порфировые выделения представлены плагиоклазом (до 25%), калишпатом (до 5%), биотитом (4—5%), амфиболом (5—6%), кварцем (2—3%). Размеры от долей до 3—4 *мм*. Основная масса стекловатая, иногда с участками микрофельзитовой, фельзитовой и микролитовой структур. Послемагматические изменения представлены серицитизацией, карбонатизацией, хлоритизацией.

Туфы слагают линзы мощностью до 15 *м* и длиной от 150 до 1500 *м*. От лав они отличаются более рыхлым сложением, кластической структурой. Под микроскопом они обнаруживают литовитрокристаллокластическую и литокристаллокластическую структуры.

Кластический материал представлен плагиоклазом (до 25%), калишпатом (5—7%), биотитом (4—5%), амфиболом (5—6%), кварцем (до 4—5%), вулканическим стеклом и породами андезито-дацитового состава (до 5%). Размеры обломков от долей до 5 *мм*, иногда до нескольких сантиметров. Связующим веществом в туфах служит стекловатая или микрофельзитовая масса, количество которой от 40 до 60% объема породы. По химическому составу породы близки кварцевому латиту Р. Дэли (табл. 21). Отложения толщи также развиты на участке Гузар, в бассейне Заулюксая, где они описаны Л. Н. Лисогором. Мощность толщи 280 *м*.

Джамансайская свита в Пангазской мульде представлена вулканогенными породами умеренно кислого состава, выходы которых прослеживаются в южной части описываемой структурной единицы (2, *29 34, 38, 39*). Разрез свиты начинается осадочными образованиями Койбагинской толщи. На участке слияния ручьев Задвод и Пангаз обнажаются дациты Задводской толщи (9, *11*), которые, по данным А. В. Коровина, налегают на упомянутые образования Койбагинской толщи.

Задводская толща сложена однородными по составу дацитами, имеющими зеленовато-серый до фиолетового цвет, мелкопорфировую кристаллокластическую структуру. По петрографическому составу и внешнему облику они не отличаются от дацитов Ишумской толщи, выходы которой обнажаются в бассейне Ишумсая, где площадь их распространения достигает 30 *кв. км* (9, *12*). В составе Ишумской толщи принимают участие линзы и прослои осадочных пород, представленных темно-зелеными и зеленовато-серыми алевролитами, песчаниками, гравелитами. Выше по разрезу джамансайской свиты помещаются вулканиты аналогичных по петрографическому составу Бабайдарханской и Кухидарозской толщ.

Породы Бабайдарханской толщи встречаются южнее Баштавакского разлома (9, *13*) в районе урочища Тохтабаст, где они слагают выход площадью около 2 *кв. км.*

Выходы Кухидарозской толщи обнажаются севернее кишлака Пангаз (9, *14*) и прослеживаются непрерывной полосой в южном направлении вдоль левого борта ручья Пангаз через урочище Шайтанбулак до верховьев Новаликсая. Толщи сложены преимущественно вулканогенными образованиями. Терригенно-осадочные отложения, участвующие в их строении, наблюдаются в виде линз, прослоев, а иногда и значительных по мощности (80—120 *м*) горизонтов, как в основании вулканогенной толщи, так и внутри ее. Представлены они полимиктовыми песчаниками различного гранулометрического состава, алевролитами, известняками и конгломератами. Вулканогенные образования, занимающие значительно больший объем толщи, представлены зеленовато-серыми массивными дацитами и их туфами. Последние — плотные, массивные породы, имеющие серую окраску. Структура — литокристалловитрокластическая, количество обломочного материала от 30 до 60—70%.

Кластический материал представлен плагиоклазом (25—30%), калишпатом (до 5%), биотитом (3—5%), амфиболом (3—6%), кварцем (до 5%), вулканическим стеклом и породами андезитового и андезито-дацитового состава. Мощность образований Кухидарозской толщи 60—625 *м*. Завершают разрез свиты породы Джамансайской толщи, аналогичные описанным в Адрасманской мульде (9, *15*).

2. **Средне-верхнекарбоновый вулканогенный комплекс.** Данный комплекс в описываемой структурной единице представлен породами **надакской** свиты (2, *43—49*), в которой выделяется девять вулканогенных толщ (рис. 3). В основании разреза залегают терригенно-осадочные породы, которые прорываются трахидацитами Джельтимесской толщи (9, *16*), аналогичными описанным в Адрасманской мульде.

Суюгучакская толща обнажается в правом борту Пангазсая (9, *17*) и по площади занимает 24 *кв. км*. Разрез толщи подразделяется на два горизонта: нижний — туфовый и верхний — лавовый.

Породы нижнего горизонта развиты в правом борту долины Пангазсая и на западном склоне г. Бабайситен, где их мощность соответственно составляет 150 и 300 *м*. Горизонт сложен разнообломочными туфами трахидацитового состава с прослоями конгломератов и песчаников. Внешне туфы слоистые, средней плотности, серого, буровато-серого и бурого цвета. Под микроскопом они обнаруживают литокристалловитрокластическую структуру. Обломки минералов сложены плагиоклазом (до 25%), калишпатом (до 3%), биотитом (4—5%), амфиболом (до 4%), кварцем (до 2%). Размеры их колеблются от 0,2 *мм* до 1—2 *см*. Общее количество кластического материала составляет около 50% объема породы. Связующая масса в туфах пепловая, стекловатая или микрофельзитовая.

Прослои конгломератов сложены редкой слабоокатанной галькой пород Кухидарозской толщи, сцементированной песчаным или туфовым цементом. Величина гальки колеблется от первых до нескольких десятков сантиметров. Количество ее не превышает 25% объема породы.

Верхний горизонт толщи налегает на туфы нижнего горизонта. Мощность его колеблется от 70 до 600—700 *м*. Горизонт сложен плотными, массивными, средне- и крупнопорфировыми лавами, кластолавами и туфолавами трахидацитового состава серого, бурого или лилового цвета с линзами туфов того же состава. Туфы слагают линзы различной, но редко превышающей 40—45 *м* мощности. Длина их по простиранию колеблется в широких пределах — от первых десятков до 600 *м*. Макроскопически они резко выделяются среди вмещающих лав своей слоистостью, более рыхлым сложением и кластической

структурой. Общее количество кластического материала составляет до 60—70% объема породы. Общая мощность Суюгучакской толщи не превышает 900—1000 *м*.

Отложения Чарбисайской толщи обнажаются в виде небольших выходов (9, *18*) южнее г. Бабайситен и представлены пестроцветными массивными, плитчатыми лавами и туфолавами трахидацитового состава.

Казматская толща имеет также ограниченное распространение (9, *19*) и сложена трахидацитами плотного сложения, фиолетовой, реже красно-коричневой окраски.

Породы Чинарской толщи обнажаются в районе плато Мынджилки, где закартированы многочисленные выходы самых различных размеров, суммарная площадь которых не превышает 5,5—6 *кв. км* (9, *20*). Сложена толща исключительно однообразными трахидацитами с очень характерным внешним обликом, благодаря многочисленным включениям обломков хлоритизированного стекла, обычно ориентированным в одном направлении и создающим псевдофлюидальную текстуру породы.

Трахидациты Чинарской толщи встречаются в виде полого падающих пластовых тел, отдельные выходы их отличаются чрезвычайно прихотливой морфологией крутопадающих, рвущих контактов и довольно значительное количество обнажений представляют собой ксенолиты, либо останцы, достигающие иногда 150—400 *м* в поперечнике, заплавленные интрузивными телами. Трахидациты представляют собой массивную мелкопорфировую породу зеленовато-серого, реже темно-серого цвета, обычно плотного сложения и лишь на отдельных участках встречаются рыхлые разности того же состава.

Сеидрабатская толща обнажается на юго-восточном склоне г. Бабайситен и занимает площадь 3 *кв. км* (9, *21*). В составе толщи Н. А. Банновым выделено два горизонта.

Нижний представлен плотными, обломочными туфами андезито-дацитового состава, бурого, лилового цвета. Под микроскопом структура породы литокристаллокластическая. Обломочный материал представлен плагиоклазом (25—30%), кварцем (1—2%), биотитом (до 4%), амфиболом (до 4%), андезито-дацитами (2—3%). Величина обломков 2—3 *мм*. Количество обломков достигает 40—70% от общей массы породы. Основная масса микрофельзитовая. Мощность горизонта 300—400 *м*.

Верхний горизонт развит на площади около 1 *кв. км*, мощность его не превышает 100 *м*. Горизонт представлен слоистыми туфами дацитового состава, которые имеют серый, реже бурый или лиловый цвет. В шлифе порода имеет литокристалловитрокластическую структуру. Кластический материал представлен плагиоклазом (25—30%), биотитом (4%), амфиболом (4—5%), кварцем (до 2%) и андезитами (7—8%). Величина обломков 3—4 *мм*. В основании горизонта залегают две линзы мощностью до 6 *м*, сложенные тонкослоистыми туфами дацитового состава, содержащими до 5% хорошо окатанной гальки нижележащих пород. Величина галек до 10—15 *см*.

Мынджилкинская толща распространена только в районе плато Мынджилки, к северу от Баштавакского разлома (9—22). По литолого-петрографическому составу и возрастным соотношениям породы, слагающие толщу, подразделяются на три горизонта.

Нижний горизонт представлен главным образом двумя выходами. Один из них располагается в северном блоке Сардобского разлома и прослеживается вдоль него клинообразной полосой от верховьев ручья Койбаги до русла Ишумсая, занимая площадь около 1,5 *кв. км*. Другой (около 1 *кв. км*) обнажается в южной части плато. Горизонт сложен дацитами розовато-серого, сиреневого, красновато-коричневого цвета, плотными, массивными, туфовидного облика. Субвулканические аналоги нижнего горизонта Мынджилкинской толщи

представлены в четырех выходах. Три из них размещаются внутри песчаников и сланцев Койбагинской толщи в бассейне ручья Койбаги и один — в верховьях Ишумсая на южном склоне плато Мынджилки среди трахидацитов Чинарской толщи. Все выходы имеют в плане изометричную, иногда удлиненную форму с максимальными размерами 800 × 500 *м*.

Петрографический и химический состав их аналогичен породам покровной фации. Все закартированные тела имеют крутые (55—80°) извилистые контакты с вмещающими породами и хорошей видимой эндоконтактовой зоной закалки, выражающейся обычно в потемнении цвета породы, ориентировке зерен плагиоклаза, а также в резком уменьшении количества вкрапленников и их размеров.

Средний горизонт. Наиболее крупные выходы пород этого горизонта распространены на северных склонах плато Мынджилки, где они слагают участок площадью около 4 *кв. км*. Значительная часть обнажений на этом участке представляет собой небольшие по размерам тела самой различной конфигурации. Все породы горизонта сложены трахиандезито-базальтами. Иногда в основании горизонта прослеживаются слои осадочных пород, представленные чередованием темно-зеленых, почти черных среднезернистых песчаников и алевролитов, падающих в северо-восточном направлении под углами 10—15°. Мощность осадочного горизонта составляет 35—40 *м*.

Трахиандезито-базальты, занимающие основной объем горизонта, очень плотные, массивные породы от светло-сиреневого до темно-зеленовато-серого цвета. Для них характерно присутствие светло и темно-зеленых вкрапленников плагиоклаза, нередко имеющих нечеткие очертания.

На северных склонах плато Мынджилки встречены выходы пород, сложенных туфами трахиандезито-базальтового состава. Внешне они довольно резко отличаются от описанных выше рыхлым сложением, скорлуповатой отдельностью и наличием большого количества шаровидных обломков (лапилли). Непосредственных контактов их с лавами трахиандезито-базальтов нет. Мощность горизонта — 130 *м*.

В верховьях ручьев Койбаги, Ишум, и Сардоб задокументировано около 10 тел, сложенных трахиандезито-базальтами черного и темного серо-зеленого цвета, петрографический и химический составы которых аналогичны описанным выше, а по условиям залегания и возрастным соотношениям их можно выделить как субвулканические аналоги среднего горизонта Мынджилкинской толщи. Чаще всего это штокообразные тела изометричной формы, размерами от первых десятков до 400 × 700 *м*, иногда залегающие в виде жил с очень сложной морфологией контактов.

Породы верхнего горизонта Мынджилкинской толщи представлены субвулканической фацией. Сложены они очень плотными массивными трахиандезито-базальтами, характерными признаками которых являются темно-фиолетовая, лиловая или черная окраска и афировая структура.

Даганинская толща обнажается в виде отдельных выходов субширотного простирания на общей площади около 2,5 *кв. км* (9, *23*), вдоль южной границы Пангазской мульды. Все выходы толщи представлены крутопадающими штокообразными телами, подчиненное значение имеют пологие силлобразные залежи. Следует кратко охарактеризовать все субвулканические разности пород Даганинской толщи.

Туфоконгломераты — рыхлые, иногда грубослоистые породы темно-серого цвета, в которых обломочный материал составляет 60% объема породы. Размер обломков (округлых форм) достигает 30 *см*. Состав обломков и цемента андезитовый.

Туфобрекчии отличаются от описанной разности почти

полным отсутствием обломков округлых форм. Состав пород андезитовый.

Туфы андезитового состава — крупнообломочные породы красно-бурого до темно-фиолетового цвета. Структура литокристаллокластическая. Обломочный материал представлен осколками зерен плагиоклаза (12—20%), редко кварца (до 1%), обломками фельзитов, андезитов, дацитов. Размер последних 0,5—4 *мм*. Основная масса — микрофельзитовая.

Кластолавы андезитов зеленовато-серой, сиреневой окрасок, средне-крупнообломочные. В составе вкрапленников — кристаллы и осколки зерен альбитизированного плагиоклаза (30%), обломки фельзитов, туфов, стекла, размеры которых 3—10 *мм*, количество 20—22% объема породы. Структура основной массы пилотакситовая, в отдельных шлифах и их участках — фельзитовая.

Пангазская толща, завершающая в данном районе разрез надакской свиты, обнажается в верховьях Пангазсая, в правом его борту (9, *24*). Породы, слагающие толщу, в виде пологопадающего тела огибают юго-восточный склон г. Бабайситен, на котором хорошо выделяются контакты толщи с вмещающими породами. Толща представлена трахиандезито-базальтами очень плотного, массивного сложения. Цвет породы черный, буровато-черный со слабым темно-вишневым оттенком. Структура породы афировая, основная масса микрофитовая.

3. **Верхнекарбоновый вулканогенный комплекс.** Вулканиты данного комплекса представлены **оясайской** свитой, включающей двенадцать выделенных в Пангазской мульде вулканогенных толщ (2, *56—59, 66*, рис. 3). Осадочные и вулканогенные образования Куксарской толщи, залегающие в подошве свиты, обнажаются в верховьях ручья Пангаз по его обоим бортам и занимают площадь около 5,5—6 *кв. км* (9, *25*). Толща сложена преимущественно туфами и туфобрекчиями трахидацитового состава. В основании ее почти повсеместно прослеживается терригенно-осадочный горизонт, представляющий собой чередование песчаников и конгломератов. Максимальная мощность горизонта составляет 170 *м*.

Туфы и туфобрекчии представляют собой рыхлые породы зеленовато-серой, темно-вишневой и лиловой окраски с хорошо выраженными трещинами отдельности. Характерным для внешнего облика породы является наличие обломков светло-зеленого хлоритизированного вулканического стекла круглой, реже удлиненной формы с расплывчатыми очертаниями пород.

Кайнарская толща прослеживается почти непрерывно в виде дугообразной полосы субмеридионального направления (9, *26*) шириной 500 м, окаймляя с востока массив бабайобских сиенито-диоритов. Несколько мелких выходов встречены в урочище Тохтабаст (юго-восточная оконечность мульды). В строении разреза толщи выделяется 4 горизонта.

Первый представлен чередованием прослоев мелко- и грубослоистых песчаников, алевролитов, гравелитов и туфобрекчий преимущественно темно-серой окраски. Мощность горизонта не превышает 30 *м*.

Второй сложен плотными, массивными лавами липаритового состава светло-серо-зеленого цвета, состоящими из слабо раскристаллизованного и серицитизированного вулканического стекла. Мощность горизонта около 15 *м*.

Породы третьего горизонта согласно перекрывают второй и представлены лавами того же состава, резко отличающимися вишневой и кирпично-красной окраской.

Завершает разрез толщи мощный (до 290 м) четвертый горизонт, сложенный ультракислыми лавобрекчиями липаритового состава. Внешне это плотные, массивные породы светлой серо-зеленой

окраски, с включениями большого количества округлых, реже угловатых обломков коричневого, зеленовато-серого и коричневато-красного цвета, того же состава, что и цементирующий материал.

Угликская толща представлена только одним выходом (9, *27*), площадью около 1 *кв. км,* который обнажается в верховьях ручья Новалик. Толща сложена биотито-амфиболовыми трахидацитами, которые перекрывают лавобрекчии Кайнарской толщи, падая под углами 20—35° на северо-восток. В основании толщи залегает маломощный (2—5 *м*), прерывистый горизонт туфоконгломератов, состоящий из плохо окатанных обломков подстилающих пород, сцементированных рыхлыми туфами трахидацитов.

Выше по разрезу залегают трахидациты, занимающие основной объем толщи. Они представляют собой плотную породу с массивной текстурой, хорошо выраженной отдельностью в обнажении. Цвет породы сиреневый с розовыми оттенками. По литолого-петрографическим признакам и внешнему облику толща обнаруживает большое сходство с вулканитами Аксайской толщи Адрасманской мульды. Мощность Угликской толщи составляет 250 *м*.

Карвансайская толща обнажается в восточном крыле Бабайобской синклинали и прослеживается прерывистой полосой субмеридионального направления от юго-восточных склонов г. Тамаша до верховьев ручья Новалик, перекрывая ультраосновные лавобрекчии Кайнарской толщи (9, *28*). Впервые Карвансайская толща была выделена в 1968 г. В. Н. Байковым в качестве одного из подразделений оясайской свиты. Наиболее полный разрез толщи сохранился на водоразделе ручьев Ашаба и Карвансай, где в составе ее выделяются три горизонта.

Первый представлен очень плотными красновато-коричневыми липаритами с отчетливо выраженными округлыми сферолитовыми включениями белого цвета размером 0,5—1,5 *см,* образующими местами крупные скопления. Мощность горизонта 150—190 *м*.

Второй сложен светло-серыми, почти белыми и синевато-серыми ультракислыми липаритами массивного сложения без видимых вкрапленников и включений. Порода состоит из слабо раскристаллизованного стекловатого материала с примесью пепловых частиц и единичных вкрапленников плагиоклаза размером 0,2—0,8 *мм*. Мощность горизонта 60—145 *м*.

Третий горизонт представлен двумя разновидностями сферолитовых липаритов. Наибольшее распространение получили массивные кирпично-красные породы с округлыми сферолитовыми выделениями, почти незаметными на свежем сколе. Значительно меньше распространены зеленые липариты рыхлого сложения, сферолитовые включения в которых четко отделяются от цементирующей массы. Размеры их достигают 3—5 см. Кроме того, в породе присутствуют небольшие количества мелких (до 1 *мм*) вкрапленников плагиоклаза. Мощность горизонта составляет 80—125 *м*.

Конджетская толща обнажается в районе пос. Шайдан (9, *29*). В разрезе толщи, имеющей пологое залегание, преобладают тонкофлюидальные липариты, плотные, коричневого, светло-коричневого, серого и сиреневого цвета. На фоне фельзитовой основной массы выделяется небольшое количество фенокристаллов кварца и плагиоклаза. Текстура породы флюидальная, что подчеркивается чередованием полос, сложенных микрофельзитовым и мелкозернистым агрегатом кварца. По химическому составу породы Конджетской толщи близки липариту Р. Дэли (табл. 21).

Янгакская I толща развита южнее Баштавакского разлома на участке Пазман. Выход пород Г-образной формы, длинная сторона которой имеет широтное простирание. Ширина полосы на западе от 80 до 200 *м,* на востоке до 500 и более метров (9, *30*). Залегание пород довольно пологое, моноклинальное с падением на юг под уг-

лами 10—15°. Толща сложена лавобрекчиями липаритового состава, полосчатыми мелкопорфировыми флюидальными лавами липаритов, с прослоями лав сферолитовых липаритов.

В основании толщи залегают крупнообломочные лавобрекчии липаритов серой, иногда темно-серой окраски; породы имеют флюидальную текстуру, обусловленную плоскопараллельным расположением обломочного материала. Структура пород литовитрокристаллокластическая. Кластический материал представлен обломками андезитов, липаритов, дацитов. Размер обломков до 30 *мм*, общее количество 25—40%. Часто в основной массе наблюдается мельчайшая россыпь обломков зерен кварца. Средне- и мелкообломочные лавобрекчии отличаются от описанных пород меньшим размером кластического материала и появлением кристаллокластической фракции, представленной полевым шпатом и кварцем размером до 1 *мм* в количестве 5—8% от объема породы. Порода часто подвержена интенсивному метаморфизму — карбонатизации, окварцеванию, хлоритизации и серицитизации.

Полосчатые мелкопорфировые лавы липаритов имеют зеленовато-серую или розовато-серую окраску, плотное строение. Вкрапленники полевошпатовые. Текстура пород флюидальная, обусловленная чередованием полос темно- и светлоокрашенной основной массы породы. Среди описанных образований располагается прослой лав сферолитовых липаритов. Структура, состав, количество порфировых выделений аналогичны мелкопорфировым лавам. Мощность сферолитового прослоя 28 *м*.

Янгакская II толща обнажается крупным выходом южнее Баштавакского разлома (9, *31*) на Пазманском участке. Толща сложена ультракислыми трахилипаритами. В преобладающих штокообразных крутопадающих телах на контактах с вмещающими породами отмечаются «прослои» эруптивных брекчий. В составе вкрапленников трахилипаритов преобладает плагиоклаз (5—10%), присутствуют калишпат (1—2%) и редкие зерна кварца. Размер вкрапленников 0,3—3 *мм*. Структура основной массы микрофельзитовая, текстура слабо флюидальная.

Куюндинская толща широко распространена в бассейне ручьев Ашаба и Карвансай, отдельные выходы ее встречаются в верховьях ручья Пангаз, по его правому борту (9, *32*). В основании толщи на отдельных участках прослеживается горизонт мелкообломочных туфов и туфопесчаников, темно-серой и зеленовато-серой окраски с отчетливо выраженной слоистостью. Мощность отдельных слоев колеблется от 5 до 10 см, общая мощность туфогенноосадочного горизонта не превышает 3—10 *м*. Основной объем толщи занимают лавы и лавобрекчии трахилипаритового состава. Это породы массивного сложения, преимущественно красновато-бурого и коричневого цвета, с большим количеством вкрапленников розового полевого шпата и кварца.

Раваканская толща представлена выходом площадью 4 *кв. км*, который обнажается в нижнем течении ручья Пангаз, к западу от поселка Шайдан (9, *33*). В основании разреза залегает мощный (до 210 *м*) горизонт осадочных пород, в составе которых выделяются 4 пачки.

Нижняя представлена среднезернистыми, темными, зеленовато- и розовато-серыми, грубослоистыми, аркозовыми песчаниками с редкими угловатыми обломками кислых пород, с прослоями туфов и туфобрекчий дацитового состава. Выше лежат конгломераты и конглобрекчии, средне- и мелкообломочные гравелиты и крупнозернистые песчаники с редкими угловатыми обломками кислых пород, с прослоями туфов и туфобрекчий дацитового состава.

Следующая пачка сложена конгломератами и конглобрекчиями, средне- и мелкообломочными гравелитами и крупнозернистыми пес-

чаниками. Завершается разрез осадочного горизонта чередованием среднезернистых песчаников и кремнистых сланцев.

Среди вулканогенных пород, слагающих второй горизонт Равакансайской толщи, выделяются липариты, трахиты и сферолитовые липариты. Эти разности не поддаются картированию непосредственно в поле, и лишь при сопоставлении разрезов устанавливается некоторая закономерность размещения их внутри толщи. Основной объем горизонта занимают трахиты и липариты, плотные, массивные породы коричневой и сиреневой окраски.

Шуралисайская толща располагается в южном блоке Тахтабастского разлома, слагая склоны г. Конжет, и занимает в общей сложности площадь около 7 *кв. км* (9, *34*). В разрезе толщи выделяются 4 горизонта, которые хотя и имеют сходство петрографического и химического составов, но резко отличаются по внешнему облику и внутренним текстурно-структурным особенностям.

Первый представлен рыхлыми зеленоватыми, розовыми и розовато-серыми туфами липаритового состава с отчетливо выраженной слоистостью. Мощность горизонта 255 *м*.

Второй горизонт сложен тонкофлюидальными красновато-коричневыми липаритами, имеющими местами брекчиевидный облик с небольшим количеством мелких вкрапленников розового полевого шпата. Мощность горизонта колеблется от 100 до 135 *м*.

Третий горизонт представлен туфами и туфобрекчиями липаритового состава. Внешне это рыхлые, а иногда и плотные породы пятнистой окраски зеленовато-серого и красновато-бурого тонов, нередко с полосчатой текстурой, обусловленной ориентированными различно окрашенными полосами или включениями вытянутых ориентированных обломков зеленого вулканического стекла. Мощность горизонта не превышает 60 *м*.

Четвертый занимает небольшой объем толщи и сложен кирпично-красными тонкофлюидальными липаритами с черепичной отдельностью. В нижней части горизонта липариты обладают стекловатой структурой основной массы и флюидальной текстурой. Мощность горизонта 220 *м*.

Породы Шайданской толщи обнажаются в низовьях ручья Пангаз и Новалик, образуя 5 выходов суммарной площадью около 4 *кв. км*, вытянутых в северо-западном направлении (9, *35*). В строении разреза толщи выделяются два горизонта.

Первый горизонт представлен рыхлыми зеленовато-серыми грубослоистыми песчаниками. Сложены они преимущественно средне- и мелкозернистыми разностями, среди которых встречаются маломощные (до 0,6 м) прослои очень плотных, светлых, желтовато-зеленых туфов. Мощность туфового горизонта 110 *м*.

Второй сложен туфами и туфобрекчиями липаритового состава. В основании горизонта залегают рыхлые породы светло-розоватой и зеленовато-желтой окраски с хорошо выраженными трещинами отдельности. Выше идут породы, сходные по литолого-петрографическому составу, отличающиеся более плотным сложением, отсутствием ориентированных трещин отдельности, полным отсутствием обломков зеленого стекла и характеризующиеся более темной, серой, сиреневатой и черной окраской. В составе обломки кристаллов полевых шпатов, кварца, зеленое хлоритизированное стекло, обломки кислых пород.

Новаликская толща слагает разобщенные выходы суммарной площадью около 1,5 *кв. км* в нижнем течении ручьев Пангаз и Новалик в непосредственной близости от пос. Шайдан (9, *36*). Разрез толщи начинается грубослоистыми мелко- и среднезернистыми песчаниками зеленого и зеленовато-серого цвета, с прослоями сланцев и алевролитов, которые сменяются зеленовато-серыми и сиреневыми грубозернистыми песчаниками и гравелитами, содержащими

(кроме обломков кварца и полевых шпатов) обломки сланцев и сферолитовых липаритов. Обломки обычно плохо окатаны и составляют 40—70% объема породы. Мощность терригенно-осадочного горизонта, залегающего в основании Новаликской толщи, составляет 65 *м* и занимает площадь 0,2 *кв. км*. Выше по разрезу толща сложена лавами и лавобрекчиями трахилипаритового состава. В обнажениях они представлены плотными массивными породами розовой, желтовато-серой и сиреневой окраски, в которых довольно часто встречаются округлые обломки кислых пород красновато-коричневого цвета. Мощность осадочных и вулканогенных пород толщи составляет 370 *м*.

4. **Пермский вулканогенный комплекс.** Представлен образованиями **шурабсайской** и **кызылнуринской** свит, которые включают шесть вулканогенных толщ (2, *74, 75, 77—80*).

На участке Шайдан обнажаются трахиандезито-базальты Одинагиракской толщи, которые залегают обычно в виде штоков или дайкообразных тел (9, *37*). Они представляют собой плотную, массивную породу черного и фиолетового цвета, для которой характерно полное отсутствие видимых порфировых выделений. Штокообразные тела обычно изометричных форм, размеры которых не превышают 100 × 100 *м*; дайкообразные длиной до 500 *м* мощностью 70—100 *м*.

Породы Шаватской толщи прослеживаются в виде полосы шириной от 100 до 300 *м* в северо-западном направлении на протяжении двух километров, вдоль левого борта Шайдансай, в 1,5 *км* к северу от пос. Шайдан (9, *38*). Еще один выход (около 0,04 *кв. км*) встречен восточнее первого, в правом борту ручья Новалик. На первом участке толща представлена коричневыми и красновато-бурыми сферолитовыми липаритами. На другом разрезе толщи отчетливо выделяются два горизонта. Первый сложен зеленовато-серыми, слоистыми, мелкообломочными туфами и туфопесчаниками зеленовато-серого цвета, состоящими преимущественно из угловатых и изометричных обломков кварца, плагиоклаза и слабо раскристаллизованного стекла. Мощность горизонта 47 *м*. Второй — плотными массивными сферолитовыми липаритами, в основании которого лежат рыхлые туфистые разности розоватых оттенков с включениями большого количества (до 40%) мелких сферолитовых выделений. Выше они сменяются темно-красными и бурыми породами того же состава.

К субвулканическим аналогам Шаватской толщи А. В. Коровиным отнесены лавобрекчии ультракислых липаритов Айрыташской толщи, выходы которых обнажаются в верховьях ручья Пангаз (9, *39*). В плане форма тел имеет сложную конфигурацию, контакты крутые, секущие.

Характерной и интересной особенностью для лавобрекчий Айрыташской толщи является наличие в них большого количества обломков вмещающих пород, трахиандезито-базальтов Одинагиракской толщи, обломков среднепалеозойских известняков. Размеры обломков колеблются от первых сантиметров до глыб в десятки метров, цементом (20—30%) является лава и мелкообломочная лавобрекчия липаритового состава.

Кызылнуринская свита в Пангазской мульде представлена штокообразными и дайковыми телами, которые однозначно всеми исследователями отнесены к субвулканическим образованиям (2, *77—80*).

Лашкерекская толща встречена в верховьях Пангазсая и прослеживается в виде пологопадающего субвулканического тела вдоль осевой части Кураминского хребта от пер. Пангаз до северных склонов г. Акшуран (9, *40*). Толща сложена кластолавами трахилипаритового состава, которые внешне имеют игнимбритовый облик и содержат большое количество обломков вулканического стекла, ориентированного в одном направлении. Под микроскопом порода обна-

руживает литокристаллокластическую структуру с микрофельзитовой основной массой. Порфирокласты представлены плагиоклазом (3—4%), калишпатом (до 5%), кварцем (5—6%). Размер обломков минералов 1—2 *мм*.

Джидалисайская толща распространена в южной юго-западной части мульды, в районе плато Мынджилки и на участке Янгак-Дагана (9, *41*). К толще отнесены многочисленные жилообразные и штокообразные тела. В составе ее выделены 3 разновидности.

1. Мелкопорфировые трахиты слагают штокообразное тело площадью около 0,8 *кв. км*, которое обнажается в 11 *км* к северо-востоку от кишлака Дагана. Представлено тело плотными, массивными породами серой и розовато-серой окраски.

2. Черные и темно-серые трахилипариты очень плотные, тонкофлюидальные, с включениями небольшого количества мелких (0,5—1,5 *мм*) вкрапленников полевых шпатов.

3. Розовые, кирпично-красные и коричневые трахиты и трахилипариты занимают основной объем толщи. Трахиты плотного сложения, в них отсутствуют порфировые выделения, структура основной массы микрофельзитовая и трахитоидная. Трахилипариты содержат вкрапленники плагиоклаза, калишпата, единичные зерна кварца и биотита, погруженные в микрофельзитовую основную массу. Количество порфировых выделений 10—25%.

По мнению А. В. Коровина, Джидалисайская толща по литолого-петрографическому и химическому составу сопоставляется с трахилипаритами Бабайситенской толщи, а обе эти толщи сопоставляются с трахилипаритами Айнабулакской толщи гор Моголтау.

Силлообразные тела Бабайситенской толщи окаймляют выходы Бабайобского и Новаликского интрузивных массивов непрерывной полосой. Несколько тел отмечается к юго-западу от кишлака Ашаба (9, *42*). Контакты силлообразных тел четкие, явно секущего характера, осложненные многочисленными апофизами и имеют на всем протяжении пологие (15—30°) углы падения, за исключением северных склонов г. Бабайоб, где они достигают 70—85°, что, по мнению А. В. Коровина, указывает на наличие именно в этом районе корневых частей силлообразного тела.

В бассейне ручьев Пангаз и Ашаба отмечается огромное количество субвулканических тел трещинного типа, прорывающих все осадочные и вулканогенные образования, развитые на площади.

Бабайситенская толща сложена массивными трахилипаритами черного и темно-серого цвета и розовыми, кирпично-красными трахитами и трахилипаритами. Трахилипариты «черные» — это плотные тонкофлюидальные породы с небольшим количеством мелких (0,5—1,5 *мм*) вкрапленников полевых шпатов. Структура основной массы микрофельзитовая. Светлые трахиты имеют плотное сложение, афировую структуру, трахитоидную структуру основной массы. Трахилипариты содержат вкрапленники плагиоклаза, калишпата, редко кварца и биотита на фоне микрофельзитовой основной массы. Иногда в них отмечается флюидальная текстура. Розовые и кирпично-красные трахилипариты занимают основной объем толщи. Петрохимические и геохимические особенности, петрографическая характеристика вулканитов Пангазской мульды приведены в табл. 20, 21, 22.

И. Камчикский прогиб (1, *IX*)

Данная структурная единица выделяется в крайней северо-восточной части описываемого региона, где вулканогенные образования представлены отложениями надакской и кызылнуринской свит (2, *49*, *82*; рис. 3). Петрографическая характеристика, петрохимические и геохимические особенности вулканитов прогиба приведены в табл. 23, 24, 25.

1. **Средне-верхнекарбоновый вулканогенный комплекс.** Буюрлюкская толща (2, *49*) сложена кластолавами трахидацитов темно-вишневого, лилового и красно-бурого цвета с порфировыми выделениями полевых шпатов, кварца и темноцветных минералов. Размер отдельных индивидов плагиоклаза достигает 1,5—2 *см*. Наряду с порфировыми образованиями четко выделяются ориентированные вдоль напластования многочисленные обломки различных пород (чаще всего андезитов) и темно-зеленого, почти нераскристаллизованного стекла. В подошве трахидацитов залегает осадочный горизонт, мощностью 15—25 *м*, представленный светло-зелеными глинистыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками. Мощность толщи от 200 до 530 *м*.

2. **Пермский вулканогенный комплекс.** Вулканогенные образования кызылнуринской свиты представлены Камчикской и Майликотанской толщами (2, *82*).

Камчикская толща слагает низы кызылнуринской свиты и включает преимущественно покровные образования, которые имеют в основном моноклинальное залегание с падением в северо-восточном направлении, под углами 10—30°. Разрез толщи начинается туфами и туфобрекчиями липаритового состава. Породы отличаются светлой, сиреневой, розовой и розовато-серой окраской, литокристаллокластической структурой, включая единичные мелкие вкрапленники полевых шпатов, обломки вулканического стекла и большое количество округлых обломков андезитов, размеры которых колеблются от 05, *см* до 1,5 *м*. Кластический материал составляет 20—45% объема породы, а основная масса сложена стекловатым и пепловым материалом.

Выше по разрезу туфы сменяются липаритами с более плотным сложением, красновато-коричневым цветом, в состав которых входят вкрапленники плагиоклаза и единичные зерна биотита. Липариты в свою очередь переходят в очень плотные, массивные ультракислые липариты розового, зеленовато-желтого и зеленого цвета, содержащие мелкие (до 1 *мм*) вкрапленники плагиоклаза. Предполагаемая мощность толщи около 900 *м*.

Образования Майликотанской толщи перекрывают липариты Камчикской и представлены туфобрекчиями, туфами, лавами трахилипаритового состава. Макроскопически породы имеют весьма характерный облик, отличающийся наличием значительного количества (25—30%) равномерно распределенных зерен кварца и рыхлых включений полевошпатового материала белого цвета. Включения имеют уплощенную эллипсоидальную форму, размер их не превышает 2—3 *мм*, ориентированы они в одном направлении, что придает породе псевдофлюидальный облик. Основная масса пород сложена пепловым материалом.

Снизу вверх по разрезу туфы сменяются туфолавами трахилипаритового состава, которые в свою очередь переходят в лавы трахилипаритов, занимающие основной объем толщи. Последние представляют собой плотные, массивные породы розоватого, кирпично-красного, красновато-коричневого цвета, содержащие мелкие угловатые обломки кварца и полевых шпатов, размеры их не превышают 0,5—1 *мм*. По химическому составу породы близки к среднему типу щелочных гранитов Р. Дэли, отличаясь значительным преобладанием калия над натрием (табл. 24). Мощность толщи 730 *м*.

К субвулканическим аналогам пород Майликотанской толщи относится так называемая «Майликотанская дайка», протягивающаяся вдоль юго-восточной границы Камчикского прогиба. Простирание ее колеблется от субширотного до северо-восточного, мощность от 70—80 до 450—520 *м*. Падение тела в северном и северо-западном направлениях под углами 65—80°. Дайка сложена трахилипаритами, с крупными выделениями кристаллов калишпата на раскристаллизованной основной массе.

В центральной части Акташского массива гранодиоритов встрече-

но небольшое (до 1 *кв. км*) штокообразное тело (2, *81*), сложенное лавами и лавобрекчиями ультракислых липаритов. Внешне это плотные, массивные породы светлой, серо-зеленой, реже вишневой и кирпично-красной окраски, включающие большое количество округлых, реже угловатых обломков, по составу аналогичных цементирующей массе.

К. Мешисайский прогиб (1, *X*)

Находится на юго-восточной крайней части Восточного Карамазара, где суммарная площадь выходов вулканогенных образований составляет 9 *кв. км*. Здесь выделяется два вулканогенных комплекса, включающих образования Ризакской, Мешисайской, Куюндинской и Сарвакской толщ (2, *49, 61, 82*). Петрографическая характеристика, петрохимические и геохимические особенности вулканитов прогиба приведены в табл. 26, 27, 28.

1. **Верхнекарбоновый вулканогенный комплекс.** Выходы Ризакской толщи отмечаются на участке Мешисай, где они с базальным горизонтом в основании лежат на гранитоидах Акташского интрузивного массива (2, *49*). Толща сложена трахидацитами плотного сложения, фиолетовой, реже красновато-коричневой окраски. Под микроскопом порода имеет спорадофировую структуру и пилотакситовую структуру основной массы. Во вкрапленниках отмечается плагиоклаз (60—65%), кварц (2—3%), фемические минералы (25—30%), среди которых превалируют амфиболы.

Мешисайская толща представлена лавобрекчиями и лавами липаритового состава, слагающими участок около 3,5 *кв. км* (2, *61*). Лавы липаритов отличаются от лавобрекчий почти полным отсутствием обломков чуждых пород, более рыхлым сложением и наличием хорошо выраженной отдельности, которая повторяет элементы залегания и конфигурацию контактов субвулканических тел с вмещающими породами.

Куюндинская толща обнажается на участке Мешисай в небольшом выходе, где породы представлены лавобрекчиями трахилипаритового состава с тонким (5—10 *см*) горизонтом туфопесчаников в основании (2, *61*).

2. **Пермский вулканогенный комплекс.** Комплекс представлен вулканитами Сарвакской толщи и развит на водоразделе между саями Сарвак и Акташ (2, *82*). Толща представлена массивными красными и розовыми липаритами, в основании которых встречаются туфы, сферолитовые и флюидальные липариты. Липаритами сложены тела дайкообразной или изометричной формы, являющиеся, по мнению В. Н. Байкова, некками или корневыми частями экструзий. Под микроскопом породы имеют фельзитовую или криптокристаллическую структуру основной массы, фенокристаллы представлены кварцем, калишпатом и плагиоклазом. Петрохимически породы соответствуют нормальному липариту Р. Дэли и отличаются от него несколько меньшей щелочностью (табл. 27).

* * *

Таким образом, анализ приведенного выше материала позволяет сделать некоторые предположения о закономерностях развития вулканизма в течение среднего-позднего палеозоя, его месте в геологической истории и структуре района.

Раннедевонский вулканизм, видимо, связан с завершающими орогеническими этапами развития «замыканием» каледонской геосинклинали (или ее части) на территории района. Фрагментарность продуктов этого периода, уничтоженных в процессе последующей активизации района, не позволяет составить полное представление о геологической позиции, характере вулканических структур и построек, особенностях самого процесса. Вероятно, вулканическая деятельность

концентрировалась вблизи разломов глубокого заложения и формировавшихся вдоль них прогибов субширотного или северо-восточного направления. Судя по отдельным откартированным субвулканическим телам, вулканические аппараты были как трещинного, так и центрального типа, при этом примерно в равных количествах извергался лавовый и эксплозивный материал. В целом эволюция химического состава магмы имела гомодромную направленность (от основных к кислым), причем характерно повышение калиевой щелочности в поздних кислых разностях пород.

Следующий крупный этап вулканической деятельности связан с периодом тектоно-магматической активизации региона с конца раннего карбона до поздней перми. Инициальный вулканизм этого периода проявился в субаквальных условиях (слои Уя), с чем связано интенсивное окремнение карбонатных пород визе-серпухова, присутствие в их разрезе стратифицированных горизонтов туфов среднего состава. Характерно структурное положение названных образований вблизи зон глубинных разломов, отделявших начавшие формироваться с этого момента линейные грабен-синклинальные прогибы. Весь вулканизм конца раннего-среднего карбона был сосредоточен в основном в пределах названных структур (свиты минбулакская, акчинская, джамансайская). При этом на ранних стадиях процесса преобладали аппараты трещинного типа, располагающиеся вблизи основных зон, с довольно спокойным излиянием лав. В дальнейшем наблюдается смещение центров извержения во внутреннюю часть прогибов (последние приурочиваются к зонам крупных внутриблоковых разломов), появление большого количества вулканов центрального типа, а также значительные возрастания индекса эксплозивности (образования, например, джамансайской свиты в основном сложены игнимбритами и туфами). Еще одна характерная черта вулканизма этого времени: резкое увеличение на конечных стадиях количества субэффузивных (экструзивных) и субвулканических тел, что, видимо, было обусловлено накоплением к этому времени значительной мощности вулканических покровов и недостаточной для выхода на поверхность энергией магматических колонн. Магма имеет средний и умеренно кислый состав и относится к нормальному ряду. Эволюция химического состава имеет в общем гомодромную направленность (основные — кислые), частые отклонения от этой последовательности, наблюдаемые в отдельных прогибах, видимо, обусловлены процессами дифференциации и, возможно, контаминации магмы на уровне локальных периферических очагов, в то время как глубинный очаг был одним для всего региона. В пользу такого предположения свидетельствует удивительно однообразный химический состав синхронных вулканогенных толщ в различных вулканогенах.

Вулканизм конца среднего-позднего карбона (надакская и оясайская свиты) характеризуется тем, что начиная с этого времени формируются крупные «кольцевые» вулканоструктуры типа Адрасманской, Пангазской мульд и др. Опускание блоков происходит по серии разнонаправленных глубинных разломов (субширотного, субмеридионального, северо-западного направления), что обусловливает многоугольные в плане очертания таких мульд, а также особенности строения их фундамента, в котором сохраняется горсто-грабеновая структура ранних стадий герцинской активизации.

Преобладают вулканические аппараты центрального типа (особенно для образования оясайской свиты), наблюдается смещение их во времени от ограничивающих основных зон к центральным частям структур или в сторону наиболее долгоживущих краевых разломов (например, наиболее молодые вулканиты в северо-восточной части Адрасманской мульды). Характерно резкое преобладание среди покровных фаций вулканокластических пород (туфов, игнимбритов и т. п.) и весьма существенный объем различных субвулканических и

субэффузивных тел. По приближенной оценке одного из авторов в пределах Пангазской мульды, например, более половины вулканитов находятся в форме силлов, даек, экструзивных куполов и т. п. Химический состав магмы эволюционирует от среднего до ультракислого, характерно преобладание в составе щелочей калия над натрием и особенно существенное его накопление в наиболее поздних продуктах извержения (в трахилипаритах тавакской толщи содержания калия достигают, например, 8—9%, в то время как натрия не более 0,5—1%). Отличительной чертой пород этого возраста является также относительная пересыщенность алюминием, особенно значительная в липаритах оясайской свиты.

Пермский вулканогенный комплекс (шурабсайская и кызылнуринская свиты) характеризуется щелочным уклоном слагающих его пород, состав которых варьирует от трахибазальтов до трахилипаритов. При этом не наблюдается четкой гомодромной направленности эволюции химизма магм: кислые и основные разности сменяют друг друга во времени неоднократно. Аналогичная закономерность (контрастность состава) характерна, кстати сказать, и для интрузивов этого периода, вплоть до образования так называемых сложных даек. Пермский вулканизм развивался главным образом в пределах Ташкескенской и Камчикской мульд, в несколько меньшем объеме в пределах других вулканоструктур. Для этого времени были характерны весьма крупные трещинные излияния, о чем свидетельствуют мощные и протяженные дайкообразные субвулканические интрузивы такие, как «тутлыбулакская» и «майликатанская» дайки или «пангазский субвулкан», мощная кольцевая интрузия трахибазальтов шурабсайской свиты, размещающаяся в краевой части Ташкескенской мульды и т. п. Видимо, значительная часть продуктов извержения застыла в форме экструзивных куполов и различных субвулканических тел, поскольку достоверно установленных покровных образований в составе комплекса немного.

Отличительной чертой геохимической специализации вулканогенных пород Карамазара является повышенный фон халькофильных элементов, причем подмечена интересная закономерность, заключающаяся в понижении их содержаний в тех вулканоструктурах, где под покровом вулканитов сохранились значительные мощности карбонатных пород (Алтынтопканский прогиб). С ростом основности пород увеличиваются содержания микроэлементов сидерофильной группы, при повышении щелочности растут содержания лития, отчасти рубидия и цезия. Характерен также последовательный рост содержаний этих элементов от ранних к более поздним вулканитам. В этом же направлении снижаются значения элементов сидерофильной группы меди и олова. В целом для вулканитов Карамазара характерна одинаковая геохимическая специализация для синхронных пород (или близко синхронных), слагающих различные вулканоструктуры, в рамках свит и даже групп толщ и отдельных толщ, т. е. данные по геохимической специализации пород могут быть с успехом использованы и используются для стратиграфической корреляции вулканитов.

Завершая краткий обзор вулканитов Карамазара, следует указать, что в их изучении сделано далеко не все и что принципиально рубежи в познании их генезиса и возраста могут быть достигнуты только на базе тщательного изучения и картирования вулканических фаций.

Раздел II. ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

А. Силур-нижнедевонский интрузивный комплекс

1. **Каракиинский массив** находится в северо-восточной части Западного Карамазара, обнажаясь вдоль автомобильной дороги Алтын-Топкан—Алмалык (рис. 1). Интрузив размещается в ядре антиклиналь-

ной складки, срезанной Баштавакским разломом. Размеры его выхода на территории Таджикской ССР не превышают 10 *км*². Граниты массива прорывают песчано-сланцевую толщу O—S, а их галька фиксируется в конгломератах среднего девона. Радиологический возраст гранитов (калий-аргоновый метод по биотиту) составляет 366—372 *млн. лет*. Преобладают средне- и мелкозернистые граниты серой, темно-серой и красноватой окраски. В результате интенсивного изменения (хлоритизации биотита, пелитизация калишпата) граниты становятся розовато-красными. Местами эти породы переходят в плагиограниты и лейкократовые аляскитовые разновидности. В приконтактовых частях массива вокруг ксенолитов сланцев граниты сильно гибридизированы и превращены в гранито-гнейсы.

Структура гранитов гипидиоморфно-зернистая, гранитовая, пойкилитовая, местами мирмекитовая. В их минеральном составе присутствуют (в объемн. %) плагиоклаз (30—40), калишпат (20—25), кварц (20—30), биотит (2—5). В зернах **плагиоклаза** отмечаются полисинтетические и простые двойники. Иногда он зонален (края — альбит-олигоклаз, центр — до андезина). Серицитизация выражена неравномерно и в плагиоклазах пород апикальных частей массива возрастает. **Калишпат** образует довольно крупные зерна, ксеноморфен, представлен промежуточным ортоклазом ($2V = -54—69°$, $\Delta_0 = 0{,}4—0{,}6$). Характерно замещение калишпата вторичным альбитом и пелитовым веществом. **Кварц** встречается в виде крупных (до 5—6 *мм*) зерен, иногда удлиненных и с волнистым угасанием. **Биотит** в гранитах образует листочки и чешуйки, изогнутые и деформированные. Интенсивно хлоритизирован, местами становится совершенно непрозрачным. Плеохроизм по Ng темно-коричневый, по Np — желтовато-коричневый, n_g — 1,631, n_p — 1,641, $f^1_{опт.}$ — 42—46%, $f^1_{хим.}$ = 43,2% (по К. Урунбаеву). В эндоконтактовых частях массива в составе гранита встречаются единичные зерна зеленой роговой обманки. Размер их 2—3 *мм*, плеохроизм по Ng густо-зеленый, по Np — зеленовато-желтый, $c : Ng = 18—20°$, $2V = -65—70°$, $f^1_{опт.} = 45\%$, нередко сдвойникованы. Светопреломление: n_g — 1,673, n_m — 1,665, n_p — 1,652. Подвержены хлоритизации, эпидотизации и мусковитизации. Среди акцессориев в шлифах отмечаются сфен, циркон, апатит, гранат, турмалин, ортит и монацит. В гранитах массива за пределами региона (среднее из 5 проб по К. Урунбаеву) присутствуют (*г/т*) магнетит — 800, анатаз — 6, рутил — 14, ильменорутил — 3, фергусонит — 75, циркон — 175, гранат — 15, турмалин — 25, монацит — 16, апатит — 36, сфен — 6, ортит — ед. зн., шеелит — ед. зн., вольфрамит — 3, пирит — 21 и молибденит — ед. зн.

Среди гранитов встречаются маломощные жилы аплитов и аплит-пегматитов. Дайки гранодиорит и гранит-порфиров пересечены диабазовыми и плагиоклазовыми порфиритами. Эти дайки, отнесенные к категории малых интрузий, встречаются очень часто. Возраст их не установлен. Химический состав приведен в табл. 29. В них установлены (*г/т*): Pb — 26, Zn — 60—40, Mo — 0,6 (по В. Ф. Викторову и др., 1966); Nb — 8, Sn — 4, Rb — 59, Li — 21, Cs — 3 (по И. А. Айзенштату и др., 1972); Au — $44 \cdot 10^{-4}$ (по К. Урунбаеву, 1975); W — 2,3, Mo — 1,2, Au — $6{,}1 \cdot 10^{-7}$ (по С. Т. Бадалову и др.). В минералах (*г/т*): плагиоклаз — F — 400—500, B — 7, Bi — 0,06, Sn — 0,3, Pb — 20, Zn — 8, Ag — 0,06; калишпат — F — 200—300, B — 0,86, Be — 7, Bi — 0,02, Sn — 0,8, Sb — 0,8, Pb — 80, Ag — 0,03; кварц — Bi — 0,01, Sn — 1,5, Pb — 6; биотит — Pb — 30, Zn — 120, Bi — 0,01, Sn — 55, Be — 3, F — 1200 (Дунин-Барковская, Айзенштат, 1974).

В экзоконтакте гранитов сланцы и песчаники O — S окварцованы, мигматизированы, широко развиты кварцевые жилы с выделениями галенита, гематита и других рудных минералов. В эндоконтактовой зоне интрузива проявлен кислотно-щелочной метасоматоз. Считается,

что Каракиинский интрузив формировался в условиях абиссальной фации на глубине 6—7 *км* (Айзенштат, 1975).

Б. Нижнедевонский интрузивный комплекс

2, 3. **Калканатинский выход 2** находится на правом борту устья р. Сардоб, восточнее Джетымчекинского массива (№ 25) (рис. 1). Площадь выхода около 13 *км*^{2}. Залегает в ядре крупной антиклинальной складки субширотного простирания вдоль межформационного отслоения песчано-сланцевых и карбонатных отложений O—S и $Д_1$ Общие геолого-петрографические сведения о раннедевонских интрузивах гор Калканата приведены в ряде публикаций (Машковцев, 1935; Вендланд, 1938; Наследов, 1935; Раджабов, 1958; Борисов, 1958; Байков и др., 1978). Один из выходов интрузивов $Д_1$ в горах Калканата охарактеризован в Каталоге интрузивных массивов Узбекистана (1975, часть I). Он сложен порфировидными гранодиоритами темно-зеленой, розоватой и красноватой окрасок. Характерно зональное расположение разновидности пород от скрытокристаллических гранит- и гранодиорит-порфиров в краевых частях интрузива до средне-крупнозернистых гранодиорит-порфиров в центре выхода. Вкрапленники представлены зернами калиевого полевого шпата длиною до 1—2 *см*. Количество их на 1 *м*^{2} обнажений местами достигает 25—50 *шт*. В пределах интрузива кроме гранодиорит-порфиров встречаются граниты и кварцевые порфиры, кварцевые монцонит-порфиры и сиенито-диориты. Ведущими минералами интрузивных пород данного выхода являются (в объемн. %), калишпат (20—25), плагиоклаз (30—40), по составу отвечающие олигоклаз-андезину, кварц (20—25), биотит и роговая обманка (до 10). По биотиту образуются полные псевдоморфозы хлорита с выделением сфена и непрозрачного рудного минерала. Плеохроизм по Ng буровато-коричневый, по Np — желтовато-зеленый. Зеленая роговая обманка местами полностью замещена биотитом. Плеохроизм амфибола по Ng светло-зеленый, по Np — желтовато-зеленый, ng — 1,605, np — 1,645, c : Ng = 19—22°, 2V = —75°. Согласно данным К. Урунбаева (1975), в гранодиорит-порфирах $Д_1$ присутствуют следующие акцессорные минералы (*г/т*): магнетит (2600), ильменит (0,9), гематит (2,4) анатаз (3), рутил (ед. зн.), циркон (45), гранат (19), апатит (25), сфен (7), ортит (част. знаки), шеелит (2,7), пирит (16), пирротин (20), галенит (2), молибденит (ед. зн.), халькопирит (90), флюорит (15), самородное золото (14 знаков), самородная медь (4—5 зн.). Структура пород порфировидная, микрогранитовая. Средний состав (по данным 14 силикатных анализов) пород Калканатинского выхода отвечает нормальным гранодиоритам (табл. 30).

Элементы-примеси в **породах** следующие (*г/т*) (в скобках число проб): Rb — 112(6), Li — 43(6), Cs — 3,5(6), U — 2,6(3), Th — 10,5(2), Au — 12,03 · 10^{-7}(6), W — 5,3(6), Mo — 0,5(6), Sn — не обн., Bi — 0,7(7), F — 775(8), B — 16,6(6), Zn — 78(6), Pb — 24(7). В минералах (*г/т*): **калишпат** — Cu 16(3), Po — 27(3), Be — 4,5(3), (Урунбаев, 1975) — **плагиоклаз** — Cu — 18, Au — 0,009, W — 4; **биотит** — Rb — 420, Cs — 60, Li — 65, Nb — 11, Cu — 215, Au — 0,018, Pb — 27, Zn — 115, Mo — 2,1, F — 1300. Дайки и жилы, генетически связанные с интрузивами гранодиорит-порфиров, за исключением нескольких прожилков аплита или шлиров пегматитов, не установлены. На площади выхода интрузива встречаются дайки гранодиорит и гранит-порфиров, кварцевых порфиров мощностью до 0,5—1 *м* и протяженностью несколько сот метров. Для них предполагается связь с герцинским магматизмом.

Эндо- и экзоконтактовые изменения выражены очень слабо. Отмечаются уплотнения структуры пород, изменения окраски и минерального состава гранодиорит-порфиров. Местами на контакте с ме-

таморфическими породами образуются скарны мощностью до нескольких сантиметров. Интенсивно развиты хлоритизация, эпидотизация и серицитизация пород. Вмещающие породы ассимилируются с появлением породы гибридного облика.

В горах Калканата и за пределами Карамазара встречено более 10 штокообразных и дайкообразных выходов гранодиорит-порфиров, относящихся к интрузивному комплексу $Д_1$. Один из них (№ 3) находится к северо-востоку от описанного выше. Другие выходы калканатинских гранодиорит-порфиров не изучены. Нижнедевонский интрузив формировался в условиях абиссальной фации.

В. Среднекарбоновый интрузивный комплекс

Первая интрузивная фаза

4. **Сырдарьинский массив** размещается в юго-западной части гор Моголтау и обнажается из-под покрова четвертичных отложений в виде небольших разрозненных выступов (рис. 10). Площадь его около 10 *км*^{2}. Интрузив имеет форму штока и локализован в зоне Северо-Ферганского разлома. Прорывает карбонатные толщи $Д_2$—$С_1$, контакты падают в сторону интрузива ($\angle$ 60—70°). Вблизи р. Сырдарья этот интрузив прорван небольшим штоком гранодиоритов среднекарбонового комплекса. По радиологическим данным (K—Ar) возраст гранитоидов массива 300 ± 12 *млн. лет* (средний карбон). Е. Д. Карпова возраст этих гранитоидов считает додевонским. В массиве выделяются следующие фациальные разновидности пород: габбро, габбро-диориты, диориты и монцодиориты, определяющие его зональное строение. Центральную часть массива слагают габбро, которые постепенно в краевых участках переходят через габбро-диориты в диориты и монцодиориты.

Структура пород габбровая, монцонитовая и призматически-зернистая. Количественно-минеральный состав указанных фациальных разновидностей пород массива представлен в табл. 31.

Плагиоклаз слагает призматические, изометричные и таблитчатые зерна. Размеры их от нескольких миллиметров до 0,5 *см*. Часто сдвойникован и зонален. Зональность прямая. Законы двойникования — карлсбадский, манебахский и эстерельский. Состав от № 25, до 86. Показатели преломления: ng — 1,550—1,581, np — 1,543—1,570, $2V = +65—84°$, $\triangle_0$ — 0,8—1,0. Продукты разложения — серицит, соссюрит, карбонаты и пелитовое вещество. **Калиевые полевые шпаты** ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и цветным минералам. Размеры зерен до 2—3 *мм*, ng — 1,525, np — 1,518, ng — np — 0,007, $2V = —80°$, $\triangle_0 = 0,6—0,7$. Относится к промежуточному микроклину. **Кварц** ксеноморфен, образует отдельные зерна, выполняющие интерстиции между другими минералами. Местами кварц представлен агрегатом зерен или слагает крупные зерна, включающие относительно мелкие включения более ранних минералов. **Биотит** образует пластинки, чешуйки, таблички размером до 2—3 *мм*. Местами встречается в сростках с амфиболом. Плеохроизм по ng темно-зеленовато-коричневый, по np — светло-желтый, ng — 1,654, np — 1,591, $f'_{опт.}$ — 54—55%, соответствует лепидомелану. **Амфибол** относится к обыкновенной разности, образует призмы, изометрические зерна с неровными ограничениями. Размеры зерен 1—3 *мм*, иногда до 5 *мм*. Плеохроизм по ng темно-бурый, светло-буровато-зеленый, по np — бесцветный, светло-бурый, зеленовато-бурый, с: Ng — 19—24; $2V = —50—82°$, ng — 1,658—1,689, np — 1,636—1,666, $f'_{опт.}$ — 50—55%. Встречаются светлоокрашенные разности амфибола из ряда листоватых волокнистых актинолитов, ng — 1,647, np — 1,625. В разной степени замещается биотитом, хлоритом и эпидотом. **Пироксен** присутствует

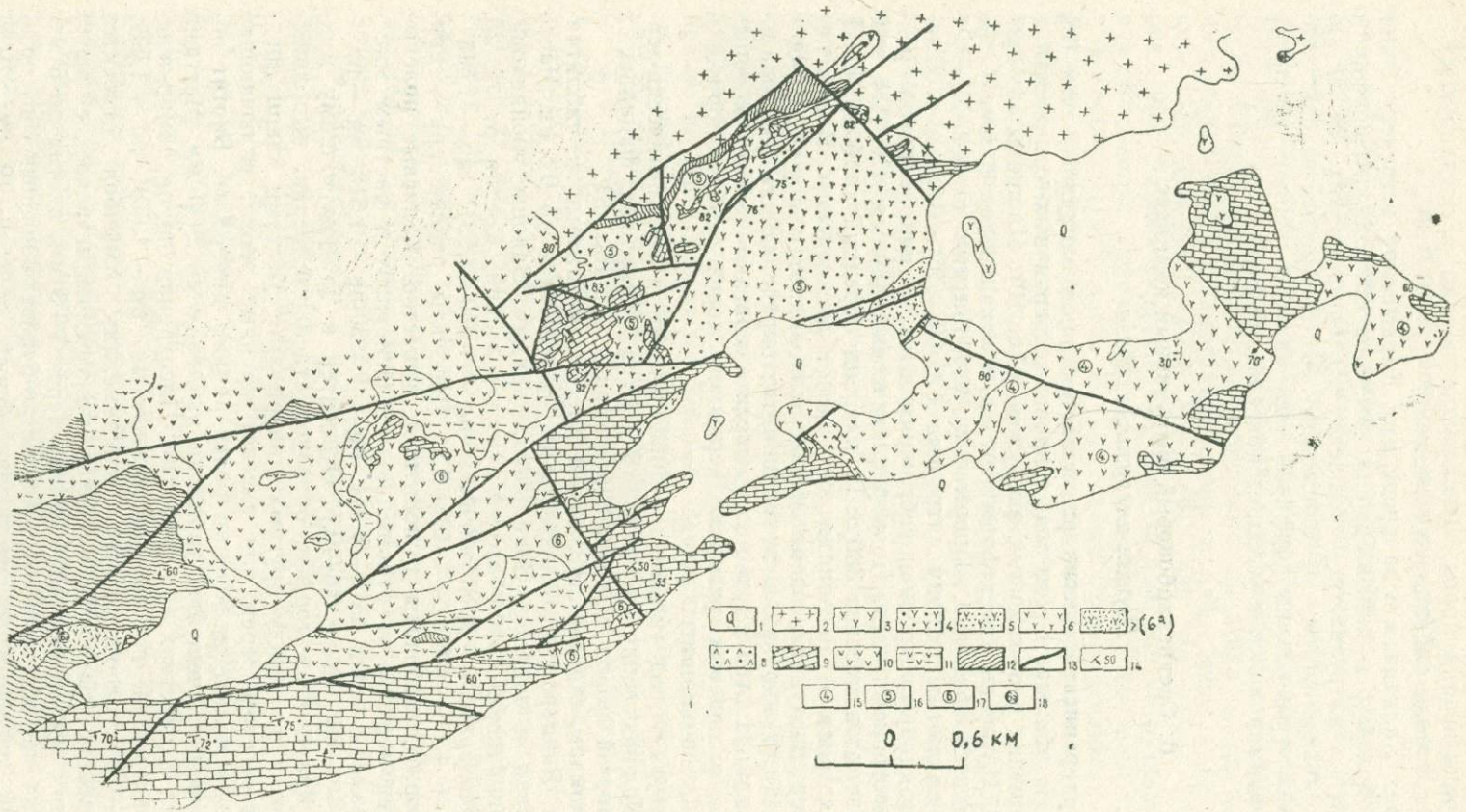

Q
1
2
3
4
5
6
7 (6а)
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
0 0,6 км

Рис. 10. Схематизированная геологическая карта интрузивных массивов ранней фазы среднекарбонового комплекса (составили С. М. Бабаходжаев и Т. Джураев):

1 — четвертичные отложения, *2* — гранит, гранодиорит — Музбулакский массив, *3* — габбро-диорит, диорит, кварцевый диорит, *4* — габбро-диорит, диорит ,монцодиорит, сиенито-диорит, *5* — монцодиорит, сиенито-диорит, метасоматический измененный, тектонический дробленый, *6* — габбро, габбро-диорит, диорит, *7* — габбро, габбро-диорит, *8* — конгломераты (галька вулканогенных интрузивных и песчано-сланцевых пород), средний девон (машранская свита), *9* — карбонатные отложения и доломиты (средний девон нерасчлененный, живетский ярус), *10* — андезито-дацитовый порфирит, пироксен амфиболовый, агаджальская свита (нижний девон), *11* — лавобрекчия андезито-дацитовых порфиритов, агаджальская свита (подсвита), нижний девон, *12* — песчано-сланцевые отложения — ордовик-силур, *13* — разломы, *14* — угол падения стратифицированных толщ, *15* — Сырдарьинский, *16* — Дахчалисайский, *17* — Кудукский интрузивные массивы, *18* — Беговатский шток

постоянно и относится к ряду диопсида; моноклинный, бесцветный; 2V = + 52—60°; c: Ng — 52—53°; ng — 1,710—1,715, np — 1,681—1,686. Образует призмы с неровными ограничениями. Чаще всего это реликты зерен, замещенных амфиболом. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, из рудных постоянно присутствуют магнетит и пирит.

Химический состав разновидностей пород массива приведен в табл. 32. Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Rb — 82(18)*, Li — 31,4(18), Cs — 1,27(17), Pb — 18(21), Zn — 92(18), Cu — 53(21), W — 5(17), Mo — 0,5(17), Sn — 3,5(21), Bi — 0,23(21), Au — $4{,}27 \cdot 10^{-7}$(18), Cr — 30(7), V — 290(7), Ni —110(7), Co — 20(7), U — 0,83(3), Th — 10,2(4), F — 694(15), B — 5,9(17), Be — 3,7(4). В **минералах** (*г/т*): **амфибол** — Cu — 450(3), Pb — 100(2), Zn — 300(5), Be — 10—20(3), Sn — 10(2); **сфен** — Rb — 450(2).

В эндоконтактовых зонах (мощность до 50—100 *м*) породы становятся мелкозернистыми, в них проявлены хлоритизация, эпидотизация, альбитизация, калишпатизация и окварцевание. В экзоконтактовой зоне массива встречаются слабые зоны скарнирования, мраморизации и ороговикования, иногда с сульфидами мощностью до 1 *м*. Фациальность интрузива абиссальная (глубина становления 6—8 *км*).

5. **Дахчалисайский массив** находится в юго-западной части гор Моголтау, где он прорывает песчано-сланцевые и известковые породы нижнего и среднего палеозоя (рис. 10). В южной и юго-восточной частях массив перекрыт четвертичными отложениями. Площадь выхода ≈ 6 *км*^{2}. Форма межпластовая (Карпова, 1946), по другим данным — штокообразная (Е. Г. Краснов, 1960). Дахчалисайский массив изучали И. В. Белов (1948), И. М. Беспалов (1954), З. Г. Тихомолова (1951), В. Н. Байков, С. М. Бабаходжаев (1982), Т. Джураев и др. Время формирования интрузива среднекарбоновое. Существуют представления и о додевонском возрасте массива (Карпова, 1960). Согласно K — Ar определениям (341 ± 5 *млн. лет*), возраст интрузива соответствует среднему палеозою. Интрузив сложен породами, состав которых меняется от перидотитов через габбро, диориты и гранодиориты до монцодиоритов. Проявление отмеченных разностей пород связано с процессами ассимиляции гранитной магмой осадочно-метаморфической толщи.

Количественно-минеральный состав габброидов (в объемн. %): **плагиоклаз** (№ 40—50) — 35—50; ng — 1,559, np — 1,551, ng — np — 0,008; **биотит** — 2—3; **роговая обманка** — 25—30 (обыкновенная), ng—1,689—1,676, np — 1,670—1,655, 2V — 75°, c: Ng = + 21°, плеохроизм, по ng — темно-зеленый, по np — зеленый, размеры зерен до 3 *мм*. **Пироксен** из ряда диопсида — 20—25 (моноклинный, ng — 1,715, np — 1,684, 2V = —52—55°, c: Ng — 50—52°). **Вторичные** — хлорит, соссюрит, мусковит, серицит; **акцессорные** — сфен, апатит; **рудные** — пирит, магнетит. Структура — габбровая. Химический состав разновидностей пород массива по трем анализам следующий: * SiO_2 — 44,26, 48,61, 58,90:

* Для всех гранитоидных массивов в скобках дается количество анализов в вес. %.

TiO_2 — 0,70, 0,38, 0,70; Al_2O_3 — 16,40, 9,51, 14,90; Fe_2O_3 — 7,50, 5,03, 5,00; FeO — 5,86 4,89, 4,40; MnO — 0,17, 0,19, 0,20; MgO — 8,36, 12,78, 3,30; CaO — 11,84, 15,46, 5,70; Na_2O — 1,66, 1,16, 2,10; K_2O — 1,10, 0,80, 2,10; п. п. п.— 2,34, 1,58, 0,50; H_2O — 0,20, 0,18, не обн., P_2O_5 — 0,12, 0,34, 0,20; сумма — 100,31, 100,28, 99,98 (пр. 772-м — габбро, 726-м — габбро, 59187 — диорит). Содержание элементов-примесей в **породах** (*г/т*): Rb — 62(7), Li — 33(7), Cs — 2(7), Pb — 30(11), Zn — 117(7), W — 3,7(7), Mo — 0,7(7), Sn — 3,5(22), Be — 3,2(5), Au — $4{,}4 \cdot 10^{-7}$(6), Bi — 0,4(7), Cr — 60(5), V — 240(5), Ni — 210(5), Co — 24(5), U — 1,22(4), Th — 11,2(4), Pb — 46,5(4) по данным активационного анализа, F — 457(7), B — 14,3(7). В **амфиболах** (*г/т*): Cu — 30(2), Zn — 300(3), Be — 3(2), Sn — 10(3).

Продукты экзоконтактовых изменений представлены амфибол-пироксеновыми и эпидотовыми скарнами без проявления сульфидов. В эндоконтактовых зонах породы становятся мелкозернистыми, содержат ксенолиты древних осадочно-метаморфических пород и подвержены процессам микроклинизации, альбитизации и хлоритизации. С этими интрузиями генетически связаны дайки габбро, диорит-аплита и пегматита мощностью до 5—50 *см*. Породы массива представляют первую фазу среднекарбонового интрузивного комплекса, имеют сложный генезис, отличаются преобладанием пород габброидного с участками субщелочного диоритового составов и, вероятно, относятся к интрузивным образованиям абиссальной фации глубинности (6—8 *км*).

6. **Кудукский массив** находится на юго-западной окраине гор Моголтау, на правом борту Кудуксая (рис. 10). Он в виде самостоятельного выхода выделен Е. Д. Карповой (1948). Кудукский массив изучали также И. В. Белов, И. М. Беспалов, Ю. Ныркова, В. Н. Байков, З. Г. Тихомолова и др. Площадь выхода интрузива около 4 $км^2$. Прорывает эффузивы $Д_1$ и содержит ксенолиты мраморов $Д_2$—$С_1$. Контакты имеют неровные очертания, срезаются разломами. Породы массива образуют апофизы во вмещающих породах. Возраст интрузива по геологическим и радиологическим данным соответствует нижнему, возможно, среднему карбону.

Кудукский массив сложен породами габбрового состава, которые занимают более 80% его площади. Габбро совершенно свежие, крупно-, средне- и мелкозернистые. Преобладают крупнозернистые разности. Характеризуются меланократовым составом с переходами местами в габбро-диориты, пироксениты и горнблендиты. Главными породообразующими минералами габбро являются плагиоклаз (лабрадор-битовнит), амфибол и пироксен. Присутствуют единичные зерна калишпата и кварца. Порода богата рудными минералами (магнетит, лимонит, гематит и пирит). Плагиоклаз зонален (отмечается до 10—15 зон), к периферии более кислый — № 30—50. **Амфибол** относится к обыкновенной разности роговой обманки и образует вытянутые зерна неправильных очертаний с плеохроизмом от буро-коричневого по Ng, до буро-желтого по Nm и бледно-желтого по Np, с: $Ng = 18°$, $2V = -75°$, $ng - np = 0{,}027$. **Пироксен** (диопсид-геденбергит) бесцветный, с: $Ng - 39°$, $2V = +58°$. Структура габбровая, гипидиоморфно-зернистая. Химические анализы пород Кудукского массива по четырем анализам следующие: SiO_2 — 45,04, 42,36, 40,38, 52,28; TiO_2 — 1,15, 0,88, 2,79, 0,85; Al_2O_3 — 17,89, 18,36, 12,74, 15,26; Fe_2O_3—9,86, 9,43, 10,72, 5,72; FeO — 4,42, 4,45, 7,62, 4,56; MnO — 0,13, 0,14, 0,18, 0,14; MgO — 5,74, 7,03, 10,38, 7,03; CaO — 9,62, 11,72, 10,26, 7,95; Na_2O — 2,70, 1,41, 1,89, 2,22; K_2O — 1,38, 1,69, 0,81, 2,23; п. п. п.— 1,84, 2,34, 1,70, 1,68; H_2O — 0,06, 0,10, 0,16, 0,14; P_2O_5 — 0,13, 0,07, 0,13, 0,21; сумма — 99,90, 99,88, 99,59, 100,13 (пр. 1643, 1639, 1644 — габбро, 1645 — диорит). Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Rb — 48,3(6), Li — 34(6), Be — 3,6(4), F — 550, Sn — 10(3), Pb — 37(3).

Экзо- и эндоконтактовые изменения развиты неравномерно, а их характер зависит от состава вмещающей среды. На контакте с эффу-

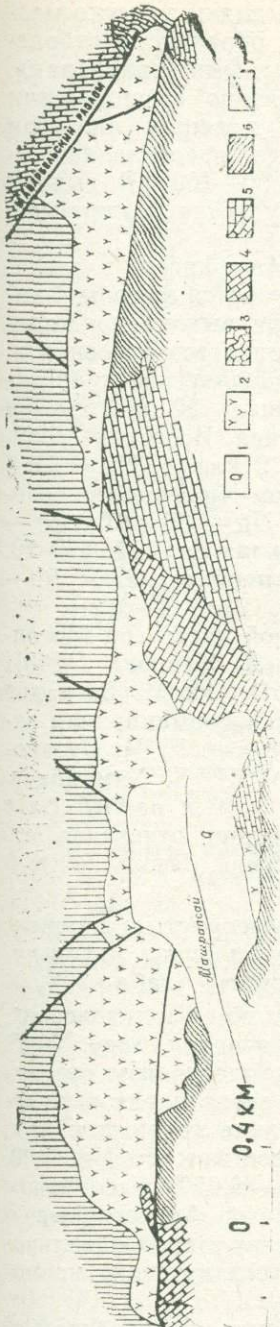


Рис. 11. Схематизированная геологическая карта Машрапского интрузива (составили С. М. Бабаходжаев и Т. Джураев):
1 — четвертичные отложения, *2* — габбро-диорит, диорит, сиенито-диорит (Машрапский массив), *3* — известняки, доломиты, франский ярус, верхний девон, *4* — мраморизованные известняки, живетский ярус, доломиты, средний девон (строматопоровый горизонт), *5* — конгломераты, песчаники с галькой эффузивов, интрузивов и песчано-сланцевых пород, машрапская свита, средний девон, *6* — песчано-сланцевые отложения, ордовик-силур, *7* — разломы

зивами развиты хлорит-эпидотовые и реже серицитовые породы с линзами скарнов. На участках взаимоотношения с известняками образуются полосы гранат-эпидотовых и амфиболовых скарнов. В эндоконтактовой зоне массива породы становятся средне-и мелкозернистыми, иногда порфировидными. Габброиды интрузива секутся жилами аплитов, пегматитов и микрогаббро мощностью до 10 см и протяженностью 1—10 м. Формирование интрузива происходило в условиях абиссальной фации на глубине около 6—8 км. Габбро и габбро-диориты Кудукского массива разрабатываются в качестве облицовочного камня. Породы плотные, малотрещиноватые и высокого качества.

7. **Машрапский массив** находится в среднем течение Машрапсая в северо-западной части гор Моголтау (рис. 11). Этот массив изучали Е. Д.. Карпова (1948), И. М. Беспалов (1955), З. Т. Тихомолова (1951), В. Н. Байков (1968) и др. Он протягивается в широтном направлении на 6—7 км при ширине от 10 до 600 м. Общая площадь около 4,5 км². Интрузив представляет собой межпластовое тело, внедрившееся между отложениями известняков $Д_2$—$С_1$ и сланцев О — S. В его составе преобладают сиенито-диориты, переходящие в диориты, монцониты и кварцевые диориты. Последние являются краевыми фациями интрузива и подвержены послемагматическим изменениям (хлоритизация, эпидотизация, серицитизация, калишпатизация). Среди порфировидных выделений присутствуют удлиненные зерна роговой обманки, плагиоклаз, калишпата и изредка моноклинного пироксена. Количество отмеченных минералов в шлифах следующее (в объемн. %): **плагиоклаз** (№ 25—45) до 35—40, **ортоклаз и микроклин** — 20 — 22, **кварц** — 10—15, **роговая обманка** (c : Ng — 17—19°; 2V = + 87°) — 8—10, **биотит (лепидомелан)** — 5—7, **пироксен** — 2—3, **акцессорные** — апатит, сфен, циркон, рутил, монацит, много магнетита. Структура пород монцонитовая, гипидиоморфно-зернистая. Имеются три силикатных анализа, подтверждающие диоритовый состав пород Машрапского массива: SiO_2 — 56,52, 56,35, 56,40; TiO_2 — 0,50, 0,46, 0,46; Al_2O_3—17,89, 17,87, 17,62; Fe_2O_3—3,57, 4,96, 3,70; FeO—3,44, 3,52 3,45; MnO—0,13, 0,14, 0,21; MgO—2,77, 3,26, 3,26; CaO—6,97, 5,71, 7,91; Na_2O—3,91, 2,87, 2,53; K_2O — 1,02, 2,89, 1,64; п. п. п. — 2,70, 2,30, 2,86; H_2O—0,14, 0,18, 0,04; P_2O_5 — 0,22, 0,83, 0,19; сумма — 99,64, 99,96, 100,23. Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): F — 300(3), Cu — 40(3), Pb — 20(2), Zn — 80(3), Be — 6(4).

Эндо- и экзоконтактовые изменения незначительны. Вмещающие

породы слабо окварцованы, ороговикованы, а известняки заметно мраморизованы. В эндоконтакте интрузива участками образуются гибридные породы с некоторым обогащением темноцветными минералами. Покраснение пород в экзоконтактовых зонах связано с процессами автометасоматической микроклинизации. Массив является аналогом Дахчалисайского интрузива и, по всей вероятности, представляет сателлит последнего. Небольшие по площади (до 50—100 $м^2$) выходы сиенито-диоритов отмечаются и по правому борту устья Машрапсая, недалеко от водонасосной станции Ява.

8. **Машрапский выход 2** находится в устье Машрапсая, в западной части гор Моголтау. Среди O—S сланцев отмечаются выходы 4 интрузивных штоков размером от 100 до 500 $м^2$. Три выхода представлены биотитовыми гранитами средне- и крупнозернистого строения и, по всей вероятности, являются сателлитами Музбулакского гранитоидного массива (рис. 11). Один из штоков (площадь 50 $м^2$) сложен габбро, напоминающими породы Кудукского массива. В составе габбро отмечаются зерна роговой обманки длиной до 2 *см*, (c : Ng = 17—20°, ng — np = 0,018, 2V = + 85°, плеохроизм: по Ng — светло-зеленый, по Np — буровато-зеленый); **пироксен** (c : Ng — 35—40°, ng — np = 0,015, 2V = + 60°, бесцветный) и **плагиоклаз** до № 50—70. Структура пород габбровая. Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Pb—20(3), Cu — 45(3), Zn — 80—100(2), Ag — 0,1(2), Be — 3—6(2).

9. **Андыгенский шток** находится в юго-восточной части гор Моголтау. Интрузив изучали Е. М. Бутакова (1947), Е. Д. Карпова (1946), И. Х. Хамрабаев (1948), З. Г. Тихомолова (1951), И. М. Беспалов (1949) и др. Форма интрузива определяется как межформационная залежь (Хамрабаев, 1946). Площадь выхода около 3 $км^2$. Е. М. Бутакова и А. К. Полякова считают его неокаледонским. И. Х. Хамрабаев, В. А. Байков, С. М. Бабаходжаев и др. относят его к ранней фазе среднекарбонового комплекса. Андыгенский интрузив отчетливо сечется апофизами гранодиоритов Музбекского массива. Вдоль контакта интрузива внедряются аплиты и аплит-пегматиты.

В Андыгенском интрузиве преобладают мелкозернистые диориты, переходящие в габбро-диориты, реже кварцевые диориты, кварц-пироксен-биотитовые и кварц-роговообманковые диориты (табл. 33).

Калишпат триклинный промежуточный ортоклаз-криптопертит, 2V = —62—75°, Δ_{oo} — 0,5. **Плагиоклаз** № 33—38, зонален, ядро № 45, край № 35. **Биотит** образует пластинки, таблички; плеохроизм от темно-бурого по Ng, до буровато-зеленого по Nm и светло-желтовато-серого по Np. **Роговая обманка,** присутствующая в виде крупных призм, представлена обыкновенной зеленой разновидностью; c: Ng — 20, 2V = —65—70°, ng — 1,684, np — 1,664, ng — np — 0,020; плеохроизм по Ng темно-зеленый, по Np светло-буровато-зеленый. **Акцессорные** — ортит, апатит (до 3%), циркон, сфен, рутил, магнетит, пирит и халькопирит. Структура гипидиоморфно-зернистая, бластогранитовая, монцонитовая, реже офитовая.

Диориты и габбро-диориты подвергаются скарнированию (гранат-пироксеновые и эпидотовые скарны с сульфидами меди и других металлов). Химический состав по данным 5 анализов варьирует от диоритов до кварцевых диоритов (табл. 34). Элементы-примеси в породах (*г/т*): Rb — 85,5(2), Li — 60(2), Cs — не обн., Pb — 22(5), Zn — 90(3), W — 13.3(3), Sn — 4.5(4), Bi — 0.75(4), Be — 4(6), Mo — 1(3), Au — $3{,}73 \cdot 10^{-7}$(3), Cr — 25(2), V — 150(2), Ni — 90(2), Co — 30(2), U — 9,8(1), Th — 11(1), F — 450(4), B — 33(3).

В числе схизолитов Андыгенского интрузива отмечаются маломощные жилы диорит-аплита и аплит-пегматита. И. Х. Хамрабаев отмечает, что с этими интрузивами связана также дайка керсантита, которая одновременно с диоритом срезается музбекскими гранодиоритами. Формирование интрузива происходило в условиях абиссальной фации на глубине не более 6—8 *км*.

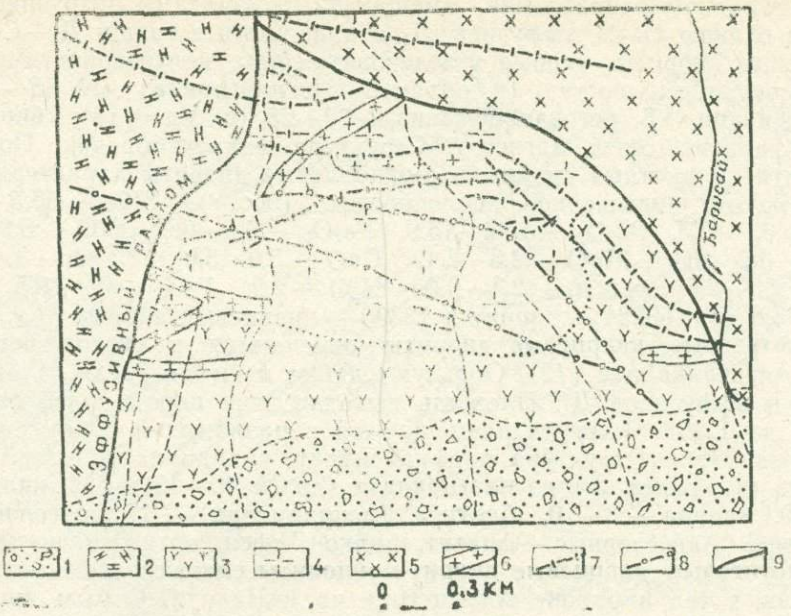


Рис. 12. Схематизированная геологическая карта габбро-диоритов Бариссайского штока (составил Т. Джураев):

1 — четвертичные отложения, *2* — трахиандезиты (шурабсайская свита), *3* — габбро, *4* — кварцевые диориты (Бариссайский шток), *5* — гранодиориты (Музбекский массив), *6* — аплитовидные граниты, *7* — дайка диабазовых порфиритов, *8* — дайка фельзитовых порфиров, *9* — разломы

10. **Бариссайский выход (шток)** габброидов находится севернее Музбекского массива, между кишлаками Айнабулак и Чатыр. Площадь выхода штока около 1,5—2 *км*². В плане он имеет форму вытянутого клина, зажатого в зоне молодого разлома. Контакты штока с эффузивами шурабсайской свиты тектонические. Интрузив прорван гранодиоритами, аплитовидными гранитами, дайковыми и жильными образованиями (рис. 12). Формирование штока связано с ранней фазой герцинского магматизма. По данным количественно-минеральных подсчетов в составе Бариссайского штока выделяются роговообманковые габбро, габбро-диориты и кварц-биотитовые диориты (табл. 35).

По составу плагиоклазы относятся к лабрадору и андезину. Амфибол представлен зеленой роговой обманкой с плеохроизмом от светло-зеленого по Ng до желтоватого по Np, c : Ng = 18—21°, 2V = + 70—84°, ng — np = 0,020—0,026. Химический состав интрузивов Бариссайского штока характеризуется семью анализами (табл. 36). Содержание элементов-примесей (*г/т*): в **породах** — F — 560(5), Au — 7,9 · 10^{-7} (4), U — 1,62(10), Th — 9,2(4), Pb — 19,8(5), в %, Cr — 0,006, V — 0,015, Ni — 0,0068, Co — 0,002; в **минералах** (*г/т*): **роговая обманка** — Zn — 300(2), Cu — 65(2), F — 2100(2), **магнетит** — Zn — 100(4), Cu — 30(4), Be — 3(4). Процессы изменения в породах данного штока развиты очень слабо; отмечаются участки окварцевания и осветления. По условиям формирования образования Бариссайского штока аналогичны Кудукскому массиву.

11, 12. **Калканатинский и Сардобский выходы** (по В. Н. Байкову). В горах Калканата гранитоиды отмеченных интрузивов впервые в 1957 г. выделил Б. И. Сигалов. По вещественному составу породы всех выходов делятся на амфиболовые диориты, биотитовые кварцевые диориты и биотитовые кварцевые диорито-монцониты. **Амфиболовые диориты** отмечаются в северо-восточной части гор Калканата (10 выходов) и в районе месторождения Чалата (2 выхода). Они образуют штоки размером от 100 *м*² до 1 *км*², несколько вытянутые в плане в

северо-западном направлении. Вмещающими породами интрузивов являются сланцы O—S, эффузивы $Д_1$ и карбонатные толщи $Д_2$—C_1. Амфиболовые диориты — серые и зеленовато-серые мелкозернистые породы. Минеральный состав (в объемн. %): **плагиоклаз** (№ 35—40) — 55—60, **кварц** — 5, **роговая обманка** — 20—25 (c : Ng = 15°), **биотит** — 10—15, апатит, сфен, магнетит. Структура микрогаббровая. По данным двух силикатных анализов, амфиболовые диориты характеризуются несколько повышенной щелочностью (вес.%): SiO_2 — 56,5—61,9, TiO_2 — 0,7—0,3, Al_2O_3 — 15,3—15,9, Fe_2O_3 — 3,5—0,6, FeO — 5,9—2,9, MnO — 0,2—0,3, MgO — 2,3—2,4, CaO — 5,6—3,0, Na_2O — 3,4—5,2, K_2O — 2,5—2,5, п. п. п. — 2,4—0,0, H_2O — 2,2, P_2O_5 — 0,9—0,5, Σ = 99,9—98,8. Пр. 59284 — диорит и 73302 — кварцевый диорит.

Биотитовые кварцевые диориты отмечаются в северо-восточной части гор Калканата *(12)*. Образуют дайки и штоки среди отложений O — S и эффузивов $Д_1$. Площадь выходов этих пород колеблется от 100 *м*² до 1 *км*². Тела их размещаются в разломах и зонах сильной трещиноватости. Структура порфировидная, гипидиоморфно-зернистая. Состоит (в объемн. %) из **плагиоклаза** (до № 40—45) — 52, **калишпата** — 40, **кварца** — 8—10, биотита (лепидомелан) — 17, **роговой обманки** — 5. Акцессорные — апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит.

Биотитовые кварцевые диорит-монцониты слагают несколько штокообразных тел в районе Алтын-Топкана и Чалата. Самым крупным штоком (около 3 *км*²) является Курганчинский. Прорывает отложения O — S, а также эффузивы $Д_1$, находится в зонах разломов или на их стыке. Количественно-минеральный состав (в объемн. %): **плагиоклаз** (№ 30—40) — 40—45, **калишпат** — до 30, **кварц** — 10, **роговая обманка** — 0,5—1, **биотит** — 8. По минеральному составу и внешнему облику породы интрузива близки породам Туранглинского и Чорухдайронского массивов. Курганчинский и Алтынтопканский штоки, возможно, являются составными частями нижнепермского комплекса (рис. 1, *46* и *47*).

Обобщение литературных материалов показывает, что геологические особенности, возрастные взаимоотношения, районы распространения и петролого-геохимическая специфика интрузивных пород таких выходов, как Сардобский и Каланатинский, в северо-западной части Карамазара изучены недостаточно. Ценные материалы, относящиеся к отдельным выходам гипабиссальных интрузивов на площади рудных объектов или выявленные в результате геологических съемок, приводятся в неопубликованных отчетах геологов Карамазара.

Вторая интрузивная фаза

13. **Музбекский массив** занимает центральную и восточную части гор Моголтау. Приурочен к ядру Музбекской антиклинали и вытянут в субширотном направлении. Длина 20 *км*, ширина 10—12 *км*, общая площадь около 200 *км*². Он упоминается в работах многих исследователей Карамазара (Наследов, 1935, Смольянинов, Баскин, 1933; Дюгаев, 1935; Островский, 1936; Карпова, 1946; Бутакова, 1947; Хамрабаев, 1946—1949; Васильковский, 1952 и др.). Гранитоиды массива расположены среди разновозрастных и неоднородных по литологическому составу пород раннего и среднего палеозоя. В юго-западной части интрузив прорывает песчано-сланцевые толщи O — S (рис. 13) и карбонатные отложения $Д_2$—C_1. На северо-востоке гранитоиды перекрыты эффузивами шурабсайской свиты. Массив прорван гипабиссальными интрузиями и дайковыми образованиями перми-раннего триаса. На юге, согласно геофизическим данным (Бронская, Зунунов и др., 1967), массив ограничен глубинным Северо-Ферганским разломом, по которому Ферганская депрессия опущена на 3—5 *км* относительно Кураминского антиклинория. На север массив также погружается под отложения Мирзорават-Дальварзинской депрессии.

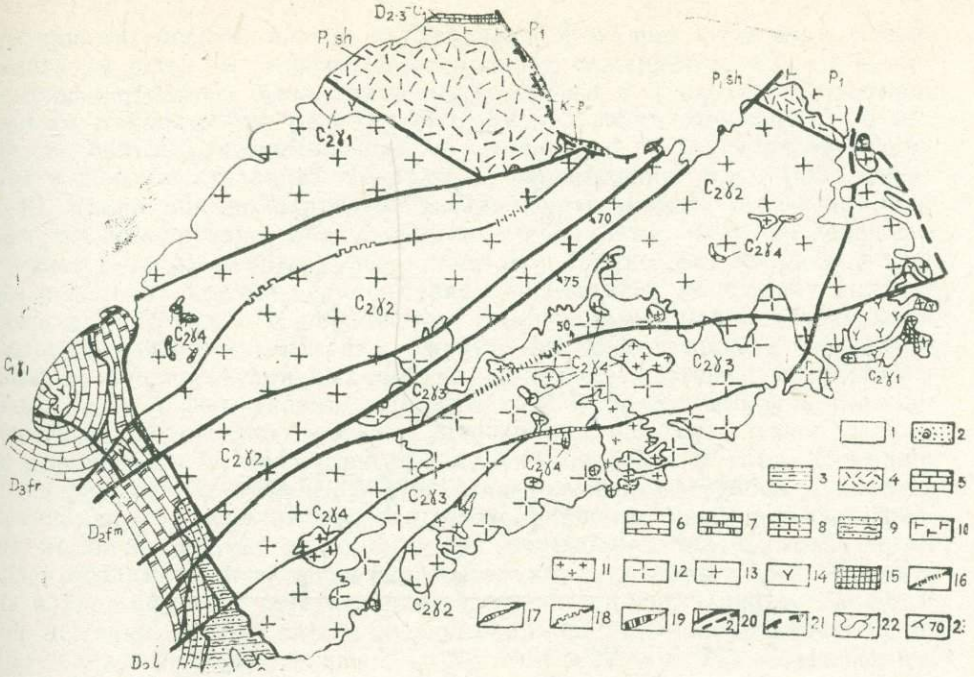


Рис. 13. Схематизированная геологическая карта гранитоидов Музбекского массива (составил Т. Джураев):

1 — четвертичная система, *2* — известняки, мергели, песчаники, пески и ракушняки (палеогеновая система), *3* — пестроцветные пески, песчаники, алевролиты и глины (меловая система), *4* — трахиандезиты, трахибазальты, базальные конгломераты и песчаники (шурабсайская свита), *5* — нерасчлененные отложения известняков (верхний, девон и нижний карбон), *6* — доломиты, известняки, мергели и песчаники (франкский ярус $Д_3$), *7* — доломитизированные известняки, песчаники и конгломераты (живетский ярус), *8* — доломиты, конгломераты и песчаники (эйфельский ярус), *9* — сланцы, алевролиты и песчаники (ордовик-силур), *10* — диориты, сиенито-диориты, гранодиориты (Чорухдайронский массив), *11* — аплитовидные граниты, аляскиты, аплиты и аплит-пегматиты (4 фаза C_2), *12* — граниты (3 фаза C_2), *13* — роговообманковые порфировидные гранодиориты, гранодиориты и тоналиты (2 фаза C_2), *14* — габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и сиенито-диориты (1 фаза C_2), *15* — скарны, *16* — кварцевые жилы и прожилки, *17* — разломы, заполненные кварцевыми образованиями, *18* — баритовые жилы, *19* — скаполитизация и скаполитовые жилы, *20* — разломы: *1* — установленные, *2* — предполагаемые, *21* — альпийский надвиг, *22* — контуры обнажений, *23* — элементы залегания

Радиологические (310 *млн. лет*, среднее из двух определений (табл. 1) и геологические данные подтверждают среднекарбоновый возраст гранитоидов массива. Интрузив считается межформационным телом и рассматривается обычно как выступ крупного Карамазарского плутона. Массив имеет сложное строение и сформировался в четыре интрузивные фазы: 1-я фаза * — диориты и кварцевые диориты (занимают около 1,5—3% площади выхода массива), 2-я — гранодиориты (до 65%), 3-я — порфировидные граниты (20—30%), 4-я * — аплитовидные гарниты (1—5%). Кроме отмеченного до 6% площади массива приходится на гипабиссальные интрузивы более поздних возрастов (гранодиорит и гранит-порфиры, красные лейкократовые граниты) и дайки различных составов. Основная масса последних сосредоточена в контурах Северомузбекского и Южномузбекского дайковых поясов. Аплиты чаще встречаются в апикальных частях массива, а также на северном и южном склонах гор Моголтау. Они маломощны (0,1—0,3 *м*) и небольшой протяженности (первые десятки метров).

Пегматиты развиты незначительно и представлены двумя типами: 1) мелкозернистые, образующие короткие прожилки до 10—15 *см* мощности; 2) среднезернистые мощностью более 1 *м*. Последние боль-

* Описание выходов приводится отдельно (рис. № 9, 10, 30).

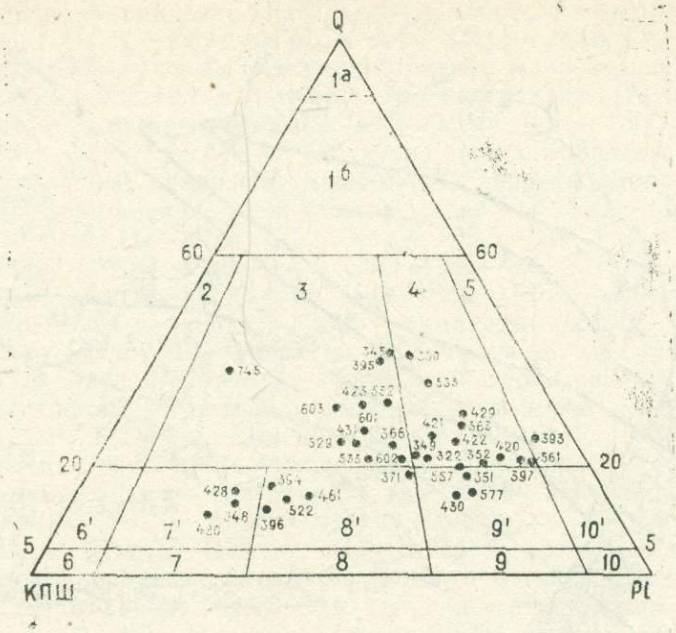


Рис. 14. Разновидность гранитоидов Музбекского массива на треугольной диаграмме (по А. Штрекайзену, 1965): *1а* — кварцолит (силексит), *1б* — обогащенные кварцем гранитоиды, *2* — щелочно-полевошпатовый гранит, *3* — гранит, *4* — гранодиорит, *5* — тоналит (плагиогранит, трондъемит), *6'* — щелочно-полевошпатовый кварцевый сиенит, *7'* — кварцевый сиенит, *8'* — кварцевый монцонит, *9'* — кварцевый монцодиорит (кварцевое габбро), *10'* — кварцевый диорит (кварцевое габбро), кварцевый анортозит, *6* — щелочно-полевошпатовый сиенит, *7* — сиенит, *8* — монцонит, *9* — монцодиорит (монцогаббро), *10* — диорит (габбро), анортозит

ше развиты в южной приконтактовой части массива. Мелкозернистые пегматиты встречаются как в южных и западных, так и в северо-восточных приконтактовых участках гранитоидов. На пегматиты наложены процессы альбитизации и грейзенизации с минералами мусковита и турмалина.

Преобладающими петрографическими разновидностями гранитоидов Музбекского массива являются нормальные и роговообманковые гранодиориты. Данные более 40 количественно-минеральных подсчетов, нанесенные на треугольную диаграмму (по Штрейкайзену, 1975), показывают широкий диапазон состава гранитоидов интрузива (рис. 14, табл. 37). Встречаются гранодиориты, граниты, монцониты, *монцодиориты, адамеллиты, гранодиорит-порфиры и порфировидные* гранодиориты. В северной и северо-восточной частях массива в основном развиты нормальные гранодиориты, иногда с вкрапленниками розового калиевого полевого шпата и амфибола. На юге и юго-западе отмеченные разности сменяются роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми гранодиоритами. Вкрапленники обычно ориентированы в северо-восточном, реже в северо-западном направлениях. Длина их зерен достигает 1,5—2 *см*. На 1 *м*^{2} обнажений количество фенокристаллов калиевого полевого шпата и роговой обманки достигает 200—250 *шт*. Преобладающими структурами отмеченных гранитоидов являются порфировидная, монцонитовая и гипидиоморфно-зернистая. Главные породообразующие минералы пород массива характеризуются следующими свойствами. **Плагиоклаз** колеблется по составу от альбита (№ 5) до андезина (№ 35). Он сдвойникован и обратно зонален; края зерен — андезин, центр — олигоклаз и альбит (ng — 1,534, np — 1,528 — альбит; ng — 1,554, np — 1,547 — андезин). Форма их ча-

ще призматическая, иногда таблитчатая. Размеры выделений плагиоклаза от долей до 5—6 *мм*. Этот минерал выделяется также в составе порфиробластов. **Калишпаты** представлены в основном пертизированным микроклином, реже ортоклазом. Образуют крупные (5—6 *мм*, иногда больше) ксеноморфные по отношению к плагиоклазу зерна. Подвержен пелитизации. Показатели преломления: ng — 1,525, np — 1,519. **Кварц** обычно округлый, иногда изометричный, выполняет промежутки между ранее образованными минералами. Размеры зерен достигают 1—3 *мм*. Характерно волнистое угасание. **Биотит** распространен в породах крайне неравномерно. Представлен лапчатыми табличками и листочками с небольшими удлинениями. Редко встречаются шестиугольные его выделения. Характерны иногда полные псевдоморфозы по биотиту вторичных минералов (хлорит, сагенит, мусковит) и акцессориев (сфен, апатит, циркон и др.). В реликтовых участках зерен биотита отчетливо выражен плеохроизм: по Ng — темно-зеленый до коричневого, по Np — светло-соломенно-желтый. В табл. 38 приводятся результаты химического состава биотитов. **Амфибол** относится к моноклинной зеленой разновидности. Образует неправильные призмы, таблички размером до 2—5 *мм*. Перекристаллизован и замещен более поздними минеральными агрегатами. Включает рудные минералы и акцессорные — апатит, сфен, ортит и циркон. Плеохроизм роговой обманки по Ng светло-зеленоватый, по Nm — коричневатый, по Np — светло-буровато-зеленый, c : Ng = 24°, 2V = — 77°. Согласно оптическим параметрам и химическому составу (табл. 39) амфиболы близки к паргаситам и гастингситам с высоким содержанием MgO и суммы железа.

Для гранодиоритов Музбекского массива характерны апатит, циркон, сфен, магнетит, ортит, ильменит, рутил, гранат, монацит, шеелит, молибденит, галенит, сфалерит и гематит. Отмеченные минералы в гранитоидах присутствуют в различных количествах: от нескольких килограмм до единичных знаков на тонну пород. Постоянно высокие содержания (до 50 *г/т*) лишь у сфена. Он развит преимущественно в виде конвертообразных кристаллов бледного, бледно-желтоватого и темно-бурого цветов. Длина его кристаллов варьирует от 2 до 5 *мм*, реже достигает 0,5 *см*. Сфеном большей частью обогащены приконтактовые участки массива, что, возможно, является результатом ассимиляции гранитоидами песчано-сланцевых отложений O — S.

Граниты, имеющие местами секущие контакты с гранодиоритами, обнажаются в центральных и северных частях массива. Они представлены мелко, средне- и крупнозернистыми разностями светло-серого и красного цвета. Выделяются двуслюдяные и биотит-амфиболовые разновидности. Главнейшие минералы гранитов (в объемн. %) — плагиоклаз (29), калишпат (45), кварц (20), биотит (2—3), амфибол (1—2), акцессорные и рудные минералы (1). Структура пород гранитовая, гипидиоморфно-зернистая, порфировидная.

Петрохимия. Согласно данным 27 химических анализов (табл. 40), породы массива отвечают по составу гранодиоритам и биотитовым гранитам. Среднее содержание кремнезема в указанных разновидностях соответственно 66,9 и 71,8%. При повышенной щелочности ($Na_2O + K_2O = 6,8 — 7,2\%$) содержание Na и K почти равное. В гранодиоритах Na_2O несколько больше, чем K_2O, в гранитах отмечается обратное соотношение щелочей. **Главнейшие элементы-примеси** в породах следующие (*г/т*): Pb — 39,4(115), по данным нейтронно-активационного анализа — 48,4(44), Zn — 65(72), Cu — 40(79), Mo — 3,2(66), W — 9,8(79), Sn — 3,6(79), Be — 9(30), Li — 29,3(73), Rb — 149(73), Cs — 3,2(73), Bi — 0,6(66), F — 685(81), B — 0,56(69), Au — 6,3(83), U — 6,2(69), Th — 19,7(46), (в % среднее 14 проб): Cr — 0,004, V — 0,007, Ni — 0,006, Co — 0,0005. В минералах (*г/т*): **биотит** — F — 5500(4), плагиоклазы — Pb — 62(16), Zn — 134,(16), Cu — 85(16), Mo — 4(16), Ag — 1,7(16), Au — 0,13(2), Li — 13(16), **амфиболы** —

Pb — 22(9), Zn — 629(9), Cu — 95(9), Sn — 100(5), Be — 6(9), F — 5100(4); **сфен** — Pb — 16(8), Cu — 2(8), Sn — 120(5), Mo — 2,5(8).

В гранитоидах Музбекского массива широко проявлены альбитизация, серицитизация, хлоритизация, эпидотизация, грейзенизация, окварцевание и др. В результате метасоматических преобразований в массиве наблюдается различной интенсивности покраснение гранодиоритов и гранитов. В зонах метасоматических изменений нередко фиксируются вышекларковые содержания редких и рассеянных элементов. В зоне Музбекского рудного пояса (западная половина массива) на контакте гранодиоритов с осадочно-метаморфическими толщами Pz_{1-2} образуются гранат- пироксеновые, эпидотовые, амфиболовые и другие разновидности скарнов. На скарны наложены послемагматические образования (Музбекский рудный пояс и др.), несущие висмут, молибден, вольфрам, золото, флюорит, кобальт и полиметаллы (рудопроявления Ингирчак, Учпок, Джангалык, Тобичек, Ката- и Кичик Ислам и др.). Музбекский массив относится к мезоабиссальной фации, глубина формирования которой около 3—3,5 *км*.

14. **Акмоголский шток** находится в левом борту устья сая Чингилды, близ Моголтауского рудного пояса. Размеры его в плане 100 × 120 *м*. *Интрудирует известняки* $Д_2$—$С_1$. *Сложен диоритами и* кварцевыми диоритами, переходящими участками в гранодиориты. Состав пород (в объемн. %): плагиоклаз — 40—50 (№ 25—40), калишпат (ортоклаз) — 20—25, кварц — 10—15, роговая обманка — 8—10, биотит — 5—6, пироксен — 1—2, акцессорные — сфен, циркон, апатит, ортит, рутил, монацит, пирит, магнетит. Структура гипидиоморфнозернистая. Химический состав кварцевого диорита (в вес. %): SiO_2 — 65,00, TiO_2 — 0,35, Al_2O_3 — 17,41, Fe_2O_3 — 0,28, FeO — 0,47, MnO — 0,00, MgO — 0,99, CaO — 4,74, Na_2O — 8,09, K_2O — 0,84, п.п.п.— 1,68, H_2O — 0,12, P_2O_5 — 0,16, сумма — 100,57 (пр. 1619-м). Шток кварцевых диоритов рассматривается как сателлит Музбекского массива гранодиоритов, образовавшийся в результате ассимиляции кислой магмой карбонатных отложений.

15. **Кураминский массив** *. Кураминский массив расположен в юго-западной части Кураминского хребта. Общая площадь его выхода более 300 $км^2$ (длина 34 *км*, ширина 6—10 км). Интрузив тянется в широтном направлении от среднего течения р. Уткемсу на востоке, до Дальверзинской степи на западе (Матчинский район) (рис. 15). Геолого-петрографические особенности гранитоидов массива изучали С. Ф. Машковцев (1928, 1935), Б. Н. Наследов (1935), И. В. Дюгаев (1935), Е. Д. Карпова (1944, 1948). Ю. С. Шихин, Ж. Н. Кузнецов, В. А. Тарасов, Л. А. Хусанбаев, М. Е. Запрометов и др. Подробные данные опубликованы В. Н. Байковым (1972). Этот интрузив размещается в ядре Карамазарской антиклинали, среди осадочно-метаморфических и вулканогенных пород нижнего и среднего палеозоя. На размытую поверхность гранитоидов массива налегают вулканиты акчинской свиты $С_2$ (р. Уткемсу). Кураминский интрузив, являясь одним из куполов Карамазарского плутона, имеет форму межформационной залежи. Внутреннее строение и петрография интрузива весьма сложные и характеризуются наличием серии фациальных разностей и субфазовых образований.

Среднекарбоновый возраст гранитоидов массива наряду с геологическими данными подтверждается цифрами абсолютной геохронологии (307—310 *млн. лет*, Лаверов и др., 1964; Бабаходжаев, 1981). В. Н. Байков (1972) на площади массива (с севера на юг) выделяет три фациально-петрографические разновидности, отнесенные нами в ряд субфазовых интрузивов. На площади развития отдельных субфазовых разностей выделяется до пяти фациально-петрографических разновидностей.

---

* Массив в геологической литературе часто именуется «Карамазарским».

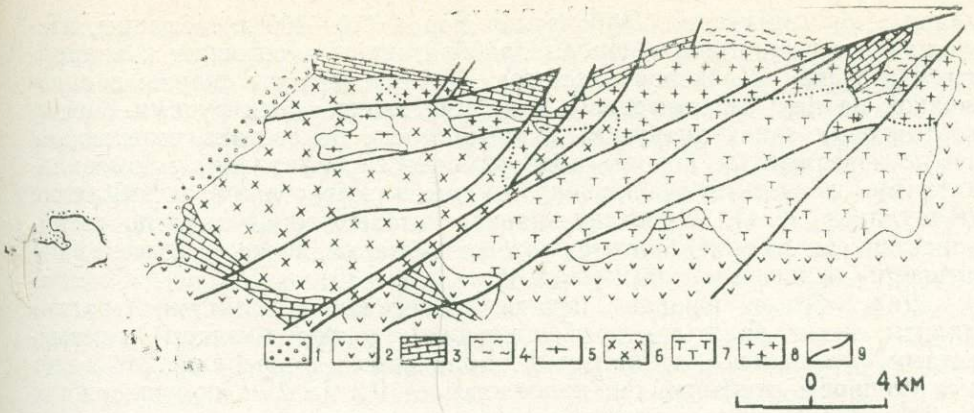


Рис. 15. Схематизированная геологическая карта гранитоидов Кураминского массива (по В. Н. Байкову):

1 — четвертичные отложения, *2* — дацитовые и андезито-дацитовые порфиры, порфириты, туфы и туфолавы (акчинская свита), *3* — карбонатные отложения среднего девона — нижнего карбона, *4* — песчано-сланцевые отложения ордовика-силура, *5* — аплитовидные граниты (Аузикентский шток), *6* — гранодиориты, *7* — адамеллиты, *8* — плагиограниты, граниты, *9* — разломы

Плагиограниты и граниты (первая субфаза) обнажаются в северной части массива. В эндоконтактовой зоне интрузива граниты представлены мелкозернистыми разновидностями, постепенно сменяющиеся в сторону центра интрузива средне- и крупнозернистыми плагиогранитами. Кварцевые диориты, монцониты и гранодиориты (вторая субфаза) обнажаются в западной части массива. Они прорывают и ассимилируют девонские карбонатные толщи. От контакта к центру массива кварцевые диориты через монцониты сменяются амфибол-биотитовыми гранодиоритами. Отмеченные породы в разной степени подвержены гибридизму. Юго-восточная часть массива сложена гранодиоритами и адамеллитами (третья субфаза), породы расположены зонально со сменой от мелко-среднезернистых в эндоконтактовой зоне к крупнозернистым в центре интрузива. Фациально-петрографические разновидности интрузивов Кураминского массива, развитые в отдельных зонах, характеризуются различным количеством и составом породообразующих и акцессорных минералов (табл. 41). Ведущими минералами гранитоидов массива являются плагиоклазы (№ 10—50), калишпат (микроклин, ортоклаз), кварц, биотит, роговая обманка и реже пироксен. Среди акцессорных и рудных минералов встречаются апатит, сфен, циркон, ортит, магнетит, пирит, монацит, турмалин и др. Имеется один химический анализ роговой обманки из гранодиоритов массива (пр. 861-м, сай Караулхона): SiO_2 — 45,86, TiO_2—1,46, Al_2O_3— 8,59, Fe_2O_3 — 3,81, FeO — 10,77, MnO — 0,65, MgO — 13,20, CaO — 11,76, Na_2O — 0,86, K_2O — 0,63, п. п. п.— 0,90, P_2O_5 — 1,16, сумма — 99,65. Структура пород в различных частях массива гипидиоморфнозернистая, гранитовая, гранофировая, микропегматитовая, реже офитотакситовая. По химическому составу фациально-петрографических разновидностей пород массива имеется много анализов (табл. 42). Состав пород для всего массива соответствует гранодиориту с повышенным содержанием кремнезема, глинозема. Элементы — примеси в **породах** (*г/т*, в целом по массиву): Rb — 157(20), Li — 26(20), Cs— 3,9(20), U — 6,5(22), Th — 31(44), Au — $7 \cdot 10^{-7}$(10), Ag — 0,3(10), Be — 6(12), Be — 6(25), Sn — 6(25), Mo — 1,2(24), W — 7,3(24), Zn — 80(23), Pb — 41(23), Bi — 0,7(23), F — 722(23), B — 4,2(24). В минералах (*г/т*): роговая обманка: Cu — 25(2), Pb — 40(2), Ba — 4,5(2), Zn — 525(2); калишпат: Be — 4,5(1), гематит: Ag — 1(1); кварц: Ag — 1(1).

В экзоконтактах Кураминского интрузива отмечаются мрамори-

зация и доломитизация карбонатных пород (10—100 *м*). Сланцы, песчаники и вулканогенные породы преобразованы в роговики и кварциты полосчатой и очковой текстуры. Широко развиты скарны с наложенной на них магнетитовыми и полиметаллическими рудами. В эндоконтактовых зонах интрузива в зависимости от состава вмещающей среды изверженные породы подвергаются карбонатному, алюмосиликатному, железо-магнезиальному и смешанному типам ассимиляции (Абдуллаев, 1954). В составе эндоконтактовых пород заметно увеличивается содержание биотита, роговой обманки, реже пироксена, повышается основность плагиоклаза (до № 60—70).

Диасхистовые жильные породы представлены аплитами (гранит-аплиты, сиенит-аплиты, диорит-аплиты, плагиогранит-аплиты) и пегматитами (фациальные и жильные). Количественно преобладают аплиты. Мощность жильных тел колеблется от 0,2 до 2 *м*, протяженность 1—200 *м*. Площадь массива характеризуется широким развитием дайковых пород, являющихся дополнительными (по В. С. Коптев-Дворникову) или малыми отщепленными (по Ф. К. Шипулину) интрузивами. Эти образования вместе с собственными плутоническими дайками широко развиты на всей площади массива (Алтынтопканский, Такелийский, Канджолский и др.). Дайки по составу различны и, возможно, разновозрастны (гранодиорит и гранит-порфиры, сиенит-порфиры, микродиориты, различные по составу диабазовые порфириты).

Плутон пересечен многочисленными разломами, зонами дроблений и участками пород с признаками специализации на многие халькофильные элементы. На площади массива размещается ряд гидротермальных и скарновых типов месторождений (Канджол, Школьное, Турангли, Куруксай, Джангалик и многие другие). Гранитоиды Кураминского массива относятся к мезоабиссальной фации с глубиной формирования 3—3,5 *км*.

16. **Алмабулакский массив** находится в юго-западной части Карамазара на площади рудного поля месторождения Такели в южном крыле Кураминской антиклинали. По плоскости железного разлома межформационный лакколитообразный интрузив разобщен на два самостоятельных блока. Длина массива 12 *км*, ширина от 4 до 5 *км*, общая площадь около 45—50 *км*^{2}. Продолжение массива на северо-западе и юго-востоке перекрыто четвертичными породами. Небольшой шток порфировидных гранодиоритов отмечается по левому борту устья Джангаликсая. Массив изучался многими геологами, проводившими поисково-съемочные и геолого-разведочные работы на площади полиметаллического месторождения Такели (Радкевич, 1936; Дюгаев, 1934; Наследов, 1935; Карпова, 1948; Шихин, 1972 и многие другие). Возраст гранитоидов Алмабулакского массива является спорным (C_2 или C_3). В значительной части массива контакты гранитоидов с вмещающими породами тектонические. Гранитоиды секут карбонатные отложения D_2—C_1, осадочно-вулканогенные породы минбулакской (?) свиты. Отмечается, что интрузив пересекается субвулканическими телами эффузивов акчинской свиты (Шихин, Байков и др., 1972). На контакте с известняками образуются эпидот-амфиболовые и гранат-пироксеновые скарны, на которые наложены сульфидная и редкометалльная минерализация.

Для массива характерно однофазное строение. Сложен порфировидными гранодиоритами. Выделяются четыре фациально-петрографические зоны. Гранодиориты темно-серые, равномерно-зернистые, местами мелкозернистые, с равным содержанием биотита и роговой обманки. Этими гранитоидами сложена центральная часть массива (третья и четвертая зоны). На контакте с известняками и порфиритами образуются гибридные диориты и кварцевые диориты (мощностью до 300 *м*), переходящие местами в габбро и монцодиориты (первая и вторая зоны). Гранитоиды подвержены автометасоматозу с развитием порфиробластов калинатровых полевых шпатов всех четырех зон. По-

следние ориентированы согласно вытянутости массива. Микроклины замещаются альбитом и по нему развиваются микропертиты распада. В порфировых выделениях калишпат преобладает над плагиоклазом, биотитом и роговой обманкой. Среднее содержание отмеченных минералов (в объемн. %) в гранодиоритах (10 подсчетов): калишпат — 15—28, ng — 1,543, np — 1,534, плагиоклаз — 40—50 (до № 50, ng — 1,560, np — 1,553); кварц — 12—25; биотит-лепидомелан — 3—9 (ng ≈ nm — 1,659); роговая обманка — 2—15 (ng — 1,681, np — 1,659, c : Ng = +25°, — 2V = 73°, плеохроизм по Ng коричневато-зеленый, по Np — светло-желтовато-зеленый, $f^{1}_{опт.}$ = 56%); акцессорные — сфен, циркон, ортит, рутил, апатит, монацит, флюорит; рудные — магнетит, пирит, галенит, сфалерит, шеелит, молибденит. Преобладают сфен и ортит (до 1—2%). Структура пород гипидиоморфно-зернистая, гранитовая, порфировидная. С учетом колебания содержаний кремнезема (SiO_2 = 57—76%) и щелочей ($Na_2O + K_2O$ = 5—10%) выделяются следующие фациально-петрографические разновидности: диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, монцодиориты, кварцевые монцодиориты, монцогранодиориты, плагиограниты, монцограниты, калиевые граниты и лейкократовые калиевые граниты (табл. 43). Содержание элементов-примесей в породах (*г/т*): Rb — 227(8), Li — 27(8), Cs — 4(8), Pb—57 (11), Zn—69 (10), Cu—60 (15), W—20,5 (10), Mo—3,4 (10), Sn — 7,8(35), Be — 8(30), Bi — 0,7(15), Au — $9,4 \cdot 10^{-7}$(19), Ag — 0,3(2), U — 3,6(8), Th — 19,4(7), F — 822(31), B — 6(8); (в %, среднее 5 проб): Cr — не обн., V — 0,0074, Ni — 0,009, Co — 0,001; в минералах (*г/т*): магнетит — Cu — 20(2), Pb — 10(3), Zn — 100(4); сфен: Cu — 1(2), Pb — 20(3); калишпат: Cu — 20(3), Pb — 5(6), Be — 2(7). С гранодиоритами генетически связаны жилы аплита и шлирообразные тела пегматитов. Среди диасхистовых тел встречаются гранодиориты и гранит-порфиры, сиенитовые и кварцевые порфиры, микродиориты, лампрофиры, диабазовые и плагиоклазовые порфириты. Эти дайки и малые интрузивы составляют Такелийский дайковый пояс северо-восточного простирания.

Участки интенсивной послемагматической переработки гранитоидов, скарновые поля, широкая сеть разломов и участков трещиноватости являются благоприятными объектами для поисков полиметаллических, золоторудных и других типов минерализации в этой части Западного Карамазара. Гранитоиды относятся к мезоабиссальной фации с глубиной формирования около 3—3,5 *км*.

17. **Кенгсайский выход** находится западнее Ташкескена и имеет в плане удлиненную в юго-западном направлении форму. Длина около 4 *км*, ширина 0,2—1 *км*. Сведения о данном интрузиве в опубликованных работах по Карамазару отсутствуют. Описан в геологических отчетах В. Н. Байкова и др. Гранодиоритовые выходы прорывают известняки $Д_2$ — C_1, а на них налегают эффузивы шурабсайской свиты В северо-западной части выхода гранодиориты перекрыты мел-палеогеновыми и четвертичными отложениями, и интрузив обнажается здесь в виде изолированных выходов.

На всей площади выхода трудно встретить относительно свежие разности гранодиоритов, которые обычно подвержены метаморфизму и метасоматическому изменению. Эти процессы, возможно, связаны с разломами, пересекающими гранодиориты. Характерны фациально-петрографические переходы от гранита, гранодиорита до кварцевого диорита. Последние образуются в зоне мощностью до 10—15 *м* на контакте Кенгсайской интрузии с известняками $Д_2$—C_1. Преобладают амфибол-биотитовые гранодиориты, переходящие местами в монцониты. Количественно-минеральный состав гранодиоритов (в объемн. %): плагиоклаз — 30—45, калишпат — 20—30, кварц — 10—30, биотит — 5—15, роговая обманка — 5—10. Акцессорные минералы — апатит, циркон, рутил, сфен; вторичные — серицит, хлорит, карбонаты, лейкоксен, эпидот, мусковит, соссюрит, пелит, гидроокислы железа, аль-

бит и кварц. Структуры пород гипидиоморфно-зернистая, монцонитовая, катаклазовая, текстура массивная.

Плагиоклаз образует сдвойникованные призмы и таблицы длиной 0,1—5 *мм*. Зонален, край зерна — альбит, центр — до андезина (№ 44—46), законы двойникования карлсбадский и альбитовый, $2V = +70—72°$, $\Delta_0 — 0{,}8—1{,}0$. **Калишпат** ксеноморфен по отношению к плагиоклазу. Отдельные зерна имеют простые двойники и образуют пертиты распада. Относится к промежуточному низкому микроклину, $2V = —70—82°$. **Кварц** присутствует в виде неправильных зерен размером до 2—3 *мм* с извилистыми ограничениями. Встречаются агрегаты более мелких зерен в ассоциации с альбитом, карбонатами и др. **Биотит** встречается в виде пластинок и тонких листочков с неровными ограничениями зерна. Плеохроизм по Ng красновато-коричневый, по Np — светло-желтый. Иногда по биотиту отмечаются полные псевдоморфозы вторичных минералов. **Роговая обманка** обыкновенная, c: Ng — 19—26°, $2V = —72—84°$. Плеохроизм по Ng — буроватый, по Nm — буровато-зеленый, по Np — светло-зеленый; $f^1_{опт} = 38—45\%$. Химический состав разновидностей гранитоидов массива приводится в табл. 44. Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Pb — 32(5), U — 5,9(19), Th — 27(5) (данные активационного анализа).

С кенгсайскими гранодиоритами генетически связаны аплитовые, изредка аплит-пегматитовые жилы мощностью до 0,2 *м* и протяженностью 2—10 *м*. Среди гранодиоритов встречаются также дайки гранодиорит-гранит-порфиров, диабазовых порфиритов и др. В юго-западной части интрузива находится небольшой шток аплитовидных гранитов (50×70 *м*). Гранодиориты содержат ксенолиты древних эффузивов и метаморфических пород. Послемагматическая минерализация на площади интрузива не отмечается. Генезис и условия формирования, фациальность и другие особенности Кенгсайского гранодиоритового выхода сходны с таковыми для Чокадамбулакского массива.

18. **Канташский массив** находится северо-западнее Чокадамбулакского, протягиваясь в субширотном направлении от месторождения Шевчуковское до верховьев с. Кансай. Некоторые обобщающие данные по этому массиву собраны М. Ю. Ныркowым. Массив изучали Б. Н. Наследов, С. Ф. Машковцев, Е. Д. Карпова, И. В. Дюгаев, А. П. Недзвецкий и др. Имеет форму штока и размещается в ядре Канташской антиклинали. Длина выхода интрузива 10 *км*, ширина около 1 *км*. Возраст среднекарбоновый. Интрузив прорывает известняки $Д_2—C_1$ и перекрывается андезито-дацитовыми порфиритами акчичской свиты. С юга и северо-запада он ограничен Кызылчекинским и Бирюзовым разломами. Канташский интрузив является сателлитом Чокадамбулакского массива и отделен от него мощной грядой известняков $Д_2—C_1$. Перекрыт вулканогенными образованиями $C_2—P_1$ (рис 16).

Канташские гранитоиды — серые, розовато-серые и зеленовато-серые массивные породы, подвержены интенсивному метасоматическому изменению и трещиноваты. Количественно-минеральный состав (в объемн. %): плагиоклаз — 35—45, калишпат — 15—20, кварц — 15—20, биотит — 3—4, роговая обманка — 5—7. Встречаются единичные зерна пироксена. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, ортит, рутил, рудные, пирит, магнетит. Структура гипидиоморфно-зернистая, гранитовая, порфировидная. Химический состав разновидностей гранитоидов массива приводится в табл. 45. Элементы-примеси в породах (*г/т*): Au — $4{,}4 \cdot 10^{-7}$ (1), Mo — 2 (1), Bi^{-1} (1), W—5 (1), Pb—20 (1), Zn — 50(1), F — 800(2). Массив пересечен большим количеством дайковых тел гранодиорит-гранит-порфиров, сиенитовых порфиров и др. Встречаются жилы аплитов и пегматитов. На контактах канташских гранитоидов с известняками и доломитами $Д_2—C_1$ образуются известковые и магнезиальные скарны, сложенные гранатом, эпидотом, амфиболом, эгирином, пироксеном и др. На скарны наложены полиметаллический, флюоритовый и другие типы минерализации, являющие-

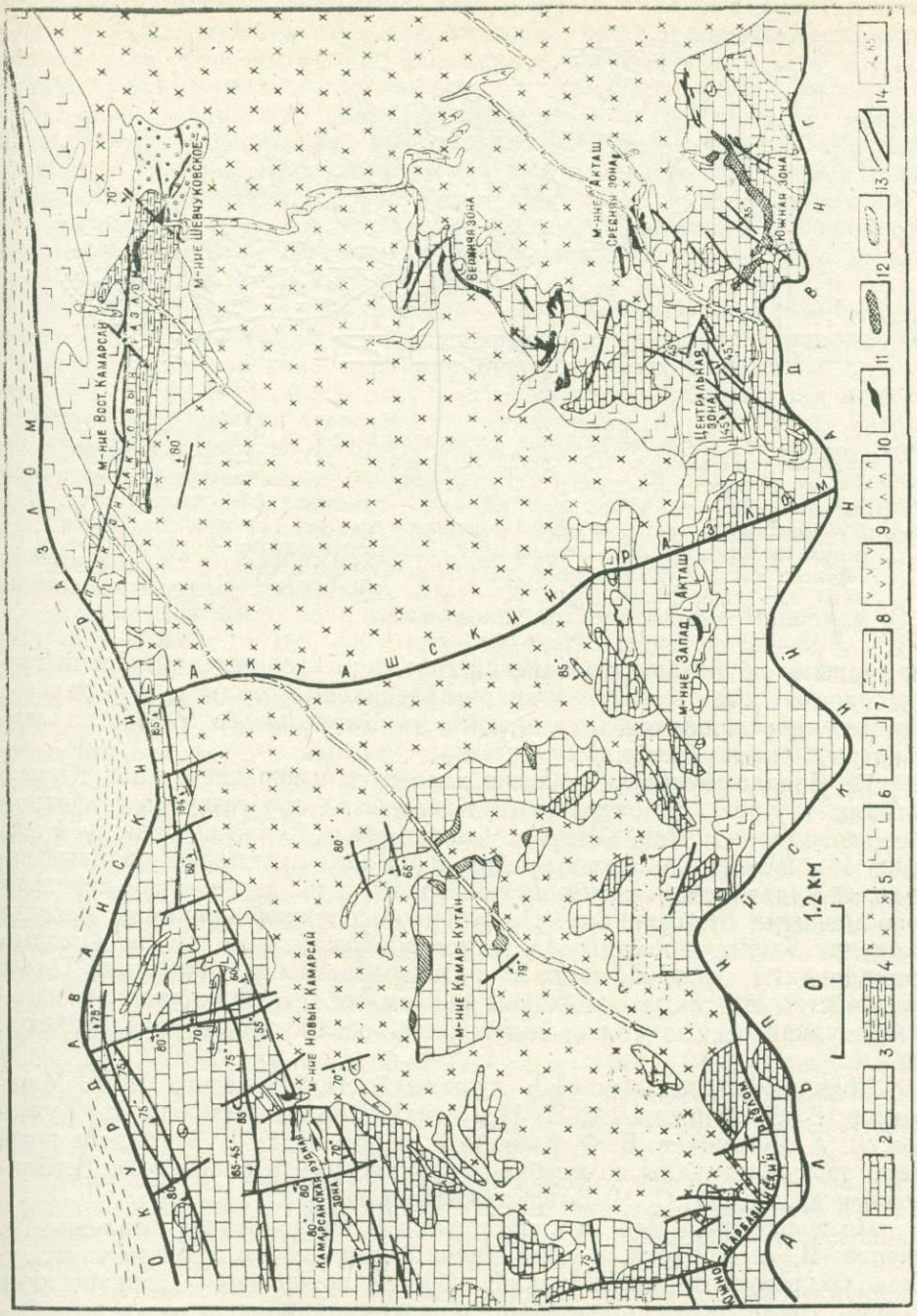


Рис. 16. Карта геологического строения западной части Канташского интрузивного массива (по данным Окуртауской ГРП, 1961). Дополнена материалами последних лет:

1 — темные известняки, доломитизированные ($Д_3$—C_1), *2*—светлые известняки, доломитизированные ($Д_3$—C_1), *3* — полосчатые известняки, доломитизированные ($Д_3$—C_1), *4* — гранодиориты, *5* — гранодиорит-порфиры, *6* — сиенитовые порфиры, *7* — кварцевые порфиры, дацитовые порфиры, оясайская свита, *8* — диабазовые порфириты (дайки), *9* — диоритовые порфириты (дайка), *10* — флогопитовые (магнезиальные) скарны, *11* — сульфидные (полиметаллические) оруденения в скарнах, *12* — магнетитовые оруденения в скарнах, *13* — разломы, надвиги, *15* — элементы залегания

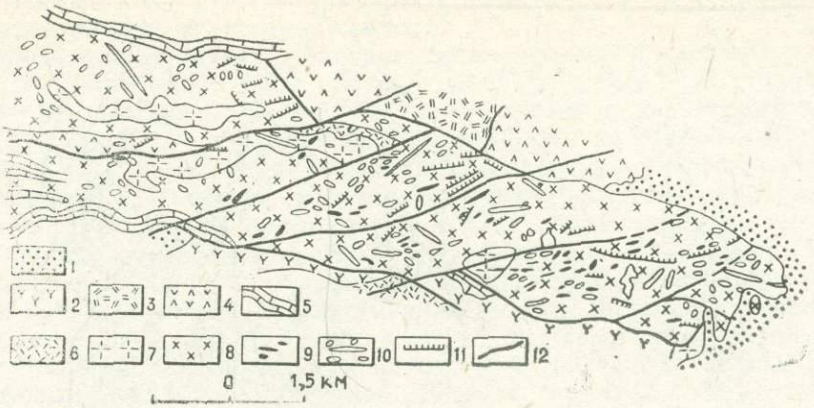


Рис. 17. Схематизированная геологическая карта Чокадамбулакского гранитоидного массива (19) (по М. И. Власовой, 1972). Масштаб 1 : 25000: *1* — четвертичные отложения, *2* — шурабсайская осадочно-эффузивная свита, *3* — оясайская эффузивная свита, *4* — акчинская эффузивная свита, *5* — известняки верхнего девона — нижнего карбона. Гранитоиды, дайки и вулкано-плутонические комплексы: *6* — липариты и гранит-порфиры Самгарского массива, *7* — красные граниты шайданского типа, *8* — гранодиориты, *9* — дайки кислых пород, *10* — дайки диоритовых и диабазовых порфиритов, *11* — кварцевые жилы, *12* — разломы

ся рудными объектами Кансайской группы месторождений. Среди гранитоидов отмечаются также кварц-кальцитовые жилы с сульфидами. Условия формирования и фациальность Канташского интрузива аналогичны Чокадамбулакскому массиву.

19. **Чокадамбулакский массив** находится в верховьях саев Кызыл-Алмалы и Кашка (Центральный Карамазар) и вытянут в широтном и северо-западном направлениях (длина около 22 *км*, ширина 2—4 *км*) (рис. 17). В западной части массив прорывает метаморфизованные породы Окурдаванской известняковой гряды, а на юго-востоке перекрыт современными отложениями. По северной и южной границам массива проходят Кызылчекинский и Чокадамбулакский разломы, по которым гранодиориты соприкасаются с разновозрастными породами. Почти повсеместно контакты осложнены разломами. На гранодиориты налегают вулканогенные толщи акчинской, оясайской и шурабсайской свит.

Чокадамбулакский массив изучали Б. Н. Наследов, С. Ф. Машковцев, Е. Д. Карпова, А. П. Недзвецкий, М. М. Юдичев, Ж. Кузнецов, Л. А. Хусанбаев, В. Ф. Базиль, Г. А. Филев, Б. В. Мамонтов и др. Некоторые материалы по массиву опубликованы в работах М. И. Власовой и др. (1972), С. М. Бабаходжаева (1975).

По морфологии это межпластовая или жилообразная залежь. По мнению В. А. Арапова, массив имеет форму штока и размещается в ядре Окуртауской антиклинали. Среднекарбоновый (доакчинский) возраст гранитоидов принимается большинством исследователей. Однако Ю. С. Шихин и В. А. Арапов считают его предшурабсайским, т. е. примерно послеверхнекарбоновым. Г. С. Казачкин предполагает, что массив имеет сложное геологическое строение и состоит из гранодиоритов до- и послеакчинских возрастов. Порфировидные гранодиориты массива относятся к верхнекарбоновому комплексу (кызылсайский интрузив по Н. П. Васильковскому).

Среднее по данным 2 определений абсолютного возраста по гидрослюде и биотиту время формирования интрузива равно 323 ± 8 *млн. лет*. Характерными являются калишпатизация и альбитизация гранитоидов, придающие породам различные тона окраски и порфировидную структуру. В числе порфировидных выделений присутствуют K—Na полевые шпаты, изредка биотит и амфибол. Гранитоиды массива

прорваны большим количеством даек и штоками гипабиссальных интрузивов. Среди них значительное место занимают габбро-диориты, гранодиорит- и гранит-порфиры, пермские «красные» граниты и др. По количественно-минеральному составу на площади массива выделяются диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, монцониты, биотит-амфиболовые плагиограниты и граносиениты. Крупнозернистые гранодиориты, адамеллиты и граносиениты развиты в центральных частях массива и постепенно переходят к краевым его частям через средне- и мелкозернистые разности в диориты и кварцевые диориты. Мощность зоны эндоконтактовых изменений массива варьирует от 40 до 400 *м*.

Макроскопически гранодиориты — светло-серые, розовато-серые и серые массивные породы. Для порфировидных разностей гранодиоритов характерно наличие вкрапленников розового калишпата размером до 5—6 *см* по длинной оси, в которых часто наблюдаются мелкие пойкилитовые вростки темноцветных минералов. В отмеченных петрографических разностях гранитоидов массива содержание главнейших минералов колеблется в следующих пределах (по данным 20 подсчетов) (в объемн. %): кварц — 15—30, плагиоклаз — 24—77, калишпат — 12—16, биотит — 3—10, роговая обманка — 4—10, акцессорные и рудные — 1—3. Структура — гранитовая, монцонитовая, порфировидная, текстура — массивная.

Плагиоклаз часто зональный, полисинтетически сдвойникован. Состав плагиоклаза от 18% Ап в краевых частях зерен до 55—60% в ядре; $2V = \pm 75—88°$, $\Delta_0 — 0,8—1$. Двойники карлсбадские и манибахские. Показатели преломления ng — 1,552, nm — 1,549, np — 1,545, ng — np — 0,007 (в диоритах). **Калинатровый полевой шпат** имеет изменчивый состав, $2V = 65—74°$, $\Delta_0 — 0,7—0,9$, ng — 1,523—1,528, nm — 1,525, np — 1,517—1,522. Относится к промежуточному криптореш етчатому микроклину. **Биотит** образует пластинки, $2V = 4—9°$, реже — 10°, плеохроизм от темно-бурого до коричневато-черного по Ng до бледно-зеленовато-коричневого по Nm и бледно-желтовато-бурого по Np, ng ≈ nm = 1,655—1,607, $f^1_{опт.} = 68\%$ (в гранодиоритах). **Роговая обманка** зеленая, обыкновенная, плеохроизм по Ng зеленый, темно-зеленый, по Nm — бледно-зеленый, по Np — желтовато-зеленый, буровато-желтый, с: Ng — 13—17°, — 2V = 57—80° (10 определений, ng — 1,651—1,692, np — 1,625—1,670, $f^1_{опт.}$ — 70%). Химический состав роговых обманок из гранодиоритов (вес. %): SiO_2 — 41,68, TiO_2 — 2,20, Al_2O_3 — 9,88, Fe_2O_3 — 4,22, FeO — 15,44, MnO — 0,52, MgO — 7,68, CaO — 11,09, Na_2O — 1,25, K_2O — 1,24, H_2O^+ — 3,14, H_2O — 0,10, Li_2O — 0,15, P_2O_5 — 1,24, F — 0,26, Σ = 100,09, f^1 — 71% (пр. 6031).

Акцессорные минералы — титаномагнетит, сфен, ортит, апатит, флюорит, магнетит, рутил, циркон, пирит, гематит, лейкоксен. По содержанию в гранитоидах этого массива преобладают акцессорный магнетит (до 3 *тыс. г/т*), сфен (до 200 *г/т*), ортит (до 150 *г/т*). Химический состав гранитоидов массива близок составам соответствующих типов пород по Р. Дэли (Бабаходжаев, 1975).

Интервал колебания химического состава гранитоидов массива по данным 38 анализов следующий (вес. %): SiO_2 — 62,04—66,79, TiO_2 — 0,46—0,70, Al_2O_3 — 12,91—15,55, Fe_2O_3 — 0,37—3,30, FeO — 1,54—4,53, MnO — 0,01—0,32, MgO — 1,33—2,59, CaO — 0,82—4,27, Na_2O — 2,16—4,42, K_2O — 4,02—5,10, P_2O_5 — 0,00—0,40, п. п. п. — 0,66—3,69. Элементы-примеси в **породах** *(г/т)*: Rb — 120(2), Li — 44(5), Pb — 15(10), Zn — 100(15), Ag — 0,1(10), Au — $3,2 \cdot 10^{-7}$(10), Sn — 5(8), Mo — 2(10), W — 3(10), Be — 8(10), B — 4(10), La — $10,6 \cdot 10^{-4}$(5), Sm — $4 \cdot 10^{-4}$(4), Sc — $2,7 \cdot 10^{-3}$(5); (%): Cr — 0,001(3), Ni — 0,008(3), V — 0,011(3), Co — 0,001(3). На площади массива отмечается большое количество разнообразных по возрасту, составу и генетическим признакам магматических дайковых образований. Аплиты и пегмати-

ты (тела и жилы мощностью до 10—25 *см*, реже 1 *м*) генетически связаны с гранодиоритами и имеют близкий им состав. Дайки диабазовых и плагиоклазовых порфиритов, а также лампрофиры размещаются в зонах разломов и часто образуют дайковые пояса.

На контакте гранодиоритов с известняками $Д_2$—$С_1$ образуются мощные скарновые тела эпидот-амфибол-пироксен и гранатового составов. На скарны наложены магнетиты (месторождение Чокадамбулак) и полиметаллическая минерализация (рудопроявление Наследовоское). В северной контактовой зоне массива в скарнах обнаружена кобальтовая минерализация.

В экзоконтактовых участках массива широко развиты роговики, мраморизованные известняки, брекчированные породы и др. Встречаются кварцевые, кварц-гематитовые, кварц-сульфидные, кварц-баритовые, кальцитовые и кварц-карбонатные жилы. Гранитоиды относятся к породам мезоабиссальной фации с глубиной формирования 3—3,5 *км*.

20. **Карамазарский массив** находится в верховьях р. Карамазарсай. В литературе описывался под названием «Кураминский массив». Занимает центральную часть Кураминского антиклинория, между перевалом Шаиддаван на западе и плато Мынджилки на востоке. Примерно 60—70% площади массива находится на территории Узбекистана. Общая площадь южной части массива на территории таджикского Карамазара около 40 $км^2$. Интрузив от эффузивов Pz_3 отделяется Баштавакским разломом. По данному разлому в верховьях Дрежсая гранитоиды массива надвинуты на мезо-кайнозойские породы. Амплитуда надвига более 500—600 *м*. На поверхности K_2 — P отложений (плато Тавак) отмечаются останцы гранодиоритов. В западной части, в зоне упомянутого разлома, породы секут кристаллические сланцы и песчаники O—S и эффузивы минбулакской свиты C_1. Внутреннее строение массива осложнено многочисленными выходами интрузивов C_3, гипабиссальными телами и дайковыми образованиями пермо-триасового возраста (гранодиорит-гранит-порфиры, диабазовые порфириты и др.). На размытую поверхность гранитоидов (центральная и западная часть массива) налегают вулканогенные породы акча-надакской свиты и более поздних возрастов. В восточной половине массива между эффузивами надакской свиты и гранодиоритами C_2 внедряются порфировидные гранодиориты C_3. Гранитоиды массива пересечены трещинами и зонами дроблений (разломами II и III порядков) различных направлений. Часто в этих зонах находятся дайки и штоки малых интрузивов. Возраст гранодиоритов среднекарбоновый. В гранодиоритах отмечается также множество ксенолитов метаморфических пород O—S и $Д_2$—$С_1$.

Данные о внутреннем строении, геолого-петрологических особенностях и возрасте гранитоидов массива приводятся в работах Б. Н. Наследова, И. А. Островского, С. Ф. Машковцева, А. П. Недзвецкого, Н. П. Васильковского, М. Е. Кима, Ф. Ш. Раджабова, В. Н. Байкова и др. Многими предполагается, что гранитоиды массива на глубине соединяются с Кураминским и Джеркамарским интрузивами.

Преобладающими породами массива являются гранодиориты. Они внешне однообразны, имеют массивное сложение, светло-серую, розовато-серую окраску, среднезернистые, часто порфировидные. Гранодиориты непостоянны по минеральному составу и постепенно переходят в кварцевые диориты и адамеллиты. Последние чаще встречаются в апикальных частях массива. В зонах контакта и разломов гранодиориты превращены в гибридные породы.

На площади массива отмечается значительное количество даек и штоков мелкозернистых гранодиоритов. Их тела имеют СВ простирание и относятся к дополнительным или же малым интрузивам. Выделяются два этапа внедрения этих интрузий. В первый этап внедрялись штоки, имеющие с гранодиоритами постепенные переходы. Возможно, что они интрудировали в еще не вполне застывшую массу гранитоидов

главной интрузивной фазы. Во второй образовались преимущественно ветвящиеся дайкообразные тела, имеющие секущие контакты с гранодиоритами. В последних отмечается зона охлаждения мощностью до 40 *см*, сложенная темными фельзитовидными и порфирового облика породами. Эндоконтактовая фация в зоне мощностью до 3 *м* представлена гранодиорит- и гранит-порфирами. Мелкозернистые гранодиориты отличаются резко выраженной порфировидностью. Содержат ксенолиты гранодиоритов главной фазы размером до 0,1—0,2 $м^2$. По минеральному составу фациальные разновидности гранитоидов массива резко не различаются. В составе слабо измененных гранодиоритов выделяются следующие минералы (объемн. %, по 10 подсчетам). **Калишпат** (16—36), ng — 1,524, np — 1,518, ng — np — 0,004, 2V = — 68—84°, Δ_0 — 0,4—0,7 (*криптореш*етчатый микроклин или низкий триклинный ортоклаз). **Плагиоклаз** (30—45) зонален, ядра № 35—45, краевые части № 20—30, ng — np = 0,008, 2V = + 86°; кварц (15—25), **биотит** (4—6), плеохроизм по Ng темно-коричневый, по Np — бледно-коричневый, показатели преломления: ng — 1,647, np — 1,590, ng — np = 0,057, 2V = 62. Имеется один силикатный анализ плагиоклаза (вес. %): SiO_2 — 62,58, Al_2O_3 — 19,52, Fe_2O_3 — 0,47, FeO — 0,30, MgO — 0,00, CaO — 4,40, Na_2O — 2,10; K_2O — 9,64, H_2O — 0,38, п. п. п.— 0,50, O/K — 59,73, Al/Na — 13,01, Al/Ca — 27,26 (пр. 1238). **Роговая обманка** (4—7), обыкновенная, зеленая, с: Ng — 17—20°, плеохроизм по Ng густо-зеленый, по Np — зеленовато-желтый, образует простые и полисинтетические двойники, спайность по ⊥ (100), показатели преломления: ng — 1,648, np — 1,598, ng — np = 0,050. Среди акцессорных и рудных минералов широко распространены апатит, циркон, сфен, ортит, рутил, магнетит, ильменит и пирит.

Наиболее типичные структуры порфировидная, микропойкилитовая, гипидиоморфно-зернистая и микропегматитовая. Для пойкилитовой структуры характерно присутствие включений плагиоклаза, роговой обманки, биотита в калишпате и кварца. Порядок кристаллизации минералов из магматического расплава следующий: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, ильменит, магнетит, апатит, циркон, сфен, калишпат, кварц, ортит.

По данным 4 химических анализов, среди гранитоидов Карамазарского массива различаются диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты (Бабаходжаев, 1975). Элементы-примеси в породах (*г/т*): Rb — 170(3), Li — 19(3), Cs — 3(3), Pb — 28(4), Zn — 70(2), Cu — 45(2), Ag — 0,15(2), Au — $3{,}6 \cdot 10^{-7}$(2), Sn — 5(2), Mo — 2(2), W — 3(2), Be — 5(2), U — 10(2), Th — 23(2), B — 10(3); легкая фракция: Pb — 30, Zn — 50, Cu — 25, Sn — 1, Bi — 0,8, Mo — 1,5, Ag — 0,12, Li — 200; (в %): Cr — 0,010(1), Ni — 0,006(2), V — 0,010(2), Co — 0,001(2). В минералах (*г/т*): калишпат — Pb — 35(2), Cu — 30(2), Be — 4(2); биотит — Zn — 60, Be — 1, Cu — 6.

Эндо- и экзоконтактовые изменения и послемагматические преобразования в гранитоидах массива проявились сравнительно интенсивно. В частности, в экзоконтакте интрузива с порфиритами и сланцами образуются скарны, гнейсы, мигматиты и хлорит-серицитовые породы. Серицитизация, хлоритизация, эпидотизация и калишпатизация являются обычными послемагматическими процессами для гранитоидов. В эндоконтактах гранодиориты становятся мелкозернистыми. Дайки и жилы, генетически связанные с раннегерцинскими гранитоидами, или составляющие пермо-триасовую малую интрузию, сложены аплитами, пегматитами, гранодиорит- и гранит-порфирами, диабазовыми и плагиоклазовыми порфиритами, микродиоритами и др. Десятки кварцевых жил, зон дроблений, разломов и метасоматически переработанных участков являются благоприятными объектами для поисков полиметаллических, редкометалльных, золоторудных и других типов минерализации на площади массива. Гранитоиды относятся к мезоабиссальной фации с глубиной формирования около 3—3,5 *км*. С

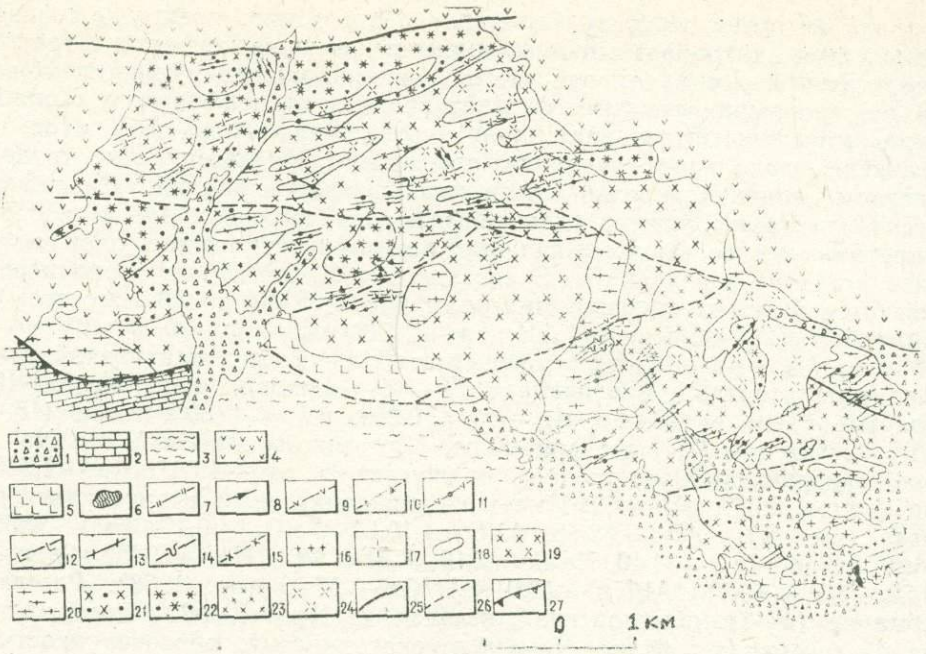


Рис. 18. Схематизированная геолого-петрографическая карта Джеркамарского гранитоидного массива (масштаб 1 : 25000, составил С. М. Бабаходжаев):

1 — четвертичные отложения, *2* — палеоген (известняки с прослоями глин). Эффузивы: *3* — оясайская свита (липариты, фельзиты, туфы и др.), *4* — акчинская свита (андезито-дацитовые порфириты, туфы), *5* — минбулакская свита (андезитовые порфириты, дацитовые и кварцевые порфиры и туфы), *6* — метаморфизованные толщи Pz_1. Интрузивы и дайки: *7* — сложнопостроенные дайки, *8* — диабазовые порфириты (поздние), *9* — диабазовые порфириты (ранние), *10* — микродиориты, *11* — плагиоклазовые порфириты, *12* — кварцевые порфиры, *13* — сиенитовые порфиры, *14* — гранит-порфиры, *15* — гранодиорит-порфиры, *16* — аплиты и пегматиты, *17* — красные граниты (P_2), *18* — *диориты и кварцевые диориты*, *19* — *крупнозернистые гранодиориты*, *20* — меланократовые гранодиориты амфиболовые, *21* — меланкратовые гранодиориты биотит-амфиболовые, *22* — лейкократовые гранодиориты амфибол-биотитовые, *23* — лейкократовые гранодиориты биотит-амфиболовые, *24* — мелкозернистые гранодиориты (допины), *25* — Баштавакский разлом, *26* — разломы и зоны дробления, *27* — Акурский надвиг. Границы между фациальными разновидностями гранитоидов массива являются постепенными (18—24)

учетом количества связанной воды, выведены следующие параметры: $P = 400—1000$ атм., $H_2O = 2—3\%$ (Далимов и др., 1975).

21. **Джеркамарский (Долонинский) массив** *расположен в Восточном Карамазаре. Является частью сложного и многофазного Кураминского гранитоидного плутона и приурочен к ядру Алмалысайской антиклинали* (рис. 18). Он упоминается в ряде работ (Машковцев, 1928; Наследов, 1935; Васильковский, 1952; и многие другие). Детальные геолого-петрографические особенности его гранитоидов освещены в работах С. М. Бабаходжаева и др. (1971, 1975).

Массив *имеет вытянутую в северо-западном направлении* форму выхода (длина около 13 *км*, ширина 4—7 *км*) площадью 70 *км*^{2}. *Гранитоиды секут осадочно-метаморфические толщи* Pz_1 и порфириты минбулакской свиты (?). Эффузивы около кишлака Долоны вместе с гранодиоритами надвинуты зоне Акурского надвига на отложения $Mz — Kz$. Амплитуда надвига около 900 *м*. Верхняя возрастная граница определяется налеганием на гранитоиды вулканогенных пород $C_2—P_1$. Абсолютный возраст (среднее из двух определений) 314 ± 6 *млн. лет* (Бабаходжаев, 1975). Интрузив имеет форму межпластового тела с *пологим падением контакта* ($\angle 30°$) в южной части массива. Строение массива сложное с проявлением пород двух фаз, представленных соответственно гранодиоритами (около 90%) и биотитовыми

гранитами (3%). Около 7% площади массива занимают штокообразные тела гипабиссальных интрузивов верхнекарбонового и пермотриасового возрастов. Дайки разнообразны по возрасту, генезису и петрографическому составу, размещаются равномерно, образуют иногда дайковые пояса (Бабаходжаев, 1972). Интрузив сложен двумя разновидностями гранодиоритов — крупнозернистыми и мелкозернистыми. Мелкозернистые лейкократового состава, часто имеют секущие контакты с амфибол-биотитовыми гранодиоритами (сай Чормазак).

Петролого-геохимические особенности гранитоидов Джеркамарского массива изучались сеточным методом (Бабаходжаев, 1975). Выделяется шесть постепенно сменяющих друг друга разновидностей гранитоидов, которые характеризуются различными количественными соотношениями породообразующих минералов (табл. 46).

Диориты и кварцевые диориты — темно-серые и серые мелкозернистые породы со слабо порфировидной структурой. Они слагают небольшие участки (не более 1 *км*^{2}), встречаются в верховьях Куруксая, Камышлисая, Ямансая и др. Входящий в их состав **плагиоклаз** имеет *идиоморфные удлиненно-таблитчатые формы, размеры 1—3 мм, часто* зонален, центр — андезин-лабрадор (№ 42—54), периферия — олигоклаз, 2V = — 73—75°. Замещается серицитом, хлоритом, содержит пойкилитовые включения биотита и кварца. **Калишпат** представлен зернами ортоклаза, размер — 0,5—1 *мм*, 2V = 63—77°. **Кварц** ксеноморфен, выполняет промежутки между другими минералами. **Роговая обманка** образует ромбические и удлиненно-призматические зерна, сдвойникована. Плеохроизм по Ng густо-зеленый, по Np — бледно-зеленый, с: Ng — 12—30°, ng — np = 0,024. Замещается биотитом, хлоритом и эпидотом. **Биотит** слагает листочки и таблички, размер не больше 0,1—0,3 *мм*. Плеохроизм по Ng темно-коричневый, по Np — зеленовато-коричневый, ng — np = 0,040, $f^1_{опт.}$ — 65%. Акцессорные — *титано-магнетит, сфен, ортит, апатит.*

Гранодиориты представлены лейкократовыми, нормальными и меланократовыми разностями. Переходы постепенные. **Плагиоклаз** (№ 37—53) идиоморфен, сдвойникован по альбитовому и переклиновому законам. Имеет зональное строение. Центр — андезин, периферия — олитоклаз, 2V = ± 79—90°. **Калишпат** ксеноморфен, представлен ортоклазом, реже микроклином, 2V = — 65—80°. Калишпаты очень часто имеют пертитовое строение. Для **кварца** характерны неправильные изометричные зерна. Образует пегматоидные и гранофировые срастания с калишпатом. **Роговая обманка** относится к обыкновенной разности с характерными ромбическими сечениями и хорошо выраженной спайностью. Имеет простые и полисинтетические двойники. Плеохроизм по Ng густо-зеленый, по Np — бледно-зеленый, ng — np — 0,020—0,023, с: Ng — 12—30°, 2V = — 63—89°. Замещаются биотитом, хлоритом и серицитом.

По оптическим параметрам и химическому составу амфиболы, большей частью соответствуют парагситу и гастингситу. Химический состав амфиболов в трех пробах (вес. %) следующий: (пробы 118-д, 136-д, 5214) — SiO_2 — 42,20—37,72—42,60, TiO_2 — 2,11—2,35—2,20, Al_2O_3 — 9,88—12,54—10,07, Fe_2O_3 — 5,81—9,01—7,21, FeO — 13,47—13,11—12,93, MnO — 0,60—0,60—0,60, MgO — 7,90—10,60—7,40, CaO — 13,20—6,69—12,32, Na_2O — 1,16—0,94—1,03, K_2O — 0,95—1,14—1,05, H_2O^+ — 1,47—4,11—1,53, H_2O^- — 0,10 — нет — 0,06, Li_2O — 0,15—0,15—0,16, P_2O_5 — 1,04—1,00—1,00, F — 0,20—0,20—0,20, сумма — 100,24—100,16—100.36; общая железистость $f^1 = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{\Sigma Fe + MgO} \cdot 100\% = 70,90-72,00—71,02$; магнезиальность $M = \frac{MgO}{\Sigma Fe + MgO} \cdot 100(0) = 29,00-$

—30,56—26,87; титанистость $t = \frac{TiO_2}{Fe + MgO + TiO_2 + MnO} \cdot 100(\%) =$ 7,06—6.58—7,25.

Биотит призматической и таблитчатой формы, размеры зерен 0,3—0,5 *мм*. Плеохроизм по Ng темно-коричневый, по Np — светло-коричневый, ng — np — 0,044. Имеется один химический анализ биотита (пр. 219-д, в %): SiO_2 — 35,24, TiO_2 — 2,30, Al_2O_3 — 15,66, Fe_2O_3 — 4,41, FeO — 19,58, MnO — 0,65, MgO — 8,50, CaO — 1,62, Na_2O — 0,27, K_2O — 7,23, Li_2O — 0,19, H_2O^+ — 3,57, H_2O^- — 0,23, P_2O_5 — 0,55, F — 0,50. Общая железистость 73,83%, магнезиальность 26,16% и титанистость 6,49%. По химизму биотит попадает в поле лепидомелана с отклонением в сторону аннита. Замещается хлоритом, меньше эпидотом, магнетитом, по спайности развит лейкоксен. **Акцессорные минералы** (*г/т*): апатит — 500, анатаз — ед. зн., сфен — 400, циркон — 21, флюорит — 20, магнетит — 1000, пирит — 0,6, ортит — 75, лейкоксен — ед. зн., гематит — ед. зн., рутил — 2, галенит — 1, гранат — ед. зн., ильменит — ед. зн., ксенотим — ед. зн., монацит — ед. зн., молибденит — ед. зн., оранжит — ед. зн., сфалерит — ед. зн., турмалин — 2, ураноторит — 0,5, халькопирит — ед. зн., шеелит — ед. зн.

Структура гипидиоморфно-зернистая, офитотакситовая, микропегматитовая, микрогранитовая, реже гранофировая. Химический состав гранитоидов массива колеблется от лейкократовых диоритов до меланократовых гранитов. Большинство анализов относится к нормальному ряду гранодиоритов с неравномерным содержанием биотита и амфибола в породах. Интервал колебаний химического состава гранитоидов массива по данным 14 анализов следующий (вес. %): SiO_2 — 62,91—69,97, TiO_2 — 0,21—0,55, Al_2O_3 — 14,25—18,30, Fe_2O_3 — 0,83 — 3,15, FeO — 0,72—2,73, MnO — 0,03—0,81, MgO — 0,61—1,85, CaO — 1,11—4,40. Na_2O — 1,02—4,65, K_2O — 2,51—6,39, P_2O_5 — 0,08—0,39, п. п. п.— 0,72—2,32, H_2O — 0,06—0,17, CO_2 — 0,17—0,55 (Бабаходжаев, 1975).

Характер распределения элементов-примесей в гранитоидах Джеркамарского массива изучался с применением метода отбора материалов по сетке. Этот метод дал возможность изучить распределение элементов по вертикали и горизонтали на современном срезе массива (Бабаходжаев, 1975). Среднее содержание элементов (*г/т*) в гранодиоритах массива следующее: Rb — 130(10), Li — 22(10), Cs — 5(2), Pb — 42(211), Zn — 74(211), Cu — 18(211), Ag — 0,14(15), Au — $3,9 \cdot 10^{-7}$(29), Bi — 0,2(30), Mo — 4(3), Sn — 1,7(3), Be — 3(3), W — 5,4(211), U — 9(31) B — 8(5), F — 880(211); нейтронно-активационный (%): La — 14^{10-3}, Ce — $1,0^{10-2}$, Sm — $8,9^{10-4}$, Sc — $8,0^{10-6}$. Химические анализы (%): Cr — 0,010(5), V — 0,010(21), Ni — 0,011(4). В дайковых породах (*г/т*): аплит — Au — $8,4^{10-7}$, гранит-порфир — Pb — 10, Zn — 70, Cu — 20, Be — 10, Mo — 1,5, W — 3, Sn — 8, Ag — 0,2, Au — $6,8^{10-7}$, гранодиорит-порфир — Pb — 23,4, сиенит-порфир — B — 9,9, сиенито-диорит — Pb — 18,6, плагиоклазовый порфирит (в %): La — $2,9^{10-3}$, Sm — $4,16^{10-4}$, Sc — $3,3^{10-6}$ (пр. 2912), полевошпатовый порфир (в %): La — $0,1^{10-3}$, Sm — $0,3^{10-4}$, Sc — $1,4^{10-6}$, пегматит (в%): La — $2,1^{10-3}$, Sm — $2,3^{10-4}$, Sc — $3,4^{10-6}$ (пр. 5304[а], 2923[а]), аплит (в %): La — $0,58^{10-3}$, Sm — $0,49^{10-4}$, Sc — $0,76^{10-6}$, (пр. 5322), микродиорит (в %): La — $9,4^{10-3}$, Ce — $0,1^{10-2}$, Sm — $12,9^{10-4}$, Se — $11,8^{10-6}$ (пр. 2946[а]), сиенит-порфир (в%): La — $7,5^{10-3}$, Ce — $2,8^{10-2}$, Sm — $9,2^{10-4}$, Sc—$9,5^{10-6}$ (5 анал.). В минералах (*г/т*): плагиоклаз — Pb — 19(36), Cu — 5,7(36), Be — 3,6(36), F — 850(4), калишпат — Pb — 20(29), Cu — 1,7(29), Be — 3,1(39), F — 830(29), биотит — Pb — 25(76), Zn — 280(76), Cu — 19,7(76), Be — 1,3(76), F — анал. не производились, Rb — 125(2), Li — 103(4), Cs — 14(5), Tl — 1800(8), амфибол — Pb — 7,1(58), Zn — 296(58), Cu — 21,7(58), Sn — 20(10), Be — 4,1(58), Rb — 70(5), Li — 25(5), Cs — 7(10), Tl — 2200(5), кварц — Pb —

20(2), Cu — 4(12), Be — 3(4), сфен (%): La — 0,05(5), Ce — 0,13(5), Y — 0,1(5), Yb — 0,02(5), циркон (в %): La — 0,033(4), Ce — 0,02(4), Y — 0,05(4), Yb — 0,03, апатит (в %): Tl — 0,013(2), Y — 0,008(2), Yb — 0,008(2), магнетит (в%): Tl — 0,45(4), V — 0,14(4), Co — 0,004(4), Ni — 0,009(4), Cr — 0,48(4).

Эндоконтактовые изменения в гранитоидах Джеркамарского массива проявились в образовании мелкозернистых и порфировидных разновидностей гранодиоритов. Последние подвержены альбитизации, калишпатизации и хлоритизации. Мощность подобных зон колеблется от 10 до 100 *м*. В экзоконтактовом ореоле интрузива в крупных ксенолитах и останцах Pz_1 метаморфических пород возникают гнейсы, мигматиты и скарны с магнетитом или отмечаются участки милонитизации в основных эффузивах. На площади массива встречаются многочисленные кварцевые жилы, зоны окварцевания, грейзеновые породы с проявлениями сульфидов. Гранодиориты носят черты геохимической специализации на золото. Гранитоиды массива относятся к мезоабиссальной фации, глубина их формирования около 3—3,5 *км*.

22. **Пангазский массив** находится в среднем течении р. Пангаз. Массив изучен недостаточно. Впервые был выделен А. П. Недзвецким, который считал возраст гранодиоритов верхнекарбоновым. Согласно Н. П. Васильковскому (1950), этот массив сложен серыми биотитовыми гранитами. Гранитоиды изучали также С. М. Бабаходжаев (1975), Б. Мажикенов, В. Ф. Базиль, В. Н. Байков и др. Интрузив представляет штокообразное тело, вскрытое на значительную глубину. Общая площадь штока более 4 *км*^{2}. Пангазский интрузив можно считать сателлитом Акташского массива. На гранодиориты налегают вулканогенные породы акчинской, надакской и оясайской свит. От гранодиоритов Акташского массива отделяются субвулканическими образованиями оясайской (кызылнуринской ?) свиты (киш. Хиштхона). Нижняя возрастная граница интрузива неясна.

Для массива свойственно зональное строение. В апикальной части штока обнажаются кварцевые диориты, слабо порфировидные гранодиориты, темные, часто метаморфизованные и окварцованные. К центру массива гранодиориты постепенно переходят в нормальные крупно- и среднезернистые разности темно-серой окраски, с повышенным содержанием темноцветных минералов. На значительной площади массива отмечаются выходы гранодиорит- и гранит-порфиров. Минеральный состав гранодиоритов (в объемн. %): плагиоклаз — до 45 (относится к олигоклазу, андезину, реже лабрадору, зонален, край — №pl — 15—20, центр — № — 35—40, $2V = +80—86°$, двойники по $\perp$ (010), [001], [100] и др., $\Delta_0 = 0,7—0,8$); калишпат — 15—20 (представлен ортоклазом и криптореше тчатым микроклином, $2V = -60—80°$, ng — 1,526—1,529, nm — 1,527—1,528, np — 1,518—1,520, $\Delta_p = 0,3—0,6$); кварц — 25—30; биотит — 4—6 (таблички, удлиненные зерна, плеохроизм по Ng густо-бурый, по Np — светло-желтый, ng — np = 1,642—1,593, $2V = -8—10°$); роговая обманка — 8—10 (представлена обыкновенной разновидностью, плеохроизм по Ng темно-зеленый, по Np — зеленовато-желтый, с: Ng—20—25°, $2V = -62—83°$, ng—1,666—1,685, np — 1,649—1,665, $f'_{опт.}$ — 42—45%). Из акцессорных преобладает ортит (до 200 *г/т*), и гранодиориты массива могут быть классифицированы как ортитоносные. Встречается также циркон, апатит, сфен, магнетит. Структура гранитовая, гипидиоморфно-зернистая, местами такситовая, монцонитовая. Химический состав гранодиоритов (вес. %): SiO_2 — 59,64—61,75, TiO_2 — 0,84—0,40, Al_2O_3 — 15,98—18,58, Fe_2O_3 — 3,22—1,68, FeO — 4,36—3,07, MnO — 0,00—0,10, MgO — 2,02—1,40, CaO — 5,78—3,15, Na_2O — 3,34—3,08, K_2O — 2,50—4,33, P_2O_5 — 0,00—0,15, п. п. п.— 1,26—1,70, сумма — 98,94—99,39 (пр. 1550 — кварцевый диорит, пр. 198 — гранодиорит). Элементы-примеси в породах (%): La — $1,8 \cdot 10^{-3}$, Sc — $9,6 \cdot 10^{-3}$ (нейтронно-активационным анализом) (*г/т*): Pb — 10(5), Cu — 10(3), Be — 3(4); в дайках (*г/т*); аплит —

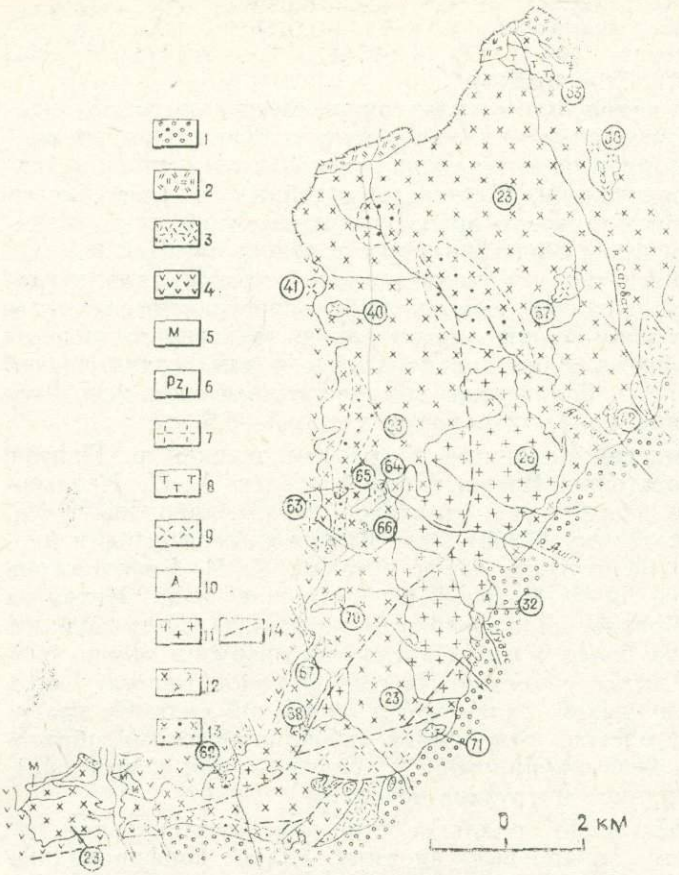


Рис. 19. Схематизированная геологическая карта Акташского гранитоидного массива (составил С. М. Бабаходжаев): *1* — четвертичные отложения, *2* — липариты, кварцевые порфиры кызылнуринской свиты, *3* — липариты, кварцевые и фельзитовые порфиры оясайской свиты, *4* — андезитовые порфириты, дацитовые порфиры и туфы акчинской свиты, *5* — андезитово-дацитовые порфириты минбулакской свиты, *6* — кристаллические сланцы, гнейсы нижнего палеозоя, *7* — лейкократовые граниты (P_2), *8*—сиенито-диориты (P_1), *9* — порфировидные гранодиориты (C_3), *10* — аплитовидные граниты (C_2), *11* — порфировидные биотитовые граниты (C_2), *12* — гранодиориты и адамеллиты крупно-среднезернистые (C_2), *13* — гранодиориты мелкозернистые, *14* — разломы. (Более двух тысяч даек и штоков различных составов, возрастов и генетических типов из-за масштаба в данную карту не нанесены)

Pb — 40(5), Be — 3(4), пегматит — Pb — 20(3), Cu — 6(7), Be — 2(3), гранит-порфир — Pb — 25(5), Cu — 35(3), Be — 2(7), диабазовый порфирит — Cu — 45(3), Pb — 10(5), Zn — 80(8), Be — 4(5); в минералах (*г/т*): биотит — F — 7400(2), магнетит (в %) — Ti — 0,38(5), V — 0,25(4), Ni — 0,006(7), Cr — 0,089(2), Mn — 0,5(4).

В экзоконтактовых зонах интрузива процессы метасоматоза выражаются в слабо проявленных альбитизации, микроклинизации и эпидотизации основной минеральной массы гранитоидов. Широко развиты ксенолиты порфиритов и гибридных пород древних возрастов. Через массив в северо-восточном направлении протягивается дайковый пояс, сложенный гранодиорит- и гранит-порфирами, диабазовыми и плагиоклазовыми порфиритами. С гранитоидами массива генетически связано также значительное количество даек аплитов и пегматитов. Массив относится к мезоабиссальной фации с глубиной формирования 3—3,5 *км*.

23. **Акташский массив** находится в Восточном Карамазаре. Имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму в плане. Длина более 30 *км*, ширина от 2 до 20 *км* (рис. 19). Площадь выхода около 450 км². Истинные размеры его в плане несколько больше, так как юго-восточная часть интрузива перекрыта современными отложениями, а северо-западная расположена на территории Узбекистана, в бассейнах рек Наугарзан и Резаксай. Гранитоиды массива прорваны штоками и дайками магматических образований верхнего карбона-нижнетриасовых возрастов. Количество отмеченных штоков и даек достигает более 2000 выходов. Иногда образуют дайковые пояса и поля.

Гранитоиды Акташского массива в разное время изучали С. Ф. Машковцев, А. С. Аделунг, Н. П. Васильковский, А. П. Недзвецкий,

Е. Г. Краснов, В. Н. Байков и многие другие, петрофизические свойства — Х. Куддусов (1978), а их геолого-петрографические и геохимические особенности — С. М. Бабаходжаев и др. (1968, 1975).

Главными породами Акташского массива являются гранитоиды второй фазы среднекарбонового комплекса, среди которых выделяются граниты, адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты. Эти разновидности обнажаются на различных гипсометрических уровнях массива, местами расположены зонально или проявляются в зависимости от ассимиляции, гибридизма и наложенных на породы процессов автометасоматоза. Около 70% площади приходится на гранодиориты второй фазы (около 320 *км*^{2}). Сложенный ими интрузив размещается в юго-восточном крыле Кураминского антиклинория, а его формирование связано с одним из этапов раннегерцинской складчатости. Гранитоиды пересечены многочисленными зонами дроблений и разрывных нарушений, являющихся ответвлениями Кумбельского и Баштавакского разломов.

Наиболее древними среди вмещающих пород являются метаморфические выходы нижнепалеозойских отложений $O - S$. По левому борту верховья Сарваксая, ближе к Кумбельскому разлому, породы нижнего палеозоя прорваны гранодиоритами, на контакте которых образуются мигматиты, гнейсы, габбро и диориты. Гранодиориты в южной части ур. Тахтабаст (Бурсай) секут эффузивы минбулакской свиты (C_1), представленный кварцевыми порфирами, андезитовыми порфиритами и их туфами. Здесь признаки контаминации выражены отчетливо. На контактной зоне (мощностью до 30 *м*) образуются габбро, кварцевые диориты и гибридные породы с постепенным переходом в гранодиориты. На значительных по размерам участках гранитоиды Акташского массива прорваны вулканогенными или субвулканическими образованиями акчинской и оясайской свит или перекрыты осадочно-вулканогенными их разностями. В западной части кишл. Хиштхона на размытую и выветрелую поверхность гранодиоритов под углом 10—25° налегают песчаники, известняки и туфы акчинской свиты. В верховье р. Сарвак в составе дацитовых порфиров акчинской свиты присутствует значительное количество гальки гранодиоритов среднего карбона. Иногда вдоль зоны контакта развиты дайки, субвулканические тела, зоны дробления, катаклазы и разломы. Среднекарбоновый возраст гранодиоритов подтверждается также радиологическими определениями — 314 *млн. лет* (Бабаходжаев, 1975). Сложное и многофазное строение массива нами изучено (наряду с обычными геологическими маршрутами) также двумя петрографо-геохимическими профилями. Первый проходит по длине массива, от юго-западного контакта (к. Хиштхона), до перевала Камчик. Второй — от кишл. Купрук-Баши до верховьев сая Карамазар на водоразделе Кураминского хребта. Детальное описание этих профилей приводится в работе С. М. Бабаходжаева (1975).

Анализ первого профиля устанавливает следующие петрографические переходы пород: юго-западная и центральная, наиболее глубоко эродированные части интрузива (к. Хиштхона до р. Акташ, 1800 *м*) сложены гранитами и гранодиоритами с переходом в кварцевые диориты. Вверх по разрезу отмеченные разности сменяются нормальными гранодиоритами (2200 *м*), а последние в апикальных частях массива представлены порфировидными адамеллитами (2600 *м*).

Диориты и кварцевые диориты образуют три генетические разновидности пород. Первая из них относится к первой фазе среднекарбонового интрузивного комплекса. Образует ксенолитоподобные тела, прорвана гранодиоритами. Обнажается в среднем течении рек Гудас и Акташ. Общая площадь всех выходов около 3 *км*^{2}. Широко проявлены признаки процессов гибридизма и ассимиляции. Характерно зональное изменение состава пород в некоторых выходах. От периферии к центру выхода габбро-диориты и диориты сменяются кварцевыми диоритами.

В породах краевых зон преобладают амфибол, биотит, иногда появляется пироксен. В самих диоритах отмечаются ксенолиты метаморфических пород и порфиритов. Состав кварцевых диоритов (по 5 подсчетам) (объемн. %): плагиоклаз — 50,2, калишпат — 12,2, кварц — 17,5, роговая обманка — 13,6, биотит — 5,4, акцессорные — 1,1. Структура призматически-зернистая. Вторая представлена гибридными породами краевой фации гранодиоритов (урочище Тахтабаст и верховья с. Сарвак). На контакте минбулакских эффузивов и метаморфических толщ с гранитоидами образуются гибридные породы — габбро, диориты и кварцевые диориты. Последние постепенно переходят в биотит-амфиболовые гранодиориты. На контакте со сланцами и известняками развиты мигматиты, гнейсы с повышенным содержанием амфибола и биотита, приближающиеся по составу к габбро-диоритам и диоритам (р. Сарвак). Мощность зон развития отмеченных пород колеблется от 1 до 10 *м*. Минеральный состав кварцевых диоритов второй разновидности (объемн. %, среднее 10 подсчетов): плагиоклаз — 56,85, калишпат — 7,7, кварц — 12,64, роговая обманка — 15,37, биотит — 5,32, акцессорные — 2,12. Структура гипидиоморфно-зернистая.

Третья разновидность диоритов и кварцевых диоритов образует дайки и штоки. Мощность даек до 15 *м*, протяженность более 500 *м*. Один из штоков средне- и крупнозернистых кварцевых диоритов (площадь выхода около 0,5 *км*^{2}) находится в устье сая Ховагли (р. Акташ), где он сечет гранодиориты и содержит ксенолиты последних. Состав кварцевых диоритов (объемн. %, по 7 подсчетам): плагиоклаз — 57,32, калишпат — 11,4, кварц — 14,26, роговая обманка — 18,0, биотит — 4,52, акцессорные — 1,0. Структура призматически-зернистая. Слагающие выше породы минералы имеют следующие особенности.

Плагиоклаз (№ от 20 до 50) зонален (до 5—15 зон), центр более основной, чем периферия. Размеры зерен до 5—6 *мм*. Встречаются две генерации плагиоклаза. **Калишпат** ксеноморфный, микропертитовый. Различаются микропертиты распада и сегрегационные. Относится к промежуточному триклинному микроклин-ортоклазу, $2V = -63-80°$, $\Delta o = 0{,}67$, ng — 1,527—1,528, np — 1,521—1,522, $ng - np = 0{,}006$. Часть калишпата имеет постмагматический генезис. Он образует тонкие прожилки (0,03—0,2 мм), рассекающие зерна плагиоклаза, раннего калишпата, роговой обманки и кварца. **Роговая обманка** обыкновенная, зеленая, плеохроизм по Ng густо-зеленый, по Nm—бледно-зеленый, по Np—желтовато-зеленый, с: $Ng = 13-20°$, $2V = -57-80°$, ng—1,675—1,690, nm—1,669—1,682, np—1,656—1,669, $ng - np$—0,019—0,021, f^1опт. = 45%. **Биотит** образует пластинчатые формы с оборванными краями, плеохроизм по Ng красновато-бурый, по Nm — буровато-зеленый, по Np—светло-желтый, ng — 1,645—1,668, np — 1,588—1,596, $ng - np$ — 0,051—0,072, $2V = -7-9°$, f^1опт. = 69%. **Пироксен** встречается в габбро-диоритах краевой фации гранодиоритов (ур. Тахтабаст). Относится к ромбической и моноклинной разностям, с: $Ng = 0-40-43°$, $2V = 43-46-52°$, ng — 1,723—1,729, np — 1,694—1,699, $ng - np$ — 0,028—0,030.

В диоритах и кварцевых диоритах ранней фазы встречаются следующие акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, галенит, ильменит, магнетит, пирит, оранжит, монацит. Некоторые из этих минералов (апатит, сфен, циркон и др.) присутствуют также в составе более поздних разностей диоритов последующих двух возрастов. Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Pb — 31(43), Zn — 153(40), Cu — 47(35), Au — $1{,}6 \cdot 10^{-7}$(10), Mo — 1,6(25), W — 3,3(10), Sn — 2,9(25), Be — 6,2(38), Li — 22(12), Rb — 78(5), Cs — 1,0(5), F — 1300(2), B — 12,6(4).

Гранодиориты. Преобладающие их разновидности: крупно- и среднезернистые (главные) гранодиориты, адамеллиты и мелкозернистые гранодиориты (дополнительные интрузивы). Гранодиориты — массивные неравномерно-зернистые породы серого, светлого, темно-серого и розовато-серого цвета. Характерна различная зернистость, местами преобладают порфировидные разности. Порфировыми минералами яв-

ляются светлый и розовый калишпат, амфибол и изредка плагиоклаз с размерами зерен до 2—5 *см* по длине. Структура гранодиоритов гипидиоморфно-зернистая, пойкилитовая, реже катакластическая. Слагающие гранодиориты минералы имеют следующие особенности (объемн. %). **Плагиоклаз** (30—45) представлен зональными зернами андезита в центре и до альбит-олигоклаза на периферии. Иногда количество зон достигает 8. По 30 замерам на столике Федорова, установлены колебания состава плагиоклаза от 25 до 53 номеров. Законы двойникования альбит-карлсбадский, манебах-периклиновый, эстерельский, ng — np — 0,007—0,010, Δp — 0,87. **Калишпат** (14—30) *ксеноморфный, по оптическим измерениям выделяется промежуточный микроклин-ортоклаз,* высокие ортоклазы, триклинный низкий ортоклаз. По 70 замерам показатели преломления: ng — 1,523—1,534, nm — 1,525, np — 1,517—1,529, ng — np — 0,004—0,007, 2V = —71—84°, Δp — 0,50—0,72. Закон двойникования — (001), (201), (130), (1502) и др. Образует простые двойники, в калишпатах присутствуют пойкилитовые включения биотита, роговой обманки, кварца и плагиоклаза. Имеется один химический анализ калишпата из гранодиоритов в средней части р. Акташ (вес. %): SiO_2 — 77,08, Al_2O_3—13,47, Fe_2O_3—0,68, FeO — 0,00, MnO — 0,75, CaO — 0,07, Na_2O — 4,72, K_2O — 2,41, Li_2O — 0,09, H_2O^+ — 0,60, п. п. п.— 0,13, Σ — 100,00, Or/K — 65,56, Al/Na 33,47, An/Ca—0,97 (пр. 701[а]).

Кварц (16—28) *представлен 2 генерациями. Первая характеризуется* отчетливо выраженным идиоморфизмом по отношению к калишпату. Вторая представлена ксеноморфными зернами с облачным угасанием, интенсивно корродирует калишпат, плагиоклаз и биотит. **Амфибол** (3—8) представлен обыкновенной роговой обманкой густо-зеленого цвета. Образует таблитчатые, призматические формы с хорошо развитыми гранями призмы (110), (010). Плеохроизм по Ng густо-зеленый, по Np — светло-желтовато-зеленый ng — 1,645—1,692, nm — 1,642—1,684, np — 1,524—1,670, ng — np — 0,051—0,022, c: Ng — 12—27°, 2 V = —57—90°, $f^1_{хим.}$ — 72%. Отмечаются двойники, замещается биотитом, хлоритом, эпидотом и рудными минералами.

Биотит (4—8) образует различной формы выделения — призмы, таблички, листочки и др. Размеры их от 0,01 до 2—5 *мм*. Плеохроизм *по Ng темно-коричневый, по Nm — темно-бурый, по Np — светло-буровато-желтый,* 2V = —7—9°, показатели преломления: ng — 1,642—1,669, np — 1,593—1,622, ng — np — 0,077—0,065, f^1хим.= 68%. По биотиту развивается хлорит, эпидот, а также акцессорные — сфен, апатит, лейкоксен и титаномагнетит. По химическим данным (табл. 47) биотит характеризуется повышенным содержанием железо-магнезиальных компонентов (Σ Fe + Mg = 30%). Он относится к лепидомелану с отклонением в сторону аннита.

Гранодиориты содержат значительное видовое количество акцессорных минералов (*г/т*): анатаз — ед. зн., апатит — 1000, галенит — 0,3—1, гематит — ед. зн., гранаты — ед. зн., ильменит — ед. зн., ксенотим — ед. зн., магнетит — 2500, монацит — ед. зн., молибденит — ед. зн., оранжит — ед. зн., ортит — 75, пирит — 7,5, рутил — 0,5—3, сфалерит — ед. зн., сфен — 900, турмалин — 1—5, ураноторит — 1, урановая слюдка — 1, флюорит — 20, халькопирит — ед. зн., шеелит — ед. зн., циркон — 21. Из них наиболее характерными являются апатит, ортит, сфен и циркон.

Ортит *встречается в виде лапчатых или вытянутых зерен призматического габитуса,* некоторые с хорошо развитыми гранями по (100), (001) и (101), трещиноватый, зональный. **Апатит** представлен двумя генерациями. Первая — это относительно крупные кристаллы (0,1—0,3 *мм*) призматического габитуса, отдельность ясная, перпендикулярна удлинению по (001). Наряду с бесцветными зернами отмечаются слабо окрашенные кристаллы, которые плеохроируют от светло-коричневого по Ng, до буровато-коричневого по Np. Вторая генерация об-

разует зерна короткостолбчатой формы без пирамидальных ограничений, бесцветная, размером 0,01—0,05 *мм*. **Сфен** образует кристаллы неправильной копьевидной формы, желтовато-серовато-коричневого цвета, с высоким рельефом и аномальным угасанием. Образовался позднее, чем апатит и магнетит. **Циркон** представлен короткостолбчатыми кристаллами с тупыми пирамидальными ограничениями. Размеры 0,03—0,08 *мм*, иногда до 0,25 *мм*, бесцветный, имеет высокий рельеф, прямое угасание, ng — np — 0,048. В отдельных зернах отмечается хорошо выраженная тонкая зональность, содержатся включения мелких иголочек апатита.

Адамеллиты слагают в основном апикальные части интрузива. Внешне адамеллиты — среднезернистые породы светло-серого цвета с розоватым оттенком и отчетливо выраженным порфировидным строением. Порфировые выделения представлены зернами калишпата кремового цвета длиною от 2 до 5—6 *см* и составляют около 10—15% от объема породы. Структура адамеллитов гипидиоморфно-зернистая, порфировидная, пойкилитовая. Минералы адамеллитов следующие (объемн. %, среднее из 10 подсчетов):

Плагиоклаз (30—35) свежий, имеет полисинтетические двойники и зональное строение. Число зон до 4—5. Состав № 25 до 40.

Калишпат (30—31) относится к анортоклазу, иногда сдвойникован. Различаются микропертиты распада и сегрегационные. Для первых характерно очень мелкое, пунктирное расположение зерен, для вторых — более крупные выделения. Разрастаясь, калишпат интенсивно замещает и захватывает таблички плагиоклаза, роговую обманку и биотит, что обусловливает микропойкилитовую структуру адамеллитов.

Роговая обманка (5—6) образует короткопризматической и ромбической формы зерна с отчетливо пересекающейся спайностью в разрезах (001). Плеохроизм по Ng густо-зеленый, по Np — желтовато-зеленый, с: Ng — 11—22°, 2V = —60—70°, ng — np — 0,020. Иногда встречается гастингсит, с: Ng — 26—27°, 2 V = —50°.

Биотит (3—5) присутствует в виде табличек и пластинок размером 1—2 *мм*. Плеохроизм по Ng темно-коричневый, по Nm — густо-зеленокоричневый, по Np — светло-желтый. По спайности биотита развивается сфен, апатит, рутил, ильменит, магнетит и лейкоксен. Отдельные зерна его корродируют роговую обманку и плагиоклаз и в свою очередь замещаются калишпатом и кварцем. Наиболее распространенными акцессорными минералами являются апатит, ортит, циркон, рутил, монацит, сфен, магнетит.

Гранитоиды (гранодиориты и адамеллиты) содержат следующие элементы-примеси *(г/т)*: Rb — 100(12), Li — 15(12), Cs — 5(12), Pb — 11,5(340), Zn — 33,8(300), Cu — 6,5(94), Ag — 0,09(94), Au — $3{,}7 \cdot 10^{-7}$ (16), Bi — 0,07(94), Sn — 5(48), Mo — 0,24(94), W — 3,6(94), Be — 5 (12), U — 10,0(83), Th — 17(75), B — 9(24), F — 1700(36); (в %): Cr — 0,0152(11), Ni — 0,0106(19), V — 0,0093(6), Co — 0,0012(6). В минералах *(г/т)*: биотит — Pb — 93(50), Zn — 394(50), Cu — 65(50), Sn — 12(144), Be — 1,6(84), F — 4030(21), Mo — 2(17); амфибол: Pb — 56 (53), Zn — 386(53), Cu — 39(33), Sn — 8,6(136), Be — 1,5(53), F — 2630 (38); калишпат — Pb — 14(40), Cu — 5,9(35), Be — 3,9(40), F—500(5), Mo — 2(7); магнетит — Pb — 70(2), Zn — 200(2), Cu — 25(2), Be — 1(2); (%): Ti — 0,53, V — 0,12, Ni — 0,019, Cr — 0,074, Mn — 0,53 (пр. 1753); ортит (%): (нейтронно-активационный) — La — 10,1(3,9—19,4), Sm — 0,35(0,30—0,87), Nd — 9,5(0,00—27,8), Cl — 13,7(5,14—22,1), Ho — 0,24 (0,00—0,93), Eu — 0,022(0,00—0,086), Du — 0,12 (0,02—0,33), Yb — 1,0 (0,00—2,0), Σ—35,03 (5 анал.); электромагнитная фракция *(г/т)*: Pb— 50, Zn — 300, Cu — 10, Sn — 50, Be — 14(5), Bi — 1(6), Mo — 3,4(2), Ag — 0,45(3); легкая фракция— Pb — 30(8), Zn — 50(3), Cu — 25(4), Sn — 1(5), Bi — 1(6), Mo — 1,5(3), Ag — 0,12(3). В породах и концентратах нейтронно-активационным анализом обнаружены следующие редкоземельные элементы (в %): La — $7{,}7 \cdot 10^{-3}$(3), Ce — $0{,}6 \cdot 10^{-2}$(2),

Sm — 10,9 · 10^{-4}(3), Sc — 11,4 · 10^{-3}(3); в концентратах: La — 17,2 · · 10^{-3}(3), Ce — 1,18 · 10^{-2}, Sm — 24 · 10^{-4}(3), Sc — 19 · 10^{-3}. В дайковых породах (*г/т*): аплит — B — 7,8(2), Pb — 9,3(6); пегматит — Pb — 42 (4), Cu — 15(3), W — 28(6); гранодиорит-порфир — Pb — 5, Au—2,27 · · 10^{-7}(4), F — 1500; гранит-порфир — Pb — 10, Zn — 40, Cu — 20, Be — 7, Mo — 3, W — 5, Sn — 8, Ag — 0,1, F — 2900; кварцевый порфир — Pb — 5, Mo — 3, F — 1600; сиенитовый порфир — Pb — 17, Zn — 110(3), Cu — 45(3), Be — 9(3), Mo — 1,5(3), W — 6(3), Ag — 0,2(3), Au — 5,1 · · 10^{-7}(2), F — 1200(2), B — 6,6; *микродиорит* — Pb — 25(2), Zn — 65(2), Cu — 50(2), Be — 16(2), Mo — 1,5(2), W — 2,5(2), Sn — 5(2), Ag — 0,15 (2), F — 1400; диоритовый порфирит — B — 6,3; фельзитовый порфир — B — 5,4; диабазовый порфирит — Pb — 20, Zn — 110, Cu — 60, B — 10, Mo — 2, W — 2, Sn — 3, Ag — 0,2, F — 1600, Au — 1,0 · 10^{-7}(3), B — 6,9.

Гранодиориты мелкозернистые. На площади Акташского массива встречаются мелкозернистые гранодиориты светлой окраски, в которых темноцветные минералы (биотит и амфибол) составляют не более 5—10%. Образуют дайкообразные тела и с гранодиоритами имеют всегда четкие секущие взаимоотношения. В мелкозернистых часто порфировидных гранодиоритах отмечаются ксенолиты — останцы главной фазы интрузива. Эти интрузивы встречаются больше всего в бассейне рек Акташ, Буюрлук, Сарвак и др. Общая площадь мелкозернистых гранодиоритов около 15 *км*^{2}. В контактовых частях, в зоне шириной до 20 *см*, породы отмеченных интрузий представлены фельзитоподобными образованиями. Далее эти породы переходят в гранодиорит-порфиры, затем в *мелкозернистые гранодиориты темно-серой, светло-серой*, реже розовато-серой окраски. Минеральный состав пород (объемн. %): плагиоклаз (30—40), калишпат (до 20), кварц (10—15), биотит (5—10), роговая обманка (1—10). В основной массе присутствует иногда до 40—50% кварц-полевошпатовый агрегат вместе с листочками биотита. Среди акцессориев значительное место занимают апатит, ортит, циркон, рутил, монацит, сфен, магнетит. Преобладающие структуры порфировидная, микропанитовая, микропегматитовая, гипидиоморфно-зернистая и ситовидная. Результаты химических анализов, характеризующие петрографические и субфазовые разновидности гранитоидов массива, приводятся в работе С. М. Бабаходжаева (1975).

Гранитоиды массива пересечены разломами, и последние часто заполнены мощными кварцевыми жилами с сульфидным оруденением. На площади массива выявлен ряд промышленных полиметаллических, флюоритовых и других типов месторождений и участков минерализации (Наугарзан, Кенгутан, Гудас, Нижний Гудас, Новалик, Захана и др.). *Гранитоиды массива геохимически специализированы на олово*, молибден, вольфрам, золото, висмут и др. Площадь массива для ведения поисков многих видов полезных ископаемых считается наиболее благоприятной. Гранитоиды массива сформировались в условиях мезоабиссальной-гипабиссальной фаций. К первой относятся гранитоиды $C_2 — C_3$ возраста, а ко второй — $P — T_1$ интрузивы и дайки.

Третья интрузивная фаза

24. **Музбулакский массив** находится в юго-западной части гор Моголтау. Размещается в южном крыле Моголтауской антиклинали. Для *гранитоидов массива магмоподводящим каналом, по всей вероятности*, являлся Северофергапский глубинный разлом. Длина массива около 10 *км*, ширина от 700 *м* (восточная половина) до 2—3 *км* (западная и центральная часть). Общая площадь 25 *км*^{2}. Имеет субширотное простирание, протягиваясь от сая Мазарбель на востоке до сая Дахчали на западе. Южная половина массива вместе с Северофергапским разломом закрыта наносами. В этой части в виде выступов отмечаются выходы биотитовых гранитов, пермских «красных» гранитов, дайки аплита и жилы кварца. Спорным является возраст гранитоидов. О силур-

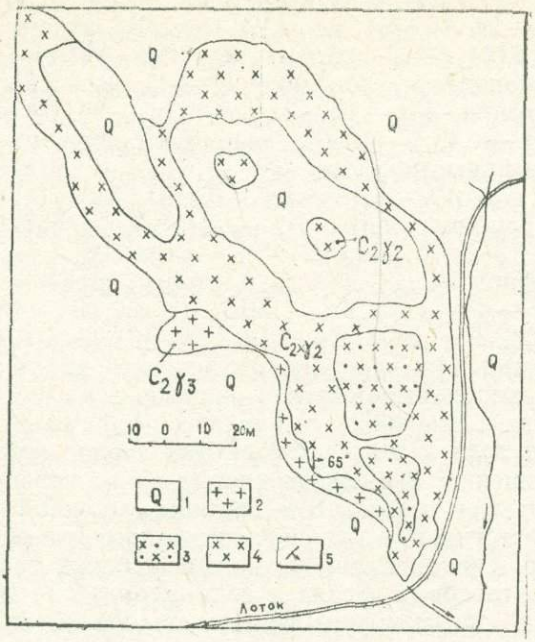


Рис. 20. Взаимоотношения гранитоидов Музбекского (2 фаза) и Музбулакского (3 фаза) массивов среднекарбонового интрузивного комплекса в устье сая Мазарбель (составил Т. Джураев):
1 — четвертичные отложения, *2* — гранит биотитовый, *3* — гранодиорит измененный, *4* — гранодиорит, *5* — элементы залегания

нижнедевонском возрасте писали Н. П. Васильковский, Б. Н. Наследов, Е. Д. Карпова, И. В. Белов и др. Они считают, что: а) на граниты залегают слои базальных конгломератов $Д_1$, б) в устье Учпоксая в аркозовых песчаниках силура присутствуют обломки гранитов. Другие геологи (В. Н. Байков, Е. Г. Краснов, Б. И. Сигалов, С. М. Бабаходжаев и др.) возраст отмеченных гранитов считают среднекарбоновым по следующим фактам: а) гранитоиды располагаются в ядре герцинской антиклинальной складки; б) по составу они идентичны C_2 гранитам Аштского массива; в) прорывают известняки $Д_2$ — C_1, последние мраморизованы и гранитизированы; г) биотитовые граниты прорывают интрузивы 1-й и 2-й фазы среднекарбонового комплекса (рис. 20). Данные абсолютного возраста гранитоидов Музбулакского массива, полученные К — Ar методом по породе и биотиту, колеблются в интервале от 268 до 349 *млн. лет.* Средняя цифра по данным 9 определений — 302 *млн. лет,* что, согласно шкале 1964 г., соответствует среднему карбону.

Гранитоиды Музбулакского массива упоминаются в геологических работах 1925—1930 гг. (И. А. Островский, Б. Н. Наследов и др.). Данные по массиву приводятся в отчетах геологов-съемщиков. Специальное петрографическое и геохимическое исследование их не проводилось. Этот массив нами изучался путем отбора материалов по нескольким продольным и поперечным профилям. Установлена пологая межформационная форма залегания массива. Падение контактов в северной части массива сравнительно пологое — 40—50°. Предполагается, что расширение первично межформационной камеры интрузива происходило путем ассимиляции вмещающих пород гранитной магмой, на что указывает широкое развитие гибридных пород и ксенолитов вокруг массива. Отчетливо вскрытыми эрозией являются восточные, северные и западные контакты. В северной половине массива на протяжении около 10 *км* гранитоиды прорывают метаморфизованные породы нижнего палеозоя. В контактовых зонах размещаются дайки и штоки «красных» гранитов, аплиты и пегматиты. В восточной половине (сай Мазарбель) отмечаются отчетливо выраженные контакты этого интрузива с метаморфическими породами O — S и гранодиоритами C_2. Хлорит-серицитовые глинистые и очковые сланцы, слагающие толщу мощностью до 20—30 *м*, превращены в мигматиты. В эндоконтакте интрузива образуются гибридные мелкозернистые кварцевые диориты, гранодиориты и граниты со значи-

тельным содержанием биотита, изредка роговой обманки. Эти минералы ориентированы предпочтительно и определяют гнейсовидную текстуру пород, фиксирующуюся в полосе шириной до 150—200 *м*. Южнее, в значительно эродированной части интрузива, линия контакта вскрывается более отчетливо. Эндоконтактовые породы переходят от диорита в габбро-диориты, которые вместе с гранитами пересечены множеством шлировых пегматитов и аплитов, с наложенной грейзенизацией и новообразованиями мусковита и турмалина. Граниты богаты ксенолитами метаморфизованных сланцев О — S. В ЮВ части интрузива они секут музбекские гранодиориты. Контакт падает в сторону гранодиоритов под углом 50—70°. Гранодиориты вместе с гранитами подвержены калишпатизации и грейзенизации (мощность 10—15 *м*). По плоскости контакта внедряются жилы пегматита. В гранодиоритах отмечается несколько апофиз мелкозернистого гранита (Бабаходжаев, 1982). На западе интрузив сечет габбро-диориты Дахчалисайского массива и известняки D_2—C_1. Местами контакт тектонический. Габбро-диориты гибридизированы, подвержены метасоматозу с образованием породы сиенито-диоритового состава. По контакту внедряются жилы аплита и пегматита. Породы подвержены грейзенизации и калишпатизации. Участками образуются скарны амфибол-пироксенового и эпидотового составов. В этой части контакта отмечается слабое развитие мигматитов и гнейсов. В эндоконтактовой зоне массива мощностью до 0,5 *км* граниты представлены мелкозернистыми разностями гибридного облика с повышенным содержанием биотита.

Отчетливо устанавливается фациальная неоднородность гранитоидов Музбулакского массива. Характерно постоянно высокое содержание биотита в них. Согласно количественно-минеральным подсчетам, в различных частях массива состав гранитоидов колеблется в широких интервалах (табл. 48). Выделяются диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, тоналиты и нормальные биотитовые граниты. Свежие разности гранитов обнажаются в центральных частях массива. **Калишпат** всегда ксеноморфен, размеры его зерен колеблются от 1—1,5 до 4—5 *мм* (порфиробласты). В разной степени замещаются пелитовым веществом с пертитами распада и альбитом на стыках зерен. В результате интенсивного замещения калишпата кварцем от первого остаются «островки». $2V = -65—70°$, $\Delta o = 0{,}6—0{,}8$, $ng - 1{,}524$, $np - 1{,}518$, $2V = -72—79°$, $\Delta o = 0{,}3—0{,}9$, калишпат относится к низкому микроклину и триклинному промежуточному ортоклазу.

Плагиоклаз в виде крупных (до 4—5 *мм*) выделений всегда идиоморфен по отношению к калишпату, зонален. Ядра зерен — до андезина, края — до альбита. Двойники простые и полисинтетические, иногда края зерен корродированы. N pl — 35—40, $2V = \pm 70—87°$, $\Delta o = 0{,}2—1{,}0$, закон карлсбадский и альбитовый, в иммерсии ng—1,540—1,556, np — 1,550—1,561, $ng - np$ — 0,007—0,10. Продукты распада плагиоклаза — серицит, соссюрит, эпидот, карбонаты, калишпат и др.

Кварц образует округлые, изометричные, ксеноморфные, реже субидиоморфные зерна. Размер от 0,1 до 2—3 *мм*. Характерны извилистые очертания зерен и волнистое угасание. Кварц представлен двумя генерациями. Ранний перекристаллизован и, разрастаясь, замещает K-Na полевые шпаты, реликты-островки которых в виде включений отмечаются в кварце. Поздний кварц обычно заполняет интерстиции между минералами.

Биотит. Преобладающими формами являются беспорядочно ориентированные агрегаты плотно соприкасающихся пластинок, листочки, неровные ограничения краев зерен, редко перекристаллизован, размеры зерен до 2—3 *мм*. Плеохроизм по Ng зеленовато-коричневый, по Np — светло-желтый, ng — 1,645—1,652, np — 1,585—1,590. По оптике слюды отвечают маложелезистому лепидомелану, $f^1_{опт.}$ — 50—60%. Продуктом замещения биотита является хлорит, эпидот, гидроокислы

железа, лейкоксен. В биотитах отмечается скопление акцессорных минералов — рутила, сфена, циркона, апатита и др.

Кордиерит представлен зернами с неправильными ограничениями, бесцветный или слабо-желтоватый. Местами полностью замещается слюдами. **Мусковит** образует бесцветные и слабо окрашенные неориентированные пластинки и листочки среди гранобластового кварц-полевошпатового агрегата. Размеры зерен 0,5—2 *мм*. Турмалин зеленовато-голубой и зеленый. Выделяется позднее альбита, но, возможно, одновременно с кварцем. Разнозернистый, с чередованием крупных и очень мелких зерен. Размер 0,1—0,5 *мм*.

Широко распространены акцессорные минералы — апатит (размером до 1,5—2 *мм*), циркон, сфен, рутил, гранат. Химический состав фациальных разновидностей гранитоидов массива характеризуется 13 анализами (табл. 49). В гранитоидах заметно преобладание Na над K. Содержание элементов-примесей (*г/т*): а) в породах — Rb — 125(16), Li — 65(16), Cs — 4,8(16), Pb — 23(19), Zn — 81(14), Cu — не опр., Ag — 0,1(5), Bi — 0,75(12), Sn — 5,9(28), Mo — 1,0(16), W — 4,6(16), Be — 4,5(20), F — 706(16), Au — $6{,}3 \cdot 10^{-7}$(20), B — 12,5(16), U — 2,0 (6), Th — 12,2 (5), Pb — 49,4 (9), по активационным анализам (в %, среднее 4 проб): Cr — 0,004, V — 0,006, Ni — 0,006, Co — 0,00025; в дайках (*г/т*) аплит — F — 1300(2), Zn — 200(2), пегматит — Sn — 15 (3); в) в минералах (*г/т*): биотит — F — 2600(2), Zn — 100(1), Cu — 6(1), Sn — 100(1), Zn — 200(1); *плагиоклаз* — Pb — 13(4), Zn — 200 (4), Cu — 18(4), Be — 1,7(4), Sn — 0,2(4), Mo — 4(16), Ag — 0,7(16), Li — 13(16), Au — $13 \cdot 10^{-7}$(2); калишпат — Pb — 72(9), Cu — 24(9), Be — 3(9); амфибол — Pb — 22(9), Zn — 626(9), Cu — 95(9), Sn — 100 (5), Be — 6(9), F — 2200(2); сфен — Pb — 16(8), Cu — 2(8), Sn — 120 (5), Mo — 2,5(18).

В Музбулакском массиве широко развиты дайки аплитов и пегматитов, жилы кварца с грейзенами и турмалином, а также штоки аплитовидных гранитов IV фазы C_2 комплекса в верхнепермских «красных» гранитов. Дайки II и III группы встречаются очень редко. Отчетливо выражены признаки редкометалльной геохимической специализации биотитовых гранитов, обусловленных, возможно, процессами метасоматоза и грейзенизации. В занорышах кварцевых жил отмечаются крупные непрозрачные кристаллы горного хрусталя. Биотитовые граниты и гранодиориты используются как облицовочный материал. Акташская кварцевая жила разведана в качестве стекольного и флюсового сырья. Гранитоиды массива относятся к фациям средней глубинности — 3—3,5 *км*.

25. **Джетымчекинский массив** находится в юго-западной части гор Калканата, к востоку от вершины Джетымчеки, устья р. Сардоб. Впервые массив был выделен и предварительно описан Б. Н. Наследовым (1935). Его также изучали Б. Н. Сигалов, Ж. Н. Кузнецов, В. Н. Байков, С. М. Бабаходжаев, Т. Джураев и др. Он имеет форму удлиненного на северо-восток клина. Длина его около 5—5,5 *км*, ширина от 1,5 *км* на западе до 3 *км* на востоке. Общая площадь около 20 $км^2$. По данным В. Н. Байкова, Джетымчекинский интрузив располагается в ядре калканатинской антиклинали, южное крыло которой срезано Сардобским разломом. Интрузив внедряется в толщу кристаллических и карбонатных пород нижнего и среднего палеозоя. Возраст гранитоидов массива трактуется неоднозначно. Некоторые исследователи его формирования связывали с каледонской складчатостью и считали наиболее древними магматическими образованиями Кураминской подзоны (Раджабов, 1965; Васильковский, 1952 и др.). Данные геологов-съемщиков (В. Н. Байков, А. А. Акимов и др.) и наши исследования подтверждают герцинский возраст отмеченных гранитоидов. На контакте гранитоидов со сланцами O — S образуются гнейсы, роговики и мигматиты. Среди гранитов присутствуют ксенолиты карбонатных пород $Д_2$—C_1.

Граниты массива — разнозернистые, часто порфировидные и массивные породы светло-серого и розоватого цветов. Кроме биотитовых гранитов на площади массива присутствуют гранодиориты, кварцевые диориты, мелкозернистые метасоматически измененные граниты. Внутреннее строение массива было изучено двумя меридиональными профилями в центральной и северной его частях. В восточной части массива граниты отчетливо секут плитчатые, хлорит-серицитовые сланцы O—S с прослоями известняков. Образуются мигматиты и гнейсы. Сланцы ороговикованы и окварцованы. В гранитах эндоконтактовой части повышено содержание биотита, появляется роговая обманка. Эти минералы ориентированы и создают элементы гнейсовидной текстуры. Здесь же появляются гранодиориты, переходящие местами в кварцевые диориты. Гнейсовидная текстура свойственна и этим гранитоидам. По направлению к центру массива постепенно в породах уменьшаются признаки гибридизма и ассимиляции. Широко развиты явления калишпатизации, альбитизации и грейзенизации пород. Примерно в 2 *км* от контакта, в центре массива обнажаются довольно свежие биотитовые граниты. Ближе к западной части массива, где массив по разлому контактирует с известняками $Д_2$—C_1, порфировидные биотитовые граниты обычно массивные. Граниты дробленые и окварцованные. Ближе к контакту со сланцами в них несколько повышается основность плагиоклаза (№ 20—45), увеличивается количество амфибола и биотита. В этой части интрузива значительно меньше калиевых полевых шпатов (до 10—15%). Наоборот, ближе к контакту с известняками $Д_2$—C_1 основность плагиоклаза снижается до альбит-олигоклаза, заметно увеличивается содержание кварца, микроклина и биотита. С востока на запад уменьшается содержание акцессорного ортита и сфена, характерных для гранитов Джетымчекинского массива. Эти минералы количественно преобладают в составе гибридных гранитоидов на контакте со сланцами. Здесь размеры кристаллов ортита и сфена достигают до 0,5—1 *см*, а их количество местами на 1 $м^2$ обнажений — около 250 шт. Количественно-минеральный состав пород (в объемн. %) и оптические особенности главнейших породообразующих минералов порфировидных биотитовых гранитов массива следующие.

Калишпат (10—15, реже 25) образует крупные пелитизированные зерна с пертитами распада. Содержит включения плагиоклаза и других темноцветных. Относится к низкому и промежуточному микроклину и триклинному ортоклазу, ng — 87, nm — 54, np — 88, $2V = -74—85°$, Δo—0,6—1,0, законы (130), (001), (001), (100), (111), (201), (010) и (101).

Плагиоклаз (20—55) зонален, в центре зерен — андезин, по краям — олигоклаз. В некоторых плагиоклазах отмечается до 8—10 повторяющихся по составу зон — альбит-олигоклаз, реже андезин. Npl — 16—39, $2V = -80—86°$, Δo — 0,5—1,0, закон и двойникование манебахский и карлсбадский. Замещается серицитом, хлоритом, соссюритом, карбонатом и эпидотом. На стыках с калишпатом развиваются мирмекиты, в промежутках зерен скопления позднего альбита.

Кварц (20—35) образует отдельные округлые и изометричные зерна, чаще агрегат неправильных зерен с извилистыми ограничениями, иногда со следами интенсивной трещиноватости в процессе перекристаллизации, корродирует и замещает калишпат и плагиоклаз.

Биотит (2—10) встречается в виде пластинок с неровными ограничениями, часто деформирован. Характерны частичные и полные псевдоморфозы вторичных минералов. Плеохроизм по Ng зеленовато-коричневый, по Np — светло-желтый, ng — 1,650—1,653, np — 1,545—1,590. В биотитах концентрируются рудные минералы, сфен (в виде хорошо ограненных кристаллов), апатит, эпидот и др.

Роговая обманка (до 5—6) относится к моноклинной разновидности, зеленая. Образует длинные тонкие призмы с неровными ограниче-

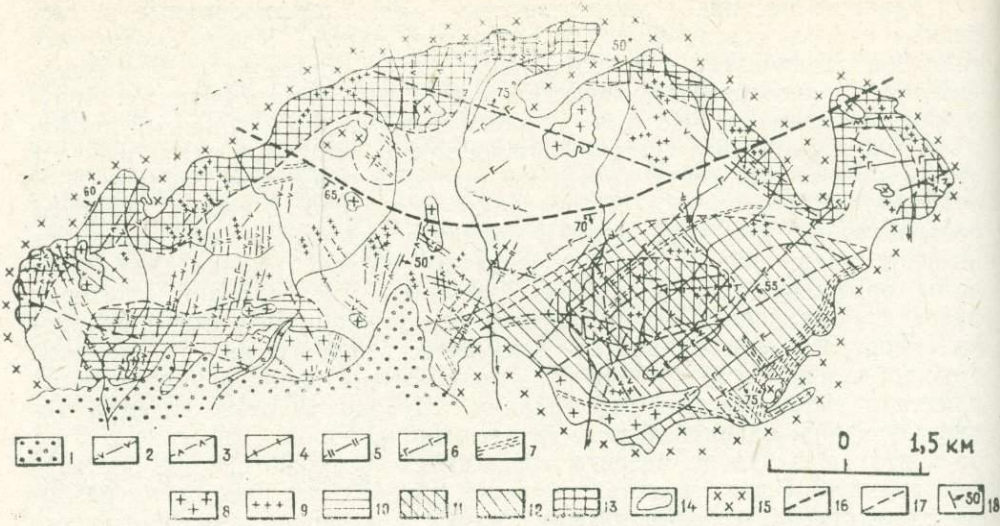


Рис. 21. Схематизированная геолого-петрографическая карта Гудасского массива порфировидных биотитовых гранитов C_2 комплекса (3 фаза) (по С. М. Бабаходжаеву):

1 — четвертичные отложения, *2* — дайки диабазовых порфиритов (ранние), *3* — дайки диабазовых порфиритов (поздние), *4* — дайки кварцевых порфиров, *5* — дайки гранит-порфиров, *6* — дайки гранодиорит-порфиров, *7* — участки метасоматически измененных пород, *8* — аплитовидные граниты, *9* — дайки аплитов и пегматитов, *10* — окварцованные биотитовые граниты, *11* — метасоматические биотитовые граниты, *12* — мелкозернистые граниты, *13* — мелко- и среднезернистые граниты, *14* — крупнозернистые биотитовые граниты, *15* — гранодиориты, *16* — Гудасский разлом, заполненный кварцевыми жилами, *17* — зоны дробления и относительно мелкие разломы, *18* — элементы залегания

ниями, размеры до 1,2—2 *мм*. Плеохроизм по Ng зеленый, по Np — светло-желтый, с: Ng — 25°, редко образует сростки с биотитом.

Акцессорные (в шлифах) — сфен, циркон, апатит, ортит. Преобладает сфен размером до 0,5—1 *мм*. ng — 1,991, np — 1,887.

Структура пород гранитная, монцонитовая, гранобластовая. Текстура массивная, иногда микропятнистая. Химический состав гранитоидов массива характеризуется 20 анализами (табл. 50). Элементы-примеси в породах (*г/т*): Rb — 109(9), Li — 24(9), Cs — 3,1(9), Pb — 41 (14), Zn — 63(9), Cu — 20(9), Bi — 1,0(9), Sn — не опред., Mo — 0,25 (8), W — 5,8(9), Be — 5,1(25), F — 493(15), Au — $5{,}3 \cdot 10^{-7}$(9), Cr — 15 (2), V — 85 (2), Ni — 110 (2), CO — 10 (2), B — 5,5 (9), U — 3,4 (6), Th — 9(5). В минералах (*г/т*): биотит — F — 5500(2), калишпат — Pb — 83(6), Cu — 25(6), Be — 4,5(6), плагиоклаз — Pb — 66(4), Zn — 150(4), Cu — 15(4), Be — 7(6), Mo — 1,2(4), сфен — Pb — 200(2), Cu — 1(1), Be — 3(2), Sn — 101(4).

Джетымчекинский массив богат дайками аплитов и пегматитов, почти лишен даек II и III групп. Встречены лишь единичные дайки гранит-порфиров и диоритовых порфиритов. Мощность аплитов и пегматитов достигает 0,5 *м*. Иногда аплиты образуют штоки (до 100—200 $м^2$) и мощные дайки (до 2—3 *м*). В восточной части массива преобладают пегматиты, в западной — аплиты. Пегматиты простые, состоят из калишпата, кварца, изредка биотита и плагиоклаза. Подвержены грейзенизации, содержат пластинки мусковита. Отчетливо проявляются эндо- и экзоконтактовые изменения — мигматиты, альбитизация, микроклинизация и другие метасоматические образования. Перспективы послемагматической минерализации на площади массива ограничены. Встречаются многочисленные зоны окварцевания и грейзенизации. Интрузив относится к мезоабиссальной фации с глубиной формирования около 3—3,5 *км*.

26. **Аштский массив** порфировидных биотитовых гранитов находится на площади Восточного Карамазара, в восточном обрамлении Акташского интрузива. Имеет вытянутую в субмеридиональном направлении форму в плане и занимает среднее течение рек Гудас, Ашт и Сарипуль (рис. 21). Длина около 20 *км*, ширина от 1 до 8—10 *км* в центральной части (р. Ашт и сай Курук). Общая площадь выхода 70 *км*^{2}. Истинные размеры его, возможно, больше. Южная часть интрузива закрыта четвертичными отложениями, и на западе его сателлиты отмечаются в бассейне рек Новалик и Наркурган. Данные по интрузиву приводятся в работах С. Ф. Машковцева, А. С. Аделунга, А. П. Недзвецкого, Н. П. Васильковского и др. Специально массив изучали С. М. Бабаходжаев, В. И. Сушков, В. К. Колесниченко (1968, 1975).

Интрузив отчетливо сечет гранодиориты C_2: отмечаются апофизы гранита в гранодиоритах или ксенолиты последнего в гранитах. В зоне контакта развиты многочисленные жилы аплита и шлировые пегматиты, связанные с гранитами. Углы падения плоскости контакта неодинаковы в различных частях массива. В ЮЗ и СЗ частях падение контакта под гранодиориты сравнительно пологое (40—55°), а в СВ— более крутое (60—70°).

Верхняя возрастная граница биотитовых гранитов определяется прорыванием аплитовидных гранитов четвертой фазы C_2 дайками и телами аплитов, пегматитов, гранодиорит- и гранит-порфиров, имеющих возраст C_3 или P—T. Среднекарбоновый возраст биотитовых гранитов подтверждается также радиологическими данными (289—329 млн. лет, средний — 306 млн. лет по 5 определениям (Бабаходжаев, 1975). Глубина вертикального вреза Аштского массива около 1 *км* (900—1800 *м*). По данным 600 замеров, в гранитах выделяется семь систем трещин. С СВ на ЮЗ происходит повышение степени кремнекислотности гранитов, уменьшается количество ксенолитов. На геолого-петрографической карте намечаются элементы зонального расположения разновидностей гранитов. От периферии массива к центру мелкозернистые граниты сменяются порфировидными крупнозернистыми разностями. В целом в строении массива принимают участие: I — граниты, подвергшиеся окварцеванию, II — метасоматические биотитовые граниты, III — мелкозернистые порфировидные биотитовые граниты, IV — мелко- и среднезернистые биотитовые граниты, V — крупнозернистые биотитовые граниты, альбитизированные. По составу преобладают нормальные граниты с некоторым отклонением в сторону гранодиоритов и лейкократовых мелкозернистых гранитов (аляскитов).

Для гранитов характерно неравномерное площадное проявление автометасоматических процессов (микроклинизация, альбитизация и грейзенизация). Окраска их меняется от красной, через розовую, до серой. Они богаты ксенолитами древних вмещающих пород, подвержены магматической переработке и часто грейзенизированы.

По данным подсчетов, в 16 шлифах содержания главнейших минералов гранитов Аштского массива колеблются в следующих интервалах (в объемн. %): кварц — 22,54—39,33, плагиоклаз — 19,00—53,80, калишпат — 10,04—45,25, биотит — 0,94—9,70, роговая обманка — 0,00—9,40, акцессорные и рудные — 0,14—0,90 (Бабаходжаев, 1975).

Плагиоклаз образует разнообразной формы зерна размером 0,5—2 *мм*, имеет полисинтетические двойники, зонален, количество зон доходит до 10, состав колеблется от № 10 до 22, центр — олигоклаз, периферия — до альбита, $ng - np = 0{,}007—0{,}010$, $\Delta p - 0{,}88$, законы двойникования — альбитовый, альбит-карлсбадский, альбит-эстерельский. Замещается калишпатом, серицитом и пелитовым веществом.

Калишпат ксеноморфен, размеры зерен 0,1—5 *мм*. Широко развиты микропертитовые прорастания калишпата с несдвойникованным альбитом. Он содержит пойкилитовые включения кварца, биотита, иногда мусковита, $ng - np - 0{,}005—0{,}010$, изредка 0,007, $2V = -63—$

86°, Δp — 0,40—0,70, по оптическим данным калишпаты относятся к низкому, триклинному ортоклазу, крипторешетчатому микроклину, максимальному микроклину.

Кварц ксеноморфен, его зерна имеют округлые и изометричные формы. Обладает облачным угасанием, корродирует плагиоклаз, калишпат, создавая микропегматитовые структуры.

Биотит встречается в виде пластинок, листочков и чешуек. Некоторые зерна деформированы, местами с нарушением сплошности. Плеохроизм по Ng буровато-коричневый, по Nm—бледно-зеленый, по Np—бледно-желтый, ng — 1,658—1,671, np — 1,593—1,604, ng — np—0,065—0,074, 2 V = 3—6°, $f^1_{опт.}$ — 71%. Замещается мусковитом, хлоритом и эпидотом. Состав биотитов характеризован шестью химическими анализами (табл. 51). По оптическим и химическим параметрам биотиты соответствуют лепидомелану с отклонением в сторону аннита (Трегер, 1958).

Роговая обманка образует таблитчатой формы зерна, размеры 0,1—0,5 *мм*. Плеохроизм по Ng густо-зеленый, по Nm — светло-зеленый, по Np — бледно-желтый, ng — 1,672—1,682, np — 1,657—1,659, ng — np — 0,022 — 0,023, c : Ng — 18°, 2 V = — 74°, $f^1_{опт.}$ — 60%. Замещается эпидотом, биотитом и хлоритом.

Акцессорные минералы (*г/т*): анатаз — ед. зн., апатит — 210, галенит — ед. зн., гематит — 0,5, гранат — 0,14, ильменит — 0,9, корунд — ед. зн., кианит — ед. зн., киноварь ед. зн., лейкоксен — 1, магнетит — 280, молибденит — ед. зн., оранжит — ед. зн., ортит — 1,5, пирит — 0,5, рутил — ед. зн., сфалерит — ед. зн., сфен — 100, турмалин — 0,5, ураноторит — 0,4, флюорит — 10, циркон — 11,2. Структура гранитов порфировидная, гипидиоморфно-зернистая, гранитовая, микрографическая.

Состав гранитов характеризуется 8 анализами, согласно которым содержание породообразующих окислов колеблется в следующих интервалах (в вес. %): SiO_2—69,52—71,79, TiO_2 — 0,13—0,25, Al_2O_3 — 13,85—15,89. Fe_2O_3 — 0,92—2,33, FeO — 0,86—1,82, MnO — 0,09—0,11, MgO — 0,60—1,92, CaO — 0,69—3,00, Na_2O — 3,11—4,38, K_2O — 3,63—4,52, P_2O_5 — 0,03—0,14, п. п. п.— 0,43—1,26, H_2O — 0,00—0,30, CO_2 — 0,00—0,42 (Бабаходжаев, 1975). Элементы-примеси в **гранитах** (*г/т*): Rb — 140(5), Li — 15(5), Cs — 3(14), Pb — 42(178), Zn—55(178), Cu—20(220), Ag — 0,2(12), Au — $3{,}26 \cdot 10^{-7}$(21), Sn — 8(31), Mo — 10(20), W — 3,5(10), Bi — 0,6(26), Be — 5,5(200), U — 7,6(6), Th — 27(10), B — 5,7(9), F — 1900(20), нейтронно-активационным (11 проб) (в %): La — $7{,}6 \cdot 10^{-3}$, Ce — $3{,}0 \cdot 10^{-2}$, Nd — $0{,}8 \cdot 10^{-2}$, Sm — $9{,}6 \cdot 10^{-4}$, Sc — $8{,}4 \cdot 10^{-3}$; (в %): Cr — 0,007(1), Ni — 0,015(3), V — 0,008(1). Элементы-примеси в дайковых породах (г/т): **гранит-порфир** — F — 1800(2), **кварцевый порфир** — B — 17,4(4), **диоритовый порфирит** — Au — $13{,}4 \cdot 10^{-7}$(2), **аплиты** — B — 4,4(2), Pb — 180(3), Zn — 100(2), Li — 70(3), Cs — 3(2), **пегматиты** — B — 5,4(1), W — 30(2), Sn — 2(3). Элементы — примеси в минералах (*г/т*): **биотит** — Pb — 20(22), Zn — 200(3), Cu — 4(6), Sn — 24(42), Be — 2(6), F — 6520(10), Rb — 878(2), Li — 345(3), Cr — 43(3), **калишпат** — Pb — 30(12), Cu — 4(6), Rb — 200(3), Li — 15(3), Cs — 4(3), **амфибол** — F — 3200, **кварц** — Pb — 10(2), Cu—2,5(5), Bi — 3(3), **магнетит** (спектральные анализы, в %): Ti — 0,01, Mn — 0,08, Ni — 0,001, Cu — 0,001, Pb — 0,03, Zn — 0,3, Sn — 0,008, **магнетит** (химические анализы, в %): Ti — 0,48(2), V — 0,08(2), Ni — 0,09(2), Cr — 0,021(2), Mn — 0,30(2), **магнетит** (дайка аплита): Ti — 0,82, V — 0,010, Ni — 0,005, Mn — 0,5.

Среди гранитов встречаются разнообразные по возрасту и составу дайки и жилы. Преобладают аплиты и пегматиты, диабазовые порфириты, гранодиорит и гранит-порфиры. Они выдержаны по простиранию (0,2—2 *км*) и мощности (0,1—5 *м*), образуя Гудасский дайковый пояс.

Граниты сильно подроблены. Через массив проходит Гудасский

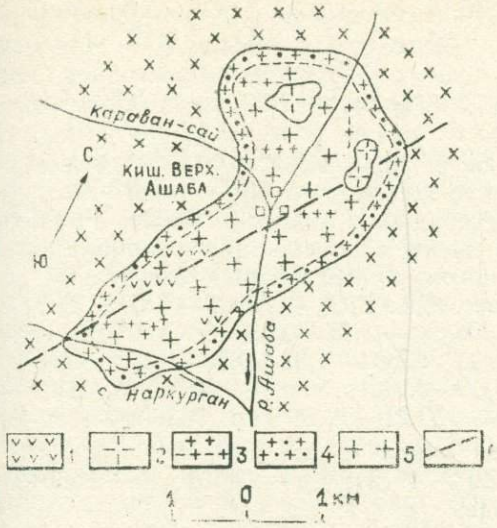


Рис. 22. Схема размещения Наркурганского выхода порфировидных биотитовых гранитов C_2 комплекса (3 фаза) (составил С. М. Бабаходжаев):

1 — дайка диабазовых порфиритов, *2* — аплитовидные граниты четвертой фазы C_2 комплекса, *3* — дайки аплитов и пегматитов, *4* — мелкозернистые граниты, краевая зона, *5* — крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты, *6* — разлом

разлом, к оперяющим зонам которого приурочены полиметаллическое месторождение Гудас, рудопроявление Захана и др. Для этих гранитов характерно проявление автометасоматических изменений (альбитизация, калишпатизация) и более позднего окварцевания. Калишпатизированные и альбитизированные породы занимают значительные площади массива. Отчетливо выражены признаки редкометалльной геохимической специализации Аштского массива. Последний относится к мезоабиссальной фации с глубиной становления около 3—3,5 *км*.

27. **Наркурганский выход** находится в среднем течении р. Ашаба и имеет субширотное простирание. Выход гранитов протягивается от среднего течения сая Наркурган до водораздельной части левого склона среднего течения р. Ашаба. Длина интрузива около 5 *км*, ширина от 0,5 до 2 *км* (рис. 22). Интрузив сформировался в две фазы — биотитовых гранитов III и аплитовидных гранитов IV фазы. Последние образуют дайки и штоки. Биотитовые граниты секут гранодиориты C_2. Контакты местами тектонические, нечеткие, извилистые и осложнены гипабиссальными интрузивами и дайковыми образованиями более поздних возрастов. Падения контактов крутые ($\angle$ 60—80°). В эндоконтактовых зонах отмечается полоса мелкозернистых гранитов со значительным содержанием биотита, иногда роговой обманки. Калий-аргоновое определение возраста данного интрузива по породе 303 ± 9 млн. лет.

В силу интенсивного проявления автометасоматоза (альбитизация, микроклинизация и др.) послемагматических процессов, дайковых образований, ксенолитов гранодиоритов и порфиритов на площади интрузива трудно найти неизмененные разновидности гранитов. Отмеченные изменения местами чередуются в виде полосок мощностью до 0,5—2 *м*. Нормальные биотитовые граниты — это серые, иногда темно-серые, розоватые породы равномерно-зернистого и часто порфировидного облика. Структура гранитовая и гипидиоморфно-зернистая.

Наркурганский выход характеризуется большим количеством генетически связанных с гранитами жил аплитов, пегматитов и их сочетаний. Встречаются также дайки гранодиорит-гранит-порфиров, кварцевых порфиров, микродиоритов, сиенитовых порфиров, диабазовых и плагиоклазовых порфиритов и др. Эти дайки составляют часть Карвансайского дайкового пояса. Минеральный состав гранитов следующий (в объемн. %): **калишпат** (13) относится к промежуточному микроклину и ортоклазу, встречается также низкий триклинный ортоклаз, $2V$ — 64—86°, $\triangle o$ — 0,4—0,6, $ng - np$ — 0,005—0,007. Законы

двойникования (001), (010), (1502). Химический состав калишпата (в вес. %): SiO_2 — 64,38, Al_2O_3 — 19,45, Fe_2O_3 — 0,35, FeO — 0,00, MnO — 0,00, MgO — 1; 91, CaO — 0,81, Na_2O — 3,37, K_2O — 10,12, H_2O^- — 0,40, п. п. п.— 0,40 (пр. 5398).

Плагиоклаз (42) представлен олигоклазом (N pi — 17—20), ng — np — 0,008, 2 V = +83°.

Роговая обманка (3,6) зеленая, с: Ng = 18°, 2 V = —74°, плеохроизм по Ng зеленый, по Nm — светло-зеленый, по Np — светло-желтый. Встречаются *биотит* (4,75), *акцессорные и рудные* (0,60). Граниты подвержены окварцеванию с повышением содержания **кварца** иногда до 40%. Выделяется первичный и вторичный кварц. Химический состав наркурганских гранитов (в вес. %): SiO_2 — 73,44 — 76,02, TiO_2 — 0,00—0,07, Al_2O_3 — 14,07—12,51, Fe_2O_3 — 1,12—0,83, FeO — 0,90—0,89, MnO — 0,07—0,05, MgO — 0,79—0,41, CaO — 1,39—0,73, Na_2O — 3,50—3,54, K_2O — 4,28 — 4,28, P_2O_5 — 0,06—0,04, п. п. п.— 0,52—0,40, H_2O^{10}— 0,10—0,10, F — 0,03—0,01, сумма — 100,21—99,71 (пр. 1326-*м*—1327-*м*).

Элементы-примеси в гранитах **пород** (*г/т*): Au — $3{,}1^{10-7}$(2), U — 10,0(1), B — 5(3), Pb — 20(10), Zn — 47(5), Be — 6(10), F — 1500(2); **активационным** анализом в породах (в %): La — 45^{10-3}, Ce — $1{,}0^{10-2}$, Nd — $1{,}5^{10-3}$, Sm — 5^{10-4}, Sc — $6{,}2^{10-3}$ (4 анал.); Cr — 0,035(2), Ni — 0,007(3). В минералах (*г/т*): **биотит** — Pb — 20(2), Zn — 130(3), Cu — 33(3), Sn — 5(3), Be — 2(3), **калишпат** — Pb — 45(2), Zn—300(1), Cu—52(2), Sn — 10(1), Be — 3(1), F — 500(1), **кварц** — Pb — 10(3), Be — 4(2), **сфен**, %: La — 600(1), Ce — 2000(2), Y — 1000(1), Yb — 300(3), *циркон*, %: La — 0,006, Y — 0,04, Yb — 0,04, *эпидот* (в %): La — 0,01, Y — 0,008, Yb — 0,008.

Наркурганский шток обычно рассматривается как сателлит Аштского массива биотитовых гранитов и относится к мезоабиссальной фации глубинности (Бабаходжаев, 1975).

28. **Новаликский выход** считается западным продолжением Наркурганского интрузива биотитовых гранитов. Новаликский интрузив имеет форму штока площадью выхода около 2 *км*^{2}. Находится в верховьях одноименного сая. Интрудирует гранодиориты среднего карбона и содержит их ксенолиты. Последние интенсивно ассимилированы, имеют различную конфигурацию и местами превращены в шлиры. Граниты серые, розовые, крупнозернистые и порфировидные. Содержат порфиробласты калишпата, свежего биотита, изредка присутствует амфибол. Характерна высокая трещиноватость и сильная выветрелость гранитов. Количественно-минеральный состав гранитов следующий (в объемн. %): **калишпат** — 45, **плагиоклаз** — 18,5 **кварц** — 34, **биотит** — 1,5, **акцессорные** — 1,5, *апатит, сфен, циркон, ортит, рутил, магнетит*, пирит, галенит, халькопирит, флюорит, касситерит, молибденит, турмалин. Структура пород — гранитовая, гипидиоморфно-зернистая, реже такситовая. Отчетливо выражено проявление процессов ассимиляции и гибридизма при формировании массива. Средний химический состав по трем анализам соответствует составу нормальных гранитов (в вес. %): SiO_2 — 71,94—73,10—73,21, TiO_2 — 0,25—0,18—0,23, Al_2O_3—14,55—14,55—14,16, Fe_2O_3 — 0,80—0,95—0,93, FeO — 1,29—1,01—1,08, MnO — 0,06—0,06—0,07, MgO—1,09—0,59—0,41, CaO—2,37—1,95—1,90, Na_2O—3,44—3,44—3,55, K_2O — 4,22—4,28—4,22, п. п. п.— 0,46—0,54—0,46, $H_2O^{105°}$—0,10—0,14—0,18, P_2O_5—0,05—0,04—0,07, F — 0,04—0,03—0,02, Σ — 100,52—100,62—100,29 (пр. 1328-м, 1336, 1338-м). Элементы — примеси в **породах** (*г/т*): Au — $3{,}5^{10-7}$(2), B — 6(1), F — 1400(1); **нейтронно-активационный** (в %): La — 58^{10-3} Ce — $1{,}0^{10-2}$, Sm — 9^{10-4}, Sc — $6{,}5^{10-3}$, Nd— $1{,}7^{10-3}$ (2 анал.).

Биотитовые граниты пересечены дайками аплитовидных гранитов, *аплитов, пегматитов, микродиоритов, диабазовых и плагиоклазовых* порфиритов и др. Они имеют разную мощность и протяженность. Отмечаются двухкратно внедренные сложные дайки. В северной части

этот шток сечется также субвулканическими телами эффузивов оясайской свиты. Эндо- и экзоконтактовые изменения выражаются в образовании мелкозернистых разностей, а также альбитизации, хлоритизации, эпидотизации породообразующих минералов и др. Широко развито окварцевание и катаклаз в зонах трещиноватости и разломов. Геохимически специализированы на золото и на некоторые редкие элементы. Встречаются пегматиты простого состава. Вторичные сульфиды меди и полиметаллов проявляются в зонах окварцевания и гидротермально-измененных пород. Относится к мезоабиссальной фации с глубиной формирования около 3—3,5 *км*.

29. **Джеркамарский выход** локализован в нижнем течении Чормазаксая, на крайней ЮВ части Джеркамарского гранодиоритового массива, где обнажаются штокообразные тела гранитов площадью около 2,5 *км*^{2}. Этот шток в значительной степени эродирован и сложен массивными свежими разностями гранитов. Часть штока закрыта наносами. Гранитоиды штока интрудируют биотит-роговообманковые гранодиориты. Местами к контактам приурочены жилы аплитов и пегматитов. По характеру цветных минералов среди гранитов различаются биотит-роговообманковые и биотитовые разности, реже аляскиты. Минералы имеют следующие особенности. **Плагиоклаз** относится к альбит-олигоклазу и андезину, $2V = -78 \pm 85$. **Калишпат** вместе с кварцем образует микропегматитовые сростки, $2V = -65^0$ (промежуточный микроклин). Размеры до 4—6 *км*. Местами замещается альбитом. **Кварц** представлен ксеноморфными зернами (размер 0,1—0,3 мм). **Биотита и амфибола** в гранитах около 4—6%. Плеохроизм биотита по Ng темно-коричневый, по Nm — коричневый, по Np — желтоватый, ng—np—0,044. Роговая обманка относится к обыкновенной разности, угол оптических осей 63—64°, ng — 1,679—1,682, np — 1,657—1,659, ng — np — 0,022—0,023, плеохроизм по Ng зеленый, по Nm — светло-зеленый, по Np — светло-желтый. Акцессорные минералы: сфен, циркон, апатит, ортит, магнетит, гематит, лейкоксен. Структура гранитовая, аплитовая, гипидиоморфно-зернистая, микропегматитовая. Химический состав (в вес. %): SiO_2—75,45, TiO_2—сл., Al_2O_3—13,27, Fe_2O—0,57, FeO—0 67, MnO — сл., MgO — 0,06, CaO — 1,33, Na_2O — 3,56, K_2O — 5,40, P_2O_5 — сл., п. п. п.— 0,45, H_2O — 0,01, Σ — 100,72 (пр. 1052д). Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Au — $3{,}73^{10-7}$(2), Pb — 30, Be — 4, Cu — 10(3), B — 5,4(1), F — 2100(2): **в биотитах:** Pb — 30, Zn — 200, Sn — 20, Be — 1, Cu — 30.

В границах Джеркамарского штока процессы мегасоматоза проявились сравнительно слабее. Относится к мезоабиссальной фации с глубиной формирования 3—3,5 *км*.

Четвертая интрузивная фаза — аплитовидные граниты

30. **Моголтауские выходы** аплитовидных гранитов объединяют многочисленные дайки и штоки, залегающие среди магматических пород доверхнекарбонового возраста. Значительное количество выходов дайкообразных тел гранитов отмечается среди интрузивов Музбекского и Музбулакского массивов. Мощность колеблется от 0,5 до 100 *м*, протяженность около 0,5—1 *км*. Размеры штоков в плане достигают 0,5—4 *км*^{2} (Томчинский выход и др.). Морфология тела гранитов определяется зонами разломов. Имеется два определения абсолютного возраста гранитов по биотиту — 295 ± 12 и 275 ± 11 млн. лет. Контакты секущие, с апофизами в породах раннего возраста. Для этих гранитов характерны отчетливая трещиноватость, среднезернистые, мелко- и скрытокристаллические текстуры, часто с порфировыми выделениями K — Na полевых шпатов. На минеральный состав их некоторое влияние оказывают породы, среди которых они находятся. В гранитах, прорывающих сланцы, диориты и гранодиориты, содержится до 2% роговой обманки, а среди гранитов Музбулакского массива количество биотита достигает 5—6%. На них наложены процессы полевошпатового

метасоматоза и грейзенизации. Минеральный состав гранитов (в объемн. % по 20 подсчетам): калишпат (ортоклаз и микроклин) —25—30, плагиоклаз (альбит, олигоклаз) — 35—40, кварц — 20—30, биотит — 0,5—3, (ng — np — 0,054, 2 V = 72°); акцессорные — апатит, сфен, циркон, ортит, монацит, рутил, гранат. Структура гранитовая, гранофировая, мирмекитовая и пегматитовая. Текстура массивная, иногда гнейсовидная. Данные химических анализов подтверждают лейкократовый состав аплитовидных гранитов.

Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Rb — 176(6), Li — 31(6), Cs — 4,5(6), Pb — 34(14), Zn — 27(11), Cu—26(5), Au — 0,3 · 10^{-7}(14), Ag— 0,3(2), Bi — 0,45(11), Sn — 3,6(11), Mo — 0,3(9), W — 7,7(11), Be — 5,6 (33), U — 4,6(20), Th — 19,6(14), F — 246(13), B — 4,5(11), (в %, среднее 2 проб): Cr — 0,00055, V — 0,008, Ni — 0,0065, Co — 0,0005.

С аплитовидными гранитами генетически связаны жилы аплита, аплит-пегматита, изредка пегматита (мощность 2—10 *см*, протяженность до 5—10 *м*). Пегматиты подвержены грейзенизации, встречается мусковит, связанный с формированием гранитов, эндо- и экзоконтактовые изменения проявлены слабо. Металлогения аплитовидных гранитов не изучена. Относятся к мезоабиссальной фации глубинности.

31. **Аузикентский выход** находится в средней части сая Ауезикент, примерно в 8 *км* к востоку от одноименного кишлака. Интрузив имеет удлиненную в широтном направлении форму штока, в северной части срезанного разломом. Общая площадь интрузива около 2 *км*^{2}. Гранит мелкозернистый, светло-серый, слабо гибридизированный и содержит ксенолиты гранодиоритов. Петрография данного штока не изучена.

32. **Нижнегудасские выходы** аплитовидных гранитов (около 15 *км*^{2}) находятся ниже кишлака Гудас. Граниты подвержены интенсивной альбитизации, микроклинизации и окварцеванию, раздроблены и пересечены зонами трещиноватости и разломов. Выделяется до шести систем крутопадающих до вертикальных трещин. Контакты падают в сторону вмещающих пород под углом 60—70°. В зоне контакта образуются жилы аплита и пегматита, генетически связанные с аплитовидными гранитами. В гранитах, секущих гранодиориты, присутствует амфибол (до 2—10%) и значительно возрастает содержание биотита (до 10—15%). В штоках, иногда в дайках, плотные граниты от периферии к центру постепенно сменяются мелкозернистыми, затем среднезернистыми разностями. Многочисленные штоки и дайки аплитовидных гранитов встречаются также по саю Захана, верховьях рек Ашаба, Гудас и др. Радиологический возраст гранита в одном из отмеченных штоков (калий-аргоновый метод по биотиту) около 291± млн. лет.

В минеральном составе аплитовидных гранитов (в объемн. %) ведущее место занимают кварц, плагиоклаз, калишпат, реже биотит.

Калишпат — 38 (30—49), ng — 1,524—1,526, np — 1,524, np—1,518—1,520, ng — np — 0,006—0,008, законы (001), (100), (110), 2 V = —76—84°. Калишпаты относятся к следующим структурно-оптическим типам: к низкому триклинному ортоклазу, крипторешетчатому микроклину, промежуточному микроклин-ортоклазу и собственно микроклину. С кварцем образует микрокриптопертитовые и мирмекитовые структуры. **Кварц** по отношению к калишпату ксеноморфен и имеет овальную и неправильную форму зерен.

Плагиоклаз — 23 (15—35), по составу колеблется от альбита до олигоклаза, ng — 1,538—1,545, nm — 1,531—1,541, np — 1,528—1,537, ng —n p — 0,008—0,010, △o — 1,0.

Биотит образует пластинки, листочки, обычно резорбирован, ng — 1,651—1,660, np — 1,600—1,609, ng — np — 0,049—0,060, 2 V — 6—10°, плеохроизм по Ng темно-коричневый, по Nm—бледно-зеленый, по Np—бледно-желтоватый, железистость 83%, окисленность 8%. Характерна интенсивная хлоритизация биотита. Химический состав аплитовидных гранитов с различных выходов площади Восточного Карамазара по 21 анализу следующий (в вес. %): SiO_2 — 69,21—76,30, TiO_2 — 0,05—0,35,

Al_2O_3 — 11,58—14,59, Fe_2O_3—0,10—1,54, FeO — 0,29—2,15, MnO—0,00—0,09, MgO — 0,03—1,55, CaO — 0,30—3,78, Na_2O — 2,60—5,74, K_2O — 0,22—5,48, P_2O_5 — 0,00—0,13, H_2O—0,00—0,16, CO_2—0,00—2,83, SO_3—0,00—2,26 (Бабаходжаев, 1975). Структура гранитов гранитовая, гранофировая и слабо порфировидная.

Акцессорные минералы (*г/т*): анатаз — 1, апатит — 6, барит — зн., галенит — 1, гематит — зн., гранат — 0,07, ильменит — зн., магнетит — зн., ортит — 1,12, пирит — 1, сфен — зн., ураноторит — 1,45, урановая слюдка — 1,9, флюорит — 15, шеелит — 1,2, циркон — 64.

Содержание элементов-примесей (*г/т*): Rb — 160(4), Li — 46(4), Cs — 9(4), Pb — 44(66), Zn — 43(56), Cu — 17(14), Bi — 0,8(26), Ag — 0,2(7), Au — $2{,}5 \cdot 10^{-7}$(4), Sn — 5,1(26), Mo — 1,5(7), W — 4(7), Be — 7(7), U — 7,6(21), Th — 31(10), B — 5(19), F — 1700(4), (в %): Cr — 0,024(2), Ni — 0,001(2); в минералах: **биотит** — F — 7000(4), **магнетит** — Pb — 600, Zn — 1000, Cu — 8; **легкая фракция**—Pb—50(3), Zn—60(2), Cu — 20(2), Sn — 12(7), W — 10(3), Bi — 1,0(8), Mo — 2(10), Ag — 0,12(5).

Нижнегудасский массив аплитовидных гранитов пересечен Гудасским дайковым поясом. Аплиты и пегматиты образуют жилы мощностью до 10—15 *см*. Широко развиты дайки — гранодиорит и гранит-порфиры, кварцевые и фельзитовые порфиры, диабазовые порфириты и др. Мощность от 1 до 10—15 *м*, протяженность до 2—5 км. Преобладающее простирание СВ, ∠ 50—80° ЮВ — СЗ. В связи с трещинным характером внедрения гранитов экзо- и эндоконтактовые изменения проявились очень слабо. Аплитовидные граниты несут черты геохимической специализации на редкие элементы. Южнее кишлака Гудас среди окварцованных гранитов находятся рудопроявления вульфенита с небольшим количеством галенита, сфалерита и халькопирита.

Кроме описанного интрузива на площади Акташского и Аштского массивов гранитоидов встречено более 200 выходов аплитовидных гранитов с общей площадью около 30 *км*^{2}. Они образуют дайки и штоки. Мощность даек колеблется от 0,2 до 20—30 *м*, а размеры штоков 2—5 *км*^{2} в плане. Контакты отмеченных гранитов с главными интрузивами секущие, местами образуют апофизы. Аплитовидные граниты генетически связаны с гранитоидами третьей фазы и формировались в условиях мезоабиссальной фации (3—3,5 *км*).

Г. Верхнекарбоновый интрузивный комплекс

33. **Карамазарский выход.** В водораздельной части Кураминского хребта (верховье сая Карамазар) среди гранитоидов C_2 отмечается несколько выходов порфировидных гранодиоритов, три из которых отмечены на рис. 1. Общая площадь всех выходов составляет около 25 *км*^{2}. Интрузивы имеют форму штоков и даек, размещение которых контролируется разломами. Один из выходов данного интрузива, на левом борту верховья сая Карамазар, впервые выделил А. П. Недзвецкий, определив слагающие его породы как «гранит-порфиры верхнекарбонового возраста». Этот интрузив имеет удлиненную на северо-восток форму и находится в зоне глубинного разлома. Гранит-порфиры, переходящие участками в порфировидные гранодиориты, прорывают C_2 гранодиориты и верхнекарбоновые эффузивы. Два выхода порфировидных гранодиоритов общей площадью около 10 *км*^{2}, находятся в центральной части Карамазарского массива. Абсолютный возраст по валу равен (K — Ar метод по породе) 282± млн. лет (пр. 1552).

Гранодиориты карамазарских выходов характеризуются порфировым строением (30% вкрапленники, 70% основная масса). В порфировых выделениях участвуют калинатровые полевые шпаты, иногда роговая обманка. В породах присутствуют также отчетливо сдвойникованные зерна **плагиоклаза** (альбит, андезин). Для альбита ng—1,538, np—1,528, андезина ng—1,556, np—1,549. **Кварц** (до 15—20%)—округлые и

удлиненные зерна с неправильными очертаниями, размер до 2 *мм*. **Биотит** (до 5—6%) образует таблички и пластинки. По биотиту отмечаются полные псевдоморфозы вторичных минералов. Плеохроизм по Ng коричневато-зеленый, по Np—зеленовато-желтый. **Роговая обманка** (3—5%) обыкновенная, с: Ng—17—21°, 2V=—79—82°, ng—1,681, np—1,659. **Калиевые полевые шпаты** относятся к промежуточному триклинному микроклин-ортоклазу, 2V = —60—75°, Δp —0,68°, ng — 1,524, np — 1,518. Среди **акцессориев** наиболее широко развиты апатит, сфен, циркон, ортит, монацит, магнетит, пирит и флюорит. Структура гранитовая, порфировидная и гипидиоморфно-зернистая.

Химические анализы показывают на различный петрографический состав гранитоидов Карамазарского выхода (табл. 52). Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Rb — 130(2), Li — 22(2), Pb — 26(4), Zn — 40 (3), Cu — 18(3), Ag — 0,15(3), Au — $2{,}3 \cdot 10^{-7}$(6), Sn — 4,5(3), Mo — 1,3(3), W — 3(3), Be — 7(3), U — 10(5), Th — 25(5), B — 7,5(5).

Порфировидные гранодиориты Карамазарских выходов подвержены автометасоматическому изменению, в связи с чем образуется значительное количество порфиробластов калинатровых полевых шпатов. Заметно повышается сумма щелочей ($Na_2O + K_2O$ = до 8%). Среди этих гранитоидов встречаются ксенолиты сланцев, микродиоритов, гранито-гнейсов и гранодиоритов. Отмечаются единичные жилы аплитов и аплит-пегматитов. Порфировидные гранодиориты C_3 формировались в мезоабиссальных глубинах.

34. **Мулламирский массив** занимает бассейн р. Карахана от кишлака Кулиходжа до верховьев сая Надак. Он имеет удлиненную в меридиональном направлении форму. Длина массива около 20 *км*, ширина от 2 до 5—6 *км*. Этот массив посещали и изучали многие исследователи. А. П. Недзвецкий в его составе выделил две фазы: серые гранодиориты и граниты. С. М. Бабаходжаев считает массив однофазовым с тремя субфазами, близкими по времени формирования: гранодиориты роговообманково-биотитовые, порфировидные гранодиориты и гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры («невадитовые» и «гигантопорфировые», по Л. Н. Лисогору). По данным В. Н. Байкова, В. В. Михайлова и В. А. Московцева, гранитоиды массива относятся к надакскому комплексу с четырьмя фазами: кварцсодержащие диорит-порфиры, биотит-роговообманковые гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-сиенитовые порфиры, меланократовые диорит-сиенитовые порфиры. Выделенные интрузивные фазы не всегда обосновываются фактами. В частности, 1, 3 и 4 фазы, по В. Н. Байкову и др., по всей вероятности, являются фациальными петрографическими разновидностями пород главной интрузивной фазы или ее дайковыми отщеплениями. Поэтому, в Мулламирском массиве можно считать достаточно обоснованными выделения двух субфаз: роговообманково-биотитовые порфировидные гранодиориты, порфировидные гранодиориты и гранит-порфиры.

Возраст гранитоидов массива определяется как верхнекарбоновый. Интрузив прорывает осадочно-вулканогенные образования акчинской свиты C_2 и нижние горизонты надакской свиты C_3 (Бабаходжаев, 1975; Байков и др., 1972). На размытую поверхность гранитоидов ложатся осадочные вулканогенные образования оясайской свиты. Гранитоиды массива прорваны дайками гранодиорит- и гранит-порфиров, кварцевых порфиров, аплитов и пегматитов. Эти дайки генетически связаны с верхнекарбоновыми гранитоидами. Последние также секут субвулканические образования оясайской свиты, гипабиссальные интрузивы и дайковые комплексы пермотриасового возраста.

Роговообманково-биотитовые порфировидные гранодиориты (I субфаза) обнажаются в устье с. Сардоб, в нижнем течении Чинорсая и др. Площадь отдельных выходов колеблется от 200 $м^2$ до 1—1,5 $км^2$. Все выходы встречаются в краевых частях массива, отчетливо секут и ассимилируют эффузивы акчинской свиты. Гранодиориты характери-

зуются порфировидным обликом средне- и крупнозернистым строением. В порфировых выделениях участвуют амфибол, калишпат, реже биотит. Размеры зерен амфибола по длине до 0,5—2 *см*, местами его количество в 1 $м^2$ составляет до 100—200 шт.

Количественно-минеральный состав (в объемн. %) следующий (3 под.): **калишпат** — 30—37, $-2V = 80°$, $\Delta p = 0{,}9$ (промежуточный микроклин); **плагиоклаз** (олигоклаз-андезин) 20—41: **кварц** — 14—15; **биотит** — 3,9—4,6; плеохроизм по Ng темно-коричневый, по Nm — бледно-коричневый, по Np — бурый, ng — np — 0,075, $2V = 5—7°$, **роговая обманка** — 6—10, ng — np — 0,024, плеохроизм по Ng светло-зеленый, по Np — зеленовато-желтый, с: Ng — 15, $2V = 72—40°$. **Акцессорные**: ортит (преобладает), сфен, циркон, апатит, ильменит, монацит и др. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, гранитовая и порфировидная. Химический состав роговой обманки (в вес. %): SiO_2—43,02, TiO_2—2,11, Al_2O_3—9,12, Fe_2O_3—4,61, FeO — 13,83, MnO — 0,48, MgO — 10,02, CaO — 11,97, Na_2O — 1,08, K_2O — 0,80, H_2O^+ — 1,87, H_2O^- — 0,03, Li_2O — 0,15, P_2O_5 — 0,96, F — 0,20, f^1 — 64,91 (обр. 1967, с. Сардоб).

Порфировидные гранодиориты и гранит-порфиры (2 субфаза) занимают значительную площадь выхода Мулламирского массива. Характеризуются порфировидной структурой, различной окраской и зернистостью. Эти признаки для гранодиорит- и гранит-порфиров являются непостоянными и породы образуют взаимопереходы даже в небольших участках. Выделяются площади развития с невадитовой структурой и фельзитовой основной массой. Изменение окраски пород связано с процессами калишпатизации, альбитизации и метасоматоза. Минеральный состав следующий (в объемн. %): плагиоклаз — 15—30, биотит—10—15, калишпат—10—12, кварц—3—5. В равномерно-зернистых гранодиорит-порфирах соотношение минералов следующее: **калишпат** — 25—30, **плагиоклаз** — 40—45 (№ 15—35), **кварц** — 15—17, **биотит** — 6—7, **роговая обманка** — 7—8 (плеохроизм по Ng бурый, по Nm — светло-бурый, по Np — светло-желтый, с: Ng — 15—17, $2V = —60$); **акцессорные** — ортит, сфен, циркон, магнетит, апатит, рутил, ильменит и др.

Химический состав разновидностей гранитоидов первой субфазы следующий (в вес. %) (табл. 53). Элементы-примеси в породах (*г/т*): Rb — 120(6), Li — 24(6), Cs — 4(6), Pb — 30(6), Zn — 90(4), Cu — 18 (4), Ag — 0,1(4), Au — $4{,}0 \cdot 10^{-7}$(5), Sn — 4(4), Mo — 1,8(4), W — 2,5 (4), Be — 5(4), U — 9,4(8), Th — 31(2), B — 14(6), F — 1200, Tl—7800; (в %): Cr — 0,0105(5), Ni — 0,0043(7), Co — 0,001(1); **легкая фракция:** Pb — 30(4), Zn — 50(4), Cu — 25(4), Sn — 5,5(10), Be — 0,5(4), W — 7,5(4), Bi — 2(4), Mo — 1,8(4), Ag — 0,18(4); **магнитная фракция**: Pb — 70(2), Zn — 120(2), Cu — 25(2), Sn — 15(2), Mo — 10(2), Bi — 3(6), Mo — 30(3), Ag — 1,5(5). **Биотит** — F — 2600(4), **магнетит:** Pb — 65(2), Zn — 150(2), Cu — 5(2), Be — 3(2); нейтронно-активационный анализ пород (в %): La — $5{,}2^{10-3}$, Sm — $5{,}7 \cdot 10^{-4}$, Ce — следы, Nd — $8 \cdot 10^{-2}$, Sc — $3{,}4 \cdot 10^{-3}$ (4 пробы).

В апикальной части массива порфировидные гранодиориты постепенно переходят в темные гранодиорит-порфиры с редкими выделениями фенокристаллов калишпата. Мощность этой зоны достигает 20—30 *м*. В эндоконтактовых частях массива гранитоиды имеют гибридный облик и содержат ксенолиты диоритов, гранодиоритов и андезитовых порфиритов.

Гранитоиды Мулламирского массива относятся к мезоабиссальной фации и формировались на границе последней с гипабиссальной зоной глубинности.

35. **Даганинский выход** находится в устье р. Карахана, около кишл. Дагана. Упоминается в работах многих геологов, однако впервые этот выход сравнительно детально описан А. П. Недзвецким и С. М. Бабаходжаевым. Порфировидные гранодиориты занимают ле-

вый борт Карахана и узкой полосой переходят на правый борт. Тело гранитоидов имеет штокообразную форму и площадь выхода около 2 *км*². Южная часть скрыта четвертичным покровом. С востока и севера шток прорван субвулканическими телами оясайской свиты и шайданскими гранитами. Контакт под углами от 50 до 70° падает в сторону гранитов. Гранодиориты прорывают также андезито-дацитовые порфириты акчинской свиты. Контакт осложнен субвулканическими телами и дайками. Данные абсолютной геохронологии (два определения) указывают на C_3 возраст гранодиоритов Даганинского выхода (290—298 млн. лет, пробы 1520-м, 1526-м).

Порфировидные гранодиориты характеризуются непостоянством *минерального состава и структуры. Отмечаются переходы от нормальных* гранодиоритов через адамеллиты до апогранитов. Последние обнажаются в центральной части штока и, по всей вероятности, образуются в результате метасоматической переработки гранодиоритов. В гранодиоритах, прорывающих акчинские эффузивы, заметно увеличиваются количество и размеры порфировых выделений калишпата, имеющих интрателлурический генезис. Количество зерен калишпата в 1 *м*² обнажения достигает 100. Местами порфировидные гранодиориты постепенно переходят в темные гранодиорит-порфиры с вкрапленниками калишпата. В составе порфировидных гранодиоритов присутствует (в объемн. %): **плагиоклаз** — 30—40 (№ 15—35, реже 40—45, зонален); **калишпат** — 20—25 (ортоклаз-микроклин — 2 V = —71—80°, Δp — 0,3—0,6, закон $\perp$ (001) (010), ng — np — 0,006); **кварц** 10—22, **биотит**—8—10 (плеохроизм по Ng темно-коричневый, по Nm—темно-желтый, по Np—красновато-бурый, ng—1,659, np—1,591, ng—np—0,068, 2V = 8—10°), **роговая обманка** 5—8 (*обыкновенная, зеленая; плеохроизм по* Ng зеленый, по Nm—светло-зеленый, по Np—зеленовато-желтый, с: Ng —19—20°, 2 V = —60—63°, *ng* — 1,680—1,685, *nm* — 1,679, *np* — 1,662, ng — np — 0,024—0,024), среди **акцессорных** минералов преобладают ортит, сфен, изредка циркон (по 5 подсчетам). Структура — гранитовая, гипидиоморфно-зернистая. Химические анализы (в вес. %): (пр. 1524-м) SiO_2 — 68,50, TiO_2 — 0,35, Al_2O_3 — 15,26, Fe_2O_3 — 2,05, FeO — 1,40, MnO — 0,00, MgO — 0,50, CaO — 3,77, Na_2O — 3,37, K_2O — 3,92, п. п. п.— 0,72, $H_2O^{105°}$ — 0,10, P_2O_5 — 0,12, F — 0,04, сумма — 100,43. Элементы-примеси в **породах** (среднее из 6 определений, *г/т*): Pb —40, Zn — 100, Cu — 10, W — 3, Sn — 4(2), Mo — 1, Be — 8, U — 7,8, Th — 23, Ag — 0,2, B — 10; (в %): Cr — 0,009(1), Ni — 0,010(3); в минералах (в %): **апатит** — La — 0,03—6, Ce — 0,06—0,1, Y — 0,01, Nb — 0,006; **эпидот** — La — 0,006, Yb — 0,0006—0,001; **магнетит** — Ti — 0,50, V — 0,18, Ni — 0,024, Cr — 0,059, Co — 0,21.

В зоне эндоконтакта гранодиориты приобретают отчетливо выраженный порфировидный облик с мелкозернистой основной массой. Гранодиориты в экзоконтакте катаклазированы, подвержены ороговикованию и содержат значительное количество ксенолитов, гранитоидов, *эффузивов и метаморфических пород доверхнекарбонового возраста.*

Автометасоматические изменения представлены альбитизацией, *хлоритизацией, пелитизацией, эпидотизацией, грейзенизацией и др.* Гранодиориты пересечены дайками и жилами (аплиты, пегматиты, гранодиорит-гранит-порфиры, диабазовые порфириты, лампрофиры и др.), часть из которых генетически связана с этим интрузивом. Этот шток, возможно, является сателлитом Мулламирского массива, прорванного в средней части лейкократовыми гранитами Шайданского массива.

36. **Ашабинский массив** находится в устье р. Ашаба, имеет вытянутую на ЮВ форму. Длина массива около 16 *км* при ширине от 200 *м* до 4 *км*. Этот массив впервые был изучен А. П. Недзвецким (1950). В последующие годы гранитоиды массива в составе Кызылсайского интрузива рассматривались в работах Н. П. Васильковского (1952), Ф. Ш. Раджабова (1962) и др. Геология и петролого-геохимические особенности массива детально охарактеризованы в работе С. М. Бабаходжаева

(1975). Геологический возраст и место этого интрузива в схеме развития раннегерцинского магматизма изучены недостаточно. Гранитоиды Ашабинского массива пространственно тяготеют к среднекарбоновым гранитоидам. Однако отчетливо секущие контакты между интрузиями C_2 и C_3 не всегда отмечаются. Линия контакта большей частью осложнена разломами и тектоническими подвижками. Северный контакт в зоне Ашабинского разлома, где породы подвержены интенсивному дроблению, заполнены кварцевыми жилами мощностью до 30 *м*. Гранитоиды в этой зоне мощностью до 150 *м*, подвержены серицитизации, хлоритизации и окварцеванию. Юго-восточная часть массива перекрыта мощным чехлом четвертичных отложений. С юга и юго-запада контакт гранодиоритов с андезито-дацитовыми порфиритами акчинской свиты также осложнен тектоническими подвижками (р. Хасан, ур. Тахтабаст). Между эффузивами оясайской свиты и гранодиоритами внедрялись субвулканические тела. В последних присутствуют ксенолиты порфировидных гранодиоритов. По данным геохронологических калий-аргоновых определений возраст гранодиоритов (по биотиту) 298 ± 11 млн. лет (Бабаходжаев, 1975).

Массив имеет сложное строение, обусловленное частой сменой петрографических разновидностей пород. Выделяются образования двух субфаз: светло-серые, розоватые средне-крупнозернистые порфировидные гранодиориты и серые слабо порфировидные, иногда скрытокристаллические мелкозернистые гранодиорит- и гранит-порфиры. Взаимоотношения между отмеченными субфазами выражены не всегда отчетливо. Вторая субфаза встречается в виде мощных (до 100—200 *м*) даек и штоков. Характерно неравномерное распределение порфировых выделений калишпата в гранодиоритах. Размеры его колеблются от первых миллиметров до нескольких сантиметров. Встречаются зерна длиною до 10—12 и шириной 3—4 *см*. Некоторые зерна образуют карлсбадские двойники. Количество зерен калишпата на 1 $м^2$ варьирует от 50 до 500. Резкопорфировидные гранодиориты обнажаются в северной части массива или концентрируются вблизи разломов и трещин. Неравномерное проявление метасоматических процессов отражается на изменении окраски пород и распределении калишпата в гранодиоритах. Интенсивность этого процесса повышает красную окраску и количество порфиробластов, ориентированных чаще всего на СЗ. Гранодиориты образуют переходы от крупнозернистых, через средние в мелкозернистые.

Количественно-минеральный состав гранитоидов Ашабинского массива колеблется в следующих интервалах (среднее из 7 подсчетов, в объемн. %): кварц — 17—27, плагиоклаз — 20—50, калишпат—18—42, биотит — 5—9, роговая обманка — 3—7, акцессорные (*г/т*): анатаз — ед. зн., апатит — 60, барит — ед. зн., галенит — 1, гематит — ед. зн., гранат — ед. зн., ильменит — 0,9, магнетит — 600, оранжит — ед. зн., ортит — 20, пирит — 2,5, сфен — 500, турмалин — ед. зн., граноторит — ед. зн., флюорит — 50, циркон — 174.

Плагиоклаз № 3—47, часто зональный, по периферии содержит 10—15% Al, а в ядре — до 55—60% An, законы двойникования — альбит-эстерельский, манебахский, манебах-периклиновый, $2V = -\mp 87—90°$, $\Delta p = 0{,}8—1$, $ng - np = 0{,}008—0{,}010$.

Калишпат относится к крипторешетчатому и промежуточному микроклину, высокому и низкому триклинному ортоклазу с $2V = —64—84°$, $\Delta p = 0{,}40—0{,}80$. $P \perp (001)$, $ng - np = 0{,}006—0{,}007$. Характерна неравномерная пертитизация калишпатов. Химический состав фенокристов микроклина (в вес. %): SiO_2 — 63,14, Al_2O_3 — 20,90, FeO — 0,00, MnO—0,50, CaO—0,70, Na_2O — 2,43, K_2O — 11,15, LiO_2 — 0,21, H_2O^+— 0,23, уд. вес — 2,59, Or — 78,01, Al — 17,01, An — 4,91, $2V = —61°$, $\Delta p = 0{,}38$ (пр. 1907).

Биотит плеохроирует от буровато-зеленого и бурого цветов по Ng до темно-желтого, слабо бурого по Nm, бледно-желтого, желтовато-бу-

рого по Np; ng—1,658—1,674, np—1,591—1,611. Общая железистость (по В. С. Соболеву, 1950) — 67%, $2V = 5—9°$. Имеется один химический анализ биотита (в вес. %): SiO_2 — 35,70, TiO_2 — 2,83, Al_2O_3 — 14,12, Fe_2O_3 — 4,80, FeO — 17,42, MnO — 0,60, MgO — 10,30, CaO — 2,88, Na_2O — 0,54, K_2O — 7,00, Li_2O — 0,18, H_2O^+ — 2,87, H_2O^- — 0,16, P_2O_5 — 0,64, F — 0,54 (пр. 1950). Согласно данным оптики и химического анализа, биотит представлен железо-магнезиальными разностями и на диаграмме В. Е. Трегера (1958) попадает в поле лепидомелана, с отклонением в сторону анита.

Роговая обманка присутствует в виде идиоморфных длиннопризматических кристаллов. Плеохроизм выражен отчетливо: по Ng — зеленый, темно-зеленый, по Nm — светло-зеленый, зеленовато-бурый, по Np — бледно-зеленый, светло-желтый, с: Ng — 12—21°, $2V = -55—75°$, ng — 1,679—1,692, np — 1,663 — 1,688, nm — 1,659—1,670, ng — np — 0,020—0,022. Общая железистость 66%. По оптическим свойствам амфибол соответствует обыкновенной роговой обманке. Имеется два химических анализа роговой обманки из гранодиоритов Ашабинского массива (в вес. %): SiO_2 — 42,30—40,76, TiO_2 — 2,30—2,20, Al_2O_3 — 9,88—10,07, Fe_2O_3 — 7,85—6,01, FeO — 13,29—15,09, MgO — 0,88—0,80, CaO — 7,50—10,21, Na_2O — 1,09—1,35, K_2O — 0,75—1,33, H_2O^+ — 2,10—1,37, H_2O — 0,13—0,10, Li_2O — 0,15—0,18, P_2O_5 — 1,00—0,88, F — 0,36—0,36, сумма — 99,90—99,91 (пр. 1945, 5399). Из акцессорных минералов в гранодиоритах содержится в значительных количествах апатит, сфен и ортит. Длина зерен ортита достигает 1—2 *см*, в 1 $м^2$ до 20—30 шт.

Структура пород гранитовая, порфировидная, гипидиоморфно-зернистая и монцонитовая. По данным химических анализов среди гранитоидов Ашабинского массива различаются гранодиориты (пр. 4060, 2310), адамеллит (пр. 2311) и кварцевый диорит (пр. 223) (Бабаходжаев, 1975). Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Rb — 130(2), Li — 12 (2), Cs — 6(4), Pb — 41(8), Zn — 70(5), Cu — 49(5), Ag—0,2(5), Au—$4{,}2^{10-7}$(11), Sn — 4,1(25), Mo — 2(5), W — 3(5), Be — 4,5(5), U — 9,5 (20), Th — 32(3), B — 15(15), F — 1400(7); (в %): Cr — 0,025(4), Ni—0,0035(4). В дайках **гранодиорит-порфиры** — Fb — 50, Zn — 50, Cu — 6, Be — 10, Mo — 1, W — 3, Sn — 5, Ag — 0,1; **аплиты** — Au — $3{,}9^{10-7}$, B—21, Rb — 350(2), Li — 12(2), Cs — 3(2); **гранит-порфиры** — Au—$5{,}0^{10-7}$ (3); в минералах (*г/т*): **калишпат** — Pb — 30, Rb — 273(2), Li — 12(2), Cs — 14(2), Tl — 800(2); **биотит** — Pb — 20(2), Zn — 200(2), Sn — 35 (2), Be — 2(2); **амфибол** F— 5000(12), Rb — 280, Li — 20, Cs — 11, Tl—1900; **кварц** — Au — $4{,}9^{10-7}$, Pb — 25(10), Cu — 4,7(12), Be — 5(10); **циркон**, %: La — 0,006, Y — 0,03—6, Yb — 0,03—6; **сфен** — La — 0,06, Ce — 0,1—3, Y — 0,1, Yb — 0,01—3; **апатит** — La — 0,03—6, Ce — 0,06—0,1, Y — 0,01, Yb — 0,006; **эпидот** — La — 0,06—0,1, Ce — 0,1, Yb—0,006; **апатит** — La — 0,01, Y — 0,006—0,01, Yb — 0,006 — 0,01; **магнетит** Ti — 0,59, Y — 13, Co — 0,004, Ni— 0,005, Cr — 0,039, Mn — 0,5. Фракции (*г/т*): **легкая** — Pb — 41(7), Zn — 70(5), Cu — 27(3), Sn — 6(5), W — 10(7), Bi — 0,8(6), Mo — 1,2(3), Ag — 0,22(3); **магнитная** — Pb — 30 (4), Zn — 90(2), Cu — 20(2), Sn — 15(8), W — 10(4), Bi — 3(6), Mo — 18(5), Ag — 0,15(2).

Контакты интрузива с вмещающими породами осложнены тектоническими подвижками, разломами, дайками и субвулканическими образованиями. Гранитоиды окварцованы, а вмещающие породы ороговикованы. Отмечается большое количество гидротермальных кварцевых жил, изредка с сульфидами. Метасоматоз и гидротермальные процессы выражены в альбитизации, микроклинизации, грейзенизации (реже) и хлоритизации. Для этих гранитоидов характерно присутствие значительного количества ксенолитов: габбро, диоритов, микродиоритов, порфиритов, разгнейсованных пород и гранодиоритов. Форма их овальная, продолговатая, большей частью ориентированы на СВ. Размеры ксенолитов колеблются от 1 $см^2$ до 0,5—1 $м^2$. Некоторые содер-

жат порфиробласты калишпата и темноцветных минералов. Количество и размеры ксенолитов в апикальных участках массива значительно больше, чем в центральных. На площади выхода гранитоидов Ашабинского массива отмечается значительное количество жильно-магматических пород. Дайки первой и второй групп генетически связаны с этими интрузиями. Широко развиты (до 60 даек) аплиты, аплит-пегматиты и пегматиты с шлировым строением. Мощность их 10—30 *см*, протяженность 1—50 *м*. Пегматиты простого состава — кварц, калишпат, изредка плагиоклаз и биотит. Дайки второй группы — гранодиорит и гранит-порфиры, кварцевые порфиры, ориентированы на СВ. Значительная часть из них входит в состав Ашабинского дайкового пояса. Местами эти дайки образуют одиночные выходы и небольшие штоки. Встречаются также диабазовые и плагиоклазовые порфириты третьей группы. Эти дайки выдержаны по мощности и ориентированы на северо-восток. Конкретные типы рудопроявления или месторождения, связанные с гранитоидами Ашабинского массива, неизвестны. Судя по повышенному кларку золота, можно допустить положительную геохимическую специализацию гранитоидов Ашабинского массива на данный элемент. Гранитоиды массива относятся к мезоабиссальной фациальности с глубиной формирования около 2,5—3 *км*.

37—42. **Выходы порфировидных гранодиоритов позднего карбона** на площади Акташского массива достаточно многочисленны. Они имеют форму штоков и даек, значительная часть которых не всегда соответствует масштабам составленной карты (рис. 1). Значительные по площади выходы порфировидных гранодиоритов, отнесенные нами к верхнекарбоновому интрузивному комплексу, следующие: 1) 37 — находится в устье с. Хавагли (р. Акташ), площадь около 2 *км*^{2}, сечет гранодиориты C_2 и рассекается дайками различного состава; 2) 38 — в средней части водораздела рек Сарвак и Резак обнажается шток, представленный порфировидными гранодиоритами и гранит-порфирами; площадь штока 2 *км*^{2}, сечет гранодиориты C_2 и содержит ксенолиты последних; 3) 39 — в среднем течении р. Акташ, около к. Галатан отмечается несколько штоков и даек «невадитовых» гранодиорит-порфиров. Общая площадь около 1,5—2 *км*^{2}. Содержат ксенолиты гранодиоритов и рассекаются P — T дайками; 4) 40 — в верховье сая Буюрлюк, не доходя водораздела с р. Сарипуль. Отмечается небольшой шток порфировидных гранодиоритов, сходных с породами Галатанского выхода (39); 5) 41 — на водоразделе сая Карамазар (р. Акташ) с р. Наугарзан находится небольшой шток гранодиорит и гранит-порфиров; площадь выхода штока около 2 *км*^{2}, сечется сиенито-диоритами (№ 54); 6) 42 — по левому борту устья р. Акташ недалеко от киш. Купрукбаши среди гранодиоритов C_2 отмечаются несколько изолированных друг от друга, ориентированных в СЗ направлении штоков гранодиорит- и гранит-порфиров; общая площадь всех штоков около 4 *км*^{2}.

Характерной особенностью отмеченных выше выходов интрузивов позднего карбона является отчетливо выраженная порфировидная структура, розовая и темная окраска. Порфировые выделения представлены калишпатом, амфиболом и реже плагиоклазом. Порфировидные гранодиориты содержат ксенолиты древних пород и характеризуются собственными жильными дериватами (аплиты, пегматиты и др.). В минеральном составе отмеченных выходов интрузивов C_3 присутствуют следующие минералы: **калишпаты**, $2V = -61-70°$, Δo — 0,5, $P \perp (001)$, промежуточный ортоклаз (№ 40) и микроклин (№ 41), **плагиоклаз, кварц** и **биотит, роговая обманка,** плеохроизм по Ng светло-зеленый, по Nm — зеленый, по Np — бледно-зеленый, с: Ng — 170, $2V = -60°$, показатели преломления: ng — 1,687, nm — 1,650, np — 1,664 (№ 40), с: Ng —15° $2V = -75°$, ng — np — 0,024 (№ 40) и акцессорные. Химический состав порфировидного гранодиорита (№ 41) (в вес. %) следующий: SiO_2 — 63,36, TiO_2 — 0,79, Al_2O_3—10,45, Fe_2O_3—

3,09, FeO — 2,78, MnO — 0,05, MgO — 2,25, CaO — 2,41, Na_2O — 2,01, K_2O — 5,36, P_2O_5 — 0,16, сумма — 99,82 (пр. 686). Имеются некоторые геохимические данные. Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): (№ 39) F — 1400, B — 3(2), (№ 42) — F — 1200(3), B — 9(9), (№ 40) — (нейтронно-активационный), %: La — $2,9 \cdot 10^{-3}$, Ce — $0,1 \cdot 10^{-2}$, Sm — $5,7 \cdot 10^{-4}$, Sc — $3,73 \cdot 10^{-3}$, U — 1,0, *г/т*: (№ 40) — Pb—80(2), Cu — 30(2), Be — 2(2), (№ 42), калишпат — F — 1600(5). Петрографо-геохимические особенности большинства выходов порфировидных гранодиоритов, встреченные на площади Акташского массива, изучены недостаточно полно. Имеющиеся два K — Ar определения абсолютного возраста являются намного заниженными по сравнению с геологическими данными (Бабаходжаев, 1975; проба 1538[а], 283 млн. лет).

Д. Нижнепермский интрузивный комплекс

43. **Чорухдайронский массив** находится в рудном поле одноименного месторождения в северо-восточной части гор Моголтау. Этот массив в связи с открытием месторождении Чорух-Дайрон, Южный Янгикан и других рудопроявлений в разные годы изучали Н. А. Смольянинов, Б. Н. Наследов, Б. М. Бирюков, А. К. Поляков, А. Ф. Соседко, И. Х. Хамрабаев, В. Э. Поярков, Е. Д. Карпова, Е. Л. Бутакова, А. А. Сескутов, З. Г. Сескутова, И. М. Беспалов и многие другие. Обобщение накопившихся к 1963 г. данных по этому массиву проведено Ю. В. Нырковым и Г. М. Фульде, С. М. Бабаходжаевым (1982).

Интрузив простирается меридионально от Андыгенского штока на юго-востоке до Хамрабадской впадины на северо-западе. Общая площадь около 25 *км*^{2}, длина до 6—7 *км*, ширина от 200 *м* до 2 *км* (рис. 23). Со стороны Самгарской степи и Хамрабадской впадины продолжения массива перекрыты четвертичными образованиями. На юге и северо-западе гранитоиды массива секут гранодиориты среднего карбона, андезито-дацитовые порфириты, трахиандезиты акчинской и шурабсайской свит, а также метаморфические толщи D_2 — C_1. По всей вероятности, монцонитоиды Чорухдайронского массива и трахиандезиты шурабсайской свиты составляют единую вулкано-плутоническую ассоциацию. На северо-западной окраине Моголтау отдельные изолированные тела гранитоидов Чорухдайронского массива описываются под названием Катарбулакского и Айнабулакского выходов. По геологическим данным возраст гранитоидов массива нижнепермский. Согласно абсолютной датировке, в этом массиве выделяются два этапа развития интрузивного магматизма — P_1 (252—279 млн. лет) и C_2 (290—305 млн. лет). Продукты последнего (монцониты) параллелизуются с сиенито-диоритами Алмалыкского массива. На площади массива отмечается последовательное внедрение следующих фаз * интрузивов: I — диориты, габбро-диориты, II — сиенито-диориты и монцониты, III — гранодиориты. И. Х. Хамрабаев в группу «чорухдайронских малых интрузий» относит также гранодиорит- и гранит-порфиры, аплиты, пегматиты и лампрофиры. Е. Л. Бутакова и А. К. Поляков среди интрузивов третьей фазы выделяют разновидности пироксен-биотитовых, амфибол-биотитовых и биотитовых гранодиоритов, связанных постепенными переходами. По морфологии массив — межформационный лакколит. Угол падения юго-восточного контакта интрузива 70—80°, а северо-западный более пологий — 15—30°.

I фаза — диориты (пироксеновые диориты). Обнажаются к югу от рудника Чорух-Дайрон. Образуют несколько небольших по размеру выходов общей площадью около 2 *км*^{2}. Размещаются в зоне разлома северо-западного простирания, секут музбекские гранодиориты и эффузивы шурабсайской свиты. Диориты прорваны интрузиями второй фазы.

* Ввиду близкого по времени формирования и вещественного состава, выделенные интрузивные фазы нами считаются за субфазовые образования.

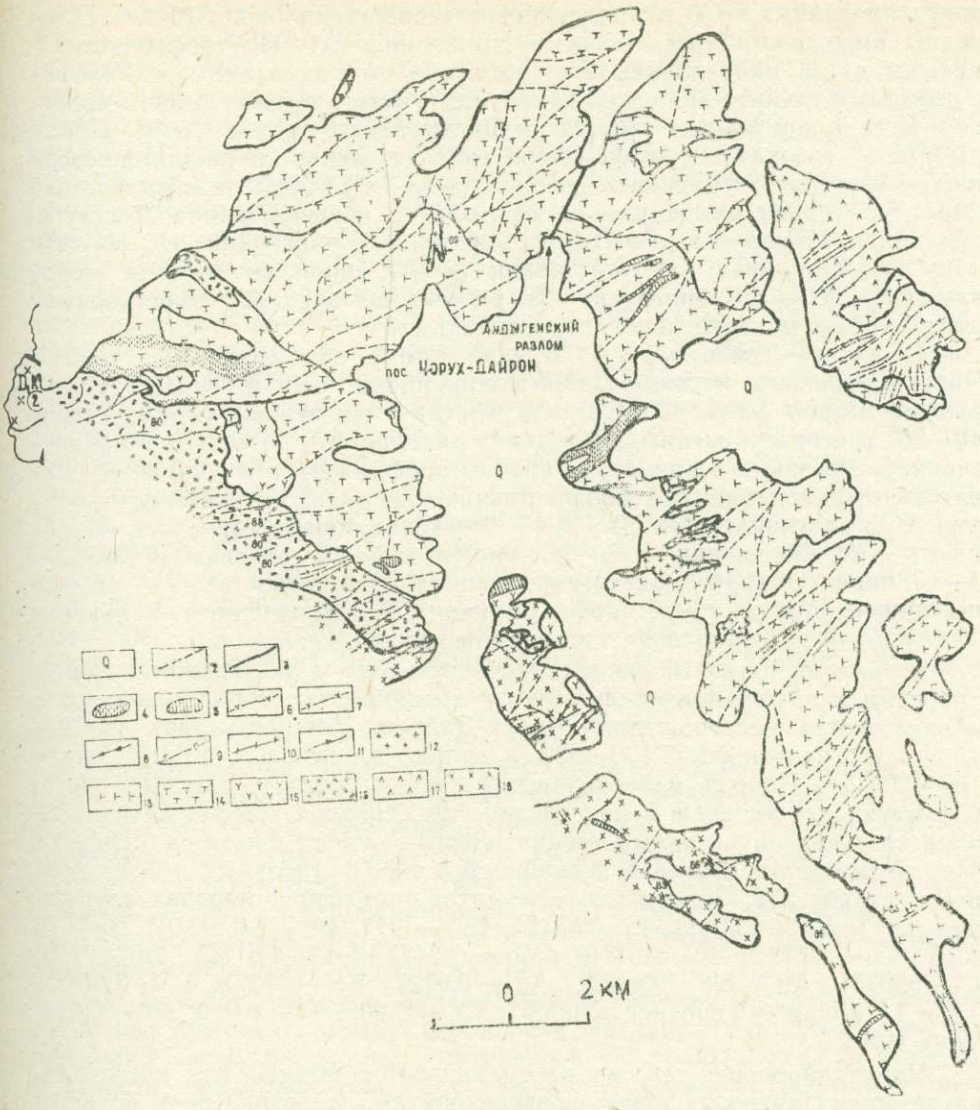


Рис. 23. Схематизированная геолого-петрографическая карта гранитоидов Чорух-дайронского массива (по М. Е. Запрометову, Н. М. Вакуленко и С. М. Бабаходжаеву):

1 — четвертичные отложения, *2* — мелкие по масштабу разломы и зоны дробления, *3* — разлом (Андыгенский), *4* — зоны осветления (серитизация, хлоритизация и др.), *5* — скаполитовые жилы, *6* — лабрадоровые порфириты (дайки), *7* — диоритовые порфириты (дайки), *8* — габбро-диориты (дайки), *9* — гранит-порфиры (дайки), *10* — сиенит-порфиры щелочноземельные (дайки), *11* — сиенит-порфиры, сиенито-диорит-порфиры (дайки), *12* — гранит-порфиры (3 субфаза, дайки), *13* — гранодиорит-порфиры (3 субфаза), *14* — сиенито-диориты (2 субфаза), *15* — диориты (1 субфаза), *16* — андезито-дацитовые порфириты, трахиты, липариты (шурабсайская свита), *17* — андезито-дацитовые порфириты (акчинская свита), *18* — гранодиориты Музбекского массива

Диориты — мелкозернистые, трещиноватые породы, темно-серого и черного цвета. Структура пород — офитовая, монцонитовая, диоритовая и габбровая. Минеральный состав (в объемн. %): **плагиоклаз** до № 50 (40—50), **ортоклаз** и **микроклин** (3—5), **кварц** (4—5), **моноклинный пироксен** (20—25), **роговая обманка** (20—25), **биотит** (1); **акцессорные:** апатит (преобладает), сфен, циркон, монацит, рутил и рудные.

II фаза — сиенито-диориты и монциониты (кварцсодержащие). Занимают северо-восточную часть массива. Образуют два параллельных

ориентированных в СВ направлении тела площадью около 10 *км*^{2}. Прорваны интрузиями третьей фазы (гранодиориты). По геофизическим данным в СЗ направлении этот интрузив под наносами соединяется с выходами сиенито-диоритов Айнабулак и Каттарбулак. На юго-востоке в виде узкой полосы тянется до Андыгенского штока (№ 9). Породы имеют розовато- и темно-серую окраску, мелко- и равномернозернистое строение. Отмечаются фенокристаллы плагиоклаза и пироксена. Структура пород монцонитовая, офитовая и порфировидная. Текстура массивная. Минеральный состав (в объемн. %): **плагиоклаз** (№ 40—50) (40—45), **калишпат** (30—35), **кварц** (5—6), **пироксен** (больше моноклинный) (10—15), **биотит** (1—2), **роговая обманка** (2), **акцессорные:** апатит, сфен, монацит, шеелит, магнетит, пирит.

III фаза — гранодиориты. В виде штока расположены в центре Чорухдайронского массива. Занимают площадь около 8 *км*^{2}. Секут интрузивы второй фазы. Поверхность контакта погружается под углами 40—70° в сторону сиенито-диоритов. Гранодиориты — мелко- и среднезернистые розовые, темно-серые породы порфировидного облика, со значительными колебаниями количественно-минерального состава (в объемн. %): **плагиоклаз** (№ 10—50) — 10—40, **калишпат** (ортоклаз-микроклин) — 20—50, **кварц** — 10—20, **биотит** — 2—25, **роговая обманка** — 1—15, **пироксен** (преобладает моноклинная разновидность) — 1—15. **Акцессорные:** апатит, сфен, циркон, монацит, магнетит, пирит, халькопирит. Структура гранитовая, гипидиоморфно-зернистая.

В гранодиоритах III фазы встречаются тела мелкозернистых гранодиоритов и гранит-порфиров. Штоки и дайки этих пород отмечаются в окрестности месторождения Чорух-Дайрон. Мощность даек до 10—15 *м*, протяженность — 100—500 *м*, площадь выходов штоков около 100—200 *м*^{2}. Порода мелкозернистая светло-серого и розового цвета. Структура порфировая с мелкозернистой основной массой. Вкрапленники представлены зернами калинатрового полевого шпата размером до 4 *см*. Химический состав разновидностей пород отдельных субфаз приведен в табл. 54. Содержание элементов-примесей в **породах** следующее (*г/т*): Rb — 100(7), Li — 43(7), Cs — 4(7), Pb — 28,6(10), Zn — 76 (10), Cu — 76(12), W — 5(10), Mo — 1,5(2), Sn — 4,5(12), Bi — 1(2), F — 920(3), Au — $5{,}8 \cdot 10^{-7}$(2), Ag — 0,9(2), Be — 6(26), U — 3,9(12), Th — 11(3), (в %, среднее 5 проб): Cr — 0,002, V — 0,010, Ni — 0,012, Co — 0,001.

Чорухдайронский массив рассматривается обычно как постскладчатая малая интрузия пород повышенной щелочности. Среди асхистовых образований, связанных с Чорухдайронским интрузивом, встречаются аплиты, пегматиты и лампрофиры. Присутствуют также эссекситовые и ламбрадор-амфиболовые порфириты, лабрадоровые и диабазовые порфириты, кварцевые и гранитовые порфиры и др. В массиве отмечается северо-восточное продолжение Моголтауского дайкового пояса.

Для контактового ореола Чорухдайронского массива характерно широкое развитие различных типов термального и метасоматического преобразования пород. Отмечается рассланцевание, перекристаллизация и мраморизация останцов известняков. Наиболее широко развиты продукты постмагматических изменений, сопровождающиеся редкометалльной и магнетитовой минерализацией. На автоскарны, возникшие в результате метасоматической переработки малых интрузий, наложена редкометалльная минерализация Чорухдайронского рудного поля. Шеелит и молибденденит концентрируются также в зонах альбитизации и скаполитизации. На его площади в настоящее время известно около 20 оруденелых зон. Материалы по всем вопросам структуры, рудоносности и петрологии скарнов обобщены в ряде работ (Хамрабаев, 1949; Сескутов, Сескутова, 1972; Дылевский и др., 1972).

44. **Мазорбельский выход** находится северо-восточнее кладбища Мазорбобо, на южном склоне центральной части Моголтау. Выход вы-

тянут в северо-восточном направлении согласно с простиранием зоны Мазорского разлома. Длина его около 650 *м*, ширина от 10 до 50 *м* (площадь 2 *км*^{2}). В пределах выхода обнажены диориты и сиенито-диориты темно-серой и розоватой окраски. Породы мелкозернистые, с редкими порфировыми выделениями биотита, амфибола и полевых шпатов. Интрузив прорывает метаморфические толщи O — S, известняки $Д_2$ — C_1 и содержит их ксенолиты. Вмещающие породы окварцованы и ороговикованы. В зонах контакта и разлома отмечаются проявления железной и медной минерализации. В составе рудных проявлений фиксируется (в %) Fe до 5 (магнетит) Cu — 0,03, —0,1 и Sb — 0,01. Минеральный состав сиенито-диоритов следующий (в объемн. %): **плагиоклаз** (№ 40—50) — 50, **калишпат** — 15, **кварц** — 10, **роговая обманка** — 17, **биотит** — 6 и **пироксен**—4. В сиенито-диоритах эндоконтактовых зон повышается содержание роговой обманки и пироксена (до 25%) и появляется акцессорный ортит, зерна которого достигают длины до 0,5 *см*. Структура пород монцонитовая, гипидиоморфно-зернистая. Имеются два силикатных анализа, которые подтверждают присутствие сиенито-диоритов и диоритов в составе Мазарбельского выхода (в вес. %): SiO_2 — 55,66—56,12—60,10, TiO_2 — 0,65—0,48—0,54, Al_2O_3— 18,61—18,43—17,46, Fe_2O_3 — 4,00—3,68—3,20, FeO — 3,59—3,16—2,87, MnO — 0,17—0,18—0,17, MgO — 3,27—2,97—2,65, CaO — 7,11—5,30—5,13, Na_2O — 2,76—4,11—3,81, K_2O — 2,96—1,69—1,61, п. п. п.— 1,84—3,04—2,38, H_2O — 0,10—0,20—0,16, P_2O_5 — 0,24—0,19—0,21, сумма — 100,19—100,28—100,13 (пр. 1395-м, 396-м, 1398-м). Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Pb — 25(3), Zn — 100(3), Cu — 50(3), Be — 6(3), F — 350(3).

Породы выхода пересечены гранит-порфирами более позднего возраста. Время формирования мазарбельских сиенито-диоритов трактуется неоднозначно. Первоначально этот выход В. Н. Байков связывал с ранней фазой среднекарбонового интрузивного комплекса. Однако близость петрохимического состава сиенито-диоритов аналогичным субщелочным гранитоидам Карамазара (Чорухдайронский массив), а также радиологические данные 271 ± млн. лет позволяют считать возраст Мазарбельского интрузива нижнепермским.

45. **Катарбулакский и Айнабулакский выходы.** В северо-восточной части гор Моголтау, между кишлаками Катарбулак и Айнабулак, отмечаются несколько выходов интрузивов P_1, являющихся, по всей вероятности, продолжением Чорухдайронского массива. Они образуют штоки и межпластовые тела (Айнабулакский выход). Последний приурочен к контакту известняков $Д_2$ — C_1 на севере и трахиандезитов шурабсайской свиты на юге. Катарбулакский и Айнабулакский штоки размещаются в зоне разлома и смещаются Катарбулакским надвигом. Контакты гранитоидов P_1 с гранодиоритами Музбекского массива и эффузивов Шурабсайского массива секущие, иногда тектонические, а участками перекрыты образованиями Mz — Kz. Площади выходов колеблются по величине от 0,2 до 5 *км*^{2}. Слагающие их гранитоиды характеризуются повышенной щелочностью и представлены сиенито-диоритами, монцонитами, граносиенитами, амфибол-пироксеновыми сиенитами и другими близкими к ним породами. Обычно это темно-серые, розовые, светло-серые и темно-черные породы мелко- и среднезернистого строения. Ведущими минералами пород являются **калинатровый полевой шпат, плагиоклаз** (до № 40—50), **кварц, роговая обманка, пироксен** (моноклинный) и **биотит.** Темноцветные минералы подвержены эпидотизации, местами гранитоиды становятся зелеными, эпидот, кроме того, часто *заполняет микротрещины в виде прожилков.*

Согласно химическим анализам, в породах монцонитоидов и сиенито-диоритов отмечается сравнительно небольшое содержание суммы щелочей (Na + K). Довольно высокое содержание MgO и CaO, возможно, является признаком проявившегося в этих интрузивах гибри-

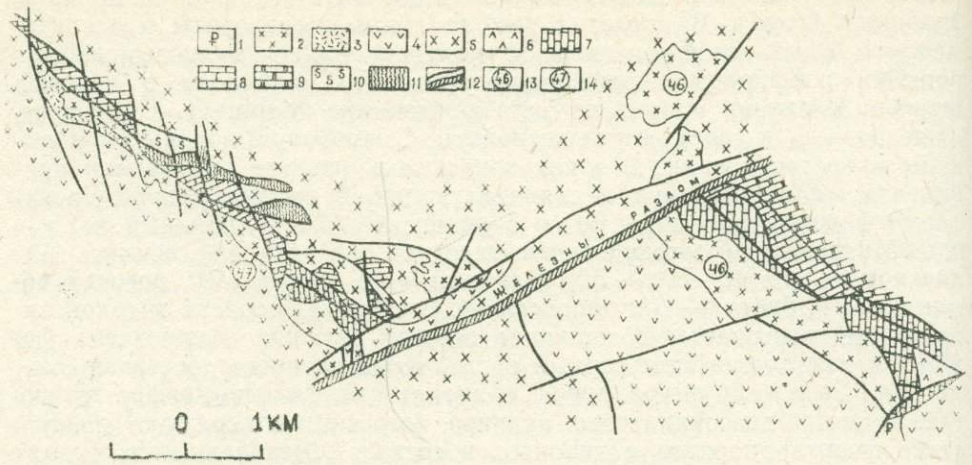


Рис. 24. Схематизированная геологическая карта гранитоидов Туранглинского и Джангаликского массивов (по В. Н. Байкову и С. М. Бабаходжаеву):

1 — известняки, галечники, глины (палеогеновая система), *2* — диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, монцодиориты (нижняя пермь), *3* — кварцевые порфиры, кластолавы (субвулкан), *4* — туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, дацитовые порфиры, андезитовые порфириты (акчинская свита), *5* — гранодиориты (средний карбон), *6* — лавы дацито-андезитового состава (минбулакская свита, верхняя подсвита, нижний карбон), *7* — кремнистые и битумозные известняки, доломиты (нижний карбон), *8* — доломиты, известняки, мергели (фаменский ярус, $Д_2$—$С_1$), *9* — доломиты, известняки, мергели, песчаники (франкский ярус, $Д_2$—$С_1$), *10* — кварцевые порфиры (калканатинская свита)?, *11* — сланцы, алевролиты, песчаники (ордовик-силур), *12* — разломы, *13* — Джангаликский массив, *14* — Туранглинский массив

дизма (табл. 55). Анализ 1613 из Айнабулакского выхода соответствует гранитам повышенной калиевой щелочности.

Наложенные на гранитоиды автометасоматические процессы являются причиной покраснения пород и образования порфиробластов калиевых полевых шпатов. На контакте сиенито-диорита с известняками отмечаются скарны амфиболового и пироксенового состава с волластонитом. На скарны наложена сульфидная редкометалльная минерализация. Все выходы гранитоидов секутся мощной (до 10 *м*) дайкой лабрадоровых порфиритов северо-восточного простирания. В дайке присутствуют ксенолиты сиенито-диоритов.

46, 47. **Турангли-Джангаликский массив** находится на западной окраине Карамазара и состоит из двух смещенных Железным разломом выходов: первый (47) на площади месторождения Турангли, второй (46) южнее месторождения Джангалик. Туранглинский выход в виде узкой полосы (длина более 10 *км*, ширина до 200—500 *м*) размещается по левому борту Туранглисая, ближе к водоразделу и вытянут в северо-восточном направлении (рис. 24). Представлен породами сиенито-диоритов и монцонитоидов.

Длина Джангаликского выхода около 8, ширина до 2 *км*. Сложен мелкозернистыми сиенито-диоритами, переходящими местами в монцонитоиды. В целом Турангли-Джангаликский интрузив размещается в зоне юго-западного контакта гранитоидов Кураминского массива с эффузивами минбулакской и акчинской свит, кристаллических сланцев и осадочно-метаморфических пород нижнего и среднего палеозоя. В отношении возраста данного интрузива существует два мнения. Б. Н. Наследов, Ф. Ш. Раджабов, А. К. Кахаров и др. считают, что отмеченные выходы интрузива составляют краевые фации гранодиоритов $С_2$, Е. Д. Карпова, Ю. С. Шихин, С. М. Бабаходжаев относят их к группе самостоятельных интрузивов $Р_1$. Интрузив секут магматические породы доранненепермского возраста. Штоки и апофизы сиенито-диоритов и монцонитоидов отмечаются среди кураминских гранодиоритов

C_2. На контакте сиенито-диоритов с известняками $Д_2 — C_1$ образуются скарны. Гранитоиды выхода сходны по облику с породами массивов Бабайоба, Чорух-Дайрона и др., для которых установлен P_1 возраст. К числу сходных признаков относятся: повышенная щелочность; постоянное присутствие среди гранитоидов всех массивов пород сиенитового и монцонитоидного рядов; характерная для региона последовательность смены пород — диориты → сиенито-диориты → монцонитоиды → граниты → гранодиориты; постоянное присутствие в минеральном составе пород пироксена и амфибола; средне- и мелкозернистая текстура; преобладающая розовая, красноватая и темно-серая окраска пород.

В рассматриваемом массиве в значительном объеме присутствуют также гранодиориты, граниты, габбро-диориты. Смена всех разновидностей пород определяется по изменению содержания и свойств таких минералов, как плагиоклаз, пироксен, амфибол, биотит (табл. 56). Выделенные разновидности пород образуют широкие чередующиеся полосы шириной до нескольких метров. На породы массива наложены альбитизация, серицитизация, хлоритизация, калишпатизация, эпидотизация и др. Гранитоиды массива содержат акцессорные — апатит, циркон, сфен, галенит, гранат, корунд, магнетит, пирит, шеелит, флюорит и монацит. Структура пород порфировая, призматическая, гипидиоморфно-зернистая и др.

Вариации петрографического состава пород и принадлежность части из них к сиенито-диоритовому и монцонитоидному рядам находят свое отражение и в их петрохимических особенностях (табл. 57). Для рассматриваемых пород свойственно завышенное содержание железомагнезиальных компонентов, окиси кальция, щелочей.

В **породах** массива отмечается присутствие следующих элементов-примесей (*г/т*): Pb — 35(14), Zn — 111(8), W — 8,4(8), Sn — 3,5(31), Mo — 0,25(8), Bi — 0,87(8), Au — $6,5 \cdot 10^{-7}$(8), Ag — 0,4(10), Cu — 20 (11), Rb — 139(8), Li — 44(8), Cs — 3(8), U — 2,3(7), Th — 15,6(6), Pb — 39(6) — активационный анализ, F — 612(8), B — 6,2(8), (в %, среднее 3 проб.): Cr — 0,0030, V — 0,016, Ni—0,008, Co—0,002 (Джангаликский выход). Экзоконтактовые изменения вмещающих сиенито-диориты пород выражаются в образовании гранат-пироксеновых скарнов, мощных зон офикальцита и роговиков. Условия формирования и глубина залегания отмеченных интрузивов аналогичны Чорухдайронскому.

48, 49. **Курганча-Сардобский штоки.** Два небольших выхода раннепермских интрузивов сиенито-диоритового состава А. Б. Дзайнуковым и Г. Т. Таджибаевым отмечены в сайх Курганчи (48) и Сардоб (Алтын-Топкан) (49). Они общей площадью около 1,3 *км*^{2} в плане имеют удлиненную в северо-восточном направлении форму. Монцонитоиды и сиенито-диориты внедряются в толщу песчано-сланцевых отложений O — S. Полоса ассимилированных и контаминированных пород достигает мощности 50 *м*. В породах этих выходов пироксены редки. Преобладают **плагиоклаз** № 50—52 — 52%, **ортоклаз** с $2V = 60—72°$ (21), **биотит** (6), **роговая обманка** (13), **кварц** — 8%. Структура монцонитовая, реже гипидиоморфно-зернистая.

Во всех выходах гранитоиды секутся дайками гранодиоритов и гранит-порфиров, кварцевых порфиров, авгитовых сиенито-диорит-порфиритов, биотитовых монцонит-порфиров, сиенито-порфиров, аплит-пегматитов, лампрофиров и диабазовых порфиритов. Дайки представлены тремя генетическими типами. В составе многих из них присутствуют щелочные полевые шпаты.

50. **Бабайобский массив** занимает водораздельную часть верховьев рек Пангаз и Ашаба. Северная часть массива размещена на территории УзССР (р. Лояк). Интрузив вытянут в меридиональном направлении и расположен в Бабайобской синклинали. Длина его около 15 *км*, ширина от 0,5 до 5—6 *км*. Площадь около 50 *км*^{2}. Массив по-

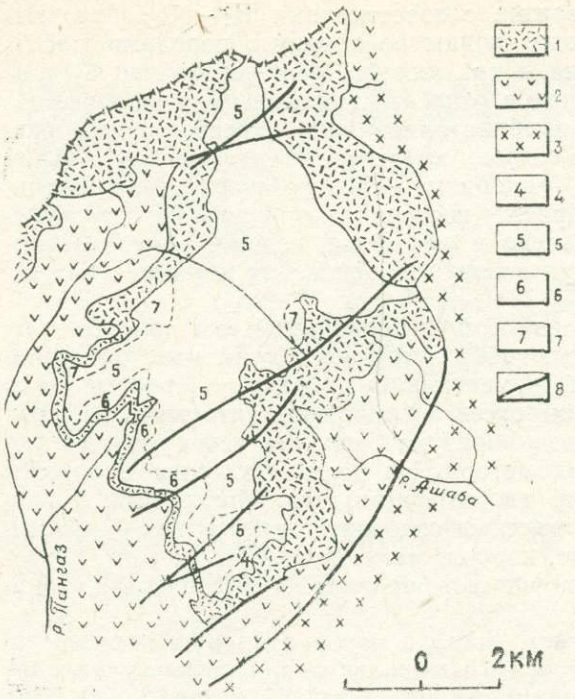


Рис. 25. Схематизированная геологическая карта Бабайобского массива (*по* А. Н. Белову):
1 — липариты, кварцевые порфиры, трахилипариты (оясайская свита), *2* — дациты, андезитовые порфириты (акчинская свита), *3* — гранодиориты (средний карбон), *4* — монцодиорит-порфириты (первая субфаза), *5* — кварцевые сиенит-диориты (вторая субфаза), *6* — кварцевые диорит-сиениты (третья субфаза), *7* — сиенито-гранодиорит-порфиры (четвертая субфаза), *8* — разломы

сещали и описывали С. Ф. Машковцев, А. С. Аделунг, Ф. Ш. Раджабов, Н. П. Васильковский и др. Детальное петрографическое исследование гранитоидов массива проводил А. Н. Белов (1964, 1968, 1969). Геологический возраст спорный. Считается среднекарбоновым («Петрография Узбекистана», т. 1, 1964), нижнепермским (Васильковский, 1952; Аделунг, 1937; Белов, 1968; Бабаходжаев, 1975) и верхнепермским (Карпова, 1948). Абсолютный возраст гранитоидов массива 270—276 млн. лет (Бабаходжаев, 1975). Они прорывают осадочно-вулканогенные породы оясайской и шурабсайской свит, образуя с ними единую вулкано-плутоническую ассоциацию (Белов, 1968). Морфология интрузива определяется как шток (А. С. Аделунг, Н. П. Васильковский), лакколит (С. М. Бабаходжаев) и лополит (А. Н. Белов). Массив имеет полосчатое строение и сформировался в течение 4 субфаз (Белов, 1968) интрузивной деятельности (табл. 58). Площадное распределение и геологические особенности субфазовых разновидностей и вмещающих пород Бабайобского интрузива приведены на рис. 25.

Породы I субфазы составляют подошву лополита, обнажающуюся между саями Кайнарбулак и Задвод. Они представлены гиперстен-авгитовыми монцодиорит-порфиритами, переходящими местами в калишпатизированные норито-диорит-порфириты, габбро-норит-порфириты и гиперстен-авгитовые габбро-порфириты (мончикит-порфиры). Ближе к нижнему контакту интрузива в породах происходит увеличение содержания калинатрового полевого шпата. **Плагиоклаз** в этих породах представлен тремя генерациями. Состав его колеблется от № 32 до № 62. Большинство зерен плагиоклаза зонально; состав плагиоклаза в ядрах — 52, средняя зона — 41, краевая зона — 29. Иногда количество зон в плагиоклазах доходит до 5—7, $2V = +81—85°$, $\Delta p = 0{,}4—0{,}7$. **Калишпаты** обычно свежие. Относятся к высокому и низкому триклинному ортоклазу, $2V = 53—70$ (среднее — 63). **Биотит** довольно свежий, ng — 1,661, np — 1,506, $f^1_{опт} = 62—63\%$. **Роговая обманка** обыкновенная, c: Ng — 15—20°, $2V$ — 78—80, ng — 1,680, np — 1,660, $f^1_{опт.}$—46—49%. **Пироксен** представлен ромбическими и моноклинными разностями (c : Ng = 0°, 44°, $2V = —56—44°$, $f^1_{опт.} = 37\%$). **Ак-**

цессорные минералы (*г/т*): апатит — 522, циркон — 6,5, сфен — 91, анатаз — 7,5, рутил — 25, барит — 1 : 3, титано-магнетит — 139, ильменит — 178, пирит — 10.

Образования II субфазы занимают значительную площадь Бабайобского массива и представлены роговообманково-гиперстен-авгитовыми кварцевыми сиенито-диоритами с переходами в кварцсодержащие монцодиориты и сиенито-гранодиорит-порфиры. Породы среднезернистые в центре интрузива и мелкозернистые в эндоконтактах. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, призматически зернистая, микропегматитовая, местами мирмекитовая (табл. 59).

Плагиоклаз образует беспорядочно ориентированные удлиненные кристаллы. Присутствует в виде трех гранулометрических фракций, размеры и объем которых закономерно меняются в вертикальном разрезе интрузивного тела. Выделяются 2 генерации плагиоклаза с составом от № 24 до 43, $2V = +82—88°$, $\Delta p = 0{,}6—0{,}7$. **Калинатровый полевой шпат** относится к триклинному промежуточному ортоклазу. $2V = —45—80$, ng — 1,528—1,529, nm — 1,526—1,527, np — 1,520—1,523. **Кварц** ксеноморфен, выполняет промежутки между другими минералами. **Биотит** развивается по пироксену и роговой обманке, плеохроизм по Ng темно-бурый, по Np — зеленовато-зеленый, $f'_{onm.} = 54—67\%$. **Пироксен** представлен двумя разновидностями: ромбической ($2V = —55$, $f'_{onm.} = 59\%$) и моноклинной ($c : Ng = 40°$, $2V = +47$, $f'_{onm.} = 33\%$). Выделяются две генерации пироксена, которые по составу относятся к авгиту и реже энстатит-диопсиду. **Роговая обманка** представлена обыкновенной разностью, $c : Ng = 17°$, $2V = —72°$, $f'_{onm.} = 59\%$. Встречаются единичные зерна актинолита на местах разложенных зерен авгита и роговой обманки. Породы второй субфазы характеризуются повышенными содержаниями **акцессорных** (*г/т*): 3449 — апатита, 17,4 — циркона, 2,9 — сфена, 7,5 — анатаза, 79,0 — рутила, 255 — титано-магнетита, 167,6 — ильменита, 81,8 — пирита.

III субфаза. Преобладающей разновидностью пород данной субфазы являются кварцевые диорит-сиениты, розовые, среднезернистые, переходящие местами в мелкозернистые порфировидные разновидности. Эти породы полого налегают на поверхность тел первой и второй субфазы или подстилающей эффузивной толщи. **Плагиоклаз** образует две генерации и относится к олигоклазу и андезину (№ 20—46), $2V = +86$, $—84—86$, $\Delta o = 0{,}50—0{,}62$. В зональных зернах состав плагиоклаза внешней зоны № 43, внутренней — № 23. **Калинатровый полевой шпат** всегда ксеноморфен и представлен триклинным промежуточным ортоклазом, $2V = —55—85$, показатели преломления: ng = 1,527—1,533, nm = 1,524—1,530, np — 1,521—1,527, ng — np = 0,006. **Биотит** хлоритизирован, ng — 1,669, np — 1,614, ng — np = 0,055, плеохроизм по Ng коричневато-темный, по Np — желтовато-зеленый, $f'_{onm.} = 70\%$. **Пироксен** представлен авгитом ($c : Ng = 41°$, $2V = +52°$, ng — 1,719, np — 1,657, ng — np — 0,029). **Роговая обманка** ($c : Ng = 16—19°$, $2V = —70—72$, ng — np — 0,024—0,32, $f'_{onm.} = 52—55\%$); плеохроизм по Ng темно-коричневый, по Np — желтовато-зеленый. **Акцессорные** минералы (*г/т*): апатит — 2029, циркон — 43,5, сфен — 7,4, анатаз — 40,6, барит — 8,9, титано-магнетит — 136,8, ильменит — 218,5, пирит — 5,3. Структура пород порфировидная, монцонитовая и реже пегматитовая.

IV субфаза представлена биотит-роговообманковыми сиено-гранодиорит-порфирами тонкозернистого облика и темно-серой окраски. Они прорывают породы ранних субфаз. Характерно преобладание калишпата над плагиоклазом, присутствие кварца и темноцветные минералов. **Плагиоклаз** образует четыре гранулометрические группы, включая фенокристы. Встречаются две генерации. Первая — андезин № 46, $2V = +80$, $\Delta o = 0{,}73$, вторая — олигоклаз № 26, $2V = —73$. **Калинатровый полевой шпат** представлен двумя генерациями. Первая — это редкие порфировые выделения ($Nm \perp (001) = 7—12°$), ng = 1,520,

вторая — вкрапленники (Nm ⊥ (001) = 17°). **Пироксен** представлен ромбическими (c : Ng = 0°, 2V — 56, $f^{1}_{onm.}$ = 61,5, ng — np = 0,012) и моноклинными (c : Ng — 41°, 2V = +52, $f^{1}_{onm.}$ = 33%, ng — np = = 0,035) разновидностями. **Роговая обманка** образует две генерации— порфировые выделения и вкрапленники. Оптические константы следующие: c : Ng = 16′, 2V = —72, $f^{1}_{onm.}$ = 53%, ng — np = 0,028. **Биотит** встречается в виде двух генераций. Образует пластинки коричневатой окраски. Общая железистость— 65%, ng — np = 0,052. Из **акцессорных** минералов присутствует (*г/т*): апатит — 302, циркон — 100, сфен—2,9, анатаз — 20, рутил — 17,6, лейкоксен — 28,2, барит — 14,7, гранат—3,0, титано-магнетит — 228. Структура пород микропойкилитовая, гипидиоморфно-зернистая. Согласно данным К. Урунбаева (1975), в породах монцонитоидов массива встречаются следующие акцессорные минералы (*г/т*): магнетит — 1300, гематит — 18, анатаз — 12, брукит — 2, ильмено-рутил — 3, циркон — 195, гранат —8, турмалин — 15, монацит — 9, апатит — 45, ортит — 2, шеелит —2, торит — 3, оранжит — знаки, молибденит — 1,5, флюорит — 21, халькопирит — 25, золото — 35—60 знаков. По С. М. Бабаходжаеву: сфен — 500, пирит — 2,5, ортит — 20, галенит — 0,15, апатит — 127. Химический анализ пород интрузива приводится (по А. Н. Белову в табл. 60).

Элементы-примеси отдельно в породах субфаз не изучались. В целом в **породах** массива содержание элементов-примесей следующее *(г/т):* Au — 4,2 · 10^{-7} (4), U — 5,0(13), Li — 25(8), Rb — 220(2), Cs—6,5 (6), Tl — 2200(3), F — 1800(5), Pb — 31(43), Zn — 72(45), Cu — 24 (204), Bi — 0,8(4), Ag — 0,20(10), Mo — 2,0(6), W — 3,0(6), Sn — 5,0 (25), Be — 12,9(46), B — 10,7(3); (в %): Cr — 0,0020(4), Ni — 0,001 (3). **Легкая фракция**: Mo — 30(2), Bi — 60(2), W — 10(2), Be — 3(2); **магнитная фракция:** Sn — 30(2), W — 60(2), Mo — 20(2), Ag — 0,5(2), Zn — 400(2), Pb — 25(2); **апатит** — La — 0,06%, Ce — 0,1, Y — 0,03, Nb — 0,03, Cd — 0,006. В минералах: **роговая обманка** (К. Урунбаев, 1975) Rb — 146, Li — 65, Mo — 4,9, W — 6, F — 280, Pb — 6, Sn — 120, Cu — 56; **биотит** — Rb — 440, Li — 46, Mo — 7,1, F — 690, Pb — 54, Zn — 34, Cu — 40 (Бабаходжаев, 1975).

В зоне экзоконтакта массива выделяется подзона базификации (мощностью от 1 до 20 *м*) и подзона лейкократизации (мощность 0— 1 *м*). Вмещающие эффузивы перекристаллизованы и обычно превращены в мелко- и среднезернистые породы с биотитом, роговой обманкой, реже пироксеном. Для контактовых ореолов интрузива характерно широкое развитие реоморфических явлений. Автометасоматические процессы: мирмекитизация, серицитизация, пренитизация, биотитизация, эпидотизация, хлоритизация, альбитизация и пелитизация.

Жильно-магматические образования гранитоидов массива представлены разнообразными по составу породами повышенной щелочности. На площади его зафиксировано около 100 даек, значительная часть которых генетически связана с материнскими интрузиями. Дайки делятся на интрамагматические и гипомагматические группы, согласно классификации Х. М. Абдуллаева (1957). К первой относятся недифференцированные и дифференцированные пегматит-порфиры (гранодиоритовые и гранитовые), кварцевые плагосиенит-порфиры, кварцевые сиенит-аплиты, кварцевые сиенит-пегматиты, альбититы (кварцевые и безкварцевые), граносиенит и кварцсиенит-порфиры, граносиенит-аплиты и граносиенит-пегматиты. Вторая группа дайковых пород делится на дайки кислого (кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, гранит-порфиры) и основного (диабазовые порфириты, диабазы и мелафиры) состава. Они характеризуются непостоянством вещественного состава и различной закономерностью размещения. С гранитоидами массива генетически связаны безрудные амфиболовые, кварцевые, эпидотовые и карбонатные гидротермальные жилы. Встречаются поздние кварцевые жилы (мощность 1—2 *м*, протяженность до 100 *м*) с рудными минералами (галенит, халькопирит и золото). Интрузив формировался в

условиях гипабиссальной фации на глубине 1—1,5 *км*. Небольшой шток (около 100 м²) сиенито-диоритов обнаружен на дне р. Карахана в западной части Шайданского массива. Петрографическое описание и данные химических анализов этого штока приведены в статье С. М. Бабаходжаева и В. И. Сушкова (1962).

51. **Бабайсетанский выход** находится в осевой части Кураминского хребта и приурочен к ядру одноименной синклинали. Площадь его около 1 *км²*, имеет субмеридиональное простирание и прорывает вулканогенные образования верхнего палеозоя (*шурабсайская и, возможно,* оясайская свиты). Поверхность контакта интрузивного тела имеет пологие углы падения (10—35°), что, очевидно, является следствием межпластового залегания данного интрузивного тела. А. Н. Белов считает, что интрузив представляет собой сателлит Бабайобского массива и имеет с ним единый магмоподводящий канал. По петрографическому составу породы этого выхода сходны с интрузиями второй субфазы Бабайобского массива. Среди них преобладают кварцевые сиенито-диориты, состоящие (в объемн. %) из плагиоклаза № 42—47 (33), калиевого полевого шпата (34,2), кварца (13,2); темноцветные — моноклинный пироксен, роговая обманка и биотит (15,9); акцессорные и рудные (3,7) (среднее из 4 подсчетов). Примерно 80—90% тяжелой неэлектромагнитной фракции составляет акцессорный апатит (2015 *г/т*). Встречается также *(г/т)*: циркон — 24,2, сфен — 1,4, рутил — 8,8, барит — 7,3, титано-магнетит — 199,9, ильменит — 118,7, пирит — 37,2. Имеется один силикатный анализ (в вес. %): SiO_2 — 59,57, TiO_2 — 1,16, Al_2O_3 — 14,94, Fe_2O_3 — 3,44, FeO — 3,79, MnO — 0,14, MgO — 1 : 78, CaO — 4,56, Na_2O — 3,46, K_2O — 3,55, п. п п.— 2,57, P_2O_5 — 0,23, сумма — 99,19 (пр. 6). Геохимические данные отсутствуют.

52, 53. **Буюрлюкский и Гудасский выходы** находятся на водоразделе сая Карамазар (р. Акташ) и р. Нишбаш (53) среди эффузивов акчинской свиты. Интрузивное тело представляет шток (0,5 *км²*), сложенный породами сиенито-диоритового состава, которые по облику сходны с подобными образованиями нижнепермского возраста. Шток находится недалеко от Бабайобского массива и, видимо, является его сателлитом. В гранитоидах присутствуют ксенолиты андезитовых порфиритов и порфировидных гранодиоритов C_3. Породы штока интенсивно трещиноваты, а в периферийных частях имеют темную окраску и мелкозернистое строение. Сиенито-диориты секутся дайкой полевошпатовых порфиров, которые в зальбандах отвечают по составу диабазовым порфиритам. По данным химического анализа породы Буюрлюкского выхода отвечают диоритам гиперстен-роговообманково-авгитового состава (вес в %): SiO_2 — 54,36, TiO_2 — 1,35, Al_2O_3 — 17,20, Fe_2O_3— 4,77, FeO — 3,45, MnO — 0,13, MgO — 3,23, CaO — 3,83, Na_2O — 5,72, K_2O — 2,86, п. п. п.— 1,92, P_2O_5 — 0,71, сумма 100,08 (пр. 1467[в]).

На водоразделе, в 2 км к югу, среди эффузивов акчинской свиты обнажается Гудасский выход (52) сиенито-диоритов нижнепермского интрузивного комплекса. Это штокообразное тело площадью около 0,8—1 *км²* также является сателлитом Бабайобского массива. Его характеристики в геологической литературе нет.

54. **Камчикский выход** находится в верховьях Сарваксая юго-западнее перевала Камчик, представлен дайкообразным телом северо-восточного простирания. Мощность 50—60 *м*, протяженность более 1 *км*. Размещается среди гранодиоритов Акташского массива и сечется дайковыми образованиями P_2 — T_1 возрастов. В гранодиоритах отмечаются апофизы сиенито-диоритов до 40—50 *см* мощности. Вблизи контакта сиенито-диориты мелкозернистые, со скрытокристаллической текстурой. Отмечается зона закала до 5—10 *см* мощности. По Сарваксаю сиенито-диориты прорывают метаморфические толщи Pz_1 и сильно гибридизированы. Среди гранитоидов Камчикского выхода кроме сиенито-диоритов присутствуют также диориты, граносиениты и монцониты. Эти разновидности расположены зонально; от центра к пери-

ферии сиенито-диориты через монцониты сменяются диоритами. Этот массив упоминается в работах А. П. Недзвецкого, А. Н. Белова, В. Н. Байкова и др. По вещественному составу все разновидности данного выхода тождественны породам Бабайобского интрузива. Имеется один силикатный анализ сиенито-диоритов (в вес. %): SiO_2 — 60,43, TiO_2 — 0,51, Al_2O_3 — 17,84, Fe_2O_3 — 2,97, FeO — 3,31, MnO — 0,13, MgO — 2,35, CaO — 5,58, Na_2O — 3,13, K_2O — 2,89, п. п. п. — 0,72, P_2O_5 — 0,16, сумма — 100,17 (пр. 2395). Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Rb — 90, Li — 39, Cs — 7, Tl — 1,2%, Pb — 17(1), Zn — 100(1), Cu — 100(1), Au — $5{,}2 \cdot 10^{-7}$(3), B — 15(2), F — 2200(4).

Е. Верхнепермский интрузивный комплекс

55. **Учтепинский выход** находится в юго-западной части Музбекского массива около кишлака Учтепа. Здесь среди гранодиоритов отмечается несколько штокообразных выходов «красных» гранитов. Местами граниты закрыты четвертичными отложениями. Площадь всех выходов около 2 *км*^{2}. Отдельные выходы от 200 до 500 *м*^{2}. Все они размещаются в зоне разлома северо-восточного простирания. В результате интенсивной калишпатизации, альбитизации и слабой грейзенизации граниты приобретают различную окраску: розовую, красную, серую. В гранитах отмечаются ксенолиты гранодиоритов. Радиологический возраст гранитов (К — Ar метод по породе) 270 ± 11 млн. лет. Количественно-минеральный состав (в объемн. %): калишпат — 35—45, плагиоклаз — 25—30, кварц — 20—25, биотит — 2—3, акцессорные: апатит, сфен, циркон, монацит, галенит. Структура гранитовая. Химический состав фациальных разновидностей гранитов представлен в табл. 61.

Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Rb — 180(8), Li — 19(8), Cs — 6,5(8), Pb — 54(3), Zn — 62(3), W — 7,5(3), Mo — 2(3), Sn — 15(3), Bi — 0,9(3), Au — $7{,}7 \cdot 10^{-7}$(10), Ag — 0,1(2), F — 975(11), Be — 7,2 (27), U — 9,7(4), Th — 27(4), Pb — 51(4) — по активационным анализам. С гранитами генетически связаны жилы аплита и пегматита мощностью до 0,2—0,5 *м*. Глубина формирования около 1—1,5 *км*, фация гипабиссальная.

56. **Киктальский выход** находится в юго-восточной части Музбекского массива к северу от города Ленинабада. Обнажающееся здесь тело имеет штокообразную форму и неровные секущие интрузивные контакты с гранодиоритами. Площадь штока около 1,5—2 *км*^{2}. В гранодиоритах отмечаются апофизы и сателлиты гранитов. Граниты трещиноваты и метасоматически изменены. В периферии штока граниты мелкозернистые, в центре — среднезернистые. Минеральный состав гранитов (в объемн. %): калишпат (микроклин, реже ортоклаз) — 40—45, плагиоклаз (№ 5—15) — 20—30, кварц — 15—20, биотит — 2—3, акцессорные: апатит, циркон, сфен, пирит, халькопирит, гематит, галенит и сфалерит. Структура гранитовая, гипидиоморфно-зернистая. Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Rb — 160(1), Li — 47(1), Cs — 5 (1), Pb — 58(3), Zn — 68(3), W — 5(3), Mo — 1(8), Sn — 8(3), Bi — 0,5(3), F — 1300(5); (в %): Cr — 0,0009, V — 0,013, Ni — 0,0014, Co — 0,0002. С «красными» гранитами генетически связаны жилы аплита и пегматита простых составов. Мощность одной из пегматитовых жил около 4 *м*, протяженность 30 *м*. Состав — калишпат, кварц, изредка биотит до 0,5—1%. Граниты секутся также кварцевыми жилами СВ простирания. Они перспективны на редкие элементы. Относятся к малоглубинной фации (около 1—1,5 *км*).

57. **Сардобские выходы**. В устье левого склона р. Сардоб, северо-западнее месторождения Чалата, среди хлорит-серицитовых сланцев ордовика-силура находятся два штокообразных выхода красных лейкократовых гранитов условно верхнепермского возраста. Общая пло-

щадь около 1,5 $км^2$. По внешнему облику и петрографическому составу они аналогичны с породами Киктальского выхода в Южном Моголтау. Другой выход красных гранитов (2 $км^2$) находится у к. Сардоб.

58. **Кызылбельский выход** расположен на правом борту устья Кызылтепасая в юго-восточной части Чокадамбулакского массива. Локализованное здесь тело имеет форму штока, протягивающегося в СВ направлении на расстояние около 1 *км* при ширине 400 *м*. Шток прорывает C_2 гранодиориты и эффузивы шурабсайской свиты. Интрузив посещали и изучали А. Н. Колчин, В. Г. Надеждин, О. П. Елисеева, С. М. Бабаходжаев и др. Преобладающими породами являются мелкозернистые граниты. Характерно присутствие ксенолитов, переработанных в сиенито-диориты, габбро-диориты и адамеллиты. Вблизи контакта гранитов с эффузивами ксенолиты составляют более половины объема обнаженной части интрузива. Здесь ксенолиты представлены породами андезито-дацитовых порфиритов шурабсайской свиты. Они имеют овальную, округлую или продолговатую форму и размеры от 5 *см* до 0,5 $м^2$. Ксенолиты являются свидетелями интенсивной ассимиляции отмеченных эффузивов магмой лейкократового состава. Породы штока подвержены интенсивной метасоматической переработке, что обусловило невыдержанность минерального состава гранитоидов интрузива. Вместе с кварцем, калишпатом (микроклином), плагиоклазом (альбит-олигоклаз) и биотитом присутствует обыкновенная роговая обманка, $c : Ng = 15—18°$, $2V = 72—78°$ и актинолит. Среди акцессорных присутствуют сфен, циркон, апатит, ортит, флюорит, оранжерит, турмалин, наэгит, анатаз, ураноторит, магнетит, гематит и пирит. Структура гранитовая, аплитовая гипидиоморфно-зернистая. Химический состав гранитоидов этого выхода по данным 3 анализов следующий (в вес. %): SiO_2 — 72,78—77,04—68,20, TiO_2 — 0,21—0,15—0,41, Al_2O_3 — 11,09—13,11—15,75 Fe_2O_3—0,25—0,00—1,42, FeO—0,51—0,44—1,62, MnO — 0,02—0,02—0,37, MgO — 4,10—0,33—1,99, CaO — 0,62—0,56—2,46, Na_2O — 1,10—2,28—1,36, K_2O — 6,65—4,26—4,43, H_2O — 2,94—1,76—1,92, п. п. п.— 0,16—0,12—0,14, сумма — 100,43—100,07,—100,07 (пр. 100-м, 101-м, 128-м). Элементы-примеси (*г/т*): Rb — 180(2), Li — 44(2). Интрузив относится к образованиям гипабиссальной фации глубинности.

59. **Канташский (Камышлисайский) выход** находится в северо-западном обрамлении поля чокадамбулакских гранитоидов, между последними и Канташским интрузивом. Массив представлен двумя дайкообразными выходами в зоне Кызылчекинского и Окурдаванского разломов. Длина выходов около 5 *км*, мощность от 200 до 600 *м*. Впервые данный массив был выделен А. П. Недзвецким как тело аплитовидных гранитов. Описывали его также Н. А. Колчин, В. А. Арапов, Л. А. Хусанбаев, В. Н. Байков и др. Возраст гранитов определяется тем, что они прорывают гранитоиды, вулканиты и метаморфические породы верхнего палеозоя и сами пересекаются предкызылнуринскими разломами. Наиболее распространенными породами массива являются граниты, гранит-аплиты и микрограниты. Они имеют мелко- и среднезернистое строение, массивные, реже порфировидные. Окраска их светло-розовая, местами светло-серая. Ведущими минералами являются (в объемн. %): калишпат — 30—35, кварц — 35—40, плагиоклаз—20—28 (№ 0—15), биотит — 2—5. Структура гранитовая, микропегматитовая и гипидиоморфно-зернистая.

Химический состав разновидностей гранитоидов массива по данным 3 анализов следующий (в вес. %): SiO_2 — 68,80—73,88—75,78, TiO_2 — 0,32—0,05—0,08, Al_2O_3 — 15,22—12,82—12,76, Fe_2O_3 — 0,83—0,13—0,48, FeO — 1,94—1,65—0,65, MnO — 0,11—0,11—0,03, MgO — 0,59—0,65—0,21, CaO — 1,83—0,99—0,81, Na_2O—2,68—3,00—3,66, K_2O—5,20—4,32—4,88, п. п. п.—2,66—2,32—0,48, H_2O — 0,11(51[а]), P_2O_5 — 0,03—0,12,— сумма — 100,21—100,04—99,74 (пр. 81747, 94101, 51[а]). Материалы по элементам-примесям отсутствуют. Гранитоиды массива от-

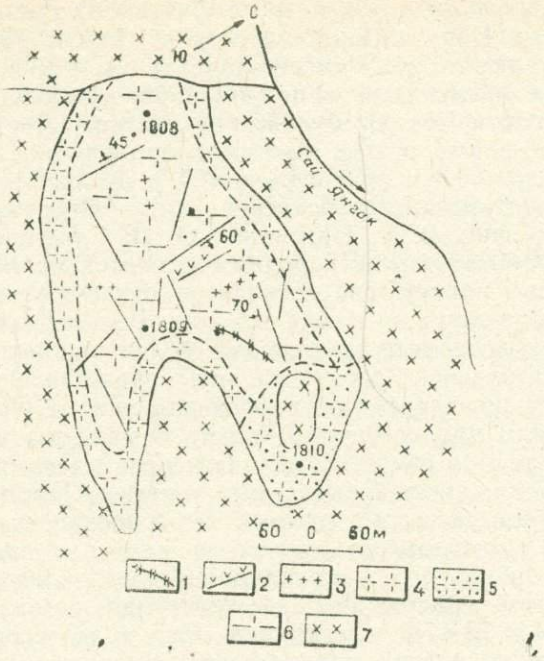


Рис. 26. Схематизированный план Янгакского выхода лейкократовых гранитов (составил С. М. Бабаходжаев):
1 — кварцевая жила, *2* — диабазовый порфирит (дайка), *3* — аплит (дайка), *4* — красный гранит мелкозернистый, *5* — красный гранит-порфир, *6* — красный гранит среднезернистый, *7* — гранодиорит среднекарбоновый

носятся к гипабиссальной фации с глубиной формирования около 1—1,5 *км*.

60. **Янгакский шток** находится в восточной части Джеркамарского гранодиоритового массива. Представлен двумя выходами: первый по правому борту средней части Янгаксая (рис. 26), второй в верховьях Камышлисая. Они приурочены к зоне Камышлисайского разлома северо-восточного простирания. Площадь 0,6—1,5 *км*^{2}. Слагающие его граниты характеризуются столбчатой отдельностью, средне-мелкозернистым строением и красной окраской. По краям штоков лейкократовые граниты переходят в гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Породы выходов по внешнему облику и количественно-минеральному составу идентичны гранитам Шайданского массива, который находится в 10 *км* к востоку от с. Янгак. Ведущими минералами янгакских гранитов являются **калишпат** (нерешетчатый микроклин, часто с простыми двойниками и волокнистыми микропертитовыми вростками альбита $2V = 75°$, $\Delta o = 0{,}8$, ng—np = 0,005), **плагиоклаз** (альбит и альбит-олигоклаз с полисинтетическими двойниками, интенсивно серицитизирован), **кварц** (ксеноморфный, образует микропегматитовые сростки с калишпатом), **биотит** (пластинки, листочки, иногда полностью замещен хлоритом, эпидотом, лейкоксеном и гематитом), плеохроизм по Ng густо-зеленый, по Nm — зеленый, по Np — желтовато-зеленый. Из **акцессорных и рудных** преобладают (*г/т*): апатит (до 150), флюорит (300), циркон (45), магнетит (1200), структура гипидиоморфно-зернистая, гломеропорфировая, реже микрогранитовая. Элементы-примеси в **породах** (*г/т*): Pb — 27(2), Zn — 52(2), Cu — 4,5(2), Ag — 0,01(3), Sn — 5(5), W — 3(2), Mo — 4(3), Be — 3(2), Bi — 0,01(5), F — 1700 (3), La — 450(2), Ce — 1000(2), Y — 1000(2), Yb — 200(2), Gd — 100 (2); **флюорит** (в %): Ti — 0,1, Mn — 0,01, Zr — 0,3, Ba — 0,01; **циркон**: La — 60, Y — 300, Yb — 450.

Экзо- и эндоконтактовые изменения выражены слабо. Из послемагматических образований отмечаются жилы кварца с сульфидами, гематитом и малахитом. Мощность жил до 10—15 *см*. Относится к трещинным интрузиям гипабиссальной фации и, по всей вероятности, является сателлитом Шайданского массива.

61. **Шайданский массив** находится в устье р. Пангаз, в 3 *км* выше

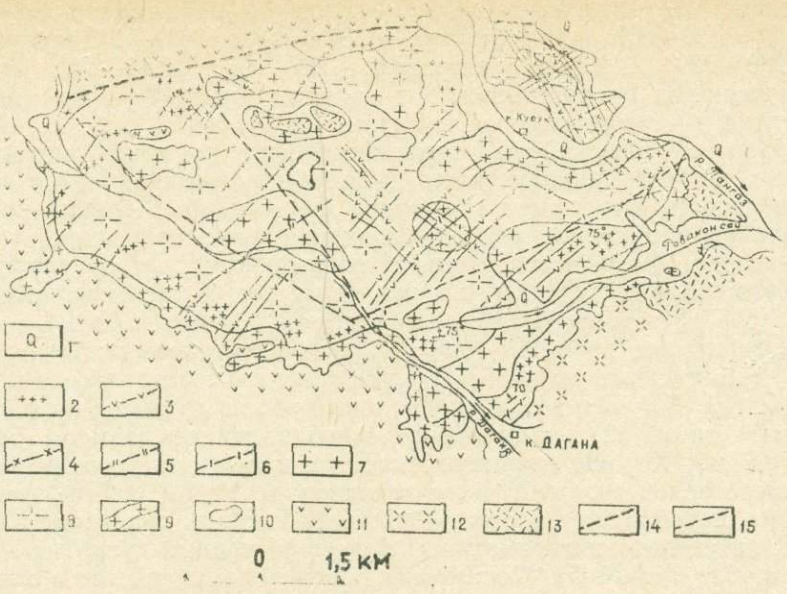


Рис. 27. Схематизированная геолого-петрографическая карта Шайданского массива (61). Составил С. М. Бабаходжаев:

1 — четвертичные отложения, *2* — дайки аплитов и пегматитов, *3* — дайки диабазовых порфиритов, *4* — дайки гранит-(сиенит)-порфиров, *5* — дайки полевошпатовых порфиров, *6* — сложнопостроенные дайки, *7* — красные граниты мелко-средне-крупнозернистые, *8* — красные граниты средне-крупнозернистые, *9* — красные граниты мелко-среднезернистые, *10* — граниты кварц-полевошпатовые, *11* — андезито-дацитовые порфириты, туфы (акчинская свита), *12* — порфировидные гранодиориты (C_3), *13* — липариты, кварцевые порфиры, фельзиты (оясайская свита), *14* — Баштавакский разлом, *15* — разломы, зоны дробления. Петрографические разновидности красных гранитов массива имеют постепенные переходы (7—10)

кишлака Шайдан. Занимает водораздельную часть рек. Пангаз и Карахана. Имеет лакколитообразную форму. Длина около 12, ширина 5—6 *км*. Площадь выхода около 60 *км*^{2}. Массив изрезан широкими долинами (сай Ровакон), глубокими каньонообразными ущельями (р. Карахана) и имеет неровные контакты с вмещающими его породами (рис. 27). Вертикальный врез массива 950 *м* (высотные отметки от 1000 до 1939 *м*). В геологической литературе по Карамазару упоминается очень часто (Машковцев, 1928; Наследов, 1935; Попов, 1938; Островский, 1936; Аделунг: 1938; Васильковский, 1952 и многие другие). Этот массив изучали также А. П. Недзвецкий, В. Н. Байков, Л. И. Лисогор, Ю. В. Ныркова, Б. Х. Мажикенов и др. Массив изучался нами с применением сеточного отбора проб с последующим составлением геолого-петрографической и геохимической карт (Бабаходжаев, 1975, 1976). Формирование шайданских гранитов связано с процессами позднегерцинской тектоно-магматической активизации. Размещение гранитов контролируется Баштавакским глубинным разломом. Граниты массива прорывают осадочно-вулканогенные, субвулканические и гранитоидные породы допозднепермского возраста. Геологический возраст гранитов массива окончательно не установлен. Его относили к предверхнепермским (Васильковский, 1952), донижнепермским, по А. П. Недзвецкому, верхнепермским (Бабаходжаев, 1976) и нижнетриасовым (Байков, 1976) образованиям.

Позднепермский возраст лейкократовых гранитов подтверждается геологическими данными и геохронологическими определениями. Средняя цифра 243 ± 9 млн. лет (Бабаходжаев, 1976), согласно геохронологической шкале 1964 г., соответствует поздней перми. В регионе отсутствуют четкие взаимоотношения отмеченных гранитов с вулкано-плутонитами T_1. В гранитах выявлено пять направлений трещин от-

дельности: меридиональное — 360—15° ∠ 15—25°; северо-восточное — 20—70° ∠ 60—80°; юго-восточное — 130—150° ∠ 50—50°; северо-западное 280—320° ∠ 25—40°; широтное — 80—100° ∠ 40—70°. Наиболее выдержанными по простиранию и протяженными (3—4 *км*) являются широтные и меридиональные трещины.

Процессы интенсивной микроклинизации и реже альбитизации полевых шпатов придают гранитам разные оттенки красной окраски. Интенсивность отмеченных изменений варьирует в вертикальном и горизонтальном направлениях, обусловливая отчетливо зональное строение массива. Выделяются шесть петрографических разновидностей пород, связанных постепенными переходами: серые крупнозернистые граниты (6—7%), розовые крупнозернистые граниты (30%), красные крупнозернистые граниты (60%), красные мелкозернистые граниты (3%), гранит-порфиры (0,5%), гранит крупнозернистый, окварцованный (0,1%). Количественно-минеральный состав гранитов по зонам следующий (табл. 62): **плагиоклаз.** Преобладающие размеры зерен до 0,1 × 0,5 *мм*. Хорошо выражены простые и полисинтетические двойники. Представлен альбитом и олигоклазом до № 14. Олигоклазы, реже альбиты, преобладают в составе розовых и серых гранитов I, II и III зон. В интенсивно метасоматически переработанных гранитах преобладает альбит (до № 5). Основность плагиоклаза меняется в зависимости от состава вмещающих пород: на контакте с андезитовыми порфиритами состав плагиоклаза достигает № 14, ближе к кварцевым порфирам — № 4—8. Показатели преломления: ng — 1,538—1,541, nm — 1,534—1,539, np — 1,528—1,537, ng — np — 0,007—0,010, 2V = ± 70—85.

Калишпат является ведущим породообразующим минералом шайданских гранитов. Представлен пелитизированным ортоклазом и решетчатым микроклином. Структурно-оптические типы калишпатов в различных частях массива очень близки. От первой зоны к третьей величина двупреломления повышается от 0,005 до 0,007; △p 0,5—0,6, реже — от 1,0 до 0,2—0,3. Согласно структурно-оптическим данным калишпаты относятся к группе промежуточных тонкорешетчатых микроклинов и ортоклазов (—2V = 64—80°) и крипторешетчатых и решетчатых максимальных микроклинов (—2V = 82—85°). Они интенсивно пертитизированы (пертиты распада и замещения) и замещены альбитом. Химические анализы их приводятся в табл. 63.

Кварц всегда ксеноморфный, в виде зерен округлой и продолговатой формы, обладает волнистым угасанием, размеры до 2—3 *мм*; образует клино- и червообразные формы прорастания в калишпатах (графическая и микропегматитовая структуры). **Биотит** образует чешуи, таблички, пластинки размером не более 1—1,5 *мм*. Плеохроизм по Ng темно-бурый, по Nm — желтовато-бурый, по Np — желтоватый 2V = 4—10°, Ng > Np ≫ Nm. **Акцессорные минералы**: анатаз (1—3 *г/т*), апатит (5), барит (+ единичные знаки), галенит (0,8), гематит (15), эпидот (374), ильменит (+), касситерит (+), корунд (+); киноварь (+), магнетит (80—348), малакон (0,5), монацит (+), молибденит (+), оранжит (0,1), ортит (75), пирит (0,4), пирохлор (2), рутил (0,5), сфалерит (+), сфен (0,8), турмалин (+), ураноторит (0,55), циркон (4,5) (Бабаходжаев, 1976). Петрохимический состав шайданских гранитов по данным 12 анализов (Бабаходжаев, 1976) характеризуется близким содержанием главнейших окислов во всех частях массивов. Предел колебаний окислов (в вес. %): Si_2—70,56—77,90, TiO_2 — 0,13—0,32, Al_2O_3 — 12,49—14,12, Fe_2O_3 — 0,41—1,34, FeO — 0,22—2,40, MnO — 0,03—0,06, MgO — 0,18—0,85, CaO — 0,65—2,80, Na_2O — 2,07—4,04, K_2O — 3,66—5,35, P_2O_5 — 0,02—0,23, H_2O — 0,03—0,12, CO_2 — 0,00—2,02, SO_3 — 0,00—0,20. Согласно классификации (**Заварицкий, 1948**), граниты относятся к породам, пересыщенным кремнеземом, что согласуется с высоким содержанием кварца в породах (до 50%). В гранитах повышен коэффициент щелочности (a : c = 9—30),

($K_2O + Na_2O$). Низкие величины коэффициентов окисленности железа (F = 0,3—3,8), известковистости (u = 3—9) и общей железистости (f^1 = 0,51—0,84) отражают небольшое содержание в гранитах фемических минералов. Кроме того, граниты отличаются пониженным количеством железо-магнезиальных компонентов, извести и TiO_2. Согласно отмеченным признакам, граниты массива отвечают нормальным разностям с несколько повышенной щелочностью.

Шайданский массив насыщен (300 выходов) дайковыми образованиями. Они делятся С. М. Бабаходжаевым (1976) на 2 генетические группы: 1) связанные с лейкократовыми гранитами (аплиты, аплит-пегматиты, пегматиты, полевошпатовые порфиры); 2) возможно глубинные (кварцевые и гранит-порфировые, диабазовые и плагиоклазовые порфириты). Дайки на площади массива распределены неравномерно, образуя два пояса, соответственно СВ и субмеридионального простирания. Первый проходит по саю Ровакон, а второй — параллельно течению р. Пангаз с СЗ на ЮВ.

Содержание элементов-примесей в **гранитах** (*г/т*): Rb — 180(11), Li — 14(20), Cs — 0,9(11), Pb — 45(325), Zn — 61(328), Cu — 12(352), Ag — 0,41(36), Au — $1{,}12^{10-7}$(19), Bi — 1,1(19), Sn — 12,9(73), Mo — 4,8(44), W — 4,6(21), Be — 12,8(336), U — 7,5(86), Th — 26(46), B — 8,5(28), F — 2200(39), Ni — 5(250), Cr — 70(98), Co — 2,8(9). Согласно данным нейтронно-активационного анализа (в %): La — 0,0007(3), Ce — 0,0018(3), Sm — 0,00031(3), хим. анал., Cr — 0,013(16), Ni — 0,0002(9), V — 0,0045(8). В минералах (*г/т*): **калишпат** Rb — 345(5), Li — 22(6), Cs — 19(6), Tl — 1020(5), Pb — 20(68), Zn — 10(68), Cu — 5,4(59), Sn — 0,7(68), Mo — 0,1(68), Be — 3,3(68), Bi — 0,11(16), Ag — 0,88 (68), F — 1430 (95); **плагиоклаз** Pb — 10 (3), Bi — 0,08 (16) — 11 (2); **кварц** (27 анал.) Pb — 4, Cu — 2,4, B — 3, Be — 0,1; **биотит** Rb — 573, Li — 315, Cs — 35, Tl — 3200, Pb — 87(7), Zn — 310(6), Cu — 35(4), Sn — 60(12), Bi — 0,25(6), Be — 2,4(5), F — 3500(10); **биотит** (по К. Урунбаеву) Sc — 10, Cu — 18, Pb — 12, Sn — 8, B — 3; **полевые шпаты** Sn — 2,5, Be — 4, Rb — 310, Cs — 4,2, Pb — 3,7, W — 4,6; **магнетит** Pb — 172(2), Zn — 300(2), Ag — 1(2), Cu — 55(2), Sn — 100(2), Mo — 10(2), Be — 4,5(2), в %: Ti — 0,33—0,45(4), V — 0,06—0,28(4), Co — 0,03(1), Cr — 0,05(4), Mn — 0,06—0,31(4), Ge — 0,001, Ga — 0,001, Zr — 0,0045; флюорит (спектральный анализ), пр. 1736 (в %): La — 0,03—6, Ce — 0,06—0,1, Y — 0,1—3, Yb — 0,01—3, Gd — 0,01; **электромагнитная фракция** (*г/т*): Pb — 40, Zn — 120, Cu — 7, Sn — 40, Be — 40, W — 50, Bi — 9, Mo — 15, Ag — 0,12; **магнитная фракция:** Pb — 15(5), Zn — 120(6), Cu — 40(4), Sn — 70(5), Be — 2(5), W — 60(6), Mo — 30 (3), Ag — 0,25(6); **легкая фракция:** Pb — 20(15), Zn — 60(12), Cu — 14(6), Sn — 2,7(4), Be — 2(6), W — 10(7), Bi — 1,9(4), Mo — 2,6(3), Ag — 0,18(3); **шлихи,** промытые на площади массива: Pb — 190(20), Zn — 278(20), Sn — 39(30), Be — 7,1(20), Mo — 32(20), В дайках (*г/т*): **аплит** Pb — 17—70(3), Zn — 40—70(3), Be — 10—15(2), Mo — 2—3(2), W — 6(2), Sn — 4—20(2), Ag — 0,1—0,3(2), Au — $1{,}4^{10-7}$; **кварцевый порфир** Pb — 5,7, Au — $3{,}4^{10-7}$; **гранит-порфир** Au — $3{,}62^{10-7}$; **диабазовый порфирит** Pb — 85(2), Zn — 200(2), Cu — 15(2), Be — 14(2), Mo — 3, W — 2,5, **Sn — 3,5, Ag — 0,1; плагиоклазовый порфирит** Au — $0{,}7^{10-7}$.

На **наших** материалах Э. А. Дунин-Барковской (10 анал.) высокочувствительным спектральным анализом (в камерных электродах разработанной методики в ВИТРе) определены (*г/т*): Pb — 31, Sn — 3,6, Ag — 0,049, As — 2,7, Ta — 1,5, Hg — 0,01, Bi — 0,09, Zn — 157. По данным **В. В.** Козырева и др. (1972) (2 анал.) (*г/т*): Pb — 26, Zn — 45, Cu — 7, Mo — 2,2, W — 2, Nb — 18, Ta — 3,3, Li — 10, Rb — 210, Cs — 3,5, Tl — 0,8%, Be — 3,4. По данным К. Урунбаева (1976) (3 анал.) (*г/т*): Rb — 195, Li — 16, Cs — 3,5, Pb — 24, Sn — 4,5, W — 4,2, Mo — 1, Be — 2,4, Nb — 13, U — 3,5, Th — 19. По данным В. Е. Чудиновой и др. (1966), (*г/т*): Cu — 28, Pb — 20, Zn — 100, Mo — 4, Ag — 1, Sn — 7. Отчетливо выражена геохимическая специализация лейкократовых гра-

нитов Шайданского массива на W, Sn, Mo, B, Bi, Pb, Zn, Ag и F. На это указывают повышенные кларковые содержания отмеченных элементов в породах и минералах, а также многочисленные рудопроявления и минерализованные зоны с флюоритом, бериллом, молибденитом и др. Пегматиты сопровождаются гнездами горного хрусталя. Размеры гнезд до 0,5—1 *м*^{2}.

В северной экзоконтактовой части массива (в зоне Баштавакского разлома) в гранодиоритах и эффузивах отмечаются участки ороговикования и окварцевания с флюоритовой минерализацией (сай Пазман, к. Кулиходжа). Эндоконтактовые изменения выражены в уменьшении зернистости гранитов в зоне мощностью до нескольких метров. По саю Ровакон в гранитах отмечается большое количество ксенолитов эффузивов оясайской свиты. Некоторые ксенолиты в результате метасоматической переработки превращаются в аплиты. Для шайданских гранитов характерно интенсивное и повсеместное проявление метасоматических и автометаморфических процессов (калишпатизация, грейзенизация, альбитизация, хлоритизация и эпидотизация), которые часто охватывают и всещающие породы. Формирование интрузива происходило в условиях гипабиссальной фации на глубине 1,5—1 *км*.

62. **Новаликский шток.** В верховьях сая Новалик (левый приток р. Пангаз) среди гранодиоритов и биотитовых гранитов отмечается несколько штоков и даек верхнепермских лейкократовых «красных» гранитов. Площади их выходов от 50 *м*^{2} до 2—3 *км*^{2}, мощность даек 20—30 *м*, протяженность 0,5—1 *км*. Штоки и дайки сложены относительно свежими средне- и мелкозернистыми «красными» гранитами. Красная окраска гранитов связана с процессом метасоматоза и, в частности, микроклинизации полевых шпатов. Один из крупных штоков этих гранитов протягивается в северо-восточном направлении от сая Новалик до одноименного рудопроявления. Он локализован на контакте тела порфировидных биотитовых гранитов с гранодиоритами и содержит их ксенолиты размером до 10—15 *м*^{2}. Среди «красных» гранитов отмечаются дайки пегматитов, аплитов, гранит-порфиров, фельзитовых порфиров, диабазовых порфиритов и др. Пегматиты имеют блоковую структуру и состоят из крупных кристаллов калишпата и кварца. Мощность их тел 2—3 *м*, протяженость — 10—15 *м*.

Выходы лейкократовых гранитов в виде красных холмов тянутся на юго-запад в сторону Шайданского массива. Возможно, они фиксируют наличие сателлитов последнего, размещенных в тектонической зоне, которая является ответвлением Баштавакского глубинного разлома. Химический состав гранитов характеризуется следующими тремя анализами (в вес. %): SiO_2 — 75,19—72,64—65,79, TiO_2 — 0,16—0,25—0,38, Al_2O_3 — 12,98—14,55—16,39, Fe_2O_3 — 1,03—0,87—2,54, FeO—0,93—1,08—1,87, MnO — 0,05—0,05—0,11, MgO—0,31—0,89—1,53, CaO—1,03—0,70—4,10, Na_2O — 3,20—3,71—3,23, K_2O — 4,79—4,34—3,31, п. п. п.— 0,32—1,32—0,76, H_2O — 0,10—0,12—0,06, P_2O_5 — 0,05—0,02—0,20, F — 0,006—0,04—0,03, сумма — 100,04—100,42—100,21 (пр. 1335-м, 1339-м, 1342-м). Элементы-примеси в породах (*г/т*): Pb — 35(4), Zn — 40(1), Cu — 60(4), Sn — 13(2), Be — 5(4), Co — 10(3), V — 50(3), Ni — 10(3), Cr — 60(3). Местами граниты подвержены окварцеванию. Встречается большое количество кварцевых жил, несущих иногда сульфидную минерализацию (рудопроявление Новалик). Отчетливо выражены также признаки редкометалльной специализации лейкократовых гранитов Новаликского штока. Фациальность интрузива гипабиссальная.

63. **Гудасский массив** находится в верховьях р. Гудас. Занимает водораздельную часть Кураминского хребта и местами вскрывается в тальвеге р. Гудас (рис. 28). Длина около 8 *км*, ширина до 2 *км*. Общая площадь выхода 10—12 *км*^{2}. Интрузив изучался И. Е. Сморчковым, А. П. Недзвецким, нами и др. Он сложен лейкократовыми красными гранитами с признаками редкометалльной (Mo, W) минерализации и повышенной радиоактивности (Сморчков, 1958). Граниты про-

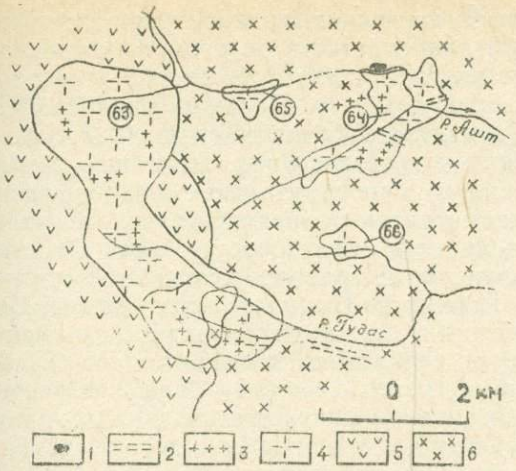


Рис. 28. Схематизированная карта размещения верхнепермских красных гранитов в верховьях рек Ашт и Гудас. Гудасский (63), Гудасский выход-2 (66), Обиаштский (64), Обиаштский выход-2 (65) составил С. М. Бабаходжаев:

1 — кварц-пегматит-вольфрамитовая минерализация (рудопроявление Ашт), *2* — грейзенизированные породы, *3* — аплиты и пегматиты (жилы), *4* — красные лейкократовые граниты, *5* — андезито-дацитовые порфириты акчинской свиты, *6* — гранодиориты Акташского массива

рывают андезит-дацитовые порфириты акчинской свиты и гранодиориты среднего карбона. Ксенолиты этих пород встречаются среди гранитов. Размеры некоторых ксенолитов достигают 200 *м*². Поверхность контакта падает в сторону гранодиоритов под углами 65—70°. Под воздействием гранитов гранодиориты становятся мелкозернистыми, окварцовываются и ороговиковываются. В эндоконтактовых зонах граниты преобретают мелкозернистое строение, несут признаки альбитизации и насыщены аплитовыми и пегматитовыми жилами. Мощность жил пегматитов составляет 0,1—1 *м*, протяженность 8—10 *м*. Они состоят из калишпата и кварца. Изредка встречаются листочки биотита и вторичные марганцевые минералы. Мощность зоны эндоконтактовых мелкозернистых гранитов достигает 30—40 *м*. Отмечаются апофизы гранита во вмещающих породах. В апофизах граниты преобретают аплитовую и аплит-пегматитовую структуры, сходные с таковыми гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Преобладающими минералами гранитов являются (в объемн. %): калишпат (ортоклаз и микроклин) — 30—40, плагиоклаз (олигоклаз-альбит) — 25—30, кварц — 20—25, биотит — до 3. Вторичные — пелитовое вещество, альбит, хлорит, серицит. Акцессорные (в шлифах): сфен, циркон, апатит, ортит, рутил, магнетит, пирит, монацит, ураноторит, фергюсонит и самарскит. Структура гранитов — гранитовая, гипидиоморфно-зернистая. Химически граниты не анализировались. Элементы-примеси в **гранитах** (*г/т*): Pb — 53(4), Sn — 8(13), W — 3,6(4), U — 9,8(4), Th — 46(4), B — 6(2).

С лейкократовыми гранитами Гудасского массива генетически связаны молибденовая и вольфрамовая минерализация, зоны грейзенизации и повышенная радиоактивность.

64, 65. **Обиаштский массив (64)** находится в 2 *км* выше кишлака Обиашт. Благодаря красной окраске слагающих его гранитов шток отчетливо выделяется среди гранодиоритов. Площадь их выхода около 8 *км*². Интрузив занимает устье с. Ялгизрук. Он посещался многими исследователями Карамазара. Однако в литературных источниках сведения о массиве ограничиваются лишь схематичным его описанием. Акцессорная минерализация изучалась И. Е. Сморчковым, а петролого-геохимическое исследование выполнено автором (Бабаходжаев, 1975). Этот интрузив обладает всеми характерными особенностями гранитоидов аналогичного возраста (Шайданский массив и др.). В частности, отчетливая трещиноватость, переходные тона красных окрасок и скалистые формы рельефа в местах его выходов всегда отличают интрузивы данной возрастной группы от среднекарбоновых. Контакты интрузива с гранодиоритами секущие и под углами 50—70° падают в сторону последних. В гранодиоритах отмечаются многочисленные апофизы лейкократовых гранитов, переходящих в аплиты и аплит-пегма-

титы с миароловыми пустотами. В последних часто встречаются единичные кристаллы горного хрусталя, аметиста и рудного минерала (*вольфрамит*). *Самостоятельные жилы и шлиры пегматита* отмечаются в эндо- и экзоконтактовых зонах гранитов. Площадь их колеблется от 10—15 до 200 $м^2$. На эти пегматиты, как и на граниты, наложены калишпатизация, альбитизация и грейзенизация. Подобные пегматиты местами несут редкометалльную минерализацию с молибденитом и вольфрамитом. Одно из редкометалльных пегматитовых тел площадью выхода около 20 $м^2$ находится в левом борту р. Ашт в северной *экзоконтактовой зоне гранита среди гранодиоритов. Этот объект* известен еще со времени работ Таджикско-Памирской экспедиции. Однако большинство жил пегматитов и зон грейзенизации безрудные. Размеры грейзеновых участков в пегматитах колеблются от 0,2 до 1 $м^2$. Метасоматически измененные граниты местами содержат вкрапленники молибденита. Размещение кварц-флюоритовых жил в гранитах контролируется зонами дроблений и трещинами северо-восточных *направлений. По плоскостям микротрещин в гранитах развиваются* зерна и примазки флюорита фиолетовой и зеленой окраски. Мощность кварц-флюоритовых жил вместе с зонами изменений достигает 1—1,5 *м*, протяженность 10—400 *м* (Бабаходжаев, 1976). Закономерно от центра штока в сторону контакта происходит смена крупнозернистых разностей через среднезернистые мелкозернистыми с ярко-красной окраской.

Количественно-минеральный состав лейкократовых гранитов Обиаштского массива (в объемн. %): калишпат (ортоклаз-микроклин) — 35—45, плагиоклаз (олигоклаз-альбит) — 15—25, кварц — 20—30, биотит до 5. Акцессорные: апатит, сфен, циркон, флюорит, рутил, монацит, ураноторит, ортит, циртолит, фергюсонит, самарскит, молибденит, вольфрамит, магнетит, ильменит, пирит. Структура гранитовая, гипидиоморфно-зернистая. По химизму породы массива соответствуют *лейкократовым гранитам с заметно повышенным содержанием* щелочей (пр. 200[е], 1501, 442, 2823, П-27, 5125 — Бабаходжаев, 1976). Элементы-примеси в **гранитах** (*г/т*): Pb — 58(6), Zn — 100(4), Cu — 10(2), Sn — 8(5), U — 9,8(7), Th — 37(6), B — 6(1); (в %): Ni — 0,008(2), V — 0,003(3), Co — 0,001(1); в **калишпатах:** F — 550(2). В 1,5 *км* выше данного массива по р. Обиашт находится шток (площадь около 1 $км^2$) лейкократовых «красных» гранитов (№ 65, рис. 21). По всем геологическим и петролого-геохимическим особенностям он аналогичен гранитам Обиаштского массива.

В верховьях рек Гудас и Ашт, кроме описанных выходов верхнепермских «красных» гранитов, часто встречаются дайкообразные тела интрузивов лейкократового состава. Отмеченные выходы, по всей вероятности, являются частями единого большого лакколита. Эти интрузивы относятся к гипабиссальной фации с глубиной формирования *около* 1,5—1 *км*.

66. **Гудасский выход 2.** В средней части левого сая верховьев р. Гудас среди гранодиоритов Акташского массива обнажается шток красных лейкократовых гранитов. Последние находятся южнее Обиаштского массива и, возможно, являются его сателлитом. Площадь выхода около 1 $км^2$. Граниты представлены рядом петрографических разностей, различающихся по структурно-текстурным признакам, окраске и минеральному составу. От центра к периферии выхода крупнозернистые разности постепенно сменяются мелкозернистыми. Минеральный состав гранитов (в объемн. %): **калишпат** (ортоклаз и микроклин) — 40—45, **плагиоклаз** (альбит-олигоклаз) — 20—30, **кварц**—20—25, **биотит** — 2—3. **Акцессорные**: апатит, сфен, циркон, рутил, молибденит, ортит, монацит, ильменит и магнетит. Структура гранитовая, гипидиоморфно-зернистая. Экзо- и эндоконтактовые изменения выражены *слабо. С гранитами генетически связаны дайки аплитов, изредка пег*матитов. Их секут также единичные дайки диабазовых порфиритов.

67—71. **Красные граниты в бассейнах рек Ашаба и Карахана.** Между Шайданским и Гудасским массивами среди раннегерцинских гранитоидов отмечается несколько штоков и даек красных лейкократовых гранитов верхнепермского возраста.

67. **Верхнеашабинский шток** находится в среднем течении сая Кызылалмалы. Он имеет вытянутую в СВ направлении форму в плане. Площадь около 1 *км*^{2}. Граниты мелко-, средне- и крупнозернистые, связанные с постепенными переходами. В зависимости от изменения зернистости меняется и окраска пород. По мере перехода в мелкозернистую разновидность серые граниты становятся ярко красными. Степень изменения, количественно-минеральный состав и другие особенности подобны гранитам Шайданского и Обиаштского массивов. Имеются данные двух силикатных анализов (в вес. %): SiO_2 — 75,98—75,24, TiO_2 — 0,00—0,00, Al_2O_3 — 13,36—13,12, Fe_2O_3 — 0,98—0,45, FeO — 0,50—0,79, MnO — 0,04—0,04, MgO — 0,30—0,49, CaO — 0,14—0,70, Na_2O — 3,71—3,44, K_2O — 4,64—4,52, п. п. п.— 0,46—1,00, H_2O — 0,10—0,08, P_2O_5 — 0,00—0,04, F — 0,02—0,02, сумма — 100,11—99,83 (пр. 1518-м, 1519-м).

68. **По саю Наркурган** отмечаются выходы двух штоков «красных» гранитов общей площадью около 1 *км*^{2}. Первый, близ водораздела, находится среди гранодиоритов, второй — на контакте гранита с гранодиоритами. Петролого-геохимические черты слагающих его пород аналогичны гранитоидам Обиаштского выхода.

69. **Мулламирский шток.** На правом борту р. Карахана, примерно в 2 *км* выше к. Мулламир, среди четвертичного покрова отмечаются два выхода гранитов общей площадью около 0,5 *км*^{2}, образующих на глубине единый шток. Шток сечет амфиболовые гранодиориты верхнего карбона и дацитовые порфиры надакской свиты. Граниты розовые, средне- и крупнозернистые, подвержены автометасоматическому изменению. Окварцованы и интенсивно трещиноваты. Петрографические особенности тождественны гранитам Обиаштского выхода.

70. **Заханинский выход** площадью около 1 *км*^{2} находится в верховьях сая Захана. Шток имеет вытянутую в СВ направлении форму. Граниты разной зернистости подвержены микроклинизации, альбитизации и грейзенизации. Калишпатизации подвергаются также вмещающие эффузивы. Последние содержат отдельные порфиробласты калишпата. Химический состав Заханинского выхода лейкократовых гранитов характеризуется двумя анализами (в вес. %): SiO_2 — 77,10—76,56, TiO_2— 0,00—0,00, Al_2O_3 — 12,16—12,88, Fe_2O_3 — 0,27—0,27, FeO — 1,29—1,29, MnO — 0,00—0,03, MgO — 1,58—0,10, CaO — 0,00—0,14, Na_2O — 3,71—3,44, K_2O — 4,22—4,34, п. п. п.— 0,36—0,50, H_2O — 0,08—0,10, P_2O_5 — 0,00—0,00, F — 0,22—0,20, сумма — 100,69—99,55 (пр. 1515-м, 1517-м).

71. **Восточноашабинский выход.** К востоку от киш. Ашаба, в средней части сая Захана, среди порфировидных гранодиоритов отмечается вытянутый на СВ шток красных лейкократовых гранитов. Вокруг данного интрузива отмечается несколько самостоятельных выходов, являющихся сателлитами Восточноашабинского штока. Общая площадь всех выходов около 10 *км*^{2}. Граниты довольно свежие, разнозернистые. На контакте с гранодиоритами в зоне мощностью до 30 *м* граниты мелкозернистые, скрытокристаллические, гранит-порфирового облика, с калишпатом. К центру штока граниты становятся среднезернистыми и далее крупнозернистыми. Граниты трещиноваты (преобладают трещины СЗ простирания 310—320° с падение на ЮЗ 65—70°). Характерно присутствие в гранитах ксенолитов гранодиоритов. В экзоконтактовых участках гранодиориты окварцованы и ороговикованы. В штоке выделяются три фациально-петрографические разновидности гранита: средне- и крупнозернистые розовато-красные граниты (преобладающие); мелкозернистые красные граниты мощностью до 200—500 *м* в краевых частях штока и в зонах трещиноватости; гранит-порфиры светло-серые, мощность до 20—50 м. Тело имеет дайкообразную

форму. Химический состав лейкократовых гранитов Восточноашабинского штока характеризуется следующими анализами (табл. 64).

Количественно-минеральный состав лейкократовых гранитов (в объемн. %): **плагиоклаз** — 30, **калишпат** — 25, **кварц** — 45 и биотит — 1—2. Некоторые подсчеты отвечают составу гранофира: кварц + калишпат — 90%, плагиоклаза — 10%. В гранит-порфирах вкрапленники составляют около 25—30% и представлены кварцем, плагиоклазом, биотитом и единичными зернами калишпата. Основная масса (65—75%) сложена теми же минералами. Вторичные: серицит, хлорит, эпидот, пелит, карбонаты, мусковит, гидроокислы железа, акцессорные: циркон, апатит, сфен, ортит, молибденит, касситерит, рутил, ураноторит, фергюссонит. Преобладающие структуры гранитовая и микрографическая, местами порфировая и гипидиоморфно-зернистая.

Плагиоклаз (альбит № 0—5) образует призмы с корродированными ограничениями, сдвойникован и трещиноват. Размеры до 1,5—2 *мм*, ng — 1,538, np — 1,528. Корродирован кварцем, калишпатом. Аргилизирован и серицитизирован. Пятнами развит соссюрит и эпидот. **Кварц** слагает округлые зерна с оплавленными краями. Замещает плагиоклаз и калишпат. При этом внутри его зерен остаются безформенные островки замещенных минералов. Одновременно проплавляет наиболее ранние минералы, образуя участки ситовидной структуры. Кварц с калишпатом находится в тесном микропегматитовом срастании. Калишпат бурый, с поверхности покрыт пелитовым веществом. Встречаются крупные зерна размером до 1,5—2 *мм* и более. Характерны пертиты распада. Биотит образует тонкие таблицы, с неровными ограничениями. Характерны псевдоморфозы хлорита, мусковита, эпидота и карбоната по биотиту. Отмечается вторичный биотит с бурым и красновато-бурым плеохроизмом. Элемент примеси в **породах** (*г/т*): Rb — 151(2), Li — 27(2), Cs — 3(2), Pb — 32(1), Sn — 4(2), U — 10(1), Th — 29(1) (Восточноашабинский выход), Rb — 90(1), Li — 3,8(1), Sn — 4,5(2), U — 10(1), Th — 27(1) (Верхнеашабинский выход); (в %): Ni — 0,003(3) (Заханинский выход). В гранитах широко развиты явления метасоматоза и грейзенизации. Размеры участков этих изменений местами достигают 100 $м^2$. Выходы «красных» гранитов рассечены значительным количеством даек аплитов, пегматитов, диабазовых и плагиоклазовых порфиритов, микродиоритов. Изредка в гранитах отмечаются пустоты с кристаллами горного хрусталя и зоны грейзенизации. Размеры шлиров пегматитов до 0,5—1 $м^2$. Через Восточноашабинский выход гранитов проходит Гудасский дайковый пояс. Штоки и дайкообразные выходы красных гранитов часто встречаются на площади Акташского гранитоидного массива. Однако они занимают небольшие площади и не могут быть показаны на карте данного масштаба.

Ж. Пермо-триасовый вулкано-плутонический комплекс

72. **Самгарский массив.** В связи с изучением кызылнуринской свиты многие исследователи этому массиву уделяли особое внимание. Первые сведения о нем приводятся в работах Б. Н. Наследова, А. А. Островского, И. В. Дюгаева и др. Специально рассмотрен этот массив в работах Е. Д. Карповой, П. Н. Соколова, Н. П. Васильковского, О. П. Елисеевой, Ю. В. Ныркова, В. А. Арапова, В. Н. Байкова, С. М. Бабаходжаева, А. А. Починка и Г. Т. Таджибаева. Самгарский массив размещается в юго-западной оконечности Кураминского хребта (рис. 29), представляет вытянутое в субширотном направлении, тело размером 8 × 16 *км*. По геофизическим данным и небольшим выходам продолжение массива прослеживается под четвертичными отложениями Самгарской степи, что указывает на изометричную его форму. Морфологически он представляет собой межформационный лакколит, сформировавшийся в близповерхностных условиях. В настоящее время выясне-

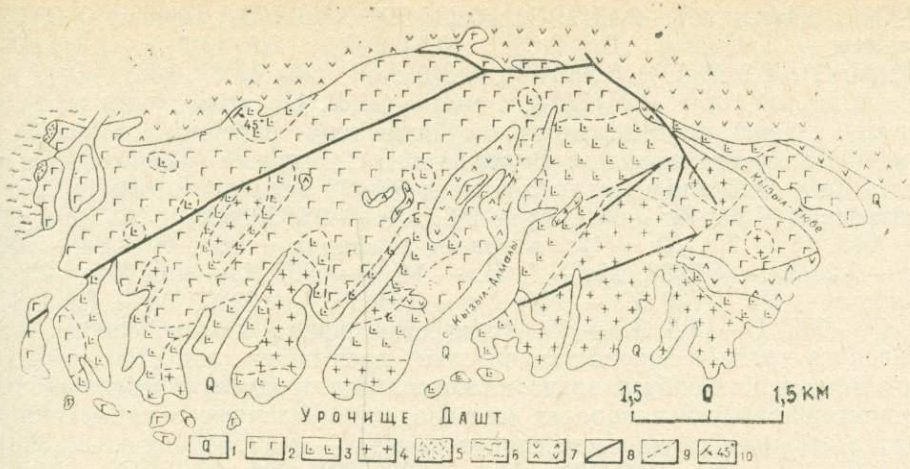


Рис. 29. Схематизированная геологическая карта Самгарского гранитоидного массива (по С. М. Бабаходжаеву):

1 — четвертичные отложения, *2* — липариты, *3* — гранит-порфиры, *4* — граниты, *5* — обсидианы, *6* — кварцевые порфиры, *7* — порфириты и туфы шурабсайской свиты, *8* — разломы, *9* — граница фациальных разновидностей пород, *10* — азимуты и углы падения поверхности контактов

но, что он представляет «центральное» субвулканическое тело вулканогенной кольцевой структуры в пределах Ташкескенской грабен-синклинали. Вмещающими породами являются трахиандезиты и трахилипариты шурабсайской свиты с маломощными горизонтами терригенно-осадочных отложений. Возраст массива многими исследователями принимается как $P_2 — T_1$. По радиологическим данным (272 ∓ 9 млн. лет) возраст его соответствует низам P_2 (Таджибаев, 1978).

Массив окружен серией полукольцевых разломов, часто выполненных магматическим материалом. В восточной «прикорневой» части его обнажаются полнокристаллические равномерно-зернистые граниты, которые к западной части постепенно через полосу гранит-порфиров переходят в липариты. Липариты (по 16 подсчетам, в %) содержат во вкрапленниках **плагиоклаз** (2,2), **калишпат** (28,1), **кварц** (12,1), **биотит и роговую обманку** (0,7). Основная масса составляет 56,3% объема породы, акцессорные минералы — 0,6%. Вкрапленники гранит-порфиров представлены (по 14 подсчетам, в %) — 2,7, плагиоклаза — 37,6, калишпата — 7,0, кварца — 0,9, биотита и роговой обманки. Основной массы 50,8%, акцессорных минералов 1,0%. В гранитах (по 10 подсчетам, в %) **плагиоклаза** — 3,2, **калишпата** — 68,9, **кварца** — 25,1, **биотита и роговой обманки** — 1,2, **акцессорных минералов** — 1,6. Плагиоклаз гранитоидов отвечает олигоклаз-андезину, а калишпат в липаритах — санидину, в гранит-порфирах и гранитах — ортоклазу, т. е. к липаритам степень упорядоченности калишпатов падает и это сопровождается уменьшением степени фазового распада их. Биотит представлен обогащенной железом разновидностью ($ng = 1{,}659$, $np = 1{,}599$); плеохроирует от бесцветного до коричневого. К липаритам содержание титана в биотите несколько возрастает. Акцессорных минералов по количеству мало, но видовой состав их достаточно богат: апатит, магнетит, циркон, сфен, анатаз, ортит, монацит, рутил, флюорит, гранат, ураноторит, фергюсонит, торит, наэгит, пиролюзит, топаз, галенит, пирит, пирротин, висмутит, сфалерит, турмалин.

Петрохимический состав гранитоидов Самгарского массива следующий (в вес. %): липариты — 71,(SiO_2), 0,2(TiO_2) 14,1(Al_2O_3), 1,1(Fe_2O_3), 1,5(FeO), 0,07(MnO), 0,6(MgO), 1,1(CaO), 2,7 (Na_2O), 5,6 (K_2O), 0,05(P_2O_5), 1,6(п. п. п.), 0,24(H_2O), 0,40(CO_2), 0,40(O_3), сумма— 99,33; гранит-порфиры — 70,9(SiO_2), 0,2(TiO_2), 13,9(Al_2O_3), 1,1(Fe_2O_3), 1,7(FeO), 0,17(MnO), 0,7(MgO), 1,0(CaO), 3,2(Na_2O), 5,2(K_2O), 0,05

(P_2O_5), 1,4(п. п. п.), 0,42(H_2O), 0,29(CO_2), 0,05(O_3), сумма — 98,57; граниты — 71,9(SiO_2), 0,2(TiO_2), 13,9(Al_2O_3), 0,9(Fe_2O_3), 1,8(FeO), 0,08(MnO), 0,8(MgO), 0,7(CaO), 3,3(Na_2O), 5,3(K_2O), 0,04(P_2O_5), 0,9 (п. п. п.), 0,27(H_2O), 0,25(CO_2), сумма — 99,06. По химическим данным породы массива характеризуются субщелочной тенденцией и преобладанием калия над натрием. В липаритах Самгарского массива содержится (*г/т*, по 5 анализам на золото и 50—70 анализов на другие элементы): Pb — 94, Zn — 270, Ag — 0,87, Au — 0,0036, Mo — 10, Be — 49, F — 607, U — 7,2, Th — 12; в гранит-порфирах — Pb — 97, Zn — 230, Ag — 1,2, Au — 0,0036, Mo — 7, Be — 14, F — 507, U — 7,6, Th — 23; в гранитах — Pb — 120, Zn — 150, Ag — 0,84, Au — 0,0030, Mo — 4,3, Be — 13, F — 780, U — 7,8, Th — 17. Количество свинца, цинка, серебра, молибдена и урана в породах значительно превышает кларковые, что, по всей вероятности, обусловлено наложенными процессами. Содержание элементов-примесей в породах массива, установленные с применением метода отбора проб по сетке следующее: Pb — 56(387), Zn — 120(388), Cu — 28(371), Bi — 0,97(10), Au — 0,0033(23), Ag — 0,97(240), Mo — 3,2(329), W — 6,0(14), Sn — 4,5(22), Be — 8,0(319), Li — 20(18), Rb — 310(7), Cs — 3,7(7), F — 1400(62), B — 12,3(44), U — 8,5(40), Th — 17,0 (45) (Бабаходжаев, 1975, 1978). Контактовое воздействие Самгарской интрузии очень слабое: отмечается лишь незначительное окварцевание вмещающих пород в зоне мощностью до первых сантиметров. В эндоконтактовых участках массива отмечается зона охлаждения мощностью от нескольких сантиметров до 2,2 *м* в виде стекловатых пород. Жильные образования в Самгарском интрузиве единичны и представлены маломощными прожилками аплитов. В центральной части массива размещается узкий пояс нескольких субпараллельно расположенных даек эссексит-порфиритов послекызылнуринского возраста. Отчетливо выражена металлогеническая специализация вулкано-плутонитов массива на редкие элементы, висмут, фтор и др.

Вулкано-плутонические породы массива формировались в гипабиссальных и близповерхностных фациях глубинности (0—1,5 *км*) (Бабаходжаев, 1975).

Раздел III. МАЛЫЕ ИНТРУЗИВЫ

В данном разделе рассматриваются широко развитые в регионе субплутонические (СПМИ) и субвулканические (СВМИ) малые интрузивы. Принятые в работе номенклатура малых интрузивов, их генетическая систематика и схема возрастного расчленения разработаны автором на основе комплексного петрогеохимического изучения их вещественного состава, геологических и геохронологических данных.

Малые интрузивы образуют несколько разновозрастных комплексов, увязывающихся по возрасту, структурной позиции и особенностям вещественного состава с вулканическими или плутоническими фациями магматических комплексов и отвечающих по времени проявления определенным этапам тектоно-магматического цикла. При этом СПМИ завершают интрузивный процесс, а СВМИ сопровождают проявления вулканизма. Малые интрузивы являются равноценными элементами магматических комплексов региона.

Наиболее широко распространены в Карамазаре и Моголтау герцинские малые интрузивы. Они в соответствии с общим характером вулканических и плутонических проявлений формируются в течение длительного времени — от этапа инверсии до периода полного замыкания геосинклинали. Развиты и каледонские малые интрузивы, но они спорадичны и имеют место в локальных участках обнажения древних образований в Западном Карамазаре. Общая схема возрастного расчленения малых интрузивов Карамазара и Моголтау приведена в главе II данной монографии. Более детальный вариант этой схемы с гео-

хронологическими данными опубликован ранее (Таджибаев, 1978, 1980).

В пределах Карамазара и Моголтау выделены следующие комплексы малых интрузивов (от древних к молодым).

А. Малые интрузивы каледонского тектоно-магматического цикла. Нижнедевонский комплекс гранодиорит-порфиров-липаритов (СВМИ).

Б. Малые интрузивы герцинского тектоно-магматического цикла:

Среднекарбоновый комплекс диорит-порфиритов-гранодиорит-порфиров (СПМИ).

Среднекарбоновый комплекс гранодиорит-порфиров диопсидовых (СВМИ).

Верхнекарбоновый комплекс диорит-порфиритов-монцонит-порфиров (СПМИ).

Верхнекарбоновый комплекс гранодиорит-порфиров лейкократовых (СВМИ).

Нижнепермский комплекс эссексит-диабазов лабрадоровых (СВМИ).

Нижнепермский комплекс гранит-порфиров-монцонит-порфиров (СПМИ).

Верхнепермский комплекс диорит-порфиритов-гранит-порфиров (СПМИ).

Верхнепермский комплекс диабазов-липаритов (СВМИ).

Верхнепермский комплекс эссексит-порфиритов-лампрофиров (СВМИ).

А. Малые интрузивы каледонского тектоно-магматического цикла

Нижнедевонский комплекс отличается кислым-среднекислым составом образующих его пород. Характерен обломочный облик вкрапленников липаритов, что уподобляет их автомагматическим брекчиям. Относятся они к категории малых интрузивов, сопровождающих вулканические процессы. Преобладают гранодиорит-порфировые разности пород. Основным районом распространения пород этого комплекса являются горы Калканата. Они залегают преимущественно в виде силлообразных или штоко- и дайкообразных тел различного простирания среди песчано-сланцевой толщи ордовика-силура и эффузивов нижнего девона. В плане различной конфигурации. Наиболее крупное тело, сложенное гранодиорит-порфирами, достигает 12 $км^2$. Протяженность дайкообразных тел 100—2000 *м*, мощность от 20 до 350 *м*. Характеристика петрографических особенностей и химизма пород приведена в табл. 65, 66. Характерной особенностью пород комплекса является их вулканогенный облик и наличие крупных вкрапленников калишпата, представленного ортоклазовой разновидностью с $2V = -44$, а также невадитовая структура.

Б. Малые интрузивы герцинского тектоно-магматического цикла

Среднекарбоновый комплекс диорит-порфиритов-гранодиорит-порфиров по составу многофазный, является субплутоническим аналогом среднекарбонового интрузивного комплекса. Размещается среди среднекарбоновых гранодиоритов, в трещинах прототектоники преимущественно в виде сложных дайкообразных по форме тел. Преобладают гранодиорит-порфиры, образующие обширные поля малых интрузивов в пределах гранитоидных массивов (Карамазарский, Кураминский, Акташский и др.). Азимут падения контактов тел преимущественно юго-восточный, угол падения колеблется от 20 до 70°. Протяженность и мощность тел в среднем 300×30 *м*. Гранодиорит- порфиры отличаются криптовостью структуры и наличием единичных, но крупных (до 5×2 *см*) кристаллов ортоклаза (табл. 67).

Мелкие зерна **калишпата** соответствуют ортоклазу и микроклину (угол оптических осей до 84°). **Роговая обманка** представлена обыкновенной разновидностью (c : Ng = 15°). Диорит-порфириты в центральных частях даек вследствие постепенного увеличения количества вкрапленников роговой обманки нередко переходят в спессартиты. В породах комплекса из акцессорных минералов присутствуют сфен, ортит, циркон, апатит, магнетит, шеелит, галенит, барит. Апатит характерен для диорит-порфиритов. В петрохимическом отношении изученные породы малых интрузивов (табл. 68) относятся к нормальному ряду, отличаясь слабой субщелочной тенденцией. Порфиритам свойственна повышенная основность. Содержание большинства элементов-примесей в описываемых породах околокларковое (табл. 69). К приведенным в таблице сведениям следует добавить, что в этих породах содержание лития колеблется в пределах 18—30 *г/т*, рубидия — 85—133, цезия — 0,9—4,7, бериллия — 0,5—4,5, фтора — 500—766 и молибдена — 0,5 *г/т*.

Среднекарбоновый комплекс гранодиорит-порфиров диопсидовых сопровождает вулканогенные образования акчинской свиты (C_2) и приурочены к участкам их развития в Центральном и Восточном Карамазаре. Гранодиорит-порфиры диопсидовые обычно слагают пологие тела дайкообразной формы, средние размеры которых составляют 420 × × 34 м. Для них характерны единичные, но крупные гигантокристаллы пироксена, часто полностью замещенного актинолитом. Пироксен соответствует диопсиду (c : Ng = 40°, 2V = 60°, характерны сечения с хорошо развитыми первым и вторым пинакоидами). Обращает внимание заметная контрастность минерального состава пород (пироксен и кварц) и отсутствие калишпата (табл. 67). Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом, анатазом, цирконом, магнетитом, пиритом и галенитом.

Гранодиорит-порфиры диопсидовые являются породами нормального известково-щелочного ряда с несколько повышенной известковистостью (табл. 68), что также отличает их от гранодиорит-порфиров других комплексов. Содержание всех определенных в гранодиорит-порфирах диопсидовых элементов-примесей приводится в табл. 69.

Верхнекарбоновый комплекс диорит-порфиритов-монцонит-порфиров залегает в виде даек и ветвящихся дайкообразных тел в интрузивных массивах и вулканитах среднего и верхнего карбона. Иногда они отмечаются и в пределах поликомплексных дайковых поясов. Среди пород комплекса преобладают монцодиорит-порфиритовые разности. Породы рассматриваемого комплекса отличаются меланократовостью и субщелочностью состава и большим набором разнообразных минералов, образующих нередко неравновесные ассоциации (табл. 70, 71). Пироксен представлен авгит-пижонитом (c : Ng = 38, 2V = 54°), а роговая обманка — обыкновенной разностью (c : Ng = 23°, 2V = —83). В некоторых разностях содержатся единичные гигантокристаллы ортоклаза. Разнообразна структура пород — от фельзитовых до порфировидных с офитовыми участками. Характерными акцессорными минералами являются апатит и магнетит (титано-магнетит). Обнаружены также сфен, циркон, гранат, сфалерит, рутил, барит, брукит, галенит, киноварь, пирит, флюорит и висмутин. Рудные минералы типоморфны для Карамазара и являются наложенными. Рассматриваемые малые интрузивы отличаются заметной субщелочностью и основностью (табл. 72). Количество элементов-примесей в них около кларкового уровня. Лишь содержание ниобия и тантала заметно выше, а фосфора и кобальта — иногда сильно ниже кларковых (табл. 73).

Верхнекарбоновый комплекс гранодиорит-порфиров лейкократовых известен в литературе как гранодиорит-порфиры «гушсайские». Это кайнотипного облика породы с характерными гигантокристаллами (до 5 × 2 *см*) калишпата и с фельзитовой основной массой. Породы этого комплекса являются субвулканическими малыми интрузивами и во времени сопряжены с вулканитами оясайской свиты верхнего карбо-

на. Они часто слагают дайки и сложные по форме тела, образующие более или менее выраженные дайковые пояса или поля (табл. 74). Указанные гигантокристаллы калишпата отвечают ортоклазу с 2V = = 72°, а роговая обманка представлена обыкновенной разновидностью (c : Ng = 16°, 2V = —63°) (табл. 75). Акцессорные минералы — анатаз, апатит, магнетит, рутил, сфен и циркон. Преобладает последний.

Породы комплекса гранодиорит-порфиров лейкократовых относятся к ряду нормальных со слабо выраженной субщелочной тенденцией (табл. 76). В них обнаружены элементы-примеси (табл. 77). Характерно высокое содержание никеля и хрома и значительно нижеклярковое — бериллия.

Нижнепермский комплекс эссексит-диабазов лабрадоровых широко развит в западной части Карамазара, где он образует несколько кулисообразно расположенных дайковых поясов северо-восточного простирания. В других участках региона отмечаются их единичные тела, которые также приурочены к дайковым поясам северо-восточного простирания. Морфология тел дайковая, но иногда дайки переходят в пологие залежи. Падение интрузивных тел обычно юго-восточное, угол 75°, средняя мощность и протяженность 2,4 × 207 *м*. Рассматриваемые малые интрузивы ассоциируют с вулканитами шурабсайской свиты (P_1) и относятся к субвулканическому типу малых интрузивов.

Для данного комплекса характерны однотипность и стабильность петрографического состава пород, наличие в них пластинчатых выделений лабрадора (36%) и пироксена (3%), представленного авгитом. Основная масса сложена лабрадором, авгитом, ортоклазом и стеклом (девитрифицированным) и имеет диабазовую структуру. Из акцессорных минералов в эссексит-диабазах обнаружены циркон, магнетит, сфен, сфалерит, галенит, пирит, арсенопирит и барит. Преобладают циркон и магнетит. Среднее из 15 анализов химического состава пород следующее (в вес. %): SiO_2—50,1, TiO_2—1,6, Al_2O_3—17,7, Fe_2O_3 — 4,5, FeO — 5,8, MnO — 0,1, MgO — 4,5, CaO — 7,5, Na_2O — 3,2, K_2O — 2,4, P_2O_5 — 0,03, CO_2 — 0,2, п. п. п.— 3,2. Эссексит-диабазы отличаются относительной лейкократовостью и слабой щелочностью. Элементы-примеси следующие (*г/т*, среднее из 13 проб): U — 0,83, Th — 18,11, Pb — 117, Zn — 133,5 Sn — 0,88, Cu — 62,5, Ag — 0,14, Ni — 27,5, Co — 30,6, Cr — 44,8, V — 168,8, Li — 23,1, Rb — 83,57, Cs — 4,4, Be — 0,5, F — 800.

Нижнепермский комплекс гранит-порфиров-монцонит-порфиров является субплутоническим аналогом нижнепермского интрузивного комплекса. Состоит из серии разновозрастных и петрографически разнотипных малых интрузивов, среди которых преобладают малые интрузивы гранит- и монцонит-порфиров (табл. 78). Им свойственны дайковые формы тел. Они слагают дайковые пояса северо-восточного простирания. Характерно широкое колебание петрографического состава пород комплекса, наличие лампрофиров с субщелочной тенденцией и гранит-порфиров гломеропорфировых, относящихся к «реперным» типам пород (табл. 79).

Калишпат представлен ортоклазом со средними углами оптических осей. Пироксен авгит-пижонитового ряда (c : Ng = 41—45°, 2V = = 51—54°), а роговая обманка обыкновенная (c : Ng = 12°). Акцессорные — анатаз, апатит, гранат, магнетит, рутил, сфалерит, сфен и циркон. Из числа постмагматических минералов присутствуют галенит, сфалерит, барит и флюорит. Породы рассматриваемого комплекса относятся к слабо субщелочной серии. Только диорит-порфириты проявляют нормальную известково-щелочную тенденцию (табл. 80). Кислым разновидностям свойственны вышеклярковые содержания элементов группы железа, а для меланократовых — фосфора. Количество остальных элементов в породах комплекса околоклярковое (табл. 81).

Верхнепермский комплекс диорит-порфиритов-гранит-порфиров — сравнительно простого состава гомодромная серия малых интрузивов,

тяготеющая к выходам гипабиссальных плутонов аляскитоидных пород верхнепермских интрузивов Карамазара. Преобладают гранит-порфировые разности. Породы слагают крутопадающие лентовидные, иногда коленчатые дайки (табл. 82). Значительная часть их размещается в пределах сложных поликомплексных дайковых поясов.

Для данного комплекса характерна четкая лейкократовость всех типов пород. В порфиритовых разностях присутствуют биотит, кварц и калишпат, а первичный плагиоклаз отвечает олигоклазу (ng — 1,547, пр — 1,538) (табл. 83). Акцессорные представлены цирконом, сфеном, ортитом, апатитом, магнетитом, брукитом, ильменитом и турмалином. Преобладает циркон. Также обнаружены галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, молибденит, висмутин, барит и флюорит.

Характерной петрохимической особенностью пород малых интрузивов комплекса диорит-порфиритов-гранит-порфиров является их отчетливая субщелочность (табл. 84). Меланократовые разности пород отличаются аномально высокими содержаниями редких щелочей, а гранит-порфиры — нижекларковыми значениями свинца и бериллия (табл. 85).

Верхнепермский комплекс диабазов-липаритов — наиболее широко распространенная в регионе серия малых интрузивов. Родственные им эффузивные образования полностью размыты, их субвулканическая природа устанавливается по аналогии с подобными малыми интрузивами в других регионах (Урал, Казахстан, СВ СССР и пр.). Представляет специфичную резко контрастную по составу многофазную ассоциацию пород. По общему объему среди них заметно преобладают кислые разновидности пород (табл. 86). Тела порфиритов маломощны, но многочисленны. Все малые интрузивы этого комплекса залегают в виде широких и протяженных поясов северо-восточного простирания. Минеральный состав пород относительно разнообразен. Характерно отсутствие амфибола. В отличие от порфиритов других комплексов пироксен здесь представлен пижонитом (c : Ng = 38°, ng — 1,728, пр — 1,699). В некоторых из них наряду с оливином содержится кварц (табл. 87). Плагиоклаз обычно альбитизирован. Выявлены акцессорные минералы — анатаз, апатит, ильменит, магнетит, рутил, циркон, сфен и постмагматические наложенные — арсенопирит, барит, висмутин, галенит, киноварь, пирит, сфалерит, флюорит, шеелит. Для кислых разновидностей пород характерна резкая щелочность, что четко отличает их от аналогичных кислых пород других комплексов. Порфиритам же свойственна устойчивая лейкократовость и заметная субщелочность, поэтому часть из них можно рассматривать как промежуточную между диабазами и эссекситами образования (табл. 88). Примечательно, что в кислых породах комплекса аномально высокое содержание элементов группы железа, а в основных — редких щелочей. Это их устойчивая геохимическая особенность. Содержание других элементов околокларковое (табл. 89).

Верхнепермский комплекс эссексит-порфиритов-лампрофиров завершает магматический процесс в регионе, занимает резко отличную структурную позицию, размещаясь в поперечных структурах. Породы этого комплекса слагают дайки и реже дайкообразные тела, которые образуют узкие относительно короткие, но частые дайковые пояса северо-западного простирания. Падение даек преимущественно в юго-западных румбах, углы крутые. Средняя протяженность даек 200 *м*, а средняя мощность 1,5 *м*. Существенно преобладают малые интрузивы эссексит-порфиритового состава.

Рассматриваемый комплекс состоит из типичных субщелочных базальтоидов и лампрофироидов — в этом своеобразие его состава. В минералогическом отношении для эссексит-порфиритов особенно характерны титанистый авгит (c : Ng = 55°, ng = 1,730, пр = 1,702) и ассоциация битовнита с ортоклазом и флогопитом (табл. 90). В лампрофирах амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой (c : Ng = 16°), а пироксен во вкрапленниках — диопсидом (c : Ng = 43°, 2V = 52°). В по-

родах установлены анатаз, апатит, гранат, ильменит, магнетит, рутил, сфен, турмалин, циркон, а из числа продуктов наложенной минерализации — шеелит, галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, базовисмутит, висмутин, барит и флюорит. Эссексит-порфириты и особенно диниты среди малых интрузивов региона — наиболее меланократовые разности пород. Спессартиты — образования более лейкократовые. Для всех типов пород комплекса одинаково характерна субщелочность (табл. 91). Они отличаются также вышекларковыми содержаниями редких щелочей (табл. 92). Следует отметить, что такая геохимическая черта свойственна для абсолютного большинства порфиритов региона.

Сложные дайки

На площади Карамазара и Моголтау широко распространены сложные дайки, образовавшиеся в результате многократного внедрения расплава однородного или чаще разнородного состава. Сложные дайки упоминаются в работах многих исследователей Кураминской подзоны. Различные типы сложных даек региона, их генезис и механизм формирования впервые были рассмотрены Х. М. Абдуллаевым (1957). Им доказана инъекционная природа сложных даек Кураминского хребта, выделены «псевдосложные» и «групповые» (или «пучковые») сложные дайки, описаны их особенности. В последующем сложным дайкам региона было посвящено ряд публикаций (Бабаходжаев, 1964; 1975; Таджибаев, 1964, 1967 и др.). Ими выделены различные по составу типы сложных даек и затронуты вопросы их генезиса и механизма формирования.

Сложное строение свойственно дайкам, т. е. наиболее удобной для повторного возникновения путей проникновения магмы форме тел. Сложным дайкам уподобляются «псевдосложные» дайки. Одни из них имеют полосчатое строение, обусловленное неравномерным распределением первичных или постмагматических минералов (особенно гигантокристаллов калишпата) в различных фациальных типах пород (преимущественно кислых и среднекислых) или концентрацией миндалин в виде отдельных зон (в породах основного состава).

Типы сложных даек региона различаются по петрографическому составу, внутреннему строению, генезису, механизму формирования и по месту в общей геологической истории региона (табл. 93). По составу слагающих пород сложные дайки четко разделяются на резко контрастные (породы кислого и основного состава), менее контрастные (породы кислого и среднего состава) и неконтрастные, однотипные. Преобладают контрастные типы даек. Абсолютное большинство сложных даек образовано породами липаритового и эссексит-порфиритового или эссексит-диабазового состава. Неконтрастные разновидности образованы породами основного состава.

Значительная часть сложных даек региона размещается в пределах хорошо оформленных дайковых поясов типа Бурачарского, образуя их каркас, среди различных по возрасту и составу вмещающих пород. Нередко на участках сопряжения они образуют пучковые или групповые сложные дайки. Одиночные выходы характерны для относительно древних сложных даек (табл. 93). По пропротяженности сложные дайки достигают 1 и более *км*, обычно выдержаны по мощности. Мощность колеблется в широких пределах — от менее одного до первых десятков метров; преобладают тела небольшой мощности — 4—8 *м*. Углы падения сложных даек крутые (70—80°), общее простирание субширотное или северо-восточное. В пределах поясов «каркасные» группы сложных даек падают обычно навстречу друг другу и, очевидно, на глубине образуют ограниченное число более крупных тел (и более сложных по строению даек). Сложные дайки региона образованы продуктами двух или трех самостоятельных фаз внедрения расплава, размещающихся в теле дайки в виде отдельных зон вкрест его простирания. Число последних достигает иногда восьми-девяти (табл. 93). Мощность отдельных зон за-

висит от состава пород. Значительные мощности (до 22 *м*) свойственны кислым породам, незначительные (первые метры, доли метра) — породам среднего и основного состава. По относительному расположению зон одинакового состава выделяются сложные дайки симметричные и асимметричные, а в зависимости от места размещения продуктов более поздних инъекций расплава — сложные дайки центрального, периферического и центрально-периферического заполнения. Сложные дайки региона относятся преимущественно к категории даек симметричных трехзонных периферического заполнения. Центральная часть их сложена липаритами, а зальбанды — внедрившимися по их контакту однотипными продуктами основной магмы.

Возрастные соотношения между отдельными зонами и продуктами фаз внедрения отчетливо устанавливаются по характеру контактов и часто присутствующим ксенолитам. Четко выраженные резкие с зоной закала контакты характерны породам основного ряда. В них обычно содержится то или иное количество мелких ксенолитов. Местами подобные контакты в сложных дайках по простиранию становятся нерезкими. В дайках контрастного состава приконтактовые участки порфиритов (мощностью до 15 *см*) в таких случаях обогащены кварцем (Таджибаев, 1964). Кислые и среднекислые породы имеют обычно резкую, но без четкой зоны закала контакты. Они также часто содержат ксенолиты более древних пород.

Сложные дайки в большинстве случаев образованы малыми интрузивами одного комплекса. Лишь в единичных случаях в их составе принимают участие малые интрузивы смежных или более отдаленных друг от друга по возрасту комплексов. Таким образом, во времени отдельные фазы сложных даек сближены. Сложные дайки большей частью характерны для молодых комплексов малых интрузивов и занимают определенное место в общей геологической истории региона, приуročиваясь к поздним этапам герцинского тектоно-магматического цикла, к времени наиболее интенсивного регионального трещинообразования.

Дайковые пояса

73. **Моголтауский дайковый пояс.** Прослеживается из района г. Исламташ и пер. Ингирчак в СВ направлении вдоль гребня Моголтау. К востоку от месторождения Чорух-Дайрон погружается под четвертичные отложения Самгарской степи. В западной части пояс затухает в эндоконтактовой зоне Музбекского массива. Среди карбонатных пород $Д_3$—C_1 дайки единичны. К востоку от пер. Бадамбек пояс имеет субширотное простирание. Малые интрузивы (дайки) пояса размещаются в гранитоидах Музбекского плутона. Восточный фланг пояса срезается монцонитоидным массивом Чойрух-Дайрон и далее выклинивается среди вулканогенно-осадочных образований верхнего палеозоя. Ширина пояса до 3,5 *км*, протяженность около 30 *км*. Сложен он малыми интрузивами лабрадоровых эссексит-диабазов и гранит-порфиров раннепермских и эссексит-диабазов и лампрофиров позднепермских комплексов. Гранит-порфировые тела и дайки позднепермских комплексов осложняют северную часть данного пояса. Севернее Кызылтурского разлома дайки эссексит-диабазов поздней перми развиты наиболее интенсивно. Дайки позднепермских комплексов «пронизывают» весь пояс, указывая на общность структурных условий их размещения с предшествующими раннепермскими малыми интрузивами. Малые интрузивы пояса имеют дайковую и штокообразную форму залегания. Углы падений их крутые, расположение кулисообразное. Встречаются мелкие силлообразные тела выходов эссексит-диабазов. В центральной части пояса вкрест простирания количество зафиксированных даек следующее: эссексит-диабазов поздней перми 32, гранит-порфиров 20 и лабрадоровых эссексит-диабазов 54, а в западной части пояса соответственно 46, 7, 22 и 16 даек лампрофиров (одинитов и спессартитов). На восточном фланге пояса даек

гранит-порфиров 12, эссексит-диабазов 4, лабрадоровых эссексит-диабазов 60. Порфиритов поздней перми и гранит-порфиров здесь мало потому, что их зона проходит под четвертичными отложениями Мирзабатской депрессии. Общее количество тел в Моголтауском поясе порядка 2500. В основных чертах он был сформирован в нижней перми, а окончательное его становление произошло в поздней перми.

74. **Самгарский дайковый пояс.** Представляет выклинивающуюся по вертикали часть дайкового пояса северо-западного направления. Размещается среди Самгарского массива. Лучше выражен в более эродированной части массива среди гранитов к юго-западу от г. Аджовали. К северо-западу постепенно уменьшаясь в мощности, в среднем течении Джалгизлисая погружается под трахилипариты Самгарского массива. Длина пояса 10 *км*, ширина до 0,8 *км*. Образован крутопадающими дайками эссексит-порфиритов верхнепермского комплекса. Общее их количество в пределах пояса не более 30. Располагаются они субпараллельно, но далеко друг от друга как по простиранию, так и вкрест простирания. В наиболее широкой части его вкрест простирания отмечено всего 6 тел, расположенных на расстоянии 100—400 *м* друг от друга. Их суммарная мощность 11 *м*. В северо-западной выклинивающейся части пояса уменьшается количество и мощность даек. Здесь она не превышает 0,6 *м*, против 2—3 *м* на юго-восточном участке пояса. Самгарский дайковый пояс по возрасту аналогичен Бабайдарханскому, по времени становления относится к верхам поздней перми.

75. **Алтынтопканский дайковый пояс** в поперечнике 4,5 *км*, по протяженности 26 *км*. Прослеживается в северо-восточном направлении от Туранглы-Ташбулака до месторождения Алтын-Топкан. Он образован малыми интрузивами меланократовых гранодиорит-порфиров среднекарбонового комплекса, гранит-порфиров и единичных лабрадоровых эссексит-диабазов раннепермского и диабазов-липаритов верхнепермского комплексов. Гранодиорит-порфиры занимают центральную зону пояса, а гранит-порфиры и порфириты — соответственно северную и южную. Ширина первой зоны 2,5 *км*, второй — 1 и третьей 1,5 *км*. Вкрест простирания в них отмечено малых интрузивов меланократовых гранодиорит-порфиров 22, гранит-порфиров 14, порфиритов 15. Пояс осложняется дайками среднекарбоновых диорит-порфиритов-гранодиорит-порфиров. Малые интрузивы среднекарбонового возраста размещаются в пределах Карамазарского массива и только единичные дайки меланократовых гранодиорит-порфиров отмечены в толще $Д_3 — C_1$ или в вулканитах среднего карбона. Порфириты верхнепермского комплекса и гранит-порфиры ранней перми слагают более протяженные участки и нередко встречаются и среди других магматических образований участка Алтын-Топканского дайкового пояса. В районе месторождения Алтын-Топкан они выклиниваются. Тела гранодиорит-порфиров иногда имеют форму пологопадающих залежей. Размещение даек кулисообразное, углы падения крутые. Мощность их по простиранию обычно выдержанная. Простирание северо-восточное или субширотное, в редких случаях малые интрузивы среднекарбонового возраста имеют субмеридиальное простирание. Суммарное количество тел в пределах пояса приблизительно 1000. Формирование его начинается в среднем карбоне, обновляется он в ранней перми, а окончательное становление происходит в поздней перми.

76. **Такелийский дайковый пояс** некоторыми исследователями рассматривался как юго-западное продолжение Бурачарского пояса. Однако они по отношению друг к другу располагаются кулисообразно, обнаруживая тем самым относительную самостоятельность. Такелийский пояс начинается в районе к. Токмак, в 2 *км* севернее юго-западного окончания Бурачарского пояса и прослеживается в юго-западном направлении до участка месторождения Такели. Здесь он, постепенно выклиниваясь, погружается под четвертичные отложения Мирзарабатской депрессии. Малые интрузивы пояса размещаются среди разновозрастных об-

разований. В северо-восточной части пояса прорывают гранитоиды Кураминского плутона, а в центральной и юго-западной — карбонатно-терригенные отложения среднего палеозоя и вулканогенно-осадочные толщи верхнего палеозоя. Общая протяженность около 25 *км*, ширина 1,5—2 *км*. Пояс образован почти только порфиритами верхнепермского комплекса диабазов-липаритов. Липаритовые разности пород малых интрузивов единичны. Вкрест простирания в северо-восточной части пояса отмечено 36 даек. Среди них преобладают эссексит-диабазы лейкократовые (22 дайки). Суммарная мощность даек пояса на этом участке 72 *м*. Дайки размещаются кулисообразно. Средняя протяженность их составляет 200 *м*. Углы падения крутые. Общее количество даек 800. Время формирования Такелийского дайкового пояса — конец поздней перми.

77. **Бурачарский дайковый пояс.** Начинается в районе р. Уткемсу и в северо-восточном направлении прослеживается до месторождения Канимансур. Общая протяженность около 50 *км*, ширина 1,4—2,2 *км*. Дайки этого пояса залегают среди верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований и частично в гранитоидах среднекарбонового интрузивного комплекса. На участке месторождения Канимансур перекрыты отложениями мела и палеогена. Бурачарский пояс представляет зону большой концентрации пород верхнепермского комплекса диабазов-липаритов. Здесь он представлен наиболее полно. В пределах пояса вкрест простирания дайки образуют два максимума концентрации. В таких участках они располагаются в виде своеобразных пучков и их настолько много, что вмещающие породы сохраняются между ними отдельными островками. Здесь встречаются и характерные для Бурачарского пояса сложные дайки многократного внедрения. В периферических частях располагаются обычно единичные дайки преимущественно основного состава. В верховьях Бурачарсая вкрест простирания отмечены 83 дайки. Из них 22 кислого состава, 61 — основного. Сложных даек 20. Суммарная мощность даек основного состава около 120 *м*, а кислых—340 *м*. Общая мощность всех даек 460 *м*. Среди даек основного состава преобладают эссексит-диабазы лейкократовые, среди кислых — липариты полифировые. Дайки в пределах пояса размещаются кулисообразно. На участках их сгущения нередко одна и та же дайка основного состава принимает участие в строении двух сложных даек, переходя по простиранию от одной сложной дайки к другой. По простиранию пояса в юго-западном направлении дайки кислого состава постепенно выклиниваются и в 10 *км* от пер. Бурачар почти полностью исчезают. Пояс здесь имеет более простой порфиритовый состав (ср. Такелийский пояс). Общее количество даек около 2000. Судя по наличию единичных даек гранит-порфиров верхнепермского комплекса диорит-порфиритов-гранит-порфиров в Бурачарском поясе, заложение его структур происходило в начале перми, но как пояс он сформировался к концу поздней перми.

78. **Чокадамбулакский дайковый пояс** выражен не всегда отчетливо и выделяется в северной части гранодиоритового массива ближе к контакту последнего с вулканогенными образованиями акчинской свиты. Имеет северо-восточное, ближе к широтному простирание. Протяженность около 20—22 *км*, ширина по 2 *км*. Приурочен к Северочокадамскому разлому, внутри которого гранодиориты сильно раздроблены, осветлены, ожелезнены и местами породы подвержены брекчированию. В пределах пояса количественно преобладают дайки (малые интрузивы) гранодиорит- и гранит-порфиров, меньше кварцевых порфиров. Диабазовые порфириты, микродиориты и лампрофиры встречаются незначительно и отчетливо секут малые интрузивы. Параллельно местами вкрест мощности пояса часто встречаются аплиты-пегматиты, генетически связанные с гранодиоритами. Количество подсчитанных даек на площади пояса составляют около 450 выходов, из них кислые — 350, основные и средние породы — 150. Начало заложения пояса относится к среднему карбону, а окончательное его формирование — к концу верхнего палеозоя.

79. **Кураминский дайковый пояс** находится в южной части карамазарского массива среднекарбоновых гранодиоритов, севернее Баштавакского разлома. Тянется в широтном направлении параллельно Кураминскому хребту, от Дрежсая на западе до верховья р. Карахана на востоке. Длина пояса около 20 *км*, ширина до 2 *км*. Проходит среди гранодиоритов и эффузивов верхнего палеозоя. В строении его в основном участвуют дайки (малые интрузивы) гранодиорит- и гранит-порфиров, значительное количество которых является субфазовыми образованиями верхнекарбоновых гранитоидов. Они имеют значительную мощность (до 20—30 *м*) и протяженность (1—15 *км*). Встречаются также дайки диабазовых, диоритовых и плагиоклазовых порфиритов, лампрофиров и микродиоритов. Часто встречаются также дайки аплитов и пегматитов, связанные с карбоновыми гранодиоритами. Дайки разновозрастны и часто взаимно пересекаются. Общее количество их на площади всего пояса превышает 300—350. Время формирования пояса — верхний палеозой.

80. **Бадамский дайковый пояс.** Прослеживается в северо-восточном направлении от левого борта устья Карамазарсая через к. Бадам до правого борта устья Долонысая. Это широкая зона расположенных кулисами участков концентрации субпараллельных даек основного состава. Протяженность 12 *км*, ширина 2 *км*, а более мелких участков концентрации даек в его пределах — соответственно до 4 и 0,3 *км*. Общее количество даек около 500. Они размещаются среди вулканогенно-осадочных образований верхнего палеозоя и представлены эссексит-диабазами и эссексит-порфиритами верхнепермского комплекса диабазов-липаритов. Располагаясь по другую сторону от Джеркамарского пояса на расстоянии 1—1,5 *км* от него, этот пояс является аналогом Джузумского. Он также осложнен единичными дайками олигофировых липаритов. К Бадамскому поясу приурочен одноименный палеовулкан верхнекарбонового возраста.

81. **Джеркамарский дайковый пояс.** Начинается на правом борту устья Карамазарсая и прослеживается в северо-восточном направлении по гребню г. Асказан через Янгаксай и Даганасай до Новаликсая, где выклинивается. На левом борту Долонысая значительная часть даек блокируется гранитоидами Джеркамарского массива, и поэтому в пределах последнего и далее на востоке он выражен менее четко. Общая протяженность 42 *км*, ширина 1,0—2,5 *км*. Основной вмещающей средой пояса являются вулканогенно-осадочные толщи верхнего палеозоя. Пояс сложен дайками верхнепермского комплекса диабазов-липаритов, среди которых значительно преобладают тела, выполненные породами кислого состава. Западный участок имеет зональное строение: в его центральной части, достигающей 1 *км* по мощности, располагаются дайки кислого состава. Кислые разности пород малых интрузивов представлены преимущественно олигофировыми липаритами, основные — экссексит-диабазами. Вкрест простирания на левом борту Карамазарсая зафиксированы 62 дайки, половина из которых сложена породами кислого состава. Суммарное количество малых интрузивов в поясе около 1500. Тела размещаются кулисообразно на всем его протяжении. Простирание их северо-восточное с частыми субширотными изгибами. Углы падения крутые. Местами концентрация даек кислого состава настолько велика, что они, соединясь на небольшой глубине, образуют единую дайкообразную интрузию. Характерно отсутствие даек сложного строения. Они не наблюдаются даже на участках стыковки зон различного состава. Пояс осложнен отдельными вытянутыми в северо-восточном направлении дайкообразными или штокообразными телами гранодиорит-порфиров верхнего карбона, дайками нижнепермского комплекса гранит- и монцонит-порфиров и аляскитов верхней перми, а в пределах Джеркамарского массива — телами среднекарбонового комплекса диорит- и гранодиорит-порфиров. Малые интрузивы Джеркамарского пояса

прорывают все магматогенные образования региона, включая верхнепермские граниты Шайданского массива. Пояс по времени формирования относится к концу поздней перми.

82. **Джузумский дайковый пояс.** Представляет зону концентрации даек основного состава, расположенную между горами. Асказан и Акчичекли субпараллельно Джеркамарскому дайковому поясу. На участке Карамазарсая он находится на расстоянии 1 *км* от последнего, к востоку постепенно приобретает субширотное простирание и в районе Долонысая сочленяется с Джеркамарским поясом. Здесь он блокируется Джеркамарским массивом. Протяженность 12 *км*, ширина 0,5—1 *км*. Вмещающие породы — вулканогенно-осадочные образования верхнего палеозоя. Дайки пояса сложены главным образом эссексит-диабазами и эссексит-порфиритами лейкократовыми верхнепермского комплекса диабазов-липаритов. Преобладают первые. На участке максимальной мощности вкрест простирания пояса встречено 24 дайки с общей мощностью около 35 *м*. Общее количество даек порядка 300. Они расположены кулисообразно, простирание их северо-восточное и субширотное, углы падения крутые. Дайки по строению простые. Местами в пределах пояса отмечаются субпараллельные порфиритовым телам дайки олигофировых или спорадофировых липаритов. Джузумский дайковый пояс одновозрастен с Джеркамарским.

83. **Джелтыймесский дайковый пояс.** Протягивается от верховьев Долонысая через Джелтыймессай до Новаликсая. Простирание в начале пояса северо-восточное, затем в верховьях Дагансая становится широтным. Здесь отчетливо пересекается Шайданским интрузивом. Общая протяженность 28 *км*, ширина 2,5—3 *км*. Образован дайками нижнепермского комплекса субщелочных гранит- и монцонит-порфиров. Встречаются и редкие тела нижнепермского комплекса эссексит-диабазов лабрадоровых и эссексит-диабазов. Южная часть пояса почти на всем его протяжении частично перекрывается Джеркамарским дайковым поясом. Вмещающие породы на западе представлены гранитоидами Джеркамарского массива, а на востоке — осадочно-вулканогенными толщами верхнего палеозоя. В районе Джелтыймессая вкрест простирания встречены 34 дайки. Из них 14 — субщелочные гранит-порфиры, 5 — монцонит-порфиры, 1 — лабрадоровые эссексит-диабазы, 6 — диорит-порфириты, 6 — липариты и 2 — эссексит-диабазы лейкократовые; суммарная мощность их соответственно 135, 54, 2, 18, 34 и 6 *м*, а общая — 249 *м*. Изредка встречаются сложные дайки многократного внедрения, образованные гранит-порфирами и диорит-порфиритами. Общее количество даек в поясе приблизительно 1000. Размещение даек кулисообразное, углы падения контактовой поверхности крутые. Наличие единичных тел лабрадоровых эссексит-диабазов в пределах Джелтыймесского пояса показывает, что его заложение относится к началу ранней перми. Окончательное его становление происходило в конце ранней перми.

84. **Шайданский дайковый пояс.** Протяженность 20 *км*, ширина 1—2 *км*. Прослеживается от правого борта устья Янгаксая через Шайданский массив до Новаликсая. Здесь он выклинивается, а западный его конец погружается под четвертичные отложения Ферганской депрессии. Простирание пояса северо-восточное. Дайки этого пояса размещаются в вулканогенно-осадочных образованиях верхнего палеозоя и в гранитоидах Шайданского и частично Джеркамарского массивов и выполнены породами верхнепермского комплекса лейкократовых диорит-порфиритов-гранит-порфиров. Расположение тел кулисообразное, углы падения крутые. Преобладают тела, сложенные кислыми разностями пород. В Шайданском массиве вкрест простирания отмечено 12 даек гранит-порфиров, 6 даек диорит-порфиритов и 2 сложные дайки, образованные этими типами пород. Общее количество тел около 400. Сложные дайки единичны. Шайданский дайковый пояс

сформировался в начале поздней перми до становления поясов типа Бурачарского.

85. **Пангазский дайковый пояс** выражен не всегда отчетливо, имеет северо-восточное простирание и тянется от среднего течения р. Карахана (южнее киш. Мулламир) через кишл. Пангаз до устья сая Захана. Длина пояса около 15 *км*, ширина колеблется от 2 до 4 *км*. Дайки в пределах пояса секут эффузивы акчинской и надакской свит, гранитоиды $C_2 - C_3$ комплексов. Преобладающими по составу дайками являются диабазовые и плагиоклазовые порфириты, диоритовые порфириты и микродиориты. В небольшом количестве встречаются гранодиорит- и гранит-порфиры, кварцевые порфиры и сиенит-порфиры. Преобладающее количество дайковых пород имеют средне- и верхнекарбоновый возраст. Встречаются пермо-триасовые дайки (диабазовые и плагиоклазовые порфириты). С гранодиорит-порфирами, возможно, связаны кварц-адуляр-золоторудные образования, развитые в бассейне р. Пангаз (рудоуправление Чарби, Наузак, Надак и др.). Сложные дайки единичны. Общее количество дайковых пород около 550 выходов. Пояс сформировался в течение всего верхнего палеозоя.

86. **Наугарзанский дайковый пояс** в геологической литературе упоминается давно (Васильковский, 1952; Абдуллаев, 1957; Горьковой, 1964; Бабаходжаев, 1964, 1975 и др.). Он имеет северо-восточное простирание и проходит в восточной части Карамазара. Он тянется от верховьев с. Карамазар (водораздел Кураминского хребта) через южную часть месторождения Наугарзан до р. Чадак. Протяженность пояса более 30 *км*. Средняя ширина около 2 *км*. В пределах пояса большинство даек размещается в зонах северо-восточных субпараллельных трещин, проходящих среди среднекарбоновых гранодиоритов. Встречаются дайки северо-западного направления. Петрографические разновидности и количество дайковых образований в центральной части пояса следующее: диабазовые и плагиоклазовые порфириты (50), микродиориты и диоритовые порфириты (15), липариты (10), гранодиорит- и гранит-порфиры (100), сложные дайки (15). Общее количество даек в пределах пояса более 700. Встречаются единичные дайки аплитов и пегматитов. Отмеченные на площади данного пояса дайки относятся к среднекарбоновому, и некоторая часть $P_2 - T_1$ — к комплексу малых интрузивов. Время формирования пояса — конец верхнего палеозоя.

87. **Буюрлюкский дайковый пояс** прослеживается от верховьев р. Сарипуль до среднего течения р. Акташ. Общее направление его меридиональное, и в устье сая Карамазар (р. Акташ) он сечется Наугарзанским дайковым поясом. Длина его около 15 *км*, ширина до 1 *км*. Находится среди гранодиоритов C_2. Преобладают дайки гранодиорит-, гранит- и кварцевых порфиров (200). Менее развиты диоритовые, диабазовые и плагиоклазовые порфириты (100). Встречаются единичные дайки фельзитовых порфиров (25). Широко развиты также аплиты и пегматиты северо-восточного простирания (150). Общее количество даек более 450. Дайки многовозрастные (C_2, C_3 и $P_2 - T_1$), образуют двух- и трехкратные взаимопересечения. Дайковый пояс выражен не всегда отчетливо и изучен недостаточно полно. Пояс сформировался в течение всего верхнего палеозоя.

88. **Сарвакский дайковый пояс** тянется от верховьев с. Хавагли на запад до среднего течения р. Сарвак. Направление его северо-западное. Длина около 10 *км*, ширина до 3 *км*. На площади пояса зафиксировано около 600 даек, представленных по составу гранодиорит-гранит- и кварцевыми порфирами условно верхнекарбонового возраста. Кварцевые и фельзитовые порфиры в периферийных частях даек имеют флюидальное строение. По простиранию на запад от с. Хавагли отмечается смена состава дайковых пород: кварцевые порфиры-гранит-порфиры-гранодиорит-порфиры. На площади пояса присутствуют единичные дайки аплитов (50), пегматитов (40), диабазовых и дио-

ритовых порфиритов (100). Данный пояс размещается в зоне разлома северо-западного простирания. Секут гранодиориты $C_2 - C_3$ комплексов. Время заложения данного пояса относится к концу среднего и начала верхнего карбона.

89. **Нижнегудасский дайковый пояс** в виде параллельных, цепочкообразных выходов даек тянется на северо-восток от устья Захансая (Восточный Ашаба) через площадь Нижнегудасского месторождения до Сарваксая. Общая длина его около 25 *км*, ширина от 1 до 4 *км*. Между реками Гудас, Сарваксай и Чадаксай он закрыт четвертичным покровом. Преобладающим типом даек являются диабазовые и плагиоклазовые порфириты, диоритовые порфириты и микродиориты. Встречаются фельзитовые (липаритовые) порфиры и гранит-порфиры. На площади месторождения Нижний Гудас и среднего течения с. Захана отмечается значительное количество аплитов, аплит-пегматитов и шлировых пегматитов. Мощность всех отмеченных в пределах пояса дайковых образований не превышает 0,1—2 *м*. Дайки размещаются среди гранитоидов среднекарбонового комплекса. Однотипные дайки (диабазовые порфириты и др.) представлены двумя генерациями. Диабазы секутся фельзитовыми порфирами и т. д. Временем формирования дайковых пород (кроме аплитов и пегматитов), по всей вероятности, являются поздняя пермь-ранний триас. Общее количество встреченных типов даек в пределах пояса составляет около 400 выходов. Пояс сформировался в конце верхнего палеозоя.

90. **Ашабинский дайковый пояс** проходит в среднем течении р. Ашаба от урочища Тахтабаст до устья Захансай. Общее простирание его северо-восточное и в верховьях Аксанжатсая поворачивает на север и тянется до р. Гудас. Общая длина пояса около 30 *км*. Ширина до 3 *км*. Дайки секут интрузивы C_2 и C_3 комплексов и эффузивы акчинской свиты. Пояс размещается в зоне разлома и участков интенсивной трещиноватости магматических пород. Петрографический состав и количество встреченных типов даек на площади пояса следующий: аплиты и пегматиты (125), гранодиорит- и гранит-порфиры (100), диоритовые, плагиоклазовые и диабазовые порфириты (60). Общее количество даек в пределах пояса более 500. Встречаются эссекситпорфириты. Дайки гранитоидного ряда относятся к верхнекарбоновому комплексу малых интрузивов и секутся диабазовыми порфиритами $P_2 - T_1$ возрастов. Мощность отдельных даек колеблется от 0,5—1 (порфириты) до 20—30 *м* (гранодиорит-гранит-порфиры).

91. **Акташский дайковый пояс** находится северо-западнее кишлака Купрукбаши и тянется в сторону перевала Харпез (р. Хавагли). В этой части пояс поворачивает на северо-восток и имеет коническую структуру. Длина дайкового пояса около 25 *км*, ширина до 3 *км*. Преобладающими типами даек являются гранодиорит- и гранит-порфиры мощностью до 20—30 *м*, протяженностью более 500—800 *м*. Они относятся к малым интрузивам гранитоидного ряда. Встречаются кварцевые и фельзитовые порфиры, диоритовые и диабазовые порфириты и изредка аплиты и пегматиты. Общее количество дайковых образований в пределах пояса составляет около 400. Некоторые дайки (микродиориты и диоритовые порфириты) проявляются в форме штоков, площадь выхода которых достигает 100×250 *м*. В пределах пояса типы даек распределены следующим образом. В юго-восточной части они представлены гранит-порфирами, кварцевыми и фельзитовыми порфирами и диабазовыми порфиритами, в северо-западном направлении сменяются гранодиорит-порфирами и диабазовыми порфиритами. Возраст дайковых пород сравнительно древний и относится к верхнекарбоновому и раннепермскому комплексам.

92. **Бабайдарханский дайковый пояс.** Простирание его северо-западное. Представляет характерную для поясов такого простирания относительно узкую зону большой концентрации даек. Прослеживается от устья Пангазсая до верховьев Даганасая. Протяженность 18, ши-

рина 0,4—0,8 *км*. Основная часть пояса размещается среди гранитоидных массивов карбона (Пангазский) и верхней перми (Шайданский); в устье Пангазсая юго-восточный конец его находится в вулканитах верхнего палеозоя. Образован дайками верхнепермского комплекса эссексит-порфиритов. Падение тел всегда крутое. Они расположены кулисами и часто сближены друг к другу, образуя отдельные максимумы концентраций. На широких участках пояса вкрест простирания отмечено до 22 даек. Преобладают тела, сложенные эссексит-порфиритами. Эссекситы выполняют редкие дайкообразные или штокообразные тела небольшой мощности. Общее количество даек порядка 600. Дайки сложного строения отсутствуют. Бабайдарханский дайковый пояс, как и другие пояса подобного типа, является наиболее молодым — слагающие его малые интрузивы пересекают все магматогенные образования региона. Время его формирования — верхи поздней перми.

93. **Даганинский дайковый пояс.** Расположен на левом борту устья Даганасая среди гранитоидов Даганинского массива и частично в вулканогенно-осадочных толщах верхнего палеозоя. Протяженность 2, ширина 0,7 *км*. Это, очевидно, фрагмент северо-восточного окончания более крупного пояса, поскольку его юго-западный конец резко срезается тектонической границей Ферганской депрессии, а северо-восточный — выклинивается. По составу аналогичен Шайданскому поясу, но здесь преобладают дайки лейкократовых диорит-порфиритов. Из 26 даек 4 являются гранит-порфировыми, 7 — эссексит-диабазы верхнепермского комплекса, остальные диорит-порфириты лейкократовые. Гранит-порфировые тела приурочены к юго-восточной половине пояса. Сложные дайки не отмечены. Время формирования пояса — начало поздней перми.

94. **Караханинский дайковый пояс.** Прослеживается параллельно Бабайдарханскому поясу от устья Кошбулакская с небольшими перерывами до верховьев Джидалысая. Протяженность 12, мощность 0,2—0,3 *км*. Это кулисообразно расположенные зоны концентрации даек, выполненных эссексит-порфиритами верхнепермского комплекса. Пояс располагается в вулканогенно-осадочных образованиях верхнего палеозоя. Вкрест простирания его на различных участках зафиксировано от 8 до 12 тел с общей мощностью 10—16 *м*. Простирание даек северо-западное, углы падения поверхности контакта крутые. Общее количество тел около 150. Они пересекают дайки Джелтыймесского и Джеркамарского поясов. Караханинский дайковый пояс одновозрастен с Бабайдарханским.

95. **Янгакский дайковый пояс** проходит в северо-восточной части Джеркамарского гранитоидного массива. Дайки северо-западного простирания и концентрируются в зонах интенсивной трещиноватости и небольших разломов, являющихся южным ответвлением Баштавакской региональной структуры. Они секут среднекарбоновые гранодиориты и эффузивы акчинской свиты. Примерная длина пояса 8—10, ширина не более 1 *км*. На юго-востоке продолжение пояса скрыто четвертичным покровом, на северо-западе одиночные дайки (южнее горы Джелтымес) соприкасаются с Баштавакским разломом. Преобладающие типы даек (малых интрузивов) представлены гранодиорит- и гранит-порфирами (30), кварцевыми порфирами (15), плагиоклазовыми порфиритами (5), диоритовыми порфиритами и лампрофирами (10) и очень редко встречаются аплиты и пегматиты (10). Протяженность и мощность отдельных даек колеблется от 500—700 = 2—10 *м* (гранодиорит и гранит-порфиры) до 200—300 = 1—1,5 *м* (диабазовые порфириты и др.). Различные по составу дайки пересекаются, и их возраст, по всей вероятности, является средне-верхнекарбоновым и пермо-триасовым.

96. **Карвансайский дайковый пояс** находится в 2 *км* выше от устья Карвансая, среди эффузивов акчинской и оясайской свит. В южной части пояса продолжение некоторых даек отмечается среди сред-

некарбоновых гранитоидов. Пояс имеет близмеридиональное, северо-западное простирание, тянется от верховьев сая Новалик (р. Пангаз) до Алмалысая (р. Ашаба). Протяженность его около 10 *км*, ширина до 1 *км*. Преобладающими дайками на площади пояса являются гипабиссальные гранодиорит- и гранит-порфиры, кварцевые порфиры, полевошпатовые порфиры и диабазовые порфириты. Встречаются сложные дайки (4 выхода) в сочетании полевошпатового порфира с диабазовыми порфиритами в центре. Некоторая часть даек гранит- и кварцевых порфиров является субвулканическими образованиями эффузивов акчинской свиты. Протяженность и мощность отдельных типов даек колеблется от 500—700 = 2—20 *м* (гранодиорит- и гранит-порфиры) до 300—500 = 1—5 *м* (диабазовые порфириты и др.). Общее количество даек не превышает 190—200 выходов. Дайки размещаются в зоне разлома северо-западного простирания. Наибольшее количество их (около 40 выходов) сконцентрировано в центральной части пояса (правый борт Карвансая). Встречаются три или четыре возрастных типа даек. Гранодиорит- и гранит-порфиры, кварцевые порфиры имеют карбоновый возраст. Они секутся поздними дайками. Диабазовые порфириты секутся дайками полевошпатовых порфиров и по простиранию проходят среди нижнепермских сиенито-диоритов Бабайобского массива.

97. **Бабайобский дайковый пояс.** Это широкая зона северо-западного простирания с частыми кулисообразно расположенными максимума концентрации субпараллельных даек. Протягивается от устья Ашабасая до пер. Пангаз на гребне Кураминского хребта. Длина пояса 20, *ширина до 3 км. В районе г. Бабайоб вследствие выклинивания по* вертикали распадается на отдельные участки скопления редких маломощных даек. Размещается в гранитоидных массивах карбона (Ашабинский) и нижней перми (Бабайобский) и в вулканитах верхнего палеозоя. Сложен дайками эссексит-порфиритов, реже дайкообразными телами эссекситов верхнепермского комплекса. Простирание даек северо-западное, иногда субмеридиальное или субширотное. Это почти всегда крутопадающие тела с выдержанной по простиранию мощностью. В верховьях Ашабасая вкрест простирания пояса отмечено 32 дайки, которые образуют 5 участков максимальной концентрации с 5—8 телами в каждом из них. Всего даек в пределах пояса порядка 400. Они пересекают все магматогенные образования региона. Время формирования пояса — конец поздней перми.

Глава IV.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ КАРАМАЗАРА И МОГОЛТАУ

Закономерные изменения петрофизических свойств пород являются отражением неоднородности вещественного состава и условий их образования. В связи с этим большое значение имеет нахождение корреляционных связей между петрофизическими параметрами и петрографическими особенностями для расшифровки внутреннего строения интрузивных массивов. Методика петрофизического исследования горных пород (плотностные параметры, пористость, магнитная восприимчивость и упругие свойства), принятая в данном разделе, отражена в книгах «Физико-механические свойства горных пород» (1964), «Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика)» (1976), в работе Х. К. Куддусова (1978) и др. Ниже характеристики петрографических особенностей магматических горных пород Карамазара и Моголтау производятся согласно схеме возрастной последовательности, принятой для данной монографии (рис. 1, табл. 1).

Силур-нижнедевонский комплекс. Среди гранитоидов Каракиинского массива (*1*) отмечаются выходы гранодиорит-порфиров и гранитов. Встречена дайка спессартитов и гранит-порфиров (табл. 94). Плотность гранитов стабильная (средняя — 2,60 *г/см*^{3}). Пористость 1,48%. Для них также характерны значительные колебания значений магнитной восприимчивости — 28—1000 · 10^{-6} СГС. Водонасыщенность 0,57%.

Гранодиорит-порфиры имеют плотность (объемный вес) в среднем 2,66 *г/см*^{3}, пористость — 1,63%. Значения магнитной восприимчивости колеблются от $4 \cdot 10^{-6}$ до $595 \cdot 10^{-6}$ СГС. Наиболее высокая плотность характерна дайкам спессартита (1,80 *г/см*^{3}), пористость и магнитная восприимчивость низкие (Пэфф — 1,00%, Х — $10 \cdot 10^{-6}$ СГС). Более низкие значения плотности свойственны дайкам гранит-порфиров — 2,56 *г/см*^{3}. Пористость (1,52%) и магнитная восприимчивость относительно высокие (580 · 10^{-6} СГС).

Нижнедевонский комплекс гранодиорит- и гранит-порфиры *(2,3)*. Среди этих гранитоидов встречаются спессартиты, эссекситы, лампрофиры, кварц-полевошпатовые порфиры и др. Плотность гранодиорит-порфиров 2,66% (среднее), пористость несколько ниже— 1,34%. По магнитной восприимчивости делится на немагнитные (8 · 10^{-6} СГС) и магнитные (200 · 10^{-6} СГС) разности. Граниты обладают относительно повышенной плотностью (2,64 *г/см*^{3}), тогда как в измененных гранитах этот показатель несколько ниже — 2,56 *г/см*. В измененных гранитах значение пористости довольно высокое (2,52%) при низкой намагниченности (3—15 · 10^{-6} ед. СГС). Последнее заметно увеличивается в меланократовых гранитах (545 · 10^{-6} ед. СГС) (табл. 94, 95).

Высокой плотностью обладают лампрофиры, а низкой — кварц-полевошпатовые порфиры. Магнитная восприимчивость: лампрофиров — 1306 · 10^{-6} ед. СГС, кварц-полевошпатовых порфиров — 9 · 10^{-6} ед. СГС. Результаты исследований упругих свойств пород каледонских интрузивных комплексов приведены в табл. 94.

Среднекарбоновый комплекс. Породы I интру-

зивной фазы представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами и их петрографическими разностями (4—10). Петрофизические свойства разновидностей пород интрузивов первой фазы приводятся в табл. 96. Габбро-диориты отличаются высокими значениями плотности, повышенными скоростями прохождения упругих волн, достаточно высокими величинами модуля упругости и магнитной восприимчивостью. Значения пористости колеблются в широких пределах. Прочность габбро-диоритов на одноосное сжатие, согласно данным Б. П. Беликова, колеблется в интервале 2560—3410 *кгс/см*^{2}, твердость по методу Шора — от 78 до 91.

Породы II интрузивной фазы слагают интрузивные массивы Акташский, Джеркамарский, Карамазарский, Музбекский, Кураминский и т. д., которые представлены диоритами, кварцевыми диоритами, роговообманковыми нормальными и лейкократовыми гранодиоритами. Гранодиоритам разных интрузивных массивов характерны широкие интервалы колебания петрофизических свойств, тогда как средние их значения близки друг к другу (табл. 97).

Величины удельного и объемного веса гранодиоритов в среднем колеблются в пределах 2,70—2,77 и 2,64—2,69 *г/см*^{3}. Степень свободного водонасыщения гранодиоритов массивов наиболее стабильна. Значения открытой (эффективной) пористости варьируют для всех гранодиоритовых массивов в пределах 0,88—1,41%, но величина общей пористости имеет более широкий интервал колебания. Среднее значение колебания магнитной восприимчивости для пород II фазы составляет 334—894 · 10^{-6} СГС. Высокие значения магнитной восприимчивости характерны для гранодиоритов Алмабулакского массива (2893 · 10^{-6} СГС). Слабомагнитными являются гранодиориты Кураминского массива (9 · 10^{-6} СГС).. Почти во всех массивах до 10—15% от общего количества замеров встречаются разновидности гранодиоритов с низкими значениями магнитной восприимчивости (4 — 100 · 10^{-6} СГС). В целом для гранодиоритов характерна средняя, редко высокая величина магнитной восприимчивости.

Упругие свойства исследованы не во всех породах среднекарбоновых массивов. Наиболее детально изучены Акташский массив (табл. 98). Скорость прохождения продольных волн для гранодиоритов в среднем по массивам колеблется в интервале 4975—5558 *м/с*, коэффициент Пауссона — 0,20—0,26, модуль упругости—2,6—3,2 · 10^{-5} *кгс/см*^{2}. Высокие значения скорости прохождения упругих волн, модулей упругости и сдвига характерны для гранодиоритов, не затронутых экзогенными процессами (скв. 27А, Акташский массив).

Породы III интрузивной фазы представлены разновидностями порфировидных биотитовых, реже роговообманковых гранитов (13, 24, 26—29). В табл. 98. приведены данные физических свойств гранитов из разных массивов, иногда отличающихся по минеральному составу. Средние значения минеральной (удельной) и объемной плотности у гранитов колеблются в значительном интервале. Высокие величины плотности характерны для гранитов Музбулакского и Музбекского массивов, что, возможно, обусловлено преобладающим значением содержания биотита и роговой обманки. Величина магнитной восприимчивости в целом низкая. Высокие значения его присущи гранитам Музбекского, Наркурганского и Новаликского массивов, а самые низкие свойственны гранитам Музбулакского массива (табл. 99). В породах Аштского и Наркурганского массивов скорость упругих волн составляет 4875—4906 *м/с*, коэффициент Пуассона — 0,18—0,28, модуль Юнга — 5,3—5,9 · 10^{-5} *кгс/см*^{2}, модуль сдвига — 2,1—2,6 · 10^{-5} *кгс/см*^{2}. Прочность на сжатие этих пород 2120—2730 *кгс/см*^{2}, твердость по Шору — 86—90.

Породы IV интрузивной фазы сложены аплитовидными гранитами штоко- и дайкообразной формой тел. *(26, 30, 32)*. Для аплитовидных гранитов характерны низкие значения плотностных свойств

и объемного веса. Величина свободного водонасыщения, эффективная пористость и общая пористость в среднем по выходам близкие (табл. 100). По значениям магнитной восприимчивости аплитовидные граниты являются немагнитными. Однако встречаются отдельные разновидности, обогащенные акцессорными ферромагнитными минералами, за счет которых величина магнитной восприимчивости колеблется от 13 до $173 \cdot 10^{-6}$ СГС, редко достигая $335—550 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Упругие свойства исследованы в аплитовидных гранитах Нижнегудасского штока и по 5 пробам получены следующие результаты: Vp — 4792 *м/с*, μ — 0,22, E — $5,2 \cdot 10^{-5}$ *кгс/см*^{2} и C — $2,2 \cdot 10^{-5}$ *кгс/см*^{2}. В целом характерно уменьшение от пород I к IV фазе интрузивов свойств среднекарбонового комплекса, плотности, магнитной восприимчивости и упругих параметров. Эта закономерность связана с изменением состава породообразующих минералов интрузивов — от габбро-диоритов до аплитовидных гранитов.

Верхнекарбоновый комплекс. К нему относятся Ашабаинский, Мулламирский, Карамазарский и другие массивы *(33—42)*. Преобладающими породами являются порфировидные гранодиориты, гранодиорит- и гранит-порфиры. Петрофизические свойства отмеченных выше разновидностей гранитоидов комплекса приведено в табл. 101. Плотностные параметры пород колеблются в значительном интервале. Минимальные средние значения эффективной (открытой) пористости — 0,72% (Карамазарский выход), а максимальной — 1,45% (Сарвакский выход). Значение общей пористости пород в различных гранитоидных выходах варьирует в небольшом интервале. К немагнитным и слабо магнитным относятся породы Купрукбашинского, Буюрлюкского и Ховалингского выходов ($5—127 \cdot 10^{-6}$ СГС). Средними и высокомагнитными являются породы большинства гранитоидных массивов ($322 \cdot 10^{-6}$ СГС до $1302 \cdot 10^{-6}$ СГС). Высокие значения пористости и низкие значения магнитной восприимчивости характерны измененным разностям гранодиорит-порфиров. Плотностные параметры гранит-порфиров составляют соответственно 2,63—2,65 и 2,58—2,62 *г/см*^{3} и обычно бывают ниже, чем у гранодиорит-порфиров. Им свойственна высокая пористость — 1,9—2,9%.

Упругие свойства определены в породах Ашабинского, Ховалинского, Сарвакского, Купрукбашинского и Буюрлюкского выходов. Скорость продольных волн изменяется от 4560 до 5120 *м/с*, модуль Юнга составляет $4,8—5,9 \cdot 10^{-5}$ *кгс/см*^{2}, модуль сдвига — $2,0—2,6 \cdot 10^{-5}$ *кгс/см*^{2}. Значение коэффициента Пуассона в зависимости от состояния пород изменяется от 0,20 до 0,24. Низкие величины упругих параметров присущи гранит-порфирам и измененным разностям гранодиорит-порфиров.

Нижнепермский комплекс. К породам его относятся сиенито-диориты, монцодиориты и другие образования субщелочного состава *(43, 44, 49, 52—54)*. Результаты определения петрофизических свойств пород разных выходов приведены в табл. 102. Для всех петрографических разностей характерны высокие значения плотности объемного и удельного веса. Величина магнитной восприимчивости колеблется в интервале $1465—3211 \cdot 10^{-6}$ СГС. Степень свободного водонасыщения пород в среднем стабильна. Пористость относительно высокая. Более низкие значения пористости свойственны сиенито-диоритам Мазарбельского и Камчикского выходов. Скорость прохождения продольных волн изменяется в среднем от 5030 до 5750 *м/с*, коэффициент Пуассона — от 0,16 до 0,24, модуль упругости составляет $6,6—7,9 \cdot 10^{-5}$ *кг/см*^{2}. Прочность на сжатие в среднем (по породам Чорух-Дайронского массива) равна 3745 *кг/см*, твердость по Шору — 89.

Верхнепермский комплекс. К данному комплексу относятся лейкократовые красные граниты *(56—70)*. Для этих гранитов характерны низкие значения плотности. Степень свободного водонасыщения колеблется в пределах 0,44—1,05%. Эффективная пористость и пористость общая изменяются в значительном интервале. Значения маг-

нитной восприимчивости относительно низкие — 2—58 · 10^{-6} СГС, реже эта величина достигает 235—405 · 10^{-6} СГС. Скорость прохождения упругих волн — 4600—4770 *м/с*, модуль Юнга — 4,9—5,3 · 10^{-5} *кгс/см*^{2}, модуль сдвига — в среднем 2,1—10^{-5} *кгс/см*^{2}, коэффициент Пуассона — 0,20—0,22. Прочность на сжатие составляет 2500 *кгс/см*, твердость по Шору — 90. В целом для пород верхнепермского комплекса характерны низкие величины плотности и магнитной восприимчивости и высокие значения пористости. При наложении на породу процессов постмагматического и экзогенного преобразования происходит увеличение пористости и снижение упругих показателей (табл. 103).

Нижнетриасовый вулкано-плутонический комплекс. К нему относятся Самгарский вулкано-плутонический массив и небольшие дайкообразные тела в осевой части Кураминского хребта. В петрографическом отношении породы имеют переходный характер от *гранитов к липаритам. Среди дайковых тел развиты гранит-порфиры.* Петрографические разновидности пород Самгарского массива (кварцевые порфиры, гранит-порфиры, граниты) по петрофизическим свойствам почти не отличаются (табл. 104). Среднее значение минеральной и объемной плотности всех разновидностей пород колеблется в небольшом интервале. Наиболее высокие значения плотности характерны для гранит-порфиров Камчикского выхода. Величина степени 45-суточного свободного водонасыщения изменяется (для всех типов пород) от 0,52 до 0,80%. Эффективная пористость для кварцевых порфиров и гранит-*порфиров* — 1,32—1,84%, *для гранитов и их порфировидных разностей* наиболее стабильна — 2,01—2,02%. Средние величины общей пористости всех разновидностей пород Самгарского массива изменяются в пределах — 3,13—3,32%. Пористость гранит-порфиров других выходов по сравнению с Самгарским массивом ниже: Пэфф — 1,33%, Побщ — 2,00%.

По магнитной восприимчивости породы вулкано-плутонического комплекса расчленяются на немагнитные — 28—78 · 10^{-6} ед. СГС и слабо магнитные — 132—329 · 10^{-6} ед. СГС. Редко в кварцевых порфирах значений магнитной восприимчивости достигает 615—653 · 10^{-6} СГС. Основная масса пород комплекса, согласно классификации Н. Б. Дортмана (1976), относится к группе слабо магнитных. По данным Б. П. Беликова и др., упругие параметры пород имеют следующие величины: Vp — 4600—5280 *м/с*, μ — 0,20—0,26, E — 5,0—6,2 · 10^{-5} *кгс/см*^{2} и G — 2,1—2,5 · 10^{-5} *кгс/см*^{2}. Прочность на сжатие (R сж) — 2460—3580 *кгс/см*^{2}, твердость по Шору (Рш) — 92—99. В целом породам данного комплекса свойственны низкие плотностные и магнитные показатели и наиболее высокое значение твердости.

Петрофизические свойства жильных аплитов и пегматитов

Плотностные характеристики аплитов и пегматитов (табл. 105) по сравнению с породами карбоновых гранитоидных массивов низкие, но близки к лейкократовым гранитам и гранит-порфирам. Средняя величина свободного водонасыщения для аплитов 0,46%, для пегматитов — 0,59%. Соответственно эффузивная пористость составляет 1,26 и 1,36%. Общая пористость, несмотря на достаточно высокий спектр колебаний (1,15—4,79% — аплиты и 1,53—3,98 — пегматиты), в среднем по массивам *относительно небольшая* — 2,89 и 2,11%. *Величина магнитной* восприимчивости в аплитах и пегматитах также варьирует. Аплиты и пегматиты в целом можно отнести к группе немагнитных и слабо магнитных пород.

В аплитах (Акташский массив) скорость прохождения упругих волн — 4760 *м/с* (среднее из 3 проб), коэффициент Пуассона — 0,21, модуль Юнга — 4,9 · 10^{-5} *кгс/см*^{2}, модуль сдвига — 2,0—10^{-5} *кгс/см*^{2}. Для

пегматитов (Акташский массив) эти же параметры имеют следующие величины: Vp — 4560 *м/с*, μ — 0,24, 4,6 · 10^{-5} *кгс/см²*, G — 1,8—10^{-5} *кгс/см²*.

Петрофизические свойства пород малых интрузивов (даек)

Малые интрузивы или дайковые образования Карамазара представлены породами разнообразных петрографических типов. В возрастном отношении породы разделены на средне-верхнекарбоновые, нижне- и верхнепермские комплексы *.

Среднекарбоновый комплекс. Породы его разделены на две группы: диорит-гранодиорит-порфиры и меланократовые гранодиорит-порфиры. Петрофизические свойства некоторых представителей выше отмеченных групп пород приведены в табл. 106. Значение плотности (объемный вес) в гранодиорит- и гранит-порфирах в среднем колеблется в интервале 2,66—2,69 *г/см³*, свободное водонасыщение— 0,21—0,36%. Среднее значение последнего показателя в диопсидовых гранодиорит-порфирах составляет 1,02%. Эффективная пористость низкая в гранит- и гранодиорит-порфирах — 0,57—0,98%, но высокая в диопсидовых разновидностях — 2,64%. Последние также отличаются высокой величиной общей пористости — 4,15%. Гранит-порфиры немагнитные (19 · 10^{-6} ед. СГС), гранодиорит-порфиры слабомагнитные (290 · 10^{-6} ед. СГС) и диопсидовые гранодиорит-порфиры магнитные (1536 · 10^{-6} ед. СГС). Диорит-порфириты (Моголтауский пояс) имеют высокую плотность — 2,85 *г/см³*, низкую степень водонасыщения (в среднем 0,17%) и эффективную пористость (0,48%). Величина магнитной восприимчивости дайки диоритовых порфиритов весьма низкая — 41 · 10^{-6} ед. СГС.

Верхнекарбоновый комплекс. Среднее значение плотности дайковых образований следующее: гранит-порфиры— 2,58 *г/см³*, гранодиорит-порфиры — 2,64 *г/см³*, монцонит-порфириты — 2,67 *г/см³*, диорит-порфириты — 2,92 *г/см³*, диорит-порфириты лампрофировидные — 2,72 *г/см³*. Характерно увеличение плотности и магнитной восприимчивости от кислых к основным дайковым породам (табл. 106). Исключением являются диорит-порфириты, которые хотя и обладают достаточно высокой плотностью, но магнитная восприимчивость их самая низкая (32 · 10^{-6} ед. СГС). Эти породы так же, как и породы среднекарбонового комплекса, характеризуются высокой степенью переработки постмагматическими процессами, т. е. темноцветные породообразующие минералы перекристаллизованы. Низкие степень свободного водонасыщения и пористость свойственны гранодиорит-порфирам и монцонит-порфиритам (в среднем — $W_{вн}$ — 0,30—0,38% и Пэфф — 0,77 — 1,01%). Увеличение этих показателей прослеживается от лампрофировидных диорит-порфиритов ($W_{вн}$ — 0,51% и Пэфф — 1,35%) к гранит-порфирам (W — 0,74% и Пэфф — 1,70%).

Нижнепермский комплекс. Низкие плотностные характеристики свойственны гранит-порфирам и монцонит-порфирам кварцевым (2,56 и 2,61 *г/см³*). В микродиоритах происходит увеличение данного показателя в среднем на 0,04 *г/см³* по отношению к монцонит-порфирам (табл. 107). Степень свободного водонасыщения этих пород изменяется в пределах 0,37—0,72. Эффективная пористость изменяется в интервале 0,98—1,88%. Магнитная восприимчивость гранит-порфиров в среднем равна 210 · 10^{-6} ед. СГС, для других пород этой группы она изменяется в интервале 10—21 · 10^{-6} ед. СГС. Такие величины магнитной восприимчивости для микродиоритов и монцонит-порфиров нехарактерны.

Породы из группы эссексит-порфиритов (лабрадоровых) по петрофизическому составу делятся на диорит-порфириты пироксеновые, диорит-порфириты, эссексит-диабазы и эссексит-диабазы лабрадоровые

* Описания приводятся согласно схеме, приведенной в третьем разделе данной работы.

(табл. 105). Они характеризуются высокими плотностными параметрами (2,75—2,77 *г/см*^{3}), отличаясь между собой в среднем на 0,01—0,02 *г/см*^{3}. Величина свободного водонасыщения достигает 0,18—0,55%. Открытая (эффективная) пористость колеблется в пределах 0,52—1,40%, а общая пористость равна 2,86—3,63%. Среднее значение магнитной восприимчивости варьирует в пределах (1000—3800) · 10^{-6} ед. СГС. Наиболее высокие значения ее характерны эссексит-диабазам и эссексит-диабазам лабрадоровым.

Верхнепермский комплекс. Средняя плотность гранит- и липарит-порфиров низкая (2,56 и 2,51 *г/см*^{3}). Наиболее низкие ее значения характерны липарит-порфирам олигофировой (2,37 *г/см*^{3}) и полифировой (2,48 *г/см*^{3}) разностей. Этим же породам присущи высокие значения свободного водонасыщения (0,88—2,12, редко 3,66%) и пористости (2,24—8,65%). Самые большие величины пористости свойственны липарит-порфирам. Характерна взаимосвязь пористости с объемным весом (плотностью): с увеличением пористости уменьшаются плотностные параметры. Липарит-порфиры олигофировые относятся к немагнитным породам (26 · 10^{-6} ед. СГС), к слабомагнитным — гранит- и липарит-порфиры спородофировые, полифировые (214—450 · · 10^{-6} ед. СГС). Исключением являются липарит-порфиры гибридные с рудными минералами. Величина магнитной восприимчивости в них достигает 1800 · 10^{-6} ед. СГС (табл. 108).

Породы группы эссексит-порфиритов характеризуются высокими значениями плотностных параметров (ρуд — 2,77, и ρоб — 2,73 *г/см*^{2}) и низкими показателями пористости (Пэфф — 1,05 и Побщ — 2,30%). Магнитная восприимчивость пород описываемого комплекса наиболее высокая (2676 · 10^{-6} СГС). Эссексит-диабазы лабрадоровые хотя и характеризуются высокой минеральной плотностью (2,77 *г/см*^{3}), но объемная плотность их ниже, чем у эссексит-порфиритов, на 0,03 *г/см*^{3}. Пористость соответственно увеличивается (Пэфф — 1,33 и Побщ — 2,51%). Средняя величина магнитной восприимчивости низкая — 509 · · $^{-10}$ ^{6} ед. СГС.

Диорит-порфириты делятся на собственно диорит-порфириты и диорит-порфириты меланократовые. Наиболее плотными оказались меланократовые разности (ρуд — 2,88 и ρоб — 2,79 *г/см*^{3}), тогда как указанная величина в лейкократовых разностях уменьшается на 0,09 и 0,05 *г/см*^{3}. Величина свободной водонасыщенности колеблется в интервале 0,40—0,53%, а эффективная пористость составляет 1,12—1,14%. Таким образом, по величине эффективной пористости породы близки, но общая пористость меланократовых разновидностей на 0,15% выше. Встречаются немагнитные, слабомагнитные и существенно магнитные разности. Средние значения магнитной восприимчивости всех разновидностей колеблются в интервале 1256—1975 · 10^{-6} ед. СГС.

Упругие свойства пород малых интрузивов. Наиболее полно в этом отношении изучены гранит-порфиры верхнепермского комплекса. Гранодиорит-порфиры диопсидовые (C_2) имеют следующие величины упругих свойств (90) *: скорость продольных волн — 4800—5000 *м/с*, коэффициент Пуассона — 0,16—0,28, модуль Юнга — 6,0—6,4 · 10^{-5} *кгс/см*^{2}, модуль сдвига — 2,1—2,5 · 10^{-5} *кгс/см*^{2}; гранодиорит-порфиры (C_3): Vp — 5000—5240 *м/с*, μ — 0,16—0,22, E — 5,9—7,1 · 10^{-5} *кгс/см*^{2}, G — 2,5—3,1 · 10^{-5} *кгс/см*^{2}. Таким образом, значение скорости прохождения продольных волн и модуль упругости более высокие, чем эти же параметры у гранодиорит-порфиров среднекарбонового возраста. Скорость прохождения продольных волн в P_1 диоритовых порфиритах достаточно высокая — 4520—5800 *м/с*, коэффициент Пуассона стабильный: μ — 0,18—0,22, E — 5,8—8,4 · 10^{-5} *кгс/см*^{2}, G — 2,1—3,5 · 10^{-5}

* В скобках — номера дайковых поясов на геологической карте (рис. 1).

кгс/см². Упругие свойства диорит-порфиритов верхнепермского комплекса почти аналогичны породам, описанным выше *(93)*. Они изменяются в следующих интервалах: Vp — 5360—5520 *м/с*, μ — 0,10—0,29, E — 6,4—8,4 · 10^{-5} *кгс/см²* и G — 2,5—3,9 · 10^{-5} *кгс/см²*. В эссекситпорфиритах *(90, 94)* скорость прохождения продольных волн несколько меньше — 5000—5420 *м/с*, коэффициент Пуассона составляет 0,14—0,25, модуль упругости — 6,6—7 · 10^{-5} *кгс/см²*, модуль сдвига — 30 · 10^{-5} *кгс/см²*. Скорость колебания продольных волн гранит-порфиров *(90, 92, 94, 95)* колеблется в пределах 4920—5560 *м/с* (среднее значение 5181 *м/с*). Величина коэффициента Пуассона варьирует в интервале 0,16—0,30. Модуль упругости гранит-порфиров наиболее высокий — 6,2—8,2 · 10^{-5} *кгс/см²*. Модуль сдвига (9 опр.) равен 2,6 · · 10^{-5} *кгс/см²* при интервале колебаний от 1,9 до 3,3 · 10^{-5}.

Полученные результаты петрофизических исследований гранитоидов выявили отчетливую зависимость их физико-механических свойств от петрографического состава и условий формирования интрузивов. В частности, по мере повышения степени кремнекислотности и щелочности от диоритов в сторону гранитов происходит повышение плотности и магнитной восприимчивости пород. Аналогичные закономерности можно наблюдать и по другим петрофизическим свойствам, изученным в гранитоидных породах региона.

Глава V.

ПРОВИНЦИАЛЬНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАРАМАЗАРА И МОГОЛТАУ

Приведенные в работе данные показывают, что в Карамазарском регионе вместе с гребнем Моголтау широко развиты магматические образования, имеющие различные специфические черты состава и геологического положения. О существенной роли магматических пород в строении региона свидетельствует то, что более 92% его площади (2450 $км^2$) сложено продуктами магматизма различного состава и возраста. Из них на долю гранитоидов, малых интрузивов и даек приходится 1700 $км^2$, а эффузивы вместе с субвулканическими телами занимают около 750 $км^2$. Метаморфические породы нижнего и среднего палеозоя занимают площадь более 100 $км^2$, обнажаясь в основном на территории Западного Карамазара и Моголтау. Тектонические впадины заняты отложениями мезокайнозоя (около 50 $км^2$). Межгорные участки, долины и предгорные урочища покрыты четвертичными образованиями. Среди магматических пород по площади преобладают интрузивные образования. Площадное соотношение интрузивных комплексов следующее (в $км^2$): силур-нижнедевонский — 23, среднекарбоновый — 1252 (I фаза — 30, II фаза — 1075, III фаза — 128, IV фаза — 19); верхнекарбоновый — 127, нижнепермский — 94, верхнепермский — 105, нижнетриасовый — 98. На территории Карамазара и Моголтау зарегистрировано около двадцати тысяч выходов малых интрузивов и даек различных составов и возрастов. Жильно-магматические образования большей частью сосредоточены на площади двадцати четырех дайковых поясов и полей. Их выходы контролируются разломами среднего и глубинного заложения, а также трещинами в магматических породах. Из-за трудностей в определении мощности и протяженности многих выходов малых интрузивов и даек точные подсчеты площади их выходов не производились. Можно предполагать, что они занимают около 10—12% от всей площади магматических пород. Приведенный предварительный подсчет показывает, что Карамазар и Моголтау в Чаткало-Кураминской тектонической зоне Срединного Тянь-Шаня (Попов, 1938) характеризуются наиболее интенсивным развитием магматизма, особенно верхнепалеозойского возраста. Этот регион, являющийся, по всей вероятности, краевой частью Кураминского срединного массива, претерпел различные стадии развития тектогенеза.

Особенности геолого-структурных и магматических этапов развития региона определяются слабым проявлением каледонского и отчетливым развитием герцинского тектогенеза. Этот регион в разные этапы геологического развития Срединного Тянь-Шаня был охвачен складчатыми движениями геосинклинального типа, усложненными наложенной на них посторогенной активизацией. Многоэтапность и длительность геологического развития территории находят свое отражение и в разнообразии петрографического состава и возраста продуктов магматических процессов, а также в разнотипности проявленного здесь оруденения.

На характер развития магматизма значительное влияние оказывают внутреннее строение и мощность земной коры Карамазарского региона. Геофизическими работами установлено, что в Кураминской

подзоне (в частности, Карамазар и Моголтау) мощность базальтового слоя составляет 20 *км*, гранито-гнейсового — 10 и гранитного — 8—10 *км*. По представлениям И. Х. Хамрабаева, в основании «гранитного» слоя Кураминской подзоны выделяются «диоритовый», или «андезитовый» слои. Следовательно, мощность «гранита» в этой подзоне несколько сокращается. Геолого-геофизическими изучениями (Хамрабаев, Бутовская и др., 1971) отмечается постепенное увеличение мощности земной коры Карамазара с запада на восток (35—40—45—50 *км*). Литературные материалы (Васильковский, 1952; Раджабов, 1965 и др.) и фактические данные, изложенные в настоящей работе, указывают на приуроченность районов развития наиболее интенсивного магматизма к участкам земной коры с минимальной ее мощностью.

Верхнюю часть земной коры Карамазара и Моголтау можно разделить на палеозойский и мезокайнозойский структурно-формационные этажи. Особенности развития палеозойского этажа определялись каледонской (нижний подэтаж) и герцинской (верхний подэтаж) складчатостью. Структурно-формационные подэтажи сложены породами разнообразного состава и генезиса. Кроме того, на площадное и объемное распределение магматических образований значительное влияние оказывает блоковое строение региона. В регионе выделяется несколько структурных участков типа «грабен-синклиналей», «мульд проседания», а также «горст-антиклиналей» и «горст-поднятий» (Арапов, 1965; Байков и др., 1976). Тектонические мульды и прогибы (их в регионе десять I—X) выполнены вулканогенными образованиями различного петрографического состава и возраста. Значительными по площади развития вулканизма являются кольцевые структуры (мульды проседания) Алтын-Топкан, Адрасман и Пангаз. Они занимают более половины общей площади выходов вулканитов, развитых в регионе. Прогибы и мульды (Такелийский, Чорухдайронский и Ташкескенский) несколько меньше по площади, и преобладающими по возрасту эффузивами в них являются C_3 — P. Курусай-Токмакский прогиб имеет широтное простирание, в котором выходы эффузивов пересечены несколькими глубинными разломами северо-восточного направления (Редкометалльным, Железным, Бирюзовым и др.). Мешисайская и Камчикская мульды находятся в периферийных частях Акташского блока воздымания, в котором, возможно, значительные площади вулканитов были размыты. В отмеченных структурах процессы вулканизма очень часто сопровождаются субвулканическими, экструзивными и жерловыми фациями. Работами С. Ф. Машковцева, Б. Н. Наследова, Н. П. Васильковского, А. П. Недзвецкого, Е. Д. Карповой, В. Н. Байкова, А. Б. Дзайнукова, С. М. Бабаходжаева и многих других установлено, что в Карамазаре начало проявления вулканизма относится ко времени каледонского тектогенеза, но наиболее интенсивно этот процесс проявился в течение верхнего палеозоя. Вулканогенные образования этого периода расчленяются на минбулакскую, акчинскую, джамансайскую, надакскую, оясайскую, шурабсайскую и кызылнуринскую свиты. Породы отмеченных свит на площади Карамазара и Моголтау разнообразны по условиям излияния и по петрографическому составу. Почти все разрезы отмеченных вулканогенных свит начинаются или завершаются осадочными толщами, следовательно, в течение всего процесса вулканизма в регионе континентальный режим чередовался с прибрежно-морскими условиями осадконакоплений. Об интенсивности и масштабах провления вулканизма в Карамазаре свидетельствует более двадцатикилометровая суммарная мощность эффузивов (Васильковский, 1952).

Петрографо-петрохимические изучения пород, слагающих разрезы вулканогенных свит, указывают на значительное колебание состава магматических расплавов в течение всего палеозоя. Вулканизм каледонского цикла изучен очень слабо. Имеется небольшое количество химических анализов. Несмотря на это состав разрезов катрангинской,

калканатинской и агаджальской свит свидетельствует о преобладании в их составе средних пород (андезито-дациты). Характерна калиевая щелочность пород (K_2O—6,5%) и подчиненное значение умеренно кислых образований (табл. 109) в разрезах вулканитов.

Характерно петрографическое разнообразие состава вулканитов, проявившихся в течение ранне- и позднегерцинского цикла развития региона. Наиболее интенсивное развитие вулканизма происходит в течение каменноугольного периода, начиная с образования пород средних составов с отдельными прослоями базальтоидов. В среднем и позднем карбоне андезиты и дациты уже нередко чередуются с кислыми разностями пород — липаритами. Последние преобладают в составе надакской и особенно оясайской свит. В средних и кислых эффузивах содержание кремнезема и щелочей соответственно следующее (в вес. %): SiO_2 — 51—62 = 62—75, Na_2O — 1,5—4,5 = 0,4—4,5, K_2O — 3—6,7 = 3,6—9 (табл. 109). Отмеченная закономерность в меньшей степени проявляется и на пермо-триасовом этапе развития вулканизма. Нижнепермские вулканиты шурабсайской свиты представлены средними породами андезито-дацитового состава с горизонтами трахиандезитов. Для этих пород характерны умеренное содержание кремнезема (SiO_2 — 46—70%) и отчетливо выраженная щелочность, особенно натровая (Na_2O — 3—8, K_2O — 1,5—5). Герцинский вулканизм завершается излиянием лав кислого и субщелочного составов (кызылнуринская свита). Особенно отчетливо выражена калиевая щелочность липаритов (SiO_2 — 70—77%, Na_2O — 2—3, K_2O — 4—5,3) (табл. 109). В целом по мере затухания герцинского тектогенеза заметно падает интенсивность вулканизма с одновременной сменой эффузивов основных и средних составов кислыми и субщелочными.

Особенности развития палеозойского вулканизма, петрографическое и петрохимическое разнообразие, а также существование самостоятельных магматических очагов, являющихся следствием образования петрографических разновидностей пород, позволяет наметить существование в данном регионе следующих шести вулканогенных формаций: базальтово-андезитовой ($Д_1$), трахибазальт-трахиандезитовой (C_1), андезито-дацитовой (C_2—C_3), липаритовой (C_3), трахиандезитовой (P_1) и трахилипаритовой (P_2—T_1). В этих формациях преобладающими по объему вулканогенными породами являются андезитовые и андезито-дацитовые порфириты, трахиандезиты, реже базальты и липариты. По площади развития преобладают андезиты и липариты.

В основу выделения магматических формаций нами приняты положения, разработанные в книгах Ю. А. Кузнецова (1964), А. Ф. Белоусова (1974), «Магматических формациях СССР» (1979) и «Магматических формациях и фациях Узбекистана» (1975). Более детально особенности выделенных формаций рассматриваются в четвертом томе «Петрографии Таджикистана».

В ходе изучения магматизма Кураминской подзоны многими геологами было показано, что эффузивный процесс всегда синхронно чередуется с плутонизмом. Детальные петрологические исследования вносят много ясностей в существование представлений о характере хронологической сопряженности проявления магматизма. В частности, отсутствие постепенных переходов и рвущих контактов между эффузивными и интрузивными образованиями, многофазность внедрения C_2 — C_3 интрузивов свидетельствуют о невозможности существования парагенных вулкано-плутонических формаций в раннегерцинской стадии развития магматизма Кураминской подзоны, в частности Карамазара. Эта связь является скорее пространственной, чем парагенетической. Можно допустить существование единого магматического очага, являющегося источником раннегерцинских эффузивов и интрузивов с близким химическим составом. Периоды излияния эффузивов и формирование интрузивов во времени были разорваны.

В поздние стадии герцинского развития верхнепалеозойского маг-

матизма в условиях трещинного характера внедрения расплава при общности гранитного очага формируются типичные вулкано-плутонические серии пород. Эта связь является генетической, так как в ряде массивов (Самгарский, Камчикский и др.) отмечаются постепенные переходы от эффузивной к интрузивной фациям. Этого явления, в частности, невозможно наблюдать по отношению эффузивов шурабсайской свиты с нижнепермскими субщелочными малыми интрузивами Чорух-Дайронского и Бабайобского массивов. Близость петрологопетрохимического облика эффузивного и интрузивного рядов магматизма является признаком существования глубинной синхронности. Интрузивный магматизм во всех тектонических стадиях развития региона предшествует вулканогенному процессу и в возрастном отношении приурочивается к промежуткам эффузивных свит.

Интрузивная деятельность в Карамазаре начинается с каледонского этапа. Силур-нижнедевонские интрузивы незначительны по площади, относятся к гранитоидному ряду среднего и кислого составов. Содержание кремнезема в них колеблется от 57 до 76%. Среди щелочей K_2O заметно превышает Na_2O (табл. 110). В раннегерцинском этапе развития магматизма кураминской подзоны, преобладающее место принадлежит гранитоидам среднекарбонового комплекса. В условиях прогрессирующего развития гранитного очага, при активном участии процессов ассимиляции, контаминации и дифференциации происходит формирование многофазных интрузивов с жильномагматическими и постмагматическими образованиями. Для данного комплекса характерны переходные гомодромные разновидности пород от габбро и диорита в первой фазе, через гранодиориты и граниты второй и третьей фаз до аляскитов в заключительной четвертой фазе внедрения. Соответственно от первой к четвертой фазе содержание кремнезема увеличивается от 40 до 76%. Соотношение щелочей (Na_2O, K_2O) и их сумма в породах отдельных интрузивных фаз варьирует в небольших интервалах. Отчетливо проявлена геохимическая специализация гранитоидов нижнепалеозойского возраста на медь, вольфрам, висмут, цинк, олово и золото (табл. 110).

Раннегерцинский интрузивный магматизм региона завершают гранитоиды верхнекарбонового комплекса. Породы данного комплекса имеют субфазовое (сближенное во времени) развитие (роговообманково-биотитовые гранодиориты, порфировидные гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры). От гранитоидов среднекарбонового комплекса они отличаются резкой порфировидностью, насыщенностью пород порфиробластами и фенокристаллами микроклина, а в ранней субфазе — роговой обманки и биотита. Широкое развитие метасоматических явлений (калишпатизация) обусловливает розовые и красные окраски пород. Для субфазовых интрузивов C_3 характерно проявление железно-магнезиального типа ассимиляции за счет усвоения гранитным расплавом эффузивов средних и основных составов. Верхнекарбоновые гранитоиды наряду с умеренным содержанием кремнезема, в значительной степени обогащаются фемическими компонентами, кальцием и щелочами (табл. 108). По типу магм интрузивы C_2 и C_3 комплексов очень близки. Источниками гранитоидов C_3 комплекса, возможно, явились обособленные очаги, расположенные в донной части C_2 гранитоидных интрузивов и, по всей вероятности, имеющие некоторые связи с едиными гранитными источниками. Объем магмы был небольшим, внедрение имело трещинный характер. Расчеты показали, что гранитоиды $C_2 — C_3$ комплексов относятся к образованиям мезоабиссальной фациальности с глубиной становления около 2,5—3,5 *км* (Бабаходжаев, 1975).

Гранитоиды раннегерцинского этапа развития Карамазара и Моголтау составляют габбро-монцонит-граносиенитовую и диорит-гранодиорит-гранитовую формации с гомодромными переходами ассимиляционного ряда пород (габбро-диорит-гранодиорит-гранит-аляскит).

Этот переход подтверждается петрографическими и петрохимическими данными. Наиболее длительное во времени формирование и разнообразие вещественного состава интрузивов C_2—C_3 комплексов характеризуется большим набором элементов-примесей, на большинство которых они геохимически специализированы (Fe, Pb, Zn, Cu, W, Sn, Mo, Bi, Be, Au, Ag, F) (табл. 110).

Позднегерцинский этап развития магматизма в Карамазаре и Моголтау происходил в условиях орогенной активизации. В гипабиссальных и приповерхностных глубинах происходило формирование гранитоидного интрузива, малых интрузивов и даек разнообразного возраста, морфологии (лакколиты, лополиты, штоки и др.) и петрографического состава. В начальные стадии развития позднегерцинского магматизма образуются вулканиты (шурабсайская свита) и в тесной ассоциации с ними интрузивы повышенной щелочности — сиенито-диоритового и монцонитоидного составов. В нижнепермских интрузивах (Чорухдайронский, Бабайобский и др.) заметно понижено содержание кремнезема по сравнению с железомагнезиальными окислами и щелочами. По мере омоложения возраста и уменьшения глубины становления (P_2 — T_1 комплексы), а также в результате нарушения равновесия минералообразующих компонентов, составы изверженных пород становятся слабо щелочными и кислыми (табл. 110). В этом направлении постепенно уменьшается активное участие процессов ассимиляции в формировании позднегерцинских интрузивов. В P — T кислых интрузивах участие ассимиляции полностью сменяется дифференциацией.

Позднегерцинскому интрузивному магматизму Карамазара и Моголтау присущи многие геолого-петрографические особенности, характерные для гранитоидов гипабиссальной и приповерхностной фаций, становление которых происходило в условиях позднеорогенного режима и в областях завершенной складчатости. В данном этапе магматизма выделяются две интрузивные формации: монцонит-гранитовая и лейкогранитовая (аляскитовая). Первая формация проявляется вслед и в тесной ассоциации за трахиандезитовой формацией (вулканиты шурабсайской свиты P_1). Обогащение продуктов позднегерцинского магматизма летучими и флюидами приводит к отчетливо выраженной геохимической специализации P — T интрузивов и эффузивов элементами-примесями (Pb, Zn, Cu, Bi, W, Ag, Au, Mo, Be, F), часто образующими промышленные месторождения (Канимансур, Кансай, Чорух-Дайрон, Апрелевка, Канджол, Тары-Экан, Алмадон и др.).

Магматизм Карамазара и Моголтау во всех стадиях развития завершается формированием дайковых пород разнообразного состава, возраста и генезиса. Гранитоидные интрузивы палеозойских возрастов сопровождаются генетически связанными с ними дайками аплитов, пегматитов, гранит-порфиров, полевошпатовых порфиров и др. Эти дайки можно встретить на площади большинства гранитоидных массивов, описанных в монографии. Важное место в истории развития магматизма региона занимают дайки или так называемые малые интрузивы гранитоидного и базальтоидного составов. Они проявляются многократно, разнообразны по петрографическому составу и возрастному диапазону. Формирование дайковых пород происходит в условиях тектонической раздробленности фундамента, и они часто группируются в виде дайковых поясов, иногда полей.

Характерной чертой магматизма Карамазара и Моголтау является широкое развитие дайковых образований. По их количеству (более 20 тысяч) и разнообразию вещественного состава этот регион по существу не имеет себе аналогов на территории СССР. Дайки сопровождают формирование интрузивных и эффузивных комплексов, являясь их составной частью, либо образуют самостоятельные магматические комплексы, появляющиеся на завершающих стадиях главных этапов геологического развития региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магматические породы региона формировались в течение палеозоя и делятся на три генетические группы: эффузивы, интрузивы и малые интрузивы и дайки. Преобладающее значение имеет герцинский магматизм, проявившийся в течение $C_1 — T_1$ периода. Каледонский магматизм развит незначительно.

По масштабу преобладает интрузивный магматизм. Эффузивный и интрузивный магматизм по времени чередуются и в верхнем палеозое больше всего проявляются полингенные гранитообразования. Отчетливо выражается одновременное и близкое по времени существование магматизма (интрузивного и эффузивного) базальтового, андезитового, кислого и субщелочного составов. Характерна вертикальная латеральная неоднородность земной коры Карамазара и Моголтау. Этот регион относится к Кураминскому типу коры, выделенной И. Х. Хамрабаевым и другими с учетом данных геолого-геофизических исследований Тянь-Шаня.

По условиям образования палеозойского магматизма, последовательной смене вещественного их состава и по аналогии с другими районами Тянь-Шаня, в Карамазаре и Моголтау выделяются следующие формации: базальт-андезитовая ($Д_1$), трахибазальт-трахиандезитовая (C_1), андезито-дацитовая ($C_2—C_3$), липаритовая (C_3), трахиандезитовая (P_1) и трахилипаритовая ($P_2—T_1$), интрузивные — гранодиорит-гранитовая ($S—Д_1$), габбро-монцонит-граносиенитовая (C_1), диорит-гранодиорит-гранитовая ($C_2—C_3$), монцонит-гранитовая (P_1) и лейкогранитовая ($P_2—T_1$). От ранней к поздней по возрасту магматических формаций отмечается заметное увеличение степени кислотности и щелочности пород.

Магматические формации во всех стадиях развития завершаются формированием даек и малых интрузивов. По количеству (более 20 тысяч) и вещественному разнообразию малые интрузивы и дайки Карамазара не находят себе равных на территории Советского Союза.

Обилие магматизма, несомненно, отразилось на формировании различных генетических типов месторождений полезных ископаемых на территории Карамазара и Моголтау. Типоморфные элементы-примеси (свинец, цик, медь, вольфрам, висмут, молибден, бериллий, золото, серебро, железо и фтор), на которых магматические породы региона отчетливо геохимически специализированы, участвуют в минеральном составе рудных месторождений (Алтын-Топкан, Канимансур, Алмадон, Чорух-Дайрон, Кансай, Замбарак, Гудас, Наугарзан и др.).

Приведенный в данной монографии фактический материал, несомненно, способствует комплексному и детальному изучению петрологогеохимических и металлогенических особенностей магматических образований Кураминской подзоны и дальнейшему выяснению минерально-сырьевых возможностей Карамазара и Моголтау.

ТАБЛИЦЫ

Таблица 1

Схема возрастного расчленения магматических образований Карамазара и Моголтау (С. М. Бабаходжаев)

Тектономагматический цикл	Комплекс	Интрузивная фаза и субфаза, эффузивные свиты	№ интрузивных массивов и участков развития эффуз.	Дайковые образования	Малые интрузивы* (по Г. Т. Таджибаеву)
Позднегерцинский	Верхнепермско-нижнетриасовый вулканоплутонический	Гранит, гранит-порфир, кварцевый порфир (226)	72	Аплит, пегматит, диабазовый порфирит, плагиоклазовый порфирит, диоритовый порфирит	2.**Комплекс лампрофиров(245) и эссексит-порфиритов(254) 1.***Комплекс диабазо-липаритов(251)
		Кызылнуринская свита	VI, VII, IX		
	Верхнепермский, интрузивный	Лейкократовый красный гранит (242)	55–71	Аплит, аплит-пегматит, пегматит, полевошпатовый порфир	Комплекс диорит-порфиритов и гранит-порфиров (265)
	Нижнепермский интрузивный	Диорит пироксеновый, сиенито-диорит и монцонит, гранодиорит, гранит (286)	43—54	Сиенит-аплит, сиенит-пегматит, граносиенит-порфир, лампрофир	Комплекс гранит-потфиров и монцонитовых порфиритов (283)
	Нижнепермский, вулканогенный	Шурабсайская свита (285)	V, VI		Комплекс эссексит-диабазов лабрадоровых (283)
Раннегерцинский	Верхнекарбоновый, вулканогенный	Оясайская свита	VI, VIII		
		Надакская свита	VIII		
	Верхнекарбоновый, интрузивный	1. Гранодиорит порфировидный, роговообманково-биотитовый 2. Гранодиорит порфировидный и гранит-порфир (290)	33—42	Аплит, пегматит, гранодиорит-порфир, гранит-порфир, кварцевый порфир	2. Комплекс лейкократовых гранодиорит-порфиров 1. Комплекс диорит- порфиритов, монцонит-порфиров
	Среднекарбоновый, вулканогенный	Акчинская свита	II, III, IV, V, VIII, X		Комплекс меланократовых гранодиорит-порфиров

Тектономагматический цикл	Комплекс	Интрузивная фаза и субфаза, эффузивные свиты	№ интрузивных массивов и участков развития эффуз.	Дайковые образования	Малые интрузивы* (по Г. Т. Таджибаеву)
Раннегерцинский	Среднекарбоновый, интрузивный	4. Аплитовидный гранит (291)	30—32	Аплит, аплит-пегматит	Комплекс диоритов-гранодиорит-порфиров (312)
		3. Гранит биотитовый (301)	21—29	Аплит, аплит-пегматит, пегматит, гранит-аплит	
		2. Гранодиорит (306)	13—23	Гранодиорит-аплит, пегматит, аплит-пегматит, гранодиорит-порфир, гранит-порфир, микродиорит	
		1. Габбро, диорит и кварцевый диорит (311)	4—12	Диорит-аплит, габбро-пегматит	
	Нижнекарбоновый, вулканогенный	Минбулакская свита			
	Среднепалеозойская осадочно-метаморфическая толща ($Д_2$—$С_1$)				
Каледонский	Нижнедевонский, интрузивный	1. Гранодиорит-порфир биотитовый 2. Гранит	2,3	Аплит, аплит-пегматит, гранит-порфир, кварцевый порфир	Комплекс гранит-порфиров-липаритов
	Нижнедевонский, вулканоген.	Агаджалская свита, Катрангинская свита, Калканатинская свита	1а, б		
	Силур-нижнедевонский, интрузивный	Гранит биотитовый	1	Аплит, аплит-пегматит	
	Нижнепалеозойская осадочно-метаморфическая толща (O—S)				

Примечание. *К категории малых интрузивов Г. Т. Таджибаевым относятся довольно широко распространенные в регионе дайковые образования гранитоидного и базальтоидного составов (Б. С.)

**Геологический возраст верхней перми (по Г. Т. Таджибаеву).

***Цифры в скобках—датировка в млн. лет.

Таблица 2

Петрографическая характеристика вулканогенных пород Алтынтопканского прогиба (I, II)

Толща, горизонт, порода	Минералы порфировых выделений, %	Структура	Текстура	Структура основной массы	Акцессорные минералы
Перевальнинская, IV горизонт, лавы субщелочных дацитов и андезито-дацитов	Плагиоклаз 25—30 Биотит 10 Амфибол 5 Кварц 1—5	Порфировая	Массивная	Микрофельзитовая, гиалопилитовая,	Апатит
III горизонт, туфолавы дацитов мелкопорфировых	Плагиоклаз 20—25 Кварц 15 Биотит 10—15 Амфибол 5 Сланцы (обломки) до 5	Порфировая	Массивная	Стекловатая с реликтами сферолитовой	Апатит
II горизонт, туфолавы, игнимбриты дацитов	Плагиоклаз 35—40 Кварц 15—20 Биотит 15—20 Амфибол 1—5 Дациты (обломки) до 10—15	Порфировая	Массивная с реликтами сланцеватости, брекчиевидная	Стекловатая микрофельзитовая	Апатит
I горизонт, туфы липаритодацитов	Плагиоклаз 30—40 Кварц 15—2 Биотит 15 Дациты (обломки) 5	Порфировая, участками игнимбритовая	Массивная	Аксиолитовая, пепловая	Апатит
Перевальнинская, I горизонт, ксенотуфы дацитов	Плагиоклаз 30—35 Кварц 15—20 Биотит 15 Дациты (обломки) 5—10 Сланцы 10—15		Брекчиевидная		Апатит, циркон
Аркозовые песчаники	Кварц 20 Плагиоклаз 50 Биотит 5—10				
Тузгомгенская, IV горизонт, кластолавы дацитов	Плагиоклаз 35—40 Биотит 10—15 Кварц 10—30 Калишпат ед. з. Дациты (обломки)	Порфировая	Массивная, брекчиевидная	Стекловатая, микрофельзитовая	Апатит
III горизонт, туфолавы дацитов	Плагиоклаз 35—40 Кварц 10—15 Калишпат 5—10 Биотит 10 Амфибол 5—10	Порфировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая	Апатит
Алтынтопканская, II горизонт, туфолавы дацитов	Плагиоклаз 25—30 Кварц 15—20 Биотит 15—25 Амфибол Калишпат 5 Обломки пород 5—10	Порфировая	Массивная	Стекловатая, фельзитовая, сферолитовая	Апатит
I горизонт, туфоконгломераты	Плагиоклаз 20—25 Кварц 15—20 Биотит 5 Амфибол ед. з.				

Продолжение табл. 2

Толща, горизонт, порода	Минералы порфировых выделений, %	Структура	Текстура	Структура основной массы	Акцессорные минералы
Мышиккольская, VII горизонт, лавы, кластолавы субщелочных андезитов	Плагиоклаз 20—30 Биотит 10 Амфибол 5 Пироксен 5	Крупнопорфировая	Массивная, местами трахитоидная	Трахитовая, гиалопилитовая	Апатит
VI горизонт, лавы, кластолавы субщелочных андезитов	Плагиоклаз 20—25 Биотит 10 Пироксен, Амфибол 1—5	Среднепорфировая	Массивная, местами трахитоидная	Пилотакситовая, участками трахитовая	Апатит
V горизонт, лавы андезитов	Плагиоклаз 30—35 Амфибол, Биотит 5—10	Порфировая	Массивная	Фельзитовая	Апатит
Туфоалевролиты	Плагиоклаз 30—35 Кварц 10		Массивная, микрослоистая		
Туфопесчаники	Плагиоклаз 40 Биотит 10 Андезит (обломки) 25	Равномернозернистая	Массивная, местами слоистая		
Туфы андезитов	Плагиоклаз 5 Кварц 1—5 Биотит 1—5 Андезит (обломки) 40		Брекчиевидная	Соприкосновения пор выполнения	
IV горизонт, лавы субщелочных андезитов	Плагиоклаз 20—25 Амфибол 10—15	Мелкопорфировая	Массивная	Гиалопилитовая ортофировая	
Мышиккольская, III горизонт, пепловые туфы андезитов	Плагиоклаз 20—30 Андезит (обломки) 50		Массивная, слоистая	Соприкосновения пор выполнения	
II горизонт, лавы, туфы андезитов	Плагиоклаз 30—55 Биотит, Амфибол 10—20 Пироксен ед. з.	Порфировая	Массивная	Трахитовая, пилотакситовая	Апатит, циркон
I горизонт, лавы дацитов	Плагиоклаз 25—30 Биотит 5 Амфибол 10 Кварц 5	Порфировая	Массивная	Крупнозернистая фельзитовая	Апатит
Чашлинская, VI горизонт, ксенотуфы дацитов	Плагиоклаз 20—30 Кварц 10—15 Кварц-латит Дацит 15—20				
V горизонт, ксенотуфы дацитов (слои из покрова ксенотуфов андезито-дацитов)	Плагиоклаз 20—25 Кварц 20—25 Биотит 1—5 Дацит (обломки) 10—15				
IV горизонт, лавы, кластолавы липарито-дацитов	Плагиоклаз 20 Калишпат 10 Кварц 15—20 Биотит 5—10 Амфибол 1—5	Среднепорфировая	Массивная	Микрофельзитовая, местами стекловатая	Апатит, циркон
Чашлинская, III горизонт, лавы дацитов (обломок из кластолав липарито-дацитов)	Плагиоклаз 25 Кварц 10—15 Амфибол, Биотит 15—20	Среднепорфировая	Массивная	Фельзитовая, микрофельзитовая	Апатит

Продолжение табл. 2

Толща, горизонт, порода	Минералы порфировых выделений, %	Структура	Текстура	Структура основной массы	Акцессорные минералы
Ксенотуфы липарито-дацитов	Плагиоклаз 15 Кварц 20 Липарито-дацит (обл.) 10—15		Массивная		
Туфы, ксенотуфы дацитов	Дацит 30 Известняк (обл) 30 Кварц 10		Массивная	Кристаллокластическая	Апатит
II горизонт, аркозовые песчаники	Плагиоклаз 25 Калишпат 15—20 Кварц 20 Биотит 10		Массивная	Соприкосновения	Апатит
I горизонт, лавы дацитов	Плагиоклаз 30—40 Кварц 10—20 Амфибол Биотит 10—15	Мелкосреднепорфировая	Массивная	Микрофельзитовая	
Ксенотуфы липарито-дацитов	Плагиоклаз 30 Кварц 20—25 Биотит 10—15 Дацит (обл.) 5		Брекчиевидная	Соприкосновения пор выполнения	Апатит
Чалатинская, V горизонт, кластолавы дацитов, кварцевых латитов	Плагиоклаз 25—30 Кварц 5—7 Амфибол 15 Биотит 5			Микрофельзитовая	Апатит
IV горизонт, глыбовые туфы, туфобрекчии андезито-базальтов	Плагиоклаз 5—10 Биотит 5			Соприкосновения	
III горизонт, лавы андезито-базальтов	Плагиоклаз 15—20 Амфибол 10—15 Пироксен	Порфировая	Массивная	Интерсертальная	
II горизонт, лавы кварцевых латитов	Плагиоклаз 20—30 Калишпат 5—10 Кварц 5—10 Амфибол Биотит 10	Порфировая	Массивная	Микрофельзитовая, фельзитовая	Апатит
II горизонт, лавы андезито-дацитов	Плагиоклаз 30 Кварц 5—7 Биотит 5—10	Порфировая, кристаллокластическая	Массивная	Гиалопилитовая, микрофельзитовая	Апатит
I горизонт, туфы андезито-базальтов	Плагиоклаз 20—30 Амфибол Пироксен 5—10 Биотит	Порфировая, литокластическая	Массивная	Андезитовая, гиалопилитовая, интерсертальная	

Таблица 3

Химический состав вулканогенных пород Алтынтопканского прогиба (в вес %)

Толща, горизонт порода	Кол. анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	C_2O	п. п. п.	Σ
Перевальнинская																
II горизонт, дацит	1	64,32	0,65	16,34	2,31	2,30	0,11	1,99	3,26	2,98	2,50	—	—	—	2,98	99,74
III горизонт, дацит	4	63,36	0,60	15,76	3,46	1,31	0,09	1,87	3,36	3,17	3,77	—	—	—	3,16	99,91
IV горизонт «а», субщелочной дацит	3	63,80	0,60	16,0	4,41	0,56	0,06	1,41	3,18	3,67	3,47	—	—	—	2,36	99,47
Алтынтопканская																
III горизонт «б», андезито-дацит	1	62,46	0,40	15,78	4,64	—	0,09	1,70	3,53	2,82	3,35	—	—	—	4,93	99,70
IV горизонт, субщелочной дацит	7	63,25	0,52	15,9	1,7	3,16	0,11	2,11	3,01	3,2	3,78	—	—	—	2,01	98,75
Тузгомгенская																
I горизонт, дацит	5	64,80	0,60	15,07	3,78	1,83	0,16	1,55	3,38	3,22	3,74	—	—	—	1,77	99,90
Мышиккольская																
I горизонт, дацит	2	66,12	0,45	15,48	1,84	1,74	0,20	1,12	3,15	3,16	4,22	—	—	—	2,24	99,72
Мышиккольская																
II горизонт, андезит	8	58,60	0,81	14,78	3,95	2,87	0,10	3,32	4,87	2,47	3,86	—	—	—	3,10	98,73
IV горизонт, субщелочной андезит	2	56,29	0,68	15,62	4,81	1,94	0,09	2,82	5,46	2,92	4,18	—	—	—	5,08	99,89
VI горизонт, андезит	1	57,54	0,57	14,65	4,91	1,31	0,15	1,96	6,46	2,12	3,60	—	—	—	5,43	98,70
VII горизонт «а», латит	2	56,83	0,65	16,10	7,50	—	0,16	2,80	4,89	3,11	4,95	—	—	—	2,96	99,95
VII горизонт «б», кварцевый латит	1	62,80	0,55	17,46	3,70	1,80	0,12	1,29	2,84	3,62	4,24	—	—	—	1,30	99,72
Чашлинская																
I горизонт, липарито-дацит	2	66,29	0,50	16,49	2,08	1,83	0,09	1,48	2,10	3,83	2,36	—	—	—	1,71	98,76

Продолжение табл. 3

Толща, горизонт, порода	Кол. анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	C_2O	п. п. п.	Σ
II горизонт, субщелочной андезито-дацит	1	61.76	0,55	18,36	1,61	3,82	0,12	2,56	2,58	4,0	2,28	—	—	—	2,16	99,80
III горизонт, липарито-дацит	1	71,53	0,36	13,56	1,09	1,85	0,05	1,13	1,76	2,26	4,37	—	—	—	0,75	98,71
IV горизонт, липарито-дацит	7	67,25	0,42	16,50	1,54	1,32	0,06	1,11	2,83	3,61	3,02	—	—	—	1,24	98,90
VI горизонт, дацит	3	64,52	0,47	15,78	1,90	1,90	0,11	1,64	3,70	3,66	2,93	—	—	—	3,24	99,85
Чалатинская I горизонт, андезито-базальт	2	55,1	0,64	16,80	3,50	4,06	0,26	5,10	6,36	1,62	3,0	—	—	—	2,30	98,74
Чалатинская II горизонт, субщелочной андезито-дацит	3	62,82	0,60	16,40	1,83	2,57	0,11	2,11	3,30	4,17	3,0	—	—	—	2,90	99,81
III горизонт, андезито-базальт	3	55,48	0,70	18,10	3,46	3,62	0,16	3,52	5,28	3,33	3,01	—	—	—	2,11	98,77
IV горизонт, андезито-базальт	3	55,48	0,74	18,06	2,81	4,61	0,20	3,71	5,72	2,84	2,61	—	—	—	3,03	99,81
Калканатинская свита, II горизонт, калиевый липарит	2	73,98	0,45	12,20	2,19	1.0	0,09	1,04	0,84	0,19	6,51	—	—	—	1,36	99,83
Субвулканические образования (джамансайская свита)																
Субщелочной дацитовый порфир	2	63,82	0,45	16,15	3,19	1,19	0,07	2,52	3,32	4,34	2,67	—	—	—	2,14	99,86
Дацитовый порфир	2	63,48	0,42	15,83	5,05	—	—	2,42	4,23	2,67	3,64	—	—	—	1,77	99,51
Субщелочной дацитовый порфир	1	64,40	0,47	16,99	3,01	1,98	0,12	1,24	2,67	4,10	3,30	—	—	—	0,56	99,84
Дацитовый порфир	1	61.86	0,53	15,39	2,14	1,38	0,17	1,96	5,68	1,96	4,82	—	—	—	3,93	99,82
Андезито-дацитовый порфир	1	63,63	0,53	16,43	3,74	1,26	0,07	1,21	3,20	2,40	3,33	—	—	—	4,03	99,83

Примечание. Здесь и далее на всех последующих таблицах прочерк означает «элемент не определялся».

Таблица 4

Средние содержания микроэлементов в вулканогенных толщах Алтынтопканского прогиба (1,*II*, в *г/т*)

Толща, порода	Кол-во анализов	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Pb
Перевальнинская, дациты	37	33,0 1,12	151 1,13	5,7 0,41	46,7 1,11	10,3 0,5	7,0 1,43	6,5 1,44	0,5 0,36	25,6 1,41	72,5 1,03	0,11 0,73	2,5 0,86	28,4 0,9
Алтынтопканская, дациты	120	32,5 1,11	114,0 0,86	5,0 0,36	22,0 0,52	80,0 3,86	7,0 1,43	3,80 0,84	2,80 2,0	18,0 1,0	45,0 0,64	0,05 0,33	1,8 0,62	30,0 1,0
Мышиккольская, андезиты	50	23,0 0,37	142,0 1,15	5,8 0,88	52,0 0,42	11,2 0,52	7,8 1,0	6,0 0,76	0,11 0,07	42,0 1,45	51,0 0,43	0,09 0,38	1,30 0,26	8,7 0,19
Чашлинская, липарито-дациты	70	11,5 0,39	148,7 1,12	4,6 0,33	17,4 0,41	1,7 0,08	2,8 0,57	1,2 0,27	0,61 0,44	14,0 0,77	31,0 0,44	0,11 0,73	0,8 0,28	9,0 0,28
Андезито-дациты	120	23 0,78	112 0,84	4,3 3,12	40 1,0	2,0 0,1	6,0 1,16	3,0 0,67	0,4 0,29	22,0 1,21	55,0 0,78	0,07 0,47	0,3 0,1	6,0 0,19
Чалатинская, андезито-базальты	67	23 0,89	114,0 1,26	4,5 0,71	68,0 0,28	8,0 0,42	9,0 0,4	8,0 0,52	—	15,0 0,53	60,0 0,88	0,45 1,29	0,6 0,43	2,4 0,46
Калканатинская, липарито-дациты	30	10,0 0,39	220,0 0,77	10,8 1,0	9,0 1,0	8,0 1,38	1,7 0,71	3,0 0,81	0,8 0,33	42,0 3,33	15,0 0,2	0,6 1,0	1,5 0,65	17,0 0,32
Среднее по прогибу	494	23,6 494	117,5 494	14,5 494	36,1 494	23,6 494	6,2 494	4,2 494	1,1 427	17,6 494	55,6 494	0,16 494	1,2 494	16,0 494

Продолжение табл. 4

Толща, порода	Кол-во анализов	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Pb
Кларки элементов по А. П. Виноградову (1962)														
Основные породы		15	45	1	200	200	45	160	1,4	100	130	0,1	1,5	8
Средние „		20	100	—	100	50	10	55	0,9	35	72	0,07	—	15
Кислые „		40	200	5	40	25	5	8	1,0	20	60	0,05	3,0	20
Щелочные „		59	196	11	90	80	18	58	3,0	17	92	—	8,0	20

Примечание.
Здесь и в таблицах 7, 10, 13, 16, 19, 22, 25, 28 двойным горизонтальным штрихом показано отсутствие анализов по данным элементам. В числителе — среднее содержание микроэлементов в *г/т*; в знаменателе — коэффициенты концентрации, вычисленные по отношению к местным кларкам. Средние значения по прогибам: в числителе — средневзвешенные содержания элементов на количество анализов, в знаменателе — количество анализов.

Таблица 5

Петрографическая характеристика вулканогенных пород Курусай-Токмакского прогиба (I, III)

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура породы	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Уткемсуйская, липарито-дациты	Плагиоклаз Калишпат Кварц Биотит Амфибол	20—30 ед. з. 4—6 6	Порфировая	Флюидальная	Стекловатая	Циркон, апатит, ортит
Алмабулакская, липариты	Кварц Плагиоклаз Калишпат Биотит	40—80	Порфировая, кристаллокластическая	Флюидальная	Стекловатая, тонкозернистая	Апатит
Карханинская, липарито-дациты	Плагиоклаз Кварц Калишпат Амфибол-биотит *обл. стекла* обл. породы	25—35 10—15 ед. з. 8 10—15	Порфировая	Массивная, флюидальная, плитчатая	Стекловатая, микрофельзитовая, фельзитовая, сферолитовая	Циркон, апатит
Бегулинская, андезиты, Джангалыкская, дациты	Плагиоклаз, реликты амфиболов Биотит Кварц	75—90	Порфировая	Массивная	Микропойкилитовая, гиалопилитовая, стекловатая	Ортиг
Джамансайская, Туранглинская, андезито-дациты	Плагиоклаз №35 Калишпат Кварц Биотит Амфибол Пироксен	10—15 15—20 2—9 7—8 2—6 0—2	Литокластическая, порфировая	Слоистая, массивная	Стекловатая, фельзитовая	Ортит, циркон, апатит
Джилянская, Табошарская, дациты	Плагиоклаз №30—50 Кварц Калишпат Биотит Амфибол	35—40 10—15 до 5 10—15	Литокристаллокластическая	Массивная, флюидальная	Криптокристаллическая фельзитовая	Апатит, монацит, рудные
Тутлинская, Токмакская, трахиандезиты	Плагиоклаз Биотит Амфибол Калишпат Кварц	30—40 Редко	Порфировая	Массивная	Пилотакситовая, андезитовая	

Таблица 4

Химический состав вулканогенных пород Курусай-Токмакского прогиба (в вес %)

Толща, порода	Кол. анал.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	п.п.п.	Σ
Алмабулакская, липариты	10	72,91	0,13	13,33	2,23	—	0,06	0,44	1,59	2,93	5,01	—	0,10	0,03	1,31	100,39
Карханинская, липарито-дациты	1	66,58	0,49	14,63	3,43	—	0,09	0,92	2,57	2,93	4,35	—	0,25	0,09	3,01	99,76
Бегулинская, андезиты	1	56,72	0,19	16,00	6,76	—	0,13	3,17	5,39	3,38	3,45	—	—	—	4,81	100,10
Джангалыкская, дациты	2	64,73	0,43	16,11	4,56	—	0,05	2,10	3,07	2,97	4,17	—	0,04	0,06	1,79	100,08
Туранглинская, андезито-дациты	2	66,50	0,41	16,46	4,41	—	0,05	1,68	2,38	2,15	4,12	—	0,25	0,03	1,44	99,88
Джамансайская, андезито-дациты	2	64,67	0,53	15,43	4,79	—	0,15	2,12	2,70	2,60	4,27	—	0,02	0,18	2,46	99,71
Табошарская, дациты	3	65,58	0,45	15,59	4,31	—	0,10	1,30	3,61	3,47	3,71	—	0,03	0,06	1,53	99,77
Токмакская, трахиандезиты	1	59,48	0,67	15,78	8,09	—	0,16	3,25	4,10	3,28	3,50	—	—	—	2,46	100,77
Субвулканические образования																
Палеовулкан, Мирзатау, трахиандезиты	7	60,84	0,62	16,29	6,03	—	0,17	1,95	3,03	4,47	3,43	—	0,05	0,03	3,25	100,16

Таблица 7

Средние содержания микроэлементов в вулканогенных толщах Курусай-Токмакского прогиба (I, III, в г/т)

Толща, порода	Кол-во анал.	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Hg	Pb
Уткемсуйская, липарито-дациты	35	27,0 0,92	202 1,52	10.5 0,76	23,0 0,55	3,0 0,14	2,0 0,41	3,0 0,67	1,20 0,88	4.0 0,22	55,0 0,78	0,11 0,73	1,20 0.41	0,11 0,44	2,60 0,08
Алмабулакская, липариты	22	16,0 0,63	192 0,67	8,9 0,8	13,0 1,40	5,0 0,86	2,0 0,83	3,0 0,81	1,7 0,71	12,0 0,95	50,0 0,67	0,17 0,28	3,30 1,43	0,15 0,81	40,0 0,74
Карханинская, липарито-дациты	13	102 3,47	191 1,43	4,4 0,32	3,4 0,08	7.6 0,34	3.0 0,61	3,2 0,71	1,30 1,00	26.0 1.43	70.0 1,0	0,14 0,93	3,5 1,21	0.25 1,0	61,5 1,95
Бегулинская, андезиты	20	—	—	—	68,9 0.56	15,8 0,73	6,6 0,85	4.9 0,62	5,6 3,73	25,9 0,89	74.4 0.63	0,30 1,25	7,16 1,42	—	44,4 1,00
Джангалыкская, дациты	20	35,0 1,19	164 1,23	5,6 0,41	67,0 0,56	14,0 0,68	6,0 1,22	4.0 0,89	1,0 0,73	22,0 1,21	102,0 1,45	0,34 2,27	4.2 1,45	1,08 4,15	61,0 1,93
Джамансайская, андезито-дациты	20	5,7 0,19	—	—	43,8 1,0	27.2 1,31	5.7 1,13	11,1 2,47	1.8 1,31	28.8 1,58	59,0 0,84	0,166 1,11	8,9 3,07	—	26,8 0,85
Табошарская (Джилянская), дациты	20	18,0 0,61	—	—	81,9 1,95	24,5 1,18	6, 9 1,41	6,58 1,46	3,5 2,5	33,5 1,84	48,8 0,7	0,21 1,4	6,14 2.10	—	35,0 1,11
Токмакская, трахиандезиты	20	23,8 0,39	—	—	76,3 0,62	45.3 2,10	14,9 1,91	15,7 1,99	0,87 0,58	61,3 2,17	57,2 0,48	0 29 1,21	4,10 0.92	—	7,3 0,16
Тутлинская, трахиандезиты	6	23,3 0,79	—	—	87,1 2,07	21,9 1,06	8.6 1,76	9,6 2,13	5,8 4,23	68,3 3,75	8 ,0 1,22	0,38 2,53	1,30 0,62	—	52,5 1,66
Среднее по прогибу	176	25,96 156	189,6 90	8.11 90	43,06 176	16,65 176	5,84 176	5,90 176	2,14 176	23,97 176	61,4 176	0,20 176	4,38 176	0,31 90	32,75 176

Таблица 8

Петрографическая характеристика вулканогенных пород Такелийского прогиба (1, IV)

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %	Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Учочакская, трахиандезиты	Плагиоклаз №40 Амфибол Пироксен моноклинальн. Пироксен ромбич. 40–50	Порфировая	Массивная	Пилотакситовая, андезитовая, гиалопилитовая	Апатит
Джамбулакская, дациты	Плагиоклаз 20–25 Кварц 10–15 Биотит 1–5 Калишпат 5–10 Гранит-порфир, Андезиты, Известняки 20–70 (обл.)	Порфировая	Массивная, местами брекчиевидная	Литокристаллокластическая, реже кристаллокластическая	Ортит

Таблица 11

Петрографическая характеристика вулканогенных пород Чорухдайронского прогиба (1, V)

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %	Структура породы	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Айнабулакская, трахиты	Плагиоклаз № 30–40 5 Калишпат Пироксен редко Амфибол	Афировая	Массивная	Стекловатая, трахитовая	
Чорухдайронская, андезиты	Плагиоклаз Кварц 15–35	Порфировая	Массивная	Пилотакситовая	
Пиязлысайская, андезиты	Плагиоклаз Пироксен 30–70	Порфировидная	Массивная, иногда миндалекаменная	Гипидиоморфозернистая, призматически-зернистая, редко гиалопилитовая, микролитовая	
Туфопесчаники, туфы, туфобрекчии, известняки	Обломки андезитов 10–85	Порфировая	Массивная, брекчиевая	Литовитрокристаллокластическая	
Щелочные андезиты	Плагиоклаз 10 Пироксен 5–10 Амфибол Биотит незн.	Порфировая	Трахитоидная	Гиалопилитовая, стекловатая	Апатит
Катарбулакский субвулкан, трахиандезиты	Плагиоклаз № 40–50 10–15 Пироксен 1–2 Амфибол редко	Порфировая	Миндалекаменная	Микролитовая, пилотакситовая	Апатит

Таблица 9

Химический состав вулканогенных пород Такелийского прогиба (в вес. %)

Толща, порода	Кол-во анал.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	п. п. п.	Σ
Учочакская, трахиандезиты	2	57,27	0,60	16,47	3,70	—	0,16	1,77	3,78	8,02	2,18	0,04	0,07	0,09	3,02	99,17

Таблица 10

Средние содержания микроэлементов в трахиандезитах Учочакской толщи (в *г/т*)

Толща, порода	Кол-во анал.	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Pb	Hg
Учочакская, трахиандезиты	30	62,0 / 1,15	140,0 / 1,09	4,0 / 0,8	93,0 / 0,66	27,0 / 0,86	8,0 / 0,72	7,0 / 0,71	2,0 / 1,3	60,0 / 0,72	75,0 / 0,89	0,2 / 1,03	3,4 / 1,1	30,0 / 0,84	0,75 / 1,67

Таблица 12

Химический состав вулканогенных пород Чорухдайронского прогиба (в вес. %)

Толща, порода	Кол-во анал.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	п. п. п.	Σ
Айнабулакская, трахиты	37	60,1	1,05	15,8	6,79	—	0,09	2,22	3,47	4,34	3,7	—	—	—	1,68	99,24
Пиязлысайская, андезиты	3	56,4	0,77	16,9	4,92	2,08	0,16	2,67	3,33	3,83	5,0	—	—	—	2,64	98,70
Чорухдайронская, андезиты	8	54,58	1,03	17,3	8,0	—	0,12	3,27	5,47	3,62	3,32	—	—	—	2,63	99,34

Таблица 13

Средние содержания микроэлементов в вулканогенных толщах Чорухдайронского прогиба (I, V, в г/т)

Толща, порода	Кол-во анал.	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Hg	Pb
Айнабулакская, трахиты	20	4,5	103	2,4	11,7	15,0	9,7	7,2	2,3	18,6	101,0	0,15	2,2	0,37	16,0
Пиязлысайская, вулканогенно-осадочный горизонт	20	7,6	200	9,0	10,0	1,2	7,8	5,0	2,3	21,4	209,0	0,36	1.1	0,16	89,0
Щелочной андезит	20	23,5	140	28,6	23,8	49,4	25,2	27,0	1,0	30,7	121,0	0,19	1,0	0,19	31,5
Чорухдайронская, андезиты	20	3,4	153	5,8	18,1	43,7	16,9	27,0	3,0	120,0	85,0	0,05	4,0	0,43	54,0
Среднее по прогибу	80	9,75	149	11,4	15,9	27,3	13,4	16,5	2,1	47,7	129,0	0,19	2,0	0,28	47,6

Петрографическая характеристика вулканогенных пород Янгикан-Ташкескенской мульды (1, *VI*)

Толща, горизонт, порода	Минералы порфировых выделений, %	Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Самгарская, трахилипариты	Калишпат Кварц 20—30 Плагиоклаз до 50 Биотит	Порфировая	Массивная, флюидальная	Стекловатая, реже микрофельзитовая	Циркон, Апатит, Монацит, Ортит, Сфен
Ташкескенская, 3-й горизонт, фельзитовые липариты	Калишпат 1—3	Порфировая, сферолитовая	Массивная	Микрофельзитовая, вариолитовая, кумулитовая, сферолитовая, акеланитовая, гранофировая	
2-й горизонт, агломератовые лавы, лавобрекчии фельзитовых липаритов	Обломки фельзитов 40—80	Литокристаллокластическая	Массивная	Стекловатая, гранофировая, перлитовая, микрофельзитовая	
1-й горизонт, туфопесчаники, конгломераты	Обломки плагиоклаза, кварца, андезитов, фельзитов, липаритов 60	Базальная	Массивная	Алевропсаммитовая	
Кызылбулакская, туфовидные липариты	Кварц 2—5 Плагиоклаз 2—5 Калишпат до 2 Биотит ед. зерна Обломки трахиандезитов фельзитов, трахитов, известняков, гранитов 10—80	Кристаллокластическая, литокристаллокластическая	Массивная, полосчатая	Стекловатая, микрофельзитовая	Магнетит
Туфобрекчии и туфы липаритового состава	Плагиоклаз Кварц Обломки липаритов, вулканического стекла 50—80	Литовитрокристаллокластическая	Массивная, пятнистая	Пепловая, стекловатая	

Продолжение табл. 14

Толща, горизонт, порода	Минералы порфировых выделений, %	Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Айнабулакская, лавобрекчии трахитов	Плагиоклаз 10 Кварц Калишпат 5—10 Пироксен Амфибол Обломки пород 10—80	Порфировая	Миндалекаменная, флюидальная	Стекловатая, гиалопилитовая, микрофельзитовая	
Трахиты	Плагиоклаз № 30—40 <5 Калишпат Пироксен Редко Амфибол	Порфировая	Массивная	Стекловатая, трахитовая	
Пиязлысайская, верхний горизонт, крупнопорфировые андезиты	Плагиоклаз Пироксен 30—70 Стекло	Полнокристаллическая, порфировидная	Массивная, миндалекаменная	Призматическизернистая, редко гиалопилитовая, микролитовая	Сфен, магнетит
Нижний горизонт, андезиты	Плагиоклаз Пироксен 15—35 Кварц	Порфировая	Массивная	Пилотакситовая	Апатит
Туфы и туфобрекчии андезитового состава	Обломки андезитов 10—85	Литовитрокристаллокластическая	Массивная	Стекло с примесью пеплового материала	
Янгиканская, верхний горизонт, андезито-базальты с прослоями туфов	Плагиоклаз Калишпат 50—60 Авгит, ромб. пироксен	Кристаллокластическая, порфировая	Массивная	Пилотакситовая, стекловатая, гиалопилитовая	
Нижний горизонт, глинистые сланцы, песчаники, туфы, андезито-базальты	Обломки плагиоклаза и андезитов	Литокристаллокластическая	Полосчатая, массивная	Алевритовая, пепловая	

Толща, горизонт, порода	Минералы порфировых выделений, %	Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Чокадамбулакская, трахиты, лавы, лавобрекчии трахитов	Обломки андезитов, стекла, пород 50—60 Плагиоклаз Калишпат 3—15 Биотит	Литовитрокристаллокластическая, порфировая	Массивная, флюидальная	Стекловатая, микролитовая, трахитовая	Апатит
Тюябогузская, 2-й горизонт, лавы, лавобрекчии трахилипаритового состава	Плагиоклаз 5—8 Калишпат Обломки стекло-фельзитов, перлитов 5—40 Кварц	Литокристаллокластическая	Массивная	Пепловая Микрофельзитовая, пепловая	
1-й горизонт, трахилипариты	Калишпат 5 Редко плагиоклаз	Порфировая	Массивная, слабофлюидальная	Полустекловатая, микрофельзитовая с элементами вариолитовой, сферолитовой или криптокристаллической	
Кошмуллинская, 4-й горизонт, липариты	Кварц 1—2 Калишпат Плагиоклаз ед. Обломки андезитов, стекла 5	Порфировая	Флюидальная	Стекловатая, микрофельзитовая, криптокристаллическая	
3-й горизонт, туфолавы липаритов	Кварц, плагиоклаз, калишпат 5 Обломки стекла 5	Витрокристаллокластическая	Флюидальная, струйчатая	Стекловатая	
2-й горизонт, лавы липаритов	Кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит 3 Калишпат	Порфировая	Массивная, полосчатая, флюидальная	Криптокристаллическая, стекловатая, микрофельзитовая	
1-й горизонт, туфы липаритового состава	Плагиоклаз 2 Кварц Обломки стекла и кристаллов 30	Витрокристаллокластическая	Пятнистая	Пепловая	

Продолжение табл. 14

Толща, горизонт, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Тутлыбулакская, верхний горизонт, дациты	Плагиоклаз Биотит Амфибол Кварц Калишпат	15—20 5 2—3 3 ед.	Порфировая	Массивная	Стекловатая	
Нижний горизонт, липариты	Кварц Плагиоклаз Калишпат	5—10	Порфировая	Массивная	Стекловатая	
Келгсайская, андезито-дациты	Полевой шпат Биотит Кварц	5—15 един.		Массивная	Стекловатая	Рудный
			Субвулканические образования			
Дарвазинский вулкан, андезиты	Плагиоклаз № 50—60	10—30	Порфировая, кристалло-кластическая	Массивная	Криптокристаллическая с элементами микролитовой	
Карачагыльский и Южноянгиканский вулкан, андезиты	Плагиоклаз Пироксен Кварц рудный	до 30	Полнокристаллическая, порфировидная	Массивная	Гипидиоморфнозернистая, андезитовая	Рудный

Таблица 15

Химический состав вулканогенных пород Янгикан-Ташкескенской мульды (в вес. %)

Толща, порода	Кол-во анал.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S общ.	п. п. п.	Σ
Самгарская, трахилипариты	26	71,89	0,14	13,21	1,46	1,17	0,08	0,41	0,88	2,83	7,08	0,13	0,05	0,01	0,97	100,21
Гашкескенская, фельзолипариты	13	75,47	0,07	11,35	1,51	0,54	0,05	0,28	0,51	1,76	7,03	—	—	—	1,24	99,81
Кызылбулакская, липариты	4	75,6	0,12	11,0	1,71	—	0,00	0,29	1,94	4,01	3,40	—	—	—	2,05	100,12
Айнабулакская, лавобрекчии трахитов	1	62,95	0,89	15,91	5,37	—	0,11	2,26	2,00	5,20	4,80	—	0,07	0,15	0,77	100,48
Пиязлысайская, андезиты	12	55,68	0,86	16,59	5,04	2,11	0,25	2,98	4,14	4,14	3,89	0,07	0,11	0,03	3,25	99,14
Янгиканская, андезито-базальты	3	55,81	0,77	15,9	8,83	—	0,12	5,2	4,86	3,09	2,76	—	—	—	2,14	99,48
Тереклисайская, фельзолипариты	8	73,48	0,24	13,50	1,88	0,48	0,04	0,18	0,56	2,71	6,11	0,01	0,04	0,02	0,06	99,31
Чокадамбулакская, трахиты	13	62,51	0,75	15,54	2,66	2,04	0,12	1,27	3,02	4,36	5,06	0,06	0,06	0,05	2,14	99,64
Тюябогузская, трахилипариты	7	70,31	0,38	14,4	2,9	—	0,05	0,52	1,36	4,08	4,92	—	—	—	0,51	99,43
Кошмуллинская, липариты	14	73,88	0,79	12,83	0,87	0,24	0,07	0,38	0,91	1,46	6,67	0,05	0,06	0,04	1,23	99,48
Гутлыбулакская, липариты	1	73,16	0,14	13,4	1,91	—	0,04	0,56	1,90	1,18	5,25	—	—	—	2,4	99,94
Дациты	2	62,34	0,6	15,5	5,18	—	0,08	2,31	3,41	3,04	3,77	—	—	—	2,94	99,17
Кенгсайская, андезито-дациты	6	58,95	0,70	16,06	3,26	1,56	0,15	3,04	3,88	3,20	4,29	0,05	0,40	0,02	3,82	99,38

Таблица 16

Средние содержания микроэлементов в вулканогенных толщах Янгикан-Ташкескенской мульды (1, *VI*, в *г/т*)

Толща, порода	Кол-во анал.	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Pb
Самгарская, трахилипариты	30	25,8	300	7,0	10,7	2,3	2,9	3,3	1,7	36,0	273	1,47	4,3	93
Ташкескенская, фельзолипариты	30	13,0	548	12,6	1,0	4,6	3,0	5,0	1,7	3,7	25	0,31	1,2	31
Кызылбулакская, липариты	30	30,0	—	—	60,7	—	7,1	6,0	1,3	34,0	230	1,14	7,5	53
Айнабулакская, трахиты	30	45,0	103	2,4	11,7	15,0	4,6	7,2	2,3	18,6	101	0,15	2,2	57
Пиязлысайская, андезиты	26	7,6	200	9,0	10,0	1,2	7,8	5,0	2,3	21,4	209	0,36	1,1	89
Янгиканская, андезито-базальты	30	6,6	110	8,4	21,3	56,4	13,9	12,4	2,7	42,8	116	0,21	11,0	55
Чокадамбулакская, трахиты	26	59,0	232	13,1	67,0	12,6	4,5	5,0	2,4	13,9	171	0,22	2,9	147
Тюябогузская, трахилипариты	30	14,5	—	—	74,0	—	6,3	4,3	1,0	37,0	175	0,24	6,0	74
Кошмуллинская, липариты	25	19,0	400	14,5	10,0	5,7	3,0	5,0	1,4	38,1	41	0,17	2,8	66
Тутлыбулакская, дациты	19	17,7	—	—	13,0	—	10,8	5,4	2,0	44,0	155	0,31	3,3	56,5
Кенгсайская, андезито-дациты	20	37,0	—	—	12,4	—	11,7	5,9	1,9	85,0	209	0,77	1,8	71
Среднее по прогибу	296	24,7 / 296	269 / 197	9,3 / 197	27,5 / 296	14,4 / 197	6,6 / 296	5,9 / 296	1,9 / 296	32,3 / 296	154,2 / 296	0,49 / 296	4,2 / 296	71,5 / 296

Таблица 17

Петрографическая характеристика осадочных и вулканогенных пород Адрасманской мульды (I, VII)

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %	Структура породы	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Сарытайпанская, трахилипариты	Кварц Ед. з. Калишпат	Ompофировая	Флюидальная, слоистая	Стекловатая, фельзитовая в комб. со сферолитовой	Циркон (очень редко)
Курбантауская, трахилипариты	Кварц Ед. з. Пироксен ромб. 1—3	Порфировая	Флюидальная	Фельзитовая, сферолитовая	Циркон (редко)
Сарытайпанская на г. Курбантау, ультракислые калиевые трахилипариты	Кварц 2—5 Калишпат 1—3 Плагиоклаз 0—3 Биотит Амфибол Ед. з. Пироксен	Порфировая	Массивная, флюидальная	Фельзитовая, микрофельзитовая, микросферолитовая, сферолитовая, аксиолитовая, перлитовая	Циркон, апатит редко
Каратауская, латиты	Плагиоклаз № 30—35 5—20 Амфибол Биотит 2—5 Пироксен Кварц Ед, зерна	Мелкопорфировая	Флюидальная	Гиалопилитовая, микропойкилитовая	
Бадамская, трахилипариты	Плагиоклаз 5—10 Калишпат 1—5 Кварц 2—4 Биотит ед. з.	Порфировая	Флюидальная	Фельзитовая, микрофельзитовая	
Кызылбашинская, липариты	Кварц Калишпат 5 Плагиоклаз	Олигофировая	Тонкофлюидальная	Стекловатая, фельзитовая	
Канимансурская, калиевые липариты	Плагиоклаз Калишпат 1—5 Кварц 2—6 Биотит 1—2	Порфировая	„	Стекловатая, фельзитовая	
Асказанская, липариты	Плагиоклаз 6—8 Кварц 0—4 Биотит 1—3% Калишпат	„	„	Фельзитовая, микрофельзитовая, стекловатая	Циркон

Продолжение табл. 17

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %	Структура породы	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Джеркамарская, трахилипариты	Калишпат Плагиоклаз Пироксен мон. — 60			Стекловатая	
Акиетская, трахилипариты	Калишпат — 5—10 Плагиоклаз — 6—15 Кварц — до 15 Биотит Амфибол — 1—5	Порфировая Сферолитовая	Массивная, флюидальная	Фельзитовая	
Тавакская, липариты	Калишпат, Кварц Плагиоклаз — 10	Порфировая, витрокластич. литокластич.	Флюидальная	Стекловатая	Апатит, циркон
Коголалмалысайская, трахилипариты	Калишпат Плагиоклаз — 6—8 Кварц Биотит — Ед. з.	Порфировая	Флюидальная, массивная	Фельзитовая, микрофельзитовая, витрокластовая	Циркон
Сферолитовая, липариты	Кварц Плагиоклаз Калишпат — 5	Сферолитовая, литовитрокластическая	Шаровая, флюидальная	Пепловая, микрофельзитовая, витрокластич.	Циркон, ортит
Аксайская, дацито-липариты	Плагиоклаз — 10—25 Калишпат — 2—10 Амфибол — 5—15 Биотит — 1—5 Кварц	Порфировая	Массивная	Стекловатая, сферолитовая, в комбинации со стекловатой	Циркон апатит
Тарыэканская II, фельзолипариты	Калишпат Кварц — 2—5	Порфировая	Флюидальная	Витрофировая, фельзитовая	
Тарыэканская I, трахилипариты	Калишпат — 10—20 Кварц — 1—2	Порфировая	Массивная	Стекловатая, фельзитовая	
Бурытайланская, дацито-андезиты	Плагиоклаз — 20—40 Пироксен, — 5—12 Амфибол — 3—10 Кварц — 2—5	Порфировая, витрокластическая	Массивная, слоистая	Гиалопилитовая, стекловатая	

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %	Структура породы	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Карабулакская, латиты	Плагиоклаз № 30—37 5—20 Амфибол Биотит 2—5 Пироксен-2 Кварц Ед. з.	Мелкопорфировая	Массивная, флюидальная	Трахитоидная, гиалопилитовая, микропойкилитовая	
Акшуранская, дацито-андезиты	Плагиоклаз 10—20 Амфибол Биотит 4—7 Пироксен Кварц Редко	Порфировая	Массивная	Гиалопилитовая, микропойкилитовая, стекловатая, микрофельзитовая	
Бурачарская, андезиты	Плагиоклаз 20—40 Пироксен 5—12 Амфибол 3—10 Кварц до 3	Порфировая	Массивная	Гиалопилитовая	
Чиберлисайская, дациты	Кварц 2—5 Плагиоклаз 10—40 Амфибол Пироксен 6—15 Биотит Калишпат 1—3	Порфировая	Массивная, среднеслоистая	Пилотакситовая, гиалопилитовая, стекловатая	Рудный
Кушайнакская, кварцевые латиты	Плагиоклаз № 34—52 8—40 Кварц 3—5 Биотит 5—15 Амфибол Пироксен Ед. з.	Порфировая	Массивная, флюидальная	Андезитовая, микрофельзитовая, пилотакситовая, микропойкилитовая	Апатит
Джузумская липариты	Плагиоклаз 2—3 Кварц 0—4 Калишпат 1—2 Биотит 1—2	Порфировая	Массивная, флюидальная	Фельзитовая, микрофельзитовая, сферолитовая	Циркон

Продолжение табл. 17

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура породы	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Шорбулакская, латиты	Плагиоклаз Кварц Биотит Амфибол	10—30 до 6 Ед. з.	Порфировая	Массивная, слабо флюидальная	Фельзитовая	
Куламатауская, липариты	Плагиоклаз Кварц Биотит Обломки пород	20—32 До 15 1—5 80	Кристаллокластическая	Массивная, игнимбриты	Стекловатая, пепловая, микрофельзитовая	
Кызылтауская, калиевые липариты	Кварц Плагиоклаз Биотит	2—10	Олигофировая	Массивная	Фельзитовая, стекловатая, сферолитовая	Циркон, апатит
Ачереклюкская, липарито-дациты	Плагиоклаз Биотит Амфибол Кварц Калишпат	10—15 3—8 0—5 0—3 Ед. з.	Порфировая, кристаллокластическая	Массивная, флюидальная	Стекловатая, фельзитовая, сферолитовая	Апатит (редко)
Караташская, дацито-андезиты	Плагиоклаз № 30—33 Кварц Биотит Амфибол Калишпат	10—15 0—3 10—20 Редко	Порфировая, сферолитовая	Массивная с пластовой отдельностью	Гиалопилитовая, микропойкилитовая	Апатит
Джельтимесская, трахидациты	Плагиоклаз Биотит Амфибол Пироксен Кварц	25—35 10—15 5 ед. 3—10	Порфировая	Массивная	Микрофельзитовая, микропойкилитовая	Циркон
Алмалысайская, липариты	Кварц Плагиоклаз № 35—40 Калишпат	10—15 5—10	Олигофировая, кристаллокластическая	Слабофлюидальная	Сферолитовая, витрокластическая, пепловая, микрофельзитовая	Циркон

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура породы	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Зюралысайская, липарито-дациты	Кварц	6—15	Порфировая, литовитрокластическая	Флюидальная, реже массивная	Стекловатая, микрофельзитовая	
	Плагиоклаз	4—12				
	Калишпат	4—8				
	Биотит	1—3				
	Амфибол	1				
	Вулк. стекло	10—15				
Чалысайская, трахидациты	Плагиоклаз	15—20	Порфировая	Массивная, плитчатая	Микропойкилитовая, пилотакситовая, трахитоидная, гиалопилитовая, стекловатая	Циркон, апатит
	Биотит	10				
	Амфибол	2—3				
	Пироксен мон.	1—2				
	Кварц	Ед. з.				
Уткемсуйская II, липарито-дациты	Плагиоклаз	20—30	Порфировая	Флюидальная	Стекловатая	Циркон, апатит, ортит
	Калишпат	Ед. л.				
	Кварц	4				
	Биотит	6				
	Амфибол					
Уткемсуйская I, липариты	Плагиоклаз	5—15	Порфировая	Массивная	Фельзитовая, микрофельзит., сферолитовая, стекловатая	Циркон, ортит
	Калишпат	2—10				
	Кварц	5—13				
	Биотит	1—5				
	Амфибол	до 3				
Карханинская, дациты	Плагиоклаз	25—35	Порфировая	Массивная, флюидальная, плитчатая	Стекловатая, микрофельзитовая, фельзитовая, сферолитовая	Циркон, апатит
	Кварц	10—15				
	Калишпат	Ед. з.				
	Амфибол	8				
	Биотит					
	Обл. стекла, обл. породы	10—15				
Ишумская, дациты	Плагиоклаз	20—25	Кристаллокластическая, мелкопорфировая	Массивная	Стекловатая, фельзитовая, микрофельзитовая	Апатит
	Калишпат	3—5				
	Кварц	10—15				
	Амфибол	5—8				

Продолжение табл. 17

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура породы	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Чукурдаванская, дациты	Плагиоклаз	20—30	Порфировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая, фельзитовая	Циркон
	Калишпат	1—3				
	Биотит	10				
	Амфибол	10—15				
	Кварц					
Баштавакская, андезито-дациты	Плагиоклаз	15—20	Порфировая	Массивная	Фельзитовая, стекловатая	
	Кварц	10—15				
	Биотит					
	Амфибол	10				
	Пироксен	1—2				
	Калишпат					
Алтынтопканская, дациты	Плагиоклаз	25—30	Сериально-порфировая игнимбритовая, кристаллокластическая	Слабофлюидальная	Стекловатая, фельзитовая, сферолитовая	Апатит
	Кварц	10—15				
	Амфибол	15—25				
	Калишпат	5				
Джамансайская, кварцевые латиты	Плагиоклаз № 35	10—15	Литокластическая, порфировая	Слоистая, массивная	Стекловатая, фельзитовая	Ортит, циркон апатит
	Калишпат	15—20				
	Кварц	2—9				
	Биотит	7—8				
	Амфибол	2—6				
	Пироксен	0—2				
Узунарчасайская, липарито-дациты	Плагиоклаз	12	Афировая, порфировая	Слабо выраженная, флюидальная	Стекловатая, микрофельзитовая, пепловая	
	Кварц	3				
	Биотит	4				
Пазманская, кварцевые латиты	Плагиоклаз	20	Порфировая	Массивная	Стекловатая, фельзитовая	Апатит, циркон
	Калишпат	10				
	Амфибол	10				
	Биотит	1—3				
	Кварц					
Долоннинская, андезиты	Плагиоклаз № 40	35	Порфировая	Массивная	Фельзитовая, микрофельзитовая, стекловатая	Апатит
	Биотит	25				
	Пироксен мон. ромб.	30				

Продолжение табл. 17

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура породы	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Шакаркутанская, андезиты	Плагиоклаз (андезин)	10—40	Порфировая, кристаллокластическая, реже витрокластическая	Массивная	Гиалопилитовая, микролитовая, пилотакситовая, стекловатая	Магнетит, циркон
	Калишпат	2—3				
	Биотит	5—10				
	Роговая обманка					
	Пироксен	0—10				
	Кварц	до 2				
Канташская, андезито-базальты	Плагиоклаз	10—20	Порфировая	Массивная	Микролитовая, гиалопилитовая	Апатит
	Пироксен мон.	8				
	Биотит					
	Амфибол	Редко				

Таблица 18

Химический состав вулканогенных пород Адрасманской мульды (в вес. %)

Толща, порода	Кол-во анал.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	п. п. п.	Σ
Сарытайганская, трахилипариты	11	75,26	0,22	12,01	1,45	0,36	0,02	0,10	0,55	0,26	9,73	0,01	0,04	0,25	0,56	100,82
Курбантауская, трахилипариты	9	71,95	0,20	12,89	1,30	1,26	0,14	0,40	0,70	1,04	8,80	0,00	0,16	0,23	1,09	100,16
Долонысайская, андезито-базальты	4	48,2	1,19	18,04	6,12	2,46	0,30	3,92	7,39	4,24	2,78	0,14	0,53	0,01	4,89	100,21
Каратауская, латиты	4	60,12	0,73	16,64	2,79	3,41	0,16	1,99	2,98	3,92	3,90	—	0,28	0,02	2,57	99,51
Бадамская, трахилипариты	16	69,60	0,32	14,02	2,42	0,89	0,10	0,39	1,10	3,11	5,81	0,01	0,09	0,01	1,68	99,35

Продолжение табл. 18

Толща, порода	Кол-во анал.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	п. п. п.	Σ
Кызылбашинская, липариты	1	74,14	0,07	12,68	2,05	—	0,05	0,10	1,0	2,85	4,90	—	—	0,05	0,81	98,70
Адрасманская, липарито-дациты	10	69,13	0,27	13,83	3,93	—	0,10	0,75	1,64	2,36	4,92	—	0,15	0,03	2,65	99,76
Канимансурская, калиевые липариты	10	72,14	0,39	12,73	3,08	—	0,08	0,20	0,65	0,37	8,9	—	0,09	0,01	1,14	99,78
Асказанская, липариты	30	74,87	0,10	12,34	1,19	0,76	0,06	0,37	1,13	1,72	5,02	0,01	0,10	0,05	2,04	99,76
Джеркамарская, трахилипариты	15	66,89	0,36	15,46	1,15	2,14	0,09	0,62	0,83	3,11	7,09	—	0,10	0,03	1,46	99,33
Акпетская, трахилипариты	1	69,04	0,36	13,81	4,73	—	0,06	0,20	0,85	2,68	6,72	—	0,06	0,4	1,18	100,09
Тавакская, липариты	3	76,31	0,11	11,76	0,63	0,84	0,05	0,66	0,86	1,24	5,04	—	—	0,07	2,27	99,84
Коголмалысайская, трахилипариты	6	73,82	0,08	13,06	0,74	1,32	0,05	0,45	0,68	2,83	5,69	—	0,09	0,03	1,13	99,97
Сферолитовая, липариты	9	76,25	0,12	11,53	1,39	—	0,06	0,40	0,74	1,53	5,95	—	0,20	0,05	1,63	99,85
Аксайская, дацито-липариты	8	68,60	0,30	14,0	3,73	—	0,10	0,65	1,74	1,59	6,41	—	0,40	0,03	2,30	99,85
Тарыэканская II, фельзитолипариты	10	70,40	0,27	13,70	3,55	—	0,13	0,26	0,94	0,22	8,18	—	0,08	0,03	1,64	100,00
Тарыэканская I, трахилипариты	2	68,98	0,31	13,53	3,13	0,36	0,05	0,87	0,16	0,26	10,50	0,05	0,06	0,27	0,96	99,49
Бурытайланская, дацито-андезиты	9	60,85	0,66	16,23	3,87	1,78	1,71	2,19	2,97	3,79	3,79	0,09	0,11	0,09	2,71	100,84
Карабулакская, латиты	11	55,78	0,84	17,56	2,89	3,53	0,18	2,73	4,36	3,16	3,57	0,09	0,06	0,05	4,15	98,95

Продолжение табл. 18

Толща, порода	Кол-во анал.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	п. п. п.	Σ
Акшуранская, дацито-андезиты	19	58,38	0,76	16,98	2,56	3,10	0,13	2,54	3,77	3,44	3,82	0,06	0,05	0,04	2,88	98.51
Чиберлисайская, дациты	3	65,44	0,49	15,82	2,84	0,80	0.08	1,56	1,40	4,29	4,77	—	—	0,26	1,35	99,10
Кушайнакская, кварцевые латиты	4	60.12	0,73	16,64	6,20	—	0.16	2,00	2,98	3,91	3,90	—	0,30	0,02	2,57	99,53
Джузумская, липариты	16	74,23	0,13	12,78	0,97	0,91	0,05	0,40	1,22	2,33	5,10	0,01	0,05	0,01	1,62	99,81
Шорбулакская, латиты	2	67,55	0,31	14,26	4,05	1,32	0,07	1,08	1,42	2,85	4,14	—	—	0,02	2,15	99.22
Кызылтауская, калиевые липариты	13	73,0	0,12	12,90	1,0	1.45	0,06	0,46	1,21	1,97	5,32	—	0,24	0,02	1,97	99,72
Ачереклюкская, липарито-дациты	24	68,99	0,32	14,55	2,78	1,79	0,07	0,73	1,44	3,09	4,10	0,01	0,07	0,02	2,05	100,01
Кошмагатская, дациты	6	65,26	0,50	14,81	8,10	2,09	0,12	1,24	3,23	3,27	4,06	0,03	0,20	0,00	3,46	100,37
Караташская, дацито-андезиты	10	59,80	0,69	16,30	1,65	3,95	0,22	2,80	4,03	3,35	3,64	—	0,30	0,03	3.03	99,79
Джелтимесская, трахидациты	1	64,86	0,54	14,70	4,59	—	0,08	2,39	3,59	2,60	3,61	—	0,02	0,08	2,33	99,35
Алмалысайская, липариты	20	75,46	0,10	12,14	0,98	1,05	0.10	0,38	0,94	1,75	5,08	0,21	0,02	0,09	2,21	100,51
Зюралысайская, липарито-дациты	2	70,33	0,22	14,60	2,03	0,57	0,08	0,56	1,64	2,05	6,10	—	0,08	0.01	2,05	100,32
Чалысайская, латиты	16	60,66	0,58	16,42	3,45	2,21	0,11	1,74	3,26	3,79	4,12	0,07	0,22	0,06	3,21	99.90
Уткемсуйская II, липарито-дациты	6	68,48	0,31	14,21	1,46	1,51	0,09	0,09	2,48	2,68	4,49	0,05	0,10	0,01	3,03	99,81

Продолжение табл. 18

Толща, порода	Кол-во анал.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	[illegible]	[illegible]
Уткемсуйская I, липариты	6	72,91	0,17	13,56	1,38	0,82	0,10	0,50	1,58	2,73	4,85	0,04	0,16	0,00	1,88	100,62
Карханинская, дациты	12	65,82	0,37	15,36	2,18	1,62	0,10	1,28	3,33	2,79	4,27	0,08	0,09	0,03	2,90	99,92
Ишумская, дациты	2	63,89	0,41	15,89	5,22	—	0,08	2,13	4,25	2,60	3,08	—	0,06	0,00	2,93	100,54
Чукурдаванская, дациты	2	62,70	0,65	15,48	4,95	—	0,12	2,50	5,64	2,54	4,08	0,05	0,07	0,00	1,03	99,77
Алтынтопканская, дациты	6	63,94	0,49	15,99	5,07	—	0,10	2,07	3,34	3,03	3,44	0,09	0,08	0,07	2,22	99,93
Джамансайская, дациты	2	63,89	0,41	15,89	1,50	3,40	0,08	2,13	4,25	2,60	3,08	—	0,06	—	2,43	69,72
Джамансайская, кварцевые латиты	1	61,56	0,55	15,05	5,03	—	0,02	3,07	3,02	3,95	4,48	—	0,36	0,03	3,50	100,62
Танглитауская, кварцевые латиты	1	66,87	0,49	14,82	1,23	2,73	0,09	2,78	1,40	2,66	3,75	0,05	0,26	0,04	2,23	99,40
Узунарчасайская, липарито-дациты	1	70,55	0,25	14,82	1,12	2,56	0,07	1,14	2,57	1,54	4,45	—	0,17	0,13	0,60	99,97
Пазманская, кварцевые латиты	3	64,89	0,59	14,9	4,85	—	0,10	,70	3,08	3,74	4,27	—	0,17	0,06	1,90	100,25
Долонинская, андезиты	1	56,78	0,61	16,5	7,59	—	0,11	,39	5,57	3,09	2,72	—	0,03	—	4,92	100,41
Шакаркутанская, андезиты	1	54,90	0,76	17,42	6,59	—	0,12	2,97	6,63	2,24	4,28	0,06	0,20	0,09	3,24	99,50
Канташская, андезито-базальты	2	54,51	0,53	15,70	3,16	5,51	0,10	4,78	8,01	2,08	3,05	0,07	0,00	0,08	2,41	99,99

Таблица 19

Средние содержания микроэлементов в вулканогенных породах Адрасманской мульды (I, VII, в г/т)

Толща, порода	Кол-во анал.	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Pb
Сарытайпанская, ультракислый калиевый трахилипарит	13	6,00 0,46	301 1,0	4,1 1,0	1,00 0,04	2,0 0,22	2,0 0,95	3,00 0,79	1,0 1,1	24,0 1,25	14,0 0,43	0,16 1,14	2,7 0,5	44,0 1,38
Курбантауская, калиевый трахилипарит	20	13,0 0,31	357 1,19	6.4 1,56	20,0 0,75	3,8 0,64	1,1 0,45	5,00 1,35	2,6 1,08	9,0 0,71	33,0 0,47	1,53 2,55	1,33 0,53	249 4,62
Кызылбашинская, липариты	4	12,0 0,47	190 0,66	6,5 0,6	1,0 0,11	13,0 2,24	2,0 0 83	13,0 3,51	1,0 0,42	4,0 0,32	34,0 0,46	0,15 0,25	1,4 0,61	138 2,56
Канимансурская, калиевые липариты	30	18,0 0,71	508 1,77	26.2 2,3	3,0 0,32	2,0 0,34	2,0 0,83	3,0 0,81	1,0 0,42	10,0 0,79	190,0 2,7	2,1 3,5	2,5 1,09	200 3,71
Асказанская, липариты	30	15,7 0,61	—	—	30,0 3,30	—	3,6 1,5	3,1 0,83	1,4 0,59	15,2 1,2	56,0 0,75	0,32 0,53	3,1 1,35	29,4 0,54
Джеркамарская, калиевые трахилипариты	50	42,0 1,00	259 1,07	15,5 1,24	13,0 0,52	2,00 0,14	2,00 0,91	3,0 0,71	2,4 1.0	35.0 1,13	170,0 1.46	0,56 1,40	2,1 0,5	131 1,34
Тавакская, калиевые липариты	30	49,0 1,92	372 1,3	12,2 1,07	1,0 0,11	1,0 0,17	2,0 0.83	3,0 0,81	1,0 0,42	3,0 0,24	78,0 1,11	0,26 0,43	1,0 0,43	72,0 1,34
Сферолитовая, калиевые липариты	30	24 0 0,64	294 1.0	11,2 1,0	1,0 0,11	1,0 0,17	2,0 0,83	3,0 0,81	1,2 0,5	3,0 0,24	66,0 0,94	0,27 0,45	1,00 0,43	100 1,86
Аксайская, дацито-липариты	50	180 0,61	250 1,88	13,5 1.00	17,0 0.40	4,0 0,2	2,0 0,41	3,0 0,67	1,0 0,73	4,0 0,20	57,0 0,81	0,52 3,47	2,2 0,76	27,0 0,84
Тарыэканская, калиевые липариты	50	49,5 1,94	262 0,92	9,8 0,86	17,5 1,88	2,0 0,34	2,0 0,83	3,0 0,81	2,7 1,13	7,5 0,6	106 1,51	0,28 0,47	1,2 0,52	78,5 1,46
Бурытайланская, дацито-андезиты	23	118,0 1,92	123 1,00	8,0 1,21	84,0 0,68	9,00 0,42	5,0 0,64	4,0 0,51	1,7 1,13	14.0 0,48	147 1,24	0,25 1,00	1,0 0,2	65,0 1,14

Продолжение табл. 19

Толща, порода	Кол-во анал.	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Pb
Акшуранская, дацито-андезиты	22	86,0 1,4	150 1,22	6,0 0,91	175 1,42	15,0 0,69	7,0 0,9	4,0 0,51	1,7 1,13	21,0 0,83	120 1,01	0,27 1,13	1,0 0,2	40,0 0,89
Чиберлинсайская, трахидациты	20	37,1 1,00	—	—	—	8,25 0,39	9,7 1,14	6,10 0,70	2,8 1,3	25,8 0,93	233 2,43	0,10 1,30	4,5 0,8	44,0 0,85
Кущайнакская, дацито-андезиты	36	85,0 1,38	134 1,09	7,5 1,14	118 0,96	2,0 0,09	6,0 0,77	4,0 0,51	1,4 0,93	9,0 0,31	150 1,27	0,23 1,0	1,0 0,2	27,0 0,53
Кызылгауская, калиевые липариты	37	22,0 0,86	293 1,02	8,5 0,75	1,0 0,11	1,0 0,17	2,0 0,83	3,0 0,81	1,0 0,42	3,0 0,24	43,0 0,58	0,15 0,25	2,4 1,94	23,0 0,72
Карагашская, дацито-андезиты	25	89,0 1,45	142 1,15	6,5 0,98	98,0 0,79	30,0 1,39	6,0 0,77	7,0 0,89	1,4 0,93	15,0 0,52	144 1,22	0,15 0,65	8,6 1,71	46,0 1,00
Алмалысайская, липариты	37	20,0 0,78	244 0,85	9,0 0,6	2,0 0,22	1,0 0,17	2,0 0,83	3,0 0,81	10,0 4,17	6,0 0,48	56,0 0,75	0,18 0,30	1,8 0,79	27,0 0,50
Зюралысайская, липарито-дациты	14	18,8 0,64	—	—	11,7 0,28	4,9 0,24	18,5 2,76	3,0 0,67	1,4 1,0	17,4 1,00	99,0 1,28	0,27 1,80	3,6 1,24	34,6 1,07
Чалысайская, андезито-дациты	25	79,0 2,69	170 1,28	5,5 0,4	63,0 1,5	8,0 0,39	4,0 0,82	3,0 1,67	1,3 1,0	7,0 0,38	255 3,62	0,36 2,4	1,0 0,34	30,0 1,00
Уткемсуйская II, липарито-дациты	35	27,0 0,92	202 1,52	10,5 0,76	23,0 0,55	3,0 0,14	2,0 0,41	3,00 0,67	1,20 0,88	4,0 0,22	55,0 0,78	0,11 0,73	1,2 0,41	2,6 0,08
Уткемсуйская I, липариты	26	12,0 0,47	19,0 0,66	8,0 0,7	11,0 1,18	15,0 2,59	2,0 0,83	3,0 0,81	1,7 0,71	10,0 0,79	55,0 0,74	0,11 0,18	4,0 1,74	40,0 0,74
Карханинская, дациты	13	102 3,47	191 1,43	4,4 0,32	3,4 0,08	7,0 0,34	3,0 0,61	3,2 0,71	1,3 1,00	26,0 1,43	70,0 1,00	0,14 0,93	3,5 1,21	61,5 1,95
Ишумская, дациты	4	55,0 1,87	144 1,08	7,0 0,51	29,0 0,69	7,0 0,34	2,00 0,41	3,0 0,67	1,0 0,73	5,0 0,27	63,0 0,89	0,10 0,67	4,1 1,41	26,0 0,82
Чукурдаванская, дациты	30	61,0 2,07	130 1,0	6,0 0,43	98,0 2,33	68,0 3,29	7,0 1,43	9,0 2,0	1,10 0,79	17,0 1,93	118 1,63	0,17 1,12	13,0 4,48	92,0 2,91

Продолжение табл. 19

Толща, порода	Кол-во анал.	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Pb
Баштавакская, андезито-дациты	24	34,13 / 1,16	—	—	60,3 / 1,43	18,0 / 0,87	5,12 / 1,04	7,4 / 1,64	1,07 / 0,76	22,8 / 1,25	97,9 / 1,39	0,20 / 1,33	97,9 / 1,74	21,4 / 0,76
Узунарчасайская, липарито-дациты	22	9,0 / 0,31	—	—	—	7,13 / 0,34	2,9 / 0,59	3,6 / 0,8	1,15 / 0,84	18,5 / 1,02	57,6 / 0,82	0,12 / 0,80	2,6 / 0,9	20,1 / 0,64
Джамансайская, андезито-дациты	20	5,7 / 0,19	—	—	43,0 / 1,00	27,2 / 1,31	5,7 / 1,13	11,1 / 2,47	1,80 / 1,31	28,8 / 1,58	59,0 / 0,84	0,17 / 1,11	8,90 / 3,07	30,0 / 0,85
Пазманская, дациты	20	27 / 0,92	177 / 1,33	10,5 / 0,76	50,0 / 1,19	9,0 / 0,43	3,0 / 0,61	3,0 / 0,67	1,0 / 0,73	8,0 / 0,44	62,0 / 0,88	0,10 / 0,67	2,1 / 0,72	28,0 / 0,85
Долонинская, андезиты	70	59 / 1,0	119 / 1,0	7,70 / 1,17	200 / 1,62	25,0 / 1,16	10,0 / 1,25	7,0 / 0,89	1,0 / 0,67	42,0 / 1,45	200 / 1,69	0,28 / 1,21	11,6 / 2,31	98,0 / 2,17
Канташская, андезито-базальты	20	19,3 / 0,75	—	—	—	10,9 / 0,57	5,14 / 0,23	5,6 / 0,37	0,9 / 1,0	35,5 / 1,25	73,5 / 1,08	0,26 / 0,74	0,94 / 0,67	13,1 / 2,54
Среднее по мульде	950	48,7 / 950	211 / 800	9,2 / 800	47,6 / 888	19,6 / 920	4,6 / 950	4,2 / 950	1,96 / 950	11,4 / 950	85,8 / 950	0,32 / 950	5,7 / 950	57,6 / 950

Таблица 20

Петрографическая характеристика вулканогенных пород Пангазской мульды (I, *VIII*)

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Бабайситенская, трахилипариты массивные	Плагиоклаз Кварц	3—5 2—7	Порфировая	Массивная, флюидальная	Стекловатая, микрофельзитовая, фельзитовая	
Трахиты				Массивная,	Трахитовая, микрофельзитовая	
Трахилипариты	Плагиоклаз Калишпат Биотит Кварц	5—12 3—8 2—3 3—5	Порфировая	Флюидальная	Стекловатая, фельзитовая, микрофельзитовая	
Джидалисайская, трахиты	Плагиоклаз Калишпат Биотит	10—25 Ед. зер. 1—2	Мелкопорфировая	Массивная	Микрофельзитовая, трахитовая	
Лашкерекская, трахилипариты	Плагиоклаз Калишпат Кварц Обл. вулк. стекла и липаритов	2—7 3—5 2—5 15—30	Порфировая, литокристаллокластическая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая	
Айрыташская, лавобрекчии липаритового состава	Плагиоклаз Кварц Обломки трахиандезито-базальтов Обломки липаритов Обломки известняков	2—5 2—3 3—5 20—52 5—10	Порфировая	Массивная	Микрофельзитовая, стекловатая	
Шаватская, сферолитовые липариты	Плагиоклаз Сферолитовые выделения	1—2 8—60	Сферолитовая	Массивная, флюидальная	Фельзитовая, микрофельзитовая	
Туфы, туфопесчаники	Плагиоклаз Кварц Обломки вулканич. стекла	12—75 8—15 3—10	Литокристаллокластическая	Массивная	Стекловатая	

Продолжение табл. 20

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Одинагиракская, трахиандезито-базальты	Плагиоклаз Пироксен (?) Кальцитовые миндалины	1—3 Ед. зер. 5—20	Афировая	Массивная	Гиалопилитовая, интерсертальная, пилотакситовая	Циркон
Новаликская, лавы и лавобрекчии трахилипаритов	Плагиоклаз Калишпат Биотит Кварц Обломки туфов шайданской толщи	15—20 5—8 3—8 7—12 3—5	Литовитрокластическая, порфировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая	Циркон
Шайданская, туфы и туфобрекчии липаритового состава	Плагиоклаз Калишпат Обл. липаритов Обл. вулк. стекл	3—5 2—3 10—22 5—18	Литовитрокластическая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая (большое кол-во пепловых частиц)	
Шуралисайская, тонкофлюидальные липариты	Плагиоклаз	Ед. з.	Афировая, горфировая	Флюидальная	Стекловатая, фельзитовая, микрофельзитовая	
Шуралисайская, туфы и туфобрекчии липаритового состава	Плагиоклаз Калишпат Обломки липаритов Сферолитовые выделения	5—10 1—3 2—5 1—2	Литокристаллокластическая	Массивная, полосчатая	Стекловатая, микрофельзитовая с примесью пеплового материала	
Тонкофлюидальные липариты	Плагиоклаз	5—7	Афировая, порфировая	Флюидальная, брекчиевидная	Фельзитовая, микрофельзитовая	
Туфы липаритового состава	Плагиоклаз Кварц	до 1 1—2	Литокристаллокластическая	Массивная, слоистая	Спекшийся пепловый материал (иногда микрофельзит)	
Равакансайская, трахиты, трахилипариты	Плагиоклаз Калишпат Биотит Пироксен (?)	5—15 2—3 2—3 Ед. з.	Порфировая	Массивная	Трахитовая, микрофельзитовая	

Продолжение табл. 20

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Липариты	Плагиоклаз	5—7	Порфировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая	
	Биотит	Ед. з.				
	Кварц	2—3				
Куюндинская, трахилипариты	Плагиоклаз	1—2	Порфировая, литокристаллокластическая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая	Магнетит, циркон
	Калишпат	15—35				
	Биотит	До 1				
	Амфибол	Ед. з.				
	Пироксен	Ед. з.				
	Кварц	20—30				
	Обл. долеритов	Ед. з.				
Туфы, туфопесчаники	Плагиоклаз	Ед. з.	Литовитрокластическая	Слоистая	Стекловатая, микрофельзитовая с примесью пепловых материалов	
	Калишпат	3—5				
	Кварц	8—15				
	Обл. вулк. стекла	10—20				
Янгакская II, фельзиты	Плагиоклаз	5—10	Порфировая	Массивная, плитчатая, флюидальная	Фельзитовая, микрофельзитовая, стекловатая	
	Калишпат	1—2				
	Кварц	Ед. зер.				
Лавобрекчии фельзитов	Плагиоклаз	5—8	Литовитрокластическая	Флюидальная	Фельзитовая, микрофельзитовая	Ортит
	Калишпат					
	Кварц	—"—				
	Обломки андезитов, фельзитов, дацитов	25—40				
Карвансайская, сферолитовые липариты	Плагиоклаз	до 1	Сферолитовая	Массивная	Микрофельзитовая, стекловатая	
	Сферолитовые выделения	5—35				
Ультракислые липариты	Плагиоклаз	Ед. з.	Афировая	Массивная	Стекло с пепловым материалом	
Липариты	Сферолитовые выделения	5—25	Порфировая, афировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая	
	Плагиоклаз	1—3				

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Угличская, трахидациты	Плагиоклаз	15—30	Порфировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая	Циркон, рудный
	Калишпат	5—10				
	Амфибол (опацит.)	2—5				
	Биотит (опацит.)	3—8				
	Кварц	5—15				
Кайнарская, лавобрекчии липаритового состава	Плагиоклаз	Ед. з.	Литовитрокластическая	Массивная	Стекловатая	
	Кварц	1—2				
	Обломки липаритов	15—30				
Куксарская, туфы и туфобрекчии трахидацитов	Плагиоклаз	20—30	Литовитрокластическая	Стекло с примесью пеплового материала		
	Калишпат	Ед. з.				
	Биотит	10—15				
	Кварц	15—30				
	Обломки вулканического стекла	10				
Пангазская, трахиандезито-базальты	Плагиоклаз	до 1	Афировая	Массивная	Гиалопилитовая	
	Пироксен	Ед. з.				
	Оливин (?)	до 1				
Даганинская, андезиты	Плагиоклаз	20—45	Порфировая	Массивная	Гиалопилитовая, микропойкилитовая, трахитоидная	Циркон, апатит
	Амфибол	1—2				
	Пироксен	2—3				
Мынджилкинская, трахиандезито-базальты	Плагиоклаз	2—5	Порфировая	Массивная	Микролитовая, микропойкилитовая, гиалопилитовая	Циркон
	Амфибол	1—3				
	Пироксен	2—3				
Мынджилкинская трахиандезито-базальты	Плагиоклаз	5—20	Порфировая	Массивная	Микролитовая, пойкилитовая, микротрахитоидная	Циркон, рудный
	Биотит	1—3				
	Амфибол	3—8				
	Пироксен	2—5				
Трахидациты	Плагиоклаз	5—25	Порфировая	Массивная	Микрофельзитовая, стекловатая, микропойкилитовая (примесь пеплового материала)	Ортит, рудный
	Калишпат	5—10				
	Биотит	3—5				
	Амфибол	До 1				
	Кварц	3—10				

Продолжение табл. 20

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Сеидрабатская, туфы андезитового состава	Плагиоклаз	25—30	Литовитрокристаллокластическая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая, фельзитовая	
	Биотит	До 4				
	Амфибол	4—5				
	Кварц	До 2				
	Обломки андезитов	7—8				
Туфы дацито-андезитов	Плагиоклаз	25—30	Литокристаллокластическая	Слоистая, массивная	Стекловатая, микрофельзитовая	
	Биотит	До 4				
	Амфибол	До 4				
	Кварц	1—2				
	Обломки андезито-дацитов	2—3				
Чинарская, трахидациты	Плагиоклаз	18—25	Порфировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая	Циркон, апатит
	Калишпат	2—3				
	Амфибол	5—15				
	Кварц	1—2				
	Обломки трахидацитов	1—2				
Казматская, лавы трахидацитов	Плагиоклаз	25	Плезнофировая или плейстофировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая микропойкилитовая	Рудный
	Калишпат	3—5				
	Биотит (опацит)	5—6				
	Амфибол (опацит)	5—6				
	Кварц	3				
Туфы трахидацитового состава	Плагиоклаз	20—25	Литовитрокластическая	Слоистая	Стекловатая, микрофельзитовая с примесью пеплового материала	
	Биотит	5—8				
	Амфибол	5				
	Кварц	3—5				
	Обломки андезитов и трахидацитов	8—10				
Суюгучакская, лавы трахидацитов	Плагиоклаз	25	Плезнофировая или плейстофировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая, микропойкилитовая	Рудный
	Калишпат	3—5				
	Биотит (опацит)	5—6				
	Амфибол (опацит)	5—6				
	Кварц	3				

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Туфы трахидацитового состава	Плагиоклаз	20—25	Литовитрокластическая	Слоистая	Стекловатая, микрофельзитовая с примесью пеплового материала	
	Биотит	5—8				
	Амфибол	5				
	Кварц	3—5				
	Обломки андезитов и трахидацитов	8—10				
Джельтимесская, трахидациты	Плагиоклаз	25—35	Порфировая	Массивная	Микрофельзитовая, микропойкилитовая	Циркон, рудный
	Биотит	10—15				
	Амфибол	5				
	Пироксен	Ед. з.				
	Кварц	3—10				
Кухидарозская, Бабайдарханская дациты	Плагиоклаз	20—40	Порфировая	Массивная	Стекловатая	Циркон, ортит
	Калишпат	Ед. з.				
	Биотит (опацит.)	8—12				
	Амфибол	Ед. з.				
	Кварц	5—10				
	Обломки трахидацитов Алакисрокской толщи					
	Обломки фельзитового состава					
Ишумская, Задводская, дациты	Плагиоклаз	35—52	Порфировая	Массивная	Стекловатая	Ортит, циркон, апатит
	Биотит (опацит.)	8—15				
	Амфибол (опацит.)	0,5—1				
	Кварц	10—12				
Юкарыпангазская, лавы андезито-дацитов	Плагиоклаз	15	Порфировая, Литокластическая	Флюидальная, массивная	Фельзитовая	
	Кварц	3				
	Биотит	3				
Туфы, туфопесчаники дацитового состава	Плагиоклаз	до 20	Литовитрокластическая	Массивная	Стекловатая, фельзитовая	Циркон
	Кварц					
	Биотит					
	Обломки андезитов, дацитов, фельзитов					

Продолжение табл. 20

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Наугарзанская, трахиандезито-базальты	Плагиоклаз Рогов. обманка Биотит Пироксен Андезиты	30—40 10—15 0,5—2 1—2 3—8	Порфировая	Массивная	Стекловатая, гиалопилитовая	Циркон оргит
Туфы	Плагиоклаз Биотит Амфибол Кварц	30—45 1—5 2—3 5—8	Литокристаллокластическая	Массивная, слоистая	Стекло с примесью пеплового материала	
Буюрлюкская, трахидациты	Плагиоклаз Амфибол (опац.) Биотит Кварц	25—30 (50) 7—10 3—5 1—3	Порфировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая, гиалопилитовая	Циркон
Ашабинская, трахиандезиты	Плагиоклаз Амфибол (опац.) Биотит Кварц	25—30 7—10 3—5 1—3	Порфировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая, гиалопилитовая	Циркон
Бурыбулакская, дацито-андезиты	Плагиоклаз Биотит (опац.) Амфибол (опац.) Калишпат Кварц	20—30 10—15 5—10 до 2 2—6	Порфировая	Массивная	Стекловатая, фельзитовая, микрофельзитовая	
Алакиерокская, трахиандезиты	Плагиоклаз Амфибол (опац.) Биотит Кварц	25—30 7—10 3—5 1—3	Порфировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая, гиалопилитовая	Циркон
Сарыпульская, трахидациты	Плагиоклаз Калишпат Биотит Кварц	15—35 1—5 2—8 10—15	Кристаллокластическая, порфировая	Массивная	Микрофельзитовая	

Продолжение табл. 20

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Ходжаульганская, трахидациты	Плагиоклаз Калишпат Биотит Кварц	10—40 1—3 3—10 8—10	Порфировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая	
Долонинская, латиты	Плагиоклаз Биотит (опац.) Пироксен	30—40 2—3 1—5	Порфировая	Массивная	Стекловатая	Рудный

Таблица 21

Химический состав вулканогенных пород Пангазской мульды (в вес. %)

Толща, порода	Кол-во анал.	Весовые проценты окислов															
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O	п. п. п.	Σ
Бабайситенская, трахилипариты	20	68,61	0,42	14,52	1,83	1,78	0,09	0,33	1,47	3,95	5,30	0,09	0,21	0,0	0,03	1,23	99,86
Джидалисайская, трахиты, трахилипариты	11	69,09	0,38	14,84	1,54	1,71	0,07	1,16	2,56	3,62	4,16	0 13	0,06	0,0	0,01	0,81	100,11
Лавкерекская, трахилипариты	15	70,04	0,28	14,08	1,12	1,53	0,07	0,32	1,98	2,79	4,92	0,07	0,78	0.0	0,05	2,57	100,60
Шаватская, липариты	4	75,99	0,09	11,90	1,36	0,61	0,02	0,29	0,50	3,48	5,18	—	—	0.04	0,08	0,61	100,15
Одинагиракская, трахиандезито-базальты	2	51,26	1,23	15,77	7,28	1,40	0,31	4,46	6,02	5,70	1,36	0,30	—	—	0.11	5,02	100,25

Продолжение табл. 21

Толща, порода	Кол-во анал.	Весовые проценты окислов															
		SiO_2	TjO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O	п. п. п.	Σ
Новаликская, трахилипариты	3	72,59	0,18	13,58	1,49	0,68	0,06	0,62	1,41	4,65	3,26	0,05	—	0,04	0,04	1,49	100,11
Шайданская, липариты	2	72,60	0,26	13,70	2,48	0,10	0,03	0,58	0,91	1,89	6,02	0,15	—	0,00	0,00	1,65	100,37
Шуралисайская, липариты	20	72,51	0,19	14,20	1,83	0,58	0,03	0,30	0,72	2,96	5,62	0,04	0,18	0,0	0,01	1,03	100,20
Равакансайская, липариты, трахиты	3	68,69	0,33	14,60	2,97	0,26	0,06	0,43	1,59	3,70	4,88	0,17	—	0,01	0,01	1,18	99,18
Куюндинская, трахилипариты	8	73,01	0,20	13,10	1,65	0,55	0,04	0,44	1,11	2,71	5,45	0,07	—	0,04	0,04	1,47	99,88
Янгакская II, трахилипариты	20	74,91	0,06	13,17	0,64	0,74	0,02	0,23	0,49	3,85	4,99	0,03	0,09	0,01	0,07	0,49	99,81
Янгакская, I липариты	10	73,22	0,20	13,56	1,25	1,01	0,05	0,57	0,90	4,11	3,66	0,08	0,17	0,06	0,06	1,11	100,01
Конджетская, липариты	1	69,35	0,29	14,83	4,12	—	0,00	0,41	1,30	4,15	4,00	—	—	0,79	0,91	0,71	100,86
Карвансайская, липариты	17	75,31	0,12	12,66	0,48	0,79	0,05	0,21	0,86	3,57	4,56	0,02	0 16	0,01	0,04	0,90	99,74
Угликская, трахидациты	4	68,70	0,34	15,00	3,80	0,03	0,08	0,46	1,72	3,60	3,89	—	—	0,06	0,15	2,15	99,98
Кайнарская, липариты	7	75,50	0,17	13,11	1,64	0,34	0,04	0,12	0,62	2,09	4,60	0,13	—	0,02	0,20	1,26	100,14
Куксарская, трахидациты	3	68,20	0,27	14,27	2,61	0,46	0,04	1,13	2,34	3,57	3,68	0,35	—	—	0,28	2,30	99,50
Пангазская, трахиандезито-базальты	4	51,57	0,80	16,43	7,98	0,91	0,14	4,05	5,51	5,16	1,98	0,54	—	—	0,15	4,90	100,16

Продолжение табл. 21

Толща, порода	Кол-во анал.	Весовые проценты окислов															
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O	п. п. п.	Σ
Даганинская, андезиты	20	58,69	0,87	16,16	3,85	2,17	0,15	2,55	3,89	3,50	4,47	0,25	0,94	0,0	0,05	2,99	100,54
Мынджилкинская, дациты	7	65,70	0,56	14,89	2,79	1,07	0,06	1,24	2,86	3,81	4,71	0,08	—	—	0,06	2,29	100,12
Андезито-базальты	7	51,53	0,95	16 22	5,22	3,45	0.14	4,71	5,65	3 58	3,58	0,27	—	—	0,08	3,61	98,99
Сеидрабадская дациты	20	59,61	0,61	17,09	4,31	0,93	0,10	3,04	3,42	3,86	4,03	0,23	0,72	0,0	0,02	2,82	100,78
Чинарская, трахидациты	12	63,70	0,49	15,81	2,66	1,51	0,08	1,29	3,33	3,29	4,57	0,17	0,89	0,01	0,06	2,59	100,45
Казматская, трахидациты	4	62,12	0,68	15,76	2,95	1,96	0,09	1,82	3,81	3,04	3,74	3,37	—	0,07	0,24	0,04	99,69
Чарбисайская, трахидациты	20	65,32	0,36	12,66	2,92	1,05	0.10	0,82	5.19	4,15	1,86	0,11	2,51	0,0	0,04	4,92	102,31
Суюгучакская, трахидациты	20	62,43	0,54	16,47	3,11	1,70	0,12	2,36	3,61	3.39	4,16	0,20	0,16	0,0	0,05	1.57	99,87
Джелтимесская, трахидациты	10	62,55	0,65	14,92	0,99	3,39	0,11	3,03	2,94	3,26	4,16	0,20	0,97	0,0	0,10	3,42	100,69
Джамансайская, дациты	6	64,17	0,62	15,70	1,89	2,63	0,09	2,15	3,44	3,44	3,76	0,02	—	—	0,09	2,39	100,39
Кухидарозская, дациты	10	63,23	0.52	16,16	2.46	2,06	0,14	2.06	3,47	3.94	3.14	0,21	0,50	0.0	0,03	2,28	100,20
Бабайдарханская, дациты	3	64,93	0,57	15,46	2,80	1,98	0,09	1.66	2,99	4,00	3,51	0,12	—	0,01	0,03	1,05	99,20
Ишумская, дациты	16	62,90	0,61	16,38	2,54	1,95	0,17	2,26	2,65	3,74	4,08	0,20	0,51	0,01	0,09	2,23	100,32
Задводская, дациты	3	61,57	0,62	16,17	5,49	0,44	0,10	1,66	4,64	3,41	2,94	0,31	—	—	0,02	2,03	99,40

Продолжение табл. 21

Толща, порода	Кол-во анал.	Весовые проценты окислов														
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O	п. п. п.	Σ
Юкарыпангазская, дацито-андезиты	15	59.08	0,61	16,17	4,84	0,48	0,11	2,43	4,00	3,99	3,46	0.27	1,71	0,0	0,20	4.43	101.8
Наугарзанская, трахиандезито-базальты	7	61.30	0,57	16 17	3,21	3,09	0,13	2,70	4.70	3,40	3,45	0,24	—	0,05	0,13	1,92	101.06
Буюрлюкская, трахидациты	3	59,91	0,73	16,04	4,91	1.45	0,10	3.06	3,78	3,27	3.63	0,31	—	—	0,19	1,59	98,97
Ашабинская, трахидациты	30	62,28	0,52	17,27	1,90	3,36	0,13	1,79	4,47	3,47	3,52	0,22	0,02	0,0	0,04	1,25	100,22
Бурыбулакская, трахидациты	1	60,14	0,55	14 07	5,96	—	0,13	2,26	5,00	3,50	3,26	—	—	0,03	0,10	3,28	98,28
Алакисрокская, трахидациты	5	61 11	0,63	15,69	3,81	1 20	0.10	2,26	3,57	3,76	3,18	0,27	1,59	0.0	0,11	4,28	101,56
Сардобская, дацито-андезиты	18	62.14	0,62	16,68	1 19	3,20	0,09	1.92	4,33	2,72	3,53	0,20	0,97	0,01	0.04	3,00	100,64
Сарыпульская, трахидациты	7	62,52	0,57	16,40	3,51	1.88	0 10	2,02	4,34	3,46	3,30	0,13	—	—	1,28	1,66	101,17
Ходжаульганская, трахидациты	2	61,29	0,76	16,33	4,14	1.28	0,10	2,16	3,36	3,61	3,07	0.20	—	—	0,07	4,08	100,45
Долонинская, латиты	3	57,40	0,71	15,34	4,35	1,95	0,15	2,46	4.83	4,39	3,95	0,02	—	—	0,09	3,80	99 43

Таблица 22

Среднее содержание микроэлементов в вулканогенных породах Пангазской мульды (1, *VIII*, в *г/т*)

Толща, порода	Кол-во анал.	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Hg	Pb
Бабайсетанская, трахилипариты	20	27	220	6,9	3,0	1,0	1,0	5,0	1,7	5,6	63,0	0,51	1,1	0,34	31
Джидалисайская, трахилипариты	18	16	185	8,0	1,0	1,2	0,8	5,0	1,0	2,8	47,0	0,1	4,0	0,12	46
Шаватская, липариты	23	—	—	—	1,1	—	2,7	3,3	1,2	7,9	35,7	0,1	5,3	—	13
Кайнарская, липариты	30	11,5	—	—	2,7	—	4,2	3,9	1,07	18	44,3	0,08	3,1	—	21,3
Карвансайская, липариты	20	18	220	15,4	1,0	2,3	0,5	5,0	1,0	4,6	45,0	0,1	3,7	0,1	18
Роваксайская, трахиты	30	11	—	—	23,0	—	3,1	3,6	1,36	16,5	102,0	0,15	4,3	—	39
Шуралисайская, липариты	30	—	—	—	9,6	—	4,1	4,1	3,8	1,7	54,0	0,15	5,0	—	46
Шайданская, липариты	22	13	217	6,0	1,4	1,0	3,0	5,0	1,0	7,4	34,0	0,1	9,0	0,11	32
Пангазская, трахиандезито-базальты	25	11,6	92	5,5	21,4	15,1	21,3	12,6	1,4	148,8	89,0	0,22	1,7	0,14	52
Мыңджилкинская, андезито-базальты	20	5,5	107	4,0	14,7	18,4	13,6	7,2	1,0	23,2	68,0	0,12	1,1	0,11	132
Суюгучакская, трахидациты	18	6,4	116	5,0	10,6	16,1	9,7	7,2	1,0	24,2	76,0	0,1	1,7	0,22	37
Джельтимесская, трахидациты	23	10,0	142	9,3	3,65	44,8	5,2	5,4	1,4	10,2	135,0	0,32	1,4	0,15	69
Кухидарозская, дациты	19	5,1	118	7,0	7,0	15,0	7,8	5,4	—	18,6	63,0	0,1	16,2	0,1	46

Продолжение табл. 22

Толща, порода	Кол-во анал.	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Hg	Pb
Бабайдарханская, дациты	25	8,5	115	5,5	8,9	16,1	9,7	5 4	1,0	5,6	89,0	0.1	0,9	0.14	€1
Ишумская, дациты	24	5,5	124	9,4	4,0	8,1	3,8	5,4	1,0	4,6	60,0	0,38	3,7	0.11	40
Юкорыпангазская, дацито-андезиты	20	5,1	175	8,0	10,0	23,0	8,2	7,2	1,0	21,4	78,0	0,22	1,5	0,13	40
Наугарзанская, трахиандезито-базальты	23	6,6	122	5,5	13,9	15,0	13,6	9,0	2,2	52,1	89,0	0,15	4,3	0 11	76
Буюрлюкская, трахидациты	24	8,0	105	4,5	9,7	9,2	11.6	1.0	1,0	26,0	70,0	0,11	3,2	0,12	44
Ашабинская, трахидациты	22	4,5	105	8,0	5,6	9,2	9,7	5,4	1,0	15,8	70,0	0.1	4,5	0.11	41
Среднее по мульде	436	10.1 / 383	142 / 323	7,2 / 323	8.4 / 436	11,6 / 323	7,0 / 436	5,5 / 436	1,4 / 417	16,5 / 436	69,6 / 436	0,17 / 436	3,9 / 436	0.11 / 323	40,4 / 436

Таблица 23

Петрографическая характеристика вулканогенных пород Камчикского прогиба (I, IX)

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Майликотанская, трахилипариты	Плагиоклаз Калишпат Кварц	3—5 8—15 5—15	Порфировая	Массивная	Криптокристаллическая, микрофельзитовая	
Туфолавы трахилипаритов	Плагиоклаз Калишпат Кварц Обломки вулканического стекла	2—7 3—10 5—15 10—25	Порфировая	Массивная	Пепловая, стекловатая, микрофельзитовая	
Туфы липаритового состава	Полевошпатовые включения	25—30	Кристаллокластическая	Массивная, псевдофлюидальная	Пепловая	
Туфобрекчии липаритового состава	Плагиоклаз Кварц Обломки липаритов	Ед. з. Ед. з. 30—60	Литокристаллическая	Массивная	Пепловая, стекловатая, микрофельзитовая	
Камчикская, ультракислые липариты	Плагиоклаз Калишпат Биотит Кварц Обломки вулканического стекла	1—3 до 1 Ед. з. 2—8 3—5	Порфировая	Массивная	Фельзитовая, микрофельзитовая	
Липариты	Плагиоклаз Биотит Амфибол (?) Кварц Обломки вулкан. стекла	3—7 1—2 Ед. з. 2—8 3—5	Порфировая	Массивная	Стекловатая	
Туфы и туфобрекчии липаритового состава	Плагиоклаз Биотит Кварц Обломки вулкан. стекла Обломки андезитов	2—5 1—3 2—5 5—15 5—25	Литокристаллокластическая	Миндалекаменная	Стекло с примесью пеплового материала	

Продолжение табл. 23

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Буюрлюкская, трахидациты	Плагиоклаз Амфибол Биотит Кварц	25—30 7—10 3—5 1—3	Порфировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая, гиалопилитовая	Циркон

Таблица 24

Химический состав вулканогенных пород Камчикского прогиба (в вес. %)

Толща, порода	Кол-во анал.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	п. п. п.	Σ
Майликотанская, трахилипариты	2	74,0	0,13	12,74	1,63	0,61	0,0	0,20	0,58	2,30	5,82	0,20	0,00	—	1,25	99,49
Камчикская, липариты	2	76,6	0,11	12,03	0,96	0,71	0,0	0,41	0,64	1,72	5,0	0,00	0,05	—	1,20	99,43
Буюрлюкская, трахидациты	3	59,9	0,73	13,04	4,91	1,45	0,1	3,05	3,78	3,27	3,63	0,31	0,10	—	1,59	98,97

Средние содержания микроэлементов в вулканогенных толщах Камчикского прогиба (1, *IX*, в *г/т*)

Таблица 25

Толща, порода	Кол-во проб	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Hg	Pb
Майликотанская, трахилипариты	25	15,7	257	8,0	13,0	11,5	3,0	14,4	2,3	20,5	38	0,18	4,3	0,13	70
Буюрлюкская, трахидациты	30	8,0	105	4,5	97	9,2	11,6	5,4	1,0	26,0	70	0,11	3,2	0,12	44
Среднее по прогибу	55	11,8	131	6,2	53	10,3	7,3	9,9	1,6	23,2	54	0,14	3,7	0,12	57

Таблица 26

Петрографическая характеристика вулканогенных пород Мешисайского прогиба (1, X)

Толща, порода	Минералы порфировых выделений, %		Структура	Текстура	Структура основной массы	Основные акцессорные минералы
Сарвакская, липариты	Кварц, Калишпат, Плагиоклаз		Порфировая	Массивная, флюидальная	Фельзитовая, криптокристаллическая	
Мешисайская, лавобрекчии липаритового состава	Плагиоклаз Кварц Обломки липаритов	Ед. з. 1—2 15—30	Порфировая	Брекчиевая	Стекловатая	
Ризакская, трахидациты	Плагиоклаз Калишпат Биотит (опац.) Амфибол (опац.) Кварц	25 3—5 5—6 5—6 3	Порфировая	Массивная	Стекловатая, микрофельзитовая, микропойкилитовая	Рудный

Таблица 27

Химический состав вулканогенных пород Мешисайского прогиба (в вес. %)

Толща, порода	Кол-во анал.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	S	п. п. п.	Σ
Сарвакская, липариты	1	73,86	0,34	13,68	3,58	—	0,04	0,20	0,63	2,32	6,08	—	0,20	0,8	0,01	101,74
Куюндинская, трахилипариты	8	73,01	0,20	13,1	1,65	0,55	0,04	0,44	1,11	2,71	5,45	0,07	0,64	0,04	1,47	99,88
Мешисайская, липариты	5	74,81	0,12	12,77	1,09	0,85	0,02	0,66	1,02	2,54	4,55	0,05	0,10	0,24	1,88	100,70
Ризакская, трахидациты	5	61,56	0,60	15,03	4,87	0,56	0,10	2,39	4,10	3,08	3,97	0,05	0,16	—	2,71	100,18

Таблица 28

Средние содержания микроэлементов в породах Мешисайской толщи (в г/т)

Толща, порода	Кол-во анал.	Li	Rb	Cs	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Ag	Sn	Pb	As	Sb	W
Мешисайская, липариты	1	18,0	—	—	25,0	—	5,0	2,8	6,0	50,0	30,0	0,08	2,0	4,0	24,0	24,0	8,0

Таблица 29

Химический анализ разновидностей пород биотитовых гранитов Каракнинского массива (в вес. %)

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П. п. п.	H_2O	P_2O_5	Сумма
1	64,19	0,50	15.16	0.85	3.38	0.09	3.00	4.48	2.96	3.44	1.12	—	0.24	99,41
2	71,90	0.12	14 17	0.51	2.45	0.02	0.80	0.70	2.00	6.05	—	0.10	0.05	98,99
3	76,58	0 12	10.98	1.75	0.56	0 11	0.90	0.50	3.34	3.63	—	0.28	0.13	98,88
4	74,34	0.12	13.43	0.64	1.77	0.04	0.25	0.14	2.64	5.48	0.80	—	0,05	99,70
5	69,08	0,20	16.45	1.95	1 51	—	0.18	3.00	3.85	2.57	—	—	—	98,82
6	73.11	0,07	14.27	0.92	0.63	—	0.53	1.09	3.52	5.10	—	0.24	0.07	99,55
7	67,80	0,25	16.41	1 16	3.38	0.03	1.10	1.89	4.52	1.97	1 44	0.13	0,11	100,71
8	66,86	0,07	19.33	0.67	0.90	0.03	0.56	5.59	4.02	1.63	—	—	—	99,66
9	76,65	0,06	13.33	0.53	0 74	0.03	0.45	3.58	2.70	1.66	—	—	—	99,73
10	66,98	0,03	19.60	0.44	0.45	0.01	0.29	5 17	4.02	2.72	—	—	—	99,71
11	66,60	0,11	17.99	0.96	1.42	0.05	0.88	3.76	3 33	4.40	—	—	—	99,50
12	74,44	0,04	14.83	0.42	0 49	0.02	0 31	3.62	2.96	2.63	—	—	—	99,76
13	72,02	0,08	15.24	0.75	1.07	0 04	0.66	3 19	2.84	3.73	—	—	—	99,62
14	68,58	0,12	17 15	0.98	1.45	0.05	0.90	4.34	3.35	2 64	—	—	—	99,57
15	70,32	0,07	15.79	0.69	0.92	0.03	0.59	4.19	3.32	2.77	—	—	—	99,68
16	75,64	0 11	14.93	1.31	1.08	0.30	0.51	—	2.38	3.43	1.27	0.31	0.05	100,32
17	76,54	0.70	12.31	0.13	1 71	0.05	1 25	0 55	4.82	2.41	—	—	0,13	100,20
18	68,03	0.20	15.23	2.24	1.59	0.09	1 10	2.56	3.32	2 23	0.85	—	0,26	99,25
19	61,04	1 10	14.78	5.54	2.62	0.10	3.47	2.54	2.79	3.97	2.24	—	0,24	100,43
20	71,17	0.20	14.41	1 19	0.97	—	0 10	2.40	2 45	3.82	1 14	—	0.22	98,08
Среднее из 20	70,59	0,20	15.38	1,18	1,44	0.05	0,90	2,68	3,26	3,31	0,44	0,05	0,08	99,57

Анализы №№ 1—9, 12, 16—17 взяты из отчета Ф. Ш. Раджабова за 1958, 1962; 10—11, 13—15 — из отчета Б. И. Сигалова за 1957; 18—20 — из отчета Ныркова за 1963.

Таблица 30

Химический состав петрографических разновидностей гранитоидов Калканатинского массива (в вес. %)

№ пробы	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	п. п. п.	H_2O	P_2O_5	Сумма
518-а	Кварцевый диорит	57,12	0,50	17,82	1,27	6,76	0,13	3,00	2,59	2,65	3,18	4,28	0,28	0,33	99,63
518-б	То же	62,28	0,62	18,47	3,15	2,42	0,14	2,89	2,20	3,50	2,06	2,00	0,34	—	99,73
518-в	Кварцевый монцодиорит	60,44	0,65	16,67	2,31	4,77	0,05	3,20	0,70	2,73	5,50	2,76	0,12	0,18	99,96
27	То же	62,14	—	18,47	2.12	3,38	0,28	3,22	1,65	2,58	4,96	1,20	0,16	—	100,00
93	• •	63,04	—	17,81	2,88	1,94	0,40	1.55	1.45	2,08	6,00	2,00	0,21	0,03	99.18
296-к	Гранодиорит	64,66	0,69	17,40	1,78	2,80	0.07	1,32	3,42	2,93	2,43	1,87	0,13	0,18	99,55
68	Тоналит	63,54	0,40	16,19	3,46	2,65	—	1,94	3,00	5,80	2,03	1,00	0,79	—	100,00
895	Монцогранодиорит	63,28	0,50	15,35	3,19	2,85	0,11	2,35	2,68	2,35	5,09	2,00	—	0,16	99,91
207	Монцогранит	67,56	1,70	15,86	3.90	1,12	—	0,21	1,30	3,33	4,77	0.20	—	—	99,9
Среднее из 9 проб		62,67	0.56	17,11	2 67	3.18	0,13	2,16	2,11	3,10	4,00	1,90	0,24	0,10	99,9

Примечание. Анализы 518 — а, 518 — б, 518 — в выполнены Л. Н. Кузнецовым, С. Ходжаевым (1963); 27, 93, 895 — Б. И. Сигаловым (1956); 296—к — С. М. Бабаходжаевым (1982); 68, 207 — К. Н. Вендландем (1936).

Таблица 31

Количественно-минеральный состав пород Сырдарьинского массива
(в объемн. %)

Разновидности пород	Кол-во шлифов	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Пироксен	Акцессорные и рудные минералы
Габбро	4	46	—	—	5	35	13	1,0
Габбро-диорит	3	60	3	2	6,7	14	3,5	0,7
Диорит	6	55,3	12,2	3,5	10,2	16,1	1,1	1,3
Монцодиорит	3	38,9	30,8	15,2	3,1	5,5	6,2	0,3

Таблица 32

Химический состав пород Сырдарьинского массива (в вес. %)

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	п. п. п.	H_2O	P_2O_5	F	Сумма
584-м	40,81	1,75	20,14	7,91	5,46	0,13	7,77	12,68	1,35	0,54	0,96	0,10	0,06	—	99,56
469-м	41,61	1,47	21,16	8,24	4,35	0,13	09	13,79	1,35	0,56	1,16	0,08	0,04	—	99,95
470-м	41,27	2,22	18,92	8,30	5,10	0,18	8,04	12,33	1,61	0,54	0,90	0,0	0,09	0,079	100,1
472-м	42,26	2,22	19,15	7,44	5,13	0,17	6,97	11,07	2,06	1,02	2,06	0,16	0,23	0,244	99,78
585-м	43,52	0,83	22,63	8,37	3,62	0,13	4,03	12,95	1,46	0,96	1,06	0,04	0,08	—	99,64
480-м	51,03	0,91	18,32	6,33	4,52	0,21	4,60	8,06	2,38	2,28	1,02	0,00	0,34	0,118	100,0
590-м	53,56	0,90	17,61	5,93	3,80	0,20	3,72	7,36	2,38	2,89	0,86	0,02	0,33	0,099	99,54
479-м	53,52	0,58	15,76	6,32	4,74	0,21	4,92	7,38	2,14	1,93	1,68	0,12	0,38	—	99,56
474-м	5 ,22	0,61	16,88	4,02	3,92	0,15	3,34	5,01	3,15	3,21	1,9	0,10	0,24	—	99,73
478-м	58,83	0,55	15,58	6,05	2,98	0,20	3,28	5,67	2,52	2,86	1,02	0,00	0,28	0,099	99,82
Среднее	48,36	1,20	18,61	6,89	4,36	0,17	5,27	9,63	1,90	1,67	1,26	0,06	0,20	—	99,77

Примечание. Обр. 584, 469, 470, 472, 585 — габбро (восточная часть массива); обр. 590, 479 — диорит (северо-восточная часть массива); обр. 474, 478 — кварцевый диорит (западная часть массива), средний — габбро-диорит.

Таблица 33

Количественно-минеральный состав разновидностей пород Андыгенского интрузива
(в объемн. %)

Разновидности пород	Кол-во подсчетов	Калишпат	Плагиоклаз	Кварц	Роговая обманка	Биотит	Пироксен	Акцессорные и рудные
Габбро-диорит	5	5	65,6	2	12	12,4	—	1,0
Кварцевый диорит	8	21	57,0	10,5	8	3	—	0,5
Кварц-пироксеновый диорит	7	0,8	67	12	8,4	2,5	8,8	0,7

Таблица

Химический состав разновидностей пород Андыгенского штока (в вес. %)

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	п. п. п.	H_2O	P_2O_5	Сумма
4	53,20	0,50	18,90	6,70	2,10	0,05	3,60	6,40	5,70	0,90	0,40	0,30	0,00	99,00
732-м	56,97	0,62	18,78	3,19	3,99	0,16	3,15	6,97	2,92	1,62	1,28	0,18	0,31	100,28
59307	63,60	0,50	14,80	4,20	2,90	0,15	1,60	4,50	3,50	3,90	0,50	—	0,20	100,10
2	60,70	0,30	16,10	5,00	2,90	0,11	2,60	5,30	3,80	3,10	0,70	0,30	0,20	101,50
3	61,50	0,70	17,50	3,00	1,40	0,09	1,10	4,80	6,90	2,10	0,60	0,30	0,20	100,70
Среднее из 5 проб	59,00	0,52	17,27	4,47	2,66	0,11	2,21	5,65	4,48	2,32	0,74	0,27	0,19	100,33

Примечание. Пр. 4 — диорит (Дюгаев, 1935), пр. 738-м — диорит, пр. 59307 — кварцевый диорит (Ныркоп, 1963), пр. 2 — кварцевый диорит (Хамрабаев, 1946), пр. 3 — кварцевый диорит (Дюгаев, 1935).

Таблица 35

Количественно-минеральный состав разновидностей пород Бариссайского штока
(в объемн. %)

Разновидности пород	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Амфибол	Биотит	Рудные и акцессорные	Структура
Габбро	40,4	0,4	—	50,8	1,0	2,8	Габбровая
Диорит	49,0	0,3	1,7	17,1	5,1	2,5	Гипидиоморфнозернистая
Диорит кварцевый	58,9	2,7	2,7	20,0	9,1	1,5	Пойкилитовая

Таблица 36

Химический состав разновидностей пород Бариссайского штока (в вес. %)

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	п.п.п.	H_2O	P_2O_5	Сумма
59034	51,00	0,90	15,30	5,30	6,00	0,30	4,80	9,10	2,70	1,10	1,80	—	0,70	99,18
180-м	49,76	0,72	18,96	5,43	4,28	0,15	4,91	9,97	3,67	0,87	1,29	0,16	0,40	100,27
175-м	52,92	0,88	18,44	6,09	3,30	0,21	3,86	7,78	2,68	1,50	2,36	0,22	0,22	100,25
139-м	54,62	0,70	19,75	2,46	2,58	0,13	3,40	7,64	4,76	1,20	2,18	0,22	0,19	99,61
166-м	60,74	0,41	19,51	2,46	2,58	0,17	1,91	6,51	2,85	1,60	1,42	0,14	0,19	100,35
156-м	60,23	0,49	19,20	2,56	2,55	0,10	1,61	6,28	3,05	1,52	1,80	0,12	0,21	100,04
52-м	62,26	0,66	16,80	4,21	1,87	0,11	1,79	5,05	3,37	3,09	0,81	0,09	0,31	100,28
Среднее из 7 проб	55,64	0,68	18,28	4,07	3,16	0,16	3,18	7,47	3,29	1,55	1,66	0,13	0,31	99,99

Примечание. Пр. 59034 — габбро (Ныркоп, 1963), пр. 180-м — габбро, пр. 175-м, 139-м — диориты, пр. 166-м, 156-м, 52-м — кварцевые диориты.

Таблица 37

Количественно-минеральный состав петрографических разновидностей гранитоидов Музбекского массива (в объеми. %)

№ п.п	№ шлифа	Порода	Роговая обманка	Биотит	Плагиоклаз	Калиевые полевые шпаты	Кварц	Акцессорные и рудные минералы
1	603-м	Лейкогранит	0,4	1,2	33,5	33,3	31,0	0,3
2	746-м	То же	0,7	0,5	11,9	48,4	38,3	—
3	602-м	„ „	2,0	0,6	47,2	27,8	20,5	1,6
4	533-м	„ „	2,5	0,8	41,5	33,9	20,5	0,5
5	532-м	„ „	3,1	0,8	39,4	25,3	30,7	0,5
6	366-м	Гранит	4,3	1,0	43,8	22,4	26,8	1,4
7	431-м	То же	3,8	2,8	37,3	32,1	23,0	0,9
8	345-м	Лейкогранит	0,8	2,6	35,5	19,2	39,1	2,6
9	395-м	То же	3,6	—	34,9	22,4	38,3	0,6
10	529-м	Реговообманковый гранит	5,5	2,4	54,6	17,8	18,4	0,5
11	601-м	То же	6,0	1,8	35,1	24,2	29,0	3,9
12	423-м	Биотит, роговообманковый гранит	5,8	2,7	34,2	26,8	29,1	1,1
13	563-м	Лейкогранодиорит	3,0	1,4	51,9	15,5	27,5	0,7
14	349-м	То же	2,2	—	49,8	25,6	21,4	0,7
15	420 м	Лейкогранодиорит	1,3	1,3	61,6	14,5	20,9	0,7
16	352-м	То же	1,3	1,4	60,6	15,1	19,5	1,8
17	322-м	„ „	1,5	1,3	51,4	24,3	19,7	1,4
18	397-м	„ „	0,8	0,3	67,6	20,8	9,9	0,4
19	421-м	Гранодиорит	3,9	2,2	48,1	13,7	24,6	2,1
20	422-м	То же	3,8	2,7	51,6	17,7	23,1	0,8
21	429-м	„ „	3,9	1,3	49,8	14,3	28,1	2,3
22	553-м	Биотит, роговообманковый гранодиорит	4,5	7,0	43,3	17,2	34,4	0,1
23	557-м	То же	5,9	2,4	54,1	17,8	18,4	0,5
24	562-м	Роговообманковый гранодиорит	6,8	1,5	63,0	8,5	19,1	0,8
25	350-м	То же	6,0	5,1	35,2	16,1	35,9	1,4
26	393-м	Лейкотоналит	4,7	0,5	65,8	4,8	23,8	0,4
27	348-м	Кварцевый лейкосиенит	0,4	2,2	24,6	58,2	14,3	—
28	428-м	То же	3,4	0,8	23,8	56,2	15,1	0,5
29	418-м	„ „	4,7	1,4	21,8	61,9	9,6	0,4
30	396-м	Кварцевый лейкомонцонит	2,7	1,1	30,5	53,2	11,3	0,7
31	371-м	То же	3,0	2,7	51,3	26,4	16,2	0,2
32	394-м	„ „	4,8	1,9	27,9	48,1	15,6	1,4
33	461-м	„ „	4,5	2,7	33,6	43,5	14,9	0,4
34	522-м	„ „	9,7	—	29,2	45,0	13,9	1,9
35	351-м	Кварцевый лейкомонцодиорит	0,7	1,7	56,7	19,5	17,8	3,4
36	450-м	То же	5,4	0,6	57,2	20,8	14,6	1,1
37	577-м	„ „	5,4	1,2	58,9	15,1	17,7	1,3

Таблица 38

Химический состав биотитов из гранодиоритов Музбекского массива (в вес. %)

Окислы	1216	3061		1216	3061
SiO_2	35,70	36,56	Общая железистость		
TiO_2	2,69	2,59			
Al_2O_3	19,50	18,40	$f' = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe + MgO} \cdot 100$	68,17	69,60
Fe_2O_3	3,00	2,58	Магнезиальность		
FeO	16,98	14,90			
MnO	0,14	0,36	$M = \frac{MgO}{Fe + MgO} \cdot 100$	31,76	30,38
MgO	9,30	12,00			
CaO	0,10	0,07			
Na_2O	0,49	0,49	Титанистость		
K_2O	8,67	8,67	$t = \frac{TiO_2}{Fe + MnO + TiO + MgO} \cdot 100$	8,34	7,98
H_2O-	2,98	2,12			
H_2O+	0,26	0,18			
P_2O_5	0,10	0,30			
F	0,50	0,40			
Сумма	100,5	99,62			

Таблица 39

Химический состав амфиболов из гранитоидов Музбекского массива (в вес. %)

Окислы	34-м	37-м	67-м	110-м	112-м	519-м
SiO_2	43,50	44,42	44,72	45,92	46,28	46,98
TiO_2	1,40	1,11	1,14	0,88	0,96	0,96
Al_2O_3	7,60	6,35	6,35	5,60	6,00	6,54
Fe_2O_3	7,19	7,19	7,60	6,01	4,01	5,01
FeO	10,78	10,41	10,77	10,77	10,75	10,23
MnO	1,00	1,00	0,85	0,85	0,90	1,10
MgO	13,15	14,59	14,67	13,50	14,64	14,35
CaO	10,37	10,92	11,48	12,04	11,76	11,76
Na_2O	1,08	0,89	0,71	0,89	1,35	0,89
K_2O	0,89	0,57	0,60	0,50	0,92	0,53
H_2O+	—	—	—	—	—	—
H_2O-	2,30	1,10	0,41	—	—	0,42
П. п. п.	—	—	—	1,27	1,36	—
P_2O_5	0,55	1,20	1,05	1,33	1,16	1,05
F	0,87	0,44	0,30	0,34	0,40	0,42
Сумма	100,41	100,01	100,42	99,83	100,34	100,06

Продолжение табл. 39

	34-м	37-м	67-м	110-м	112-м	519-м
Общая железистость $f' = \frac{FeO}{Fe + MgO} \cdot 100$	57,7	54,6	55,6	58,7	50,2	51,5
Стандартная железистость $f = \frac{FeO}{FeO + MgO} \cdot 100$	45,0	41,6	42,3	44,3	42,3	41,6
Окисленность $O = \frac{Fe_2O_3}{FeO} \cdot 100$	66,7	69,0	70,5	55,8	37,0	48,9
Магнезиальность $M = \frac{MgO}{Fe + M} \cdot 100$	42,2	45,3	44,4	44,6	49,8	48,5
Титанистость $t = \frac{TiO}{Fe + M + MgO + TiO} \cdot 100$	4,17	3,2	3,2	2,7	3,1	3,0

Таблица 40

Химический состав гранитоидов Музбекского массива (в вес. %)

№ п/п	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П. п. п.	H_2O	P_2O_5	Сумма
1	25-м	66,18	0,44	16,70	2,45	1,22	0,05	1,46	3,69	3,80	3,34	0,66	0,14	0,06	99,61
2	37-м	66,50	0,56	16,32	2,31	1,51	0,12	1,18	4,17	3,67	3,18	0,56	0,12	0,22	100,27
3	107-м	65,47	0,57	16,68	2,99	1,62	0,12	2,03	4,17	2,97	2,29	0,66	0,08	0,22	100,20
4	128-м	64,87	0,43	16,32	3,37	1,19	0,07	1,75	4,03	3,80	3,57	0,77	0,08	0,28	190,11
5	577-м	65,60	0,38	16,47	2,63	1,47	0,09	1,57	3,90	3,35	3,43	0,44	0,05	0,23	99,56
6	390-м	65,69	0,30	16,82	2,23	1,58	0,10	1,57	3,76	3,56	2,89	0,98	0,12	0,20	99,68
7	37-зк	66,96	0,44	16,68	2,54	1,22	0,08	1,32	4,10	3,05	2,46	0,64	0,10	0,23	99,58
8	66-м	64,46	0,31	17,36	2, 9	1,08	0 05	1,28	4,46	4,04	3,35	0,78	0,10	0,21	99,98
9	174-м	64,82	0,50	17,01	3,08	1,90	0.03	1,61	4,37	3,02	2,17	0,71	0,14	0,24	100,20
10	116-м	65,66	0,31	17,34	2,54	1,04	0,06	1,04	2,05	4,07	4,68	0,98	0,14	0,20	99,71
11	67-м	63,42	0.53	15,46	3,15	1,69	0.08	1,37	4,10	3,37	3,87	0,77	0,04	0,25	100.06
12	49-зк	68,63	0,22	16,41	1,77	0,65	0.06	0,49	3,06	4,04	3,41	0,90	0,10	0,12	99,76
13	512-м	67 94	0,30	16,23	1,89	1,29	0,08	1,08	3,34	3,44	3,51	0,46	0,04	0,08	99,74
14	609-м	68,97	0,23	16,45	1,96	0,79	0,04	0,64	2,86	3.28	2,65	1,06	0,08	0,16	99,65
15	39-зк	67,86	0·2ɔ	17,12	1,63	1,08	0,08	0,69	3,20	4,04	2,87	0,64	0,06	0,12	99,58
16	63-зк	69,11	0,32	15,69	0,14	0,86	—	0,79	3,62	3,28	4,54	0,84	0,26	0,11	99,60
17	300-м	65,69	0,30	16,82	2,23	1,58	0,10	1,57	3,76	3,56	2,89	0,98	0,12	0,20	99,68
18	1560-м	67,60	0,43	16,05	2,43	1,26	0,06	1,12	3,52	3,91	3,19	0,68	0,18	0,17	100,30
19	1507-м	64,92	0,46	16,52	3,65	1,26	0,10	1,43	3,96	3,57	3,25	0,88	0,22	0.20	100,20
20	1603-м	66,17	0,46	16,05	2,97	1.19	0,10	1,43	4, 0	3,37	3,14	0,88	0,20	0,22	100,08
Среднее из 20 проб		66·97	0,39	16,50	2,44	1,27	0,7	1,27	3,71	3,59	3,24	0,72	0,11	0,18	99,88

Продолжение табл. 40

№ п/п	№ проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П. п. п.	H_2O	P_2O_5	Сумма
21	336-м	71,59	0,24	15,30	1,72	1,22	0,05	0,69	0,56	4,31	2,72	1,12	0,18	0,14	99,96
22	535-м	71,57	0,20	15,40	1,53	0,71	0,05	0,59	2,23	3,75	3,43	0,[illegible]	0,04	0,08	00,92
23	102-м	72,55	0,16	14,82	1,19	0,65	0,03	0,09	2,05	3,05	4,82	0,67	0,12	0,11	100,17
24	701-м	72,30	0,19	14,50	0,33	1,44	0,03	0,98	0,84	2,09	5,78	1,64	0,26	0,25	100,37
25	1788-м	73,58	0,18	13,45	1,71	0,47	0,05	0,51	1,47	3,37	4,34	0,60	0,14	0,08	99,81
26	1578-м	72,25	0,18	15,10	1,28	0,57	0,05	0,41	2,78	3,98	2,95	0,56	0,04	0,08	100,19
27	1566-м	69,07	0,46	14,63	2,63	1,08	0,07	0,92	2,93	3,43	3,92	0,97	0,06	0,17	100,42
Среднее из 7 проб		71,84	0,23	14,74	1,48	0,88	0,01	0,60	1,84	3,43	3,99	0,89	0,12	0,13	100,12

Примечание. Состав анализов от № 1 до 20 соответствует гранодиоритам, № 21—27 — биотитовым гранитам.

Таблица 41

Минеральный состав фациально-петрографической разновидности пород интрузивов Кураминского массива

Массив, зона	Кол-во подсчетов	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Пироксен	Акцессорные и рудн.	Авторы
I	4	57	15	24	4	1	—	0,5	В. Н. Байков (1972)
II	5	40	33	14	2,5	6	2	1,2	
III	4	41	22	25	6,3	5	0,8	0,1	
По всему массиву	19	47	20	18	9,2	3,7	—	0,7	С. М. Бабаходжаев (1982)

Таблица 42

Химический состав фациально-петрографической разновидности интрузивов Кураминского массива (в вес. %)

Массив, зона	Кол-во анал.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Авторы
Первая зона	7	68,63	0,36	15,98	1,45	1,74	0,04	1,30	2,48	3,51	3,81	В. Н. Байков (1972)
Вторая зона	16	64,32	0,62	16,72	2,24	3,05	0,07	2,42	4,44	2,64	3,61	
Третья зона	13	64,62	0,54	14,24	0,96	3,24	0,03	2,26	3,44	3,30	4,55	
В целом для массива	11	66,47	0,37	15,36	1,26	2,59	0,10	2,14	3,40	2,96	3,77	С. М. Бабаходжаев (1981)

Таблица 43

Химический состав разновидностей гранитоидов Алмабулакского массива (в вес. %)

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П. п. п.	H_2O	P_2O_5	Сумма
15796	65,18	0,53	14,76	2,85	2,67	0,12	2,92	3,66	3,03	3,54	1,09	—	0,28	100,66
9-зк	63,07	0,55	16,56	2.88	2,26	0,09	2,03	3,89	2,74	2,47	2,83	0,26	0,23	99,60
13-зк	60,36	1,12	17.49	4,10	1,11	0,10	2,30	4,05	5,32	2,89	0,46	0,05	0,45	99,76
10140	57,63	0,67	20,74	1,09	0,20	0,10	1,70	3,56	8,27	1,64	3,30	0,26	0,34	99,33
2162	57.74	0,07	22,66	0,69	3,40	—	1,74	8,64	2,66	2,47	—	0,43	0.19	100,26
2170	61,82	0,14	18,27	1,38	3,97	—	1,88	6.18	4,10	1,47	—	0,48	—	99.21
10138	62,20	0,47	15,55	—	1,09	0,08	2,13	4,04	5,22	2,87	2,50	0,10	0,20	99,41
20-зк	66,25	0,48	15,47	2,46	1,60	0,10	1,71	2.59	3,37	4,63	0,8	0,02	0,21	99,73
32-зк	67,99	0,32	15,60	2,24	1,04	0,06	1,04	2,05	4,07	4,68	0,9	0,14	0,20	100,27
672-м	64,27	0,42	16,17	0,43	3,56	0,10	2,26	4,83	2,80	3,66	2,02	0,04	0,22	99,84
25-зк	68,54	0,27	16,66	1,38	0,68	0,09	0,83	2,03	4,31	3,73	1,14	0,04	0,10	99,76
15824	66,28	0,48	14,19	2,00	2,55	0,09	1,81	3,02	4,31	4,77	0,82	0,10	0,26	100,58
16195	63,56	0,37	14,58	2,53	2,24	0,02	2,23	2,44	4,08	4.90	2,15	0,07	0,27	99,27
1937	63.98	0,49	15.59	1,65	2,14	0,08	2 09	4,29	3,26	3,73	3,37	—	Не опр	100,64
6101	63,25	0 24	18,82	0,69	3,09	—	1,63	4.98	3,34	3,17	0,40	0,25	—	99,91
5-зк	68,61	0,39	13.68	1,68	1,86	0,17	2.22	2,45	1,92	3,73	3,86	0,12	0,11	100,68
10141	65,40	0,57	15,78	6,28	—	—	0,83	0,41	2,43	4,40	3,87	0,44	0,25	100,25
10139	62,32	0,48	15,84	1,27	1,13	0,14	2.00	4.75	2,96	5.47	3,29	0,29	0,26	99,91
12-зк	66,01	0,47	15,00	2,34	1,58	0,07	1.75	3,01	3,05	4,82	2,20	0,18	0,20	100,50
17-зк	67,11	0,45	15,12	3,12	1,26	0,07	1,84	2,66	2,94	4,82	0,75	0,10	0,22	100,36
15818	66,13	0,45	14,94	1,99	2,40	0,07	2,07	2,54	3,01	5,34	1,22	0,01	0,18	100,34
15830	63,76	0,66	14,45	2,45	2,67	0,16	2,10	2,98	3,46	4,97	2,02	0,44	0,30	99,98
16168	66,34	0,41	13,91	2,88	2,17	0,12	2,32	2,37	3,15	4,56	0,90	0,03	0,23	99,36
1936	65.59	0,47	14,98	1,75	1,62	0,04	1,91	3,55	3,13	4,90	2,09	0,36	Не опр	100,00
59428	64,83	0,42	14,13	3,74	2,33	0,03	2,05	2,75	3,50	5,23	0,62	—	0.19	99,82
5943	70,03	0,01	16,37	0,14	2,10	—	1,14	4,39	3,69	1,84	—	0,26	0,01	99,72
59412	68,00	0 27	14,44	2,44	1,51	0,05	1,05	1,69	3,93	5,29	1,28	—	0,14	100,09
30-зк	70,08	0,31	15,23	1,84	0,86	0,09	0,93	1,61	3.37	4,42	0,84	0,0	0,15	99,73
5968	70,11	0,12	15,09	0,69	2,64	—	1,31	2,90	3,27	3,19	—	0,32	0,17	99,49
6104	70,52	0,03	16.51	—	2,01	—	1,39	2,33	3,12	4,13	—	0,29	—	100,04
Среднее	68,25	0,38	15,89	1,90	1,87	0,06	1,74	3,28	3,60	3,95	1,47	0,16	0,18	99,76

Пр. 15796 — диорит (Ю. С. Шихин, 1954); Пр. 13-зк — кварцевый диорит; Пр. 10140, 2162, 2170, 10138 — кварцевые диориты (Ю. С. Шихин, 1954); Пр. 20-зк — гранодиорит, восточная часть массива; Пр. 32-зк — гранодиорит, центральная часть массива; Пр. 672-м — гранодиорит, западная часть массива; Пр. 25-зк — гранодиорит, юго-восточная часть массива; Пр. 15824, 16195, 1937, 6101 — гранодиориты (Ю. С. Шихин, 1954); Пр. 5-зк — адамелит, северо-восточная часть массива; Пр. 10141, 10139 — кварцевые монцодиориты (Ю. С. Шихин, 1954); Пр. 12-зк, 17-зк — монцогранодиориты, восточная часть массива; Пр. 15818, 15830, 16168, 1936, 59428 — монцогранодиориты (Ю. С. Шихин, 1954); Пр. 5943 — плагиогранит (Ю. С. Шихин, 1954); Пр. 59412 — монцогранит (Ю. С. Шихин, 1954); Пр. 30-зк — гранит, центральная часть массива; Пр. 5968, 6104 — калиевые граниты (Ю. С. Шихин, 1954).

Таблица 44

Химический состав гранитоидов Кенгсайского массива (в вес. %)

№ пробы	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	п. п. п.	H_2O	P_2O_5	Сумма
919-м	Кварцевый диорит	63,73	0,55	14,38	4,11	2,59	0,19	3,34	3,93	2,51	3,51	1,56	0,16	0,33	100,03
1015-м	То же	60,74	0,53	15,41	4,56	1,93	0,04	2,94	3,92	2,83	3,61	1,72	0,02	—	98,23
1024-м	Кварцевый монцодиорит	66,68	0,40	14,91	2,61	1,31	0,03	1,37	3,08	2,65	4,42	2,10	0,04	—	99,56
1028-м	Монцогранодиорит	59,95	0,61	18,14	2,65	2,19	0,13	2,75	4,21	3,44	3,69	1,50	0,08	0,22	99,48
1223-м	То же	60,74	0,70	14,66	3,70	2,88	0,13	3,33	4,76	2,38	3,61	2,34	0,10	—	99,23
Среднее		63,16	0,55	15,50	3,52	2,18	0,10	2,74	3,98	2,76	3,82	1,84	0,06	0,10	99,23

Таблица 45

Химический состав гранитоидов Канташского массива (в вес. %)

59278	Кварцевый диорит	63,25	0,50	14,50	1,52	3,40	0,15	1,39	2,68	3,56	4,52	2,74	—	0,31	98,52
2	Кварцевый монцодиорит	63,72	0,53	15,12	1,56	4,32	0,08	2,11	3,14	2,98	4,56	1,68	—	0,28	100,08
79475	То же	62,04	0,59	14,10	1,41	3,91	0,20	1,80	2,39	3,86	5,56	2,90	—	0,29	99,05
79936	Гранодиорит	65,44	0,46	13,52	0,44	3,66	0,00	2,28	2,86	3,58	4,54	2,74	—	0,19	99,71
79524	Гранит	70,35	0,35	12,92	0,23	2,69	0,08	1,44	1,57	3,50	4,80	1,56	—	0,14	99,63
Среднее		64,59	0,49	14,16	1,18	3,58	0,13	1,81	2,44	3,47	4,36	2,22	—	0,24	99,40

Таблица 46

Количественно-минеральный состав петрографических разновидностей гранитоидов Джеркамарского массива (в объемн. %)

Разновидности пород	Кол-во подсчетов	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Акцессорные и рудные
Диорит и кварцевый диорит	3	51,1	8,9	11,0	8,9	18,3	1,8
Гранодиорит	2	48,5	13,5	23,1	7,5	6,7	0,8
Меланократовый гранодиорит	5	52,3	9,6	23,4	5,9	7,9	0,9
Лейкократовый гранодиорит	3	46,5	18,0	24,6	3,7	5,9	1,3
Мелкозернистый гранодиорит	7	40,9	19,3	26,7	6,7	4,9	1,8

Таблица 47

Химические анализы биотита из гранодиоритов (в вес. %)

Окислы	1508	1216	1224	3080
SiO_2	35,70	35,70	36,00	36,34
TiO_2	3,21	2,69	2,34	2,50
Al_2O_3	13,76	19,50	20,00	19,50
Fe_2O_3	4,81	3,00	2,12	2,12
FeO	19,40	16,98	16,71	16,71
MnO	0,38	0,14	0,12	0,36
MgO	8,10	9, 0	9,20	9,00
CaO	2,32	0,10	0,05	0,08
Na_2O	0,35	0,49	0,47	0,40
K_2O	7,47	8,67	8,92	9,40
Li_2O	0,18	—	—	—
H_2O+	3,03	2,98	2,32	2,46
H_2O-	0,23	0,26	0,10	0 22
P_2O_5	0,46	—	—	—
F	0,70	0,50	0,35	0,25
Сумма	100,40	100,31	99,00	99,34

Титанистость

$$t = \frac{TiO_2}{Fe + MgO + MnO + TO_2} \cdot 100$$

Щелочность

$$Щ = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3} \cdot 100$$

(Мол. %) общая железистость

$$f = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{\Sigma Fe + MgO} \cdot 100$$

1508	1216	1224	3080
72,24	68,23	67,17	67,66

Стандартная железистость

$$f = \frac{FeO}{FeO + MgO} \cdot 100$$

1508	1216	1224	3080
69,78	64,61	64,49	64,39

Окисленность

$$O = \frac{Fe_2O_3}{FeO} \cdot 100$$

1508	1216	1224	3080
24,79	17,65	12,68	12,68

Магнезиальность

$$M = \frac{MgO}{\Sigma Fe + MgO} \cdot 100$$

1508	1216	1224	3080
25,75	31,76	32,82	32,33
8,86	8,37	7,60	8,14
0,57	0,47	0,47	0,50

Таблица 48

Количественно-минеральный состав разновидностей гранитоидов Музбулакского массива (в объемн. %)

№ шлифа	Pl	Kf	Q	Bi	Вторичные	Акцессорные	Структура	Текстура	Порода	Место взятия шлифов
447а-м	25	2	65	87	Le, Xl	Ap—5 Mr	Гетерогранобластовая роговиковоподобная, лепидогранобластовая	Полосчатая	Гранит окварцованный	Северо-Восточный контакт интрузива
447-м	44 №33	5	20	30	Cl, П, Co, Q	Ap	Гипидиоморфнозернистая, бластогранитовая	Слабо ориентированная	Тоналит биотитовый, окварцованный и разгнейсованный	То же
449-м	48 №40	5	20	32	Q, П, Co, Ca, Эр, Xl, Le	Ap	Бластогранитовая, лепидобластовая	Гнейсовидная	Гранит биотитовый, разгнейсованный	" "
451-м	50 №40	2	32	15	Q, П, Co, Ca, Эр, Xl, Cr	Ap, цир.	Порфировидная	Массивная	Тоналит-порфир окварцованный, порфировидный	Восточный контакт
701-м	35	15	30	18	" My	Ap, цир.	Роговиковая	То же	Гранит роговиковоподобный с апокордиеритом	ЮЗ часть массива, в 2 км от кишл.
708-м	30 №3,30	20	30	19	" My	Ap, цир.	Гипидиоморфнозернистая	" "	Гранит биотитовый, перекристаллизованный	Центр. запад. часть массива
705-м	25 №5	30	30	11	Эр, пр, Ca, п, Cl, Le, My	Cf, Ap, цир.	Аплитовидная	" "	Гранит биотитовый, мусковитизированный (адамеллит)	То же

Продолжение табл. 48

№ шлифа	Pl	Kf	Q	Bi	Вторичные	Акцессорные	Структура	Текстура	Порода	Место взятия шлифов
709-м	35 №23—25	9	35	20	Cl, Эр, пр, Ca	Ap, цир, cf	Гипидиоморфнозернистая, гнейсовидная	Слабо ориентированная	Трондъемит биотитовый, окварцованный	Центр. западн. часть массива
713-м	45 №40 ?	10	30	14	cl, coc, xl, Эр, n, le	cf, цир, ap.	То же	То же массивная	То же,	ЮЗ часть массива
714-м	40 №30—40	15	24	20	cl, n, coc, xl, le, My, Эр	ap, цир.	Гипидиоморфнозернистая, гнейсовидная	Слабо ориентированная, массивная	Трондъемит биотитовый, окварцованный	ЮЗ часть массива
716-м	34 №40	25	25	15	cl, xl, n, пр, Эр, al, le, ca	cf, ap, цир.	То же	Массивная	Гранит биотитовый	То же
717-м	45	15	25	11	cl, n, My, ca, al	Ap, цир, Турм	Призматическизернистая	Массивная	Гранит биотитовый	" "
731-м	34	10	35	20	cl, coc, xl, My, ca, Le, p	cf, ap, цир.	Лепидогранобластовая	Слабо ориентированная	Гранит биотитовый, окварцованный	" "
732-м	45	15	24	14	cl, coc, xl, n, My, Le, Эр, Bi	Турм.	Гипидиоморфнозернистая, гнейсовидная	Массивная, слабо ориентированная	Тоналит биотитовый, окварцованный, (монцодиорит)	Западная половина интрузива
1200-м	25	20	30	24	cl, n, coc, ca, My, xl	ap, цир, Sp	Гранобластовая, аплитовая	Массивная	Гранит биотитовый, перекристаллизованный	В 500 м от западного контакта
1200а-м	32	25	35	7	cl, My, Q, xl, Le, n, ca	ap, цир.	Аплитовая, гранобластовая	То же	Гранит мелкозернистый	То же

Продолжение табл. 48

№ шлифа	Pl	Kf	Q	Bi	Вторичные	Акцессорные	Структура	Текстура	Порода	Место взятия шлифов
1202-м	—	2	40	16	Кордиерит 40 %	ар, —0,5 цир	Роговиковая	Массивная	Роговик кварцкордиеритовый (гранит)	В 300м от западного контакта
1203-м 1204-м 1205-м	35	15	30	12	Ca, Le, Xl My Кордиерит 5 %	ар, турм,	Гетерогранобластовая, роговиковоподобная	Массивная	Гранит-роговиковослюдистополевошпатовый с кордиеритом	В 100—200м от западного контакта
1206-м	45	35	14	5	Cl, Coc, Xl, Le, Al, Эр	cf, ар, цир.	Гипидиоморфнозернистая, монцонитовая, призматически зернистая	То же	Гранодиорит, ближе к монцониту, альбитизированный	На контакте с диоритами
1210-м	30	34	30	5	Ce, П. Coc, Xl, Le, My	pu, ар, cf, цир.	Аплитовая	" "	Гранит-аплит	На контакте

Примечание. Шл 705-м — мусковит—3%; шл. 717-м — мусковит—3%; шл. 732-м — турмалин—1%; шл. 1202-м — кордиерит — 35—40%; мусковит — 0,1—1%; шл.1203-м мусковит—3%, кордиерит—5%. Xl—хлорит, Ce—серицит, П—пелитовое вещество Coc—соссюрит, Q—кварц, Эр—эпидот Ca — сагенит, My — мусковит, Пр — пренит, Ca — карбонаты, Al — альбит, Le — лейкоксен, Pl — плагиоклаз, Kf — калишпат, Bi — биотит.

Таблица 49

Химический состав разновидностей гранитоидов Музбулакского массива (в вес. %)

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П. п. и.	H_2O	P_2O_5	Сумма
705-м	68,83	0,25	15,93	1,61	0,97	0,10	0,78	3,62	3,82	3,21	0,48	0,12	0,13	99,73
709-м	68,99	0,33	15,70	2,79	0 82	0,11	0,88	3,22	3,87	3,35	0,33	0,06	0,11	100,50
713-м	67,92	0,37	15,69	0,51	3,02	0,08	1,77	2,79	3,02	3,61	0,90	0,20	0,23	99,91
732-м	64,46	0,58	16,30	1,59	3,55	0,12	2,15	2,10	2,52	5,04	1,08	0,14	0,21	99,70
595-м	67,28	0,50	16,06	1,63	2. 51	0,10	1,57	2,52	3,37	3,70	1,06	0,10	0,16	100,46
572-м	66,78	0,50	16,59	0,98	2,87	0,03	2,16	3,20	3,59	1,81	0,86	0,12	0,18	99,58
716-м	71,02	0,28	14,27	0,45	2,34	0,05	1,48	2,65	3,15	2,81	1,16	0,20	0,22	99,89
49-м	70,73	0,46	15,46	0,38	2,44	0,05	0,94	2,72	3,37	2,77	0,63	0,06	0,11	100,07
45-м	66,23	0,66	16,12	1,25	3,12	0,07	2,52	3,72	3,50	2,22	0,84	0,12	0,20	100,45
41-м	65,98	0,66	16,80	0,74	3,48	0,11	1,79	3,35	3,53	3,01	0,80	0,14	0,19	100,44
447-м	65,44	0,63	17,13	1,97	2,62	0,10	2,25	3,92	3,44	1,80	0,71	0,12	0,18	100,22
445-м	65,45	0,53	7,18	0,70	2,90	0,05	3,54	2,37	4,04	1,65	1,68	0,22	0,10	100,1 9
448-м	63.41	0,65	17,85	26,9	2,47	0,12	2,45	4,48	3,77	1,56	0,80	0,08	0,20	100,45
Среднее	67,11	0,49	16,23	1,33	2,54	0,09	1,86	3,05	3,46	2,60	0,87	0,13	0,17	100,12

Примечание. Пробы 705, 709—адамеллиты (ЮЗ часть массива), 713—гранодиорит (водораздел западной половины массива), 732—тоналит (водораздел саев Дахчали-Агаджал), 595—адамеллит (СЗ часть), 572—тоналит (северная часть), 716—биотитовый гранит, порфировидный (северный контакт), 49—биотитовый гранит, порфировидный (центральная часть массива), 45—тоналит (южная часть), 41—гранодиорит (южная часть), 447, 445, 448—тоналиты (СВ и В половина массива).

Таблица 50

Химический состав гранитоидов Джетымчекинского массива (в вес. %)

Окислы	199-к	315-к	196-к	318 к	500-к	398	59382	59386	308-м	195-м
SiO_2	68,48	69,81	69,41	71,17	75,12	69,24	67,80	69,03	68,46	69,38
TiO_2	0,34	0,27	0,28	0,27	0,13	—	0,19	0,17	0,33	0,33
Al_2O_3	17,16	16,62	16,92	15,12	14,74	17,05	14,80	15,10	16,42	16,30
Fe_2O_3	1,47	1,43	1,16	1,62	0,66	0,94	2,30	2,24	2,22	2,22
FeO	1,37	0,97	1,04	0,90	0,47	1,50	1,79	1,72	1,11	0,89
MnO	0,06	0,05	0,07	0,07	0,05	0,09	0,05	0,09	0,07	0,12
MgO	0,90	0,52	0,76	0,76	0,19	0,65	1,32	1,26	0,78	0,68
CaO	3,14	2,80	2,73	2,46	1,09	2,75	2,90	2,96	3,22	2,94
Na_2O	4,29	4,12	3,79	3,69	3,50	2,20	3,47	3,33	3,84	3,70
K_2O	2,41	3,13	2,07	3,25	3,95	4,80	3,07	3,32	2,95	3,10
П. п. п.	0,73	0,90	1,13	0,75	0,35	—	0,71	0 36	0,64	0,74
H_2O	0,15	0,18	0,12	0,11	0,08	0,30	—	—	0,08	0,06
P_2O_5	0 18	0,13	0,15	0,14	0,05	0,05	0,49	0,23	0,14	0,16
Сумма	100,35	100,33	99,36	100,16	100,25	99,24	98,40	99,58	100,04	100,40
Место взятия проб	СЗ часть массива	Зап. часть	Сев. контакт	Зап часть	Сев. часть	Сигалов (1957)	Ныр-ков (1963)	Ныр-ков (1963)	Центр. часть	Сев. контакт

Примечание. Пробы 315, 318, 195, 500, 398, 59386—биотитовые граниты, порфировидные; 199, 308, 59382—адамеллиты; 196—плагиограниты.

Таблица 52

Химический состав разновидностей пород Карамазарского выхода (в вес. %)

Окислы	1542-м, кварцевый диорит	1349-м, гранодиорит	1530-м, монцогранодиорит
SiO_2	62,96	65,81	66,20
TiO_2	0,55	0,42	0,33
Al_2O_3	16,93	15,42	15,50
Fe_2O_3	2,64	1,18	1,57
FeO	2,30	3,09	1,83
MnO	0,12	0,08	0,07
MgO	1,98	2,24	0,99
CaO	2,79	3,66	3,91
Na_2O	3,91	2,86	2,76
K_2O	3,25	3,62	4,64
П. п. п.	1,76	1,68	3,32
H_2O	0,16	0 02	0,12
P_2O_5	0,27	0,19	0,14
F	0,05	0,03	0,04
Сумма	100,58	100,25	100,40

Таблица 51

Результаты химических анализов биотитов из гранитов Аштского массива (в вес. %)

Окислы	1760	1097	6054	436/66	5400	6054[a]
SiO_2	35,43	34,10	36,00	35,06	35,32	38,64
TiO_2	2,88	2,85	2,02	2,50	2,50	2,37
Al_2O_3	15,20	13.28	14,84	17,44	14,72	18,93
Fe_2O_3	5,22	7,59	4,15	3,92	2,78	0,76
FeO	21,20	20.82	21,28	19,08	22,09	18,36
MnO	1,08	0,60	1,12	1,50	0,98	н/о
MgO	5,32	7,40	7,50	7,70	8,00	7,70
CaO	1,40	1,64	1,62	2,96	0,11	3,21
Na_2O	0,44	0,26	0,56	0,56	0,40	1,13
K_2O	6,87	7,70	6,75	8,67	7,23	6,51
Li_2O	0,14	0,19	—	—	—	—
H_2O+	3,60	2,58	3,50	0,77	2,64	1,10
H_2O-	0,13	0,06	0,10	0,76	0,18	н/о
P_2O_5	0,78	0,48	0,30	—	—	—
F	0,60	0,40	0,55	0,80	0,75	0,80
Сумма	100,37	99,90	100,48	100,30	99,14	100,23
Железистость, %	83,23	79,33	77,22	74,90	75,66	71,29
Магнезиальность, %	16,76	20,66	22,77	25,08	24,33	28,71
Титанистость, %	8,06	7,26	5,60	7,20	6,88	8,11
Место взятия	р. Гудас, среднее течение	То же	р. Аштт, среднее течение	р. Гудас, среднее течение	То же	р. Аштт, среднее течение

Таблица 53

Химический состав разновидностей гранитоидов Мулламирского массива (в вес. %)

№ обр.	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П. п. п.	Сумма
2	Габбро-диорит, диорит	58,44	0.56	14,98	2,39	3,12	0,12	2,35	8,60	2,82	3,25	0,20	3,78	100,41
231	Гибридная порода	53,94	0,80	15,85	2,72	6,08	0,17	4,35	6,44	3,25	3,10	0,33	3,00	99,99
4	Гранодиорит	67,80	0,44	14,71	2,09	2,55	0,02	1.50	2,39	3,33	3,87	0,24	1,18	100,12
198	То же	65,75	0,40	14,58	1,68	3,07	0,10	1,40	3,15	3,08	4,33	0,15	2,00	99,73
2482	" "	64,79	0,20	15,12	2,63	2,38	—	2,22	3,74	3,50	3,86	0,21	1,37	100,02

Таблица 54

Химический состав гранитоидов Чорухдайронского массива (в вес. %)

№ п/п	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П. п. п.	H_2O	P_2O_5	Сумма
1.	2	60,68	0,32	16,36	5,14	2,92	0,11	2,66	5,32	3,79	3,12	—	0,26	0,21	100,89
2	3	50,20	0,12	18,80	8,63	2,41	0,09	3,68	13,29	2,16	0,65	0,90	1,46	0,09	100,93
3.	54-м	56,21	0,88	20,82	3,92	1,86	0,08	1,61	6,37	3,37	3,49	0,88	0,08	0,52	100,09
4.	33-м	62,89	0,94	16,35	3,12	2,51	0,05	2 16	4,28	3,15	3,93	0,42	0,08	0,27	100,15
5.	28-м	66,89	0,71	15,40	1,16	1,94	0,04	1,96	2,90	2,97	5,00	0,66	0,20	0,17	100,00
6.	С-2	57,32	0,82	17,66	2,39	4,69	0,11	3,26	6,52	3,69	3,52	0,52	0,01	Не опр.	100,31
7.	165	60,33	0,50	15,73	1,35	4,39	0,14	2,48	4,97	5,40	1,76	1,89	0,27	—	99,21
8.	4	60,23	0,70	16,27	1,69	4,58	0,10	2,35	5,05	5,98	2,42	—	0,43	—	99,81
9.	59362	60,24	0,99	15.12	4,40	2,26	0,08	3,34	4,26	3,04	4,00	1,24	—	0,53	99,50
10.	5	50,36	0,44	21,08	6,30	2,21	0.11	2,64	10,20	4,44	1,97	—	0,26	0,28	100,29
11.	6	50,24	0,36	18,60	8,20	2,77	0.15	3,98	7,98	4.97	2,68	—	0,92	—	100,85
12.	1493	63,04	0,79	15,44	1,33	4,67	0,14	1,94	3,84	6,34	1,81	—	0,37	0,17	100,52
13.	59367	58,57	0,46	15,34	3,64	3,16	0,09	3,26	5,36	3.88	4,00	0,99	—	0,47	99,22
14.	59079	62,97	0 73	14,84	4,33	2,19	0.15	1,26	2,26	3,83	4,36	1,78	—	0,31	99,11
15.	51-м	63,80	0,43	18,80	2,39	2,73	0,12	1,09	5,67	2,82	1,42	0,96	0,15	0,25	100,48
16.	61-м	68,32	0,54	16,18	0,38	0,75	0,08	1,22	5,67	5,05	1,20	0,54	0,08	0,25	100,14
17.	61а-м	68,54	0,50	15,94	0,65	0,61	0,01	1,21	5,89	4,95	1,23	0,5	0,26	0,26	100,43
18.	63-м	68,32	0,38	16,42	0,64	0,71	0,06	0.83	3,57	3,37	4,42	0,64	0,16	0,12	99,64
19.	59-м	71,43	0,38	14,60	1,14	1,00	0,04	0,00	2.53	3,31	4,93	0,40	0,08	0.07	99,91
20.	181	65,12	0,56	15,66	2,38	2,44	0,11	1.29	3,82	4,27	3,36	—	0,11	—	100,05
21.	171	68,24	0.73	14,40	0,08	2,30	0,04	0 79	2,82	3,98	3.34	—	0.64	—	100,36
22.	213	60,48	0,89	15,52	3,56	4,33	0,17	2,42	5,56	3,26	3 00	—	1,26	—	100,45
23.	14а	62,83	0,50	15,66	0,21	5.58	0,14	2,27	3,99	3.81	3,32	—	0,79	0,24	99,29
24.	2	65,76	0,51	16,90	3,94	0,26	0,04	1.45	3,10	4,72	2,86	—	0.30	0,21	100,95
25.	7	63,64	0.43	17.97	3,44	0,42	0,10	2,06	4,80	3,76	2,18	—	0,90	—	99,70
26.	8	68,86	0,47	15,18	1,94	1,73	0,07	1,48	1,78	3,44	5,99	0,03	—	—	99,97
27.	9	61,24	0,55	15,88	1.27	0,96	0,08	0,55	5,98	6,57	2.17	—	0,34	0,15	95,74
28.	59379	69,89	0,29	14,28	1,60	1,29	сл.	0,67	3,72	3,13	4,12	0,23	—	0,11	99,33
29.	А-17	60,72	0,59	16,51	0,30	5,53	0.07	2,35	6,76	1,73	5,52	—	1,29	0,20	100,57
30.	215	60,88	0,48	13,31	3,65	1,87	0,60	1,51	6,26	1,04	3,58	0,34	4,44	—	100,96
		62,29	0,63	16,35	2,86	2,54	0,10	1,91	5,35	4,01	3,12	0,74	0,48	0,16	100,25

Примечание. Первая субфаза — диориты, пробы: 2 — кварцевый диорит (Хамрабаев, 1946); 3 — монцогаббро-диорит (Хамрабаев, 1946); 54-м — диорит, северо-западная часть массива; 33-м — кварцевый диорит, к северо-западу от шахты. Вторая субфаза — сиенито-диориты, пробы: 28-м — монцонит, около шахты; С—2, монцодиорит (Смольянинов, 1935); 165, 4 — кварцевые монцодиориты (Хамрабаев, 1946); 59362 — кварцевый сиенито-диорит (Нырков, 1963); 5, 6 — габбро-сиениты (Хамрабаев, 1946); 1493 — кварцевый диорит (Бутакова, 1943); 59367, 59079 — кварцевые сиенито-диориты (Нырков, 1963); 51-м тоналит (нордмаркит), Айнабулакский выход. Третья субфаза — гранодиориты, пробы: 61-м — трондьемит, центр массива; 61-м — трондьемит, центр массива; 63-м — адамеллит, центр массива; 59-м — гранит, северная часть массива; 181, 171, 14а — гранодиориты (Бутакова, 1945); 213 — кварцевый диорит (Бутакова, 1945); 2 — гранодиорит, тоналит (Полякова, 1945); 7 — гранодиорит, тоналит (Хамрабаев, 1946); 8 — монцогранит (Хамрабаев, 1946); 9 — кварцевый диорит (Хамрабаев, 1964); 59379 — адамеллит (Нырков, 1963); А—17, 215 — кварцевые диориты (Бутакова, 1945).

Таблица 55

Химический состав гранитоидов Катарбулакского и Айнабулакского выходов (в вес. %)

Элемент	1606-м, Катарбулак	1607-м, Катарбулак	1610-м, Катарбулак	1613-м, Айнабулак
SiO_2	57,77	57,77	53,32	70,54
TiO_2	0,69	0,81	0,76	0,42
Al_2O_3	16,39	15,81	17,62	14,94
Fe_2O_3	4,75	4,11	4,58	1,50
FeO	2,98	3,31	3,23	1,04
MnO	0,14	0,24	0,12	0,04
MgO	3,77	4,38	5,19	0,61
CaO	5,57	6,15	7,33	1,76
Na_2O	2,54	2,93	3,03	3,16
K_2O	2,41	2,23	2,11	4,69
П. п. п.	1,86	2,14	2,14	1,16
$H_2O^{105°}$	0,14	0,14	0,14	0,10
P_2O_5	0'24	0,21	0,14	0,13
F	0,03	0,02	0,01	0,01
Сумма	100,33	99,79	99,90	100,12

Примечание. Катарбулакский выход: 1606-м, 1607-м — монцониты, 1610-м — монцодиорит. Айнабулакский выход: 1613-м — субщел. гранит.

Таблица 56

Количественно-минеральный состав гранитоидов Турангли-Джангаликского массива (в объемн. %)

№ шлифа	Порода	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Пироксен	Биотит	Роговая обманка	Акцессорные и рудные
792-м	Сиенито-диорит	47,8	25,1	3,4	0,9	5,3	15,7	1,8
793-м	То же	64,5	5,5	5,7	12,4	5,9	4,9	1,2
818-м	» »	71,1	4,5	—	7,4	4,7	11,5	0,8
831-м	Диорит	58,9	17,4	10,8	2,1	—	10,7	—
833-м	То же	53,5	9,7	17,8	—	5,1	13,1	1,0
770-м	Гранодиорит	37,5	16,4	13,0	—	16,9	6,2	—

Таблица 57

Химический состав гранитоидов Турангли-Джангаликского массива (в вес. %)

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П. п. п.	H_2O	P_2O_5	F	Сумма
786-м	55,46	0 59	17,12	3.54	4,31	0,14	3,15	5,71	2,54	4,02	3,08	0,16	0,30	—	99,96
818-м	53,38	0,71	17,12	4,34	3,95	0,25	3,83	7,94	3,59	2,81	1,42	0,18	0,32	—	99,66
789-м	52,06	0,97	18,60	3,41	4,67	0,28	3,56	4,98	5,06	2,41	3,34	0,6	0,38	0,04	99,72
792-м	54,63	0,67	17,39	4.68	3,88	0,26	3,66	5,13	3,47	4.14	1,76	0,04	0,31	0,05	99,98
795-м	51,77	0,55	17,15	3,76	3,99	0,16	3,46	6,59	2,70	3,90	5,56	0,14	0,23	0,06	99,72
790-м	63,21	0,52	15.94	2,54	2,26	0 13	2,65	4,10	3,4/	2,89	2,26	0,08	0,21	0 05	100,18
787-м	67,60	0,25	16,42	1,99	1,22	0, 0	1,12	2,93	3,79	3,98	0,86	0 00	0,14	0.03	100,39
59411	55,16	0,65	16,24	5,18	4,70	0,25	4,36	5,78	3,21	3,00	1,17	0,00	0,31	—	100,01
10284	46,88	0,92	19,89	4,34	7.22	0,21	4,01	8,44	2,07	2,83	3.01	0,00	0,22	—	100,44
Среднее	55,37	0,65	17,32	3,75	4,02	0,18	3.31	5,73	3,32	3,32	2,49	0,07	0,27	0,025	99,99

Примечание. Туранглинский выход: пр. 786 — диорит, 818 — монцодиорит; Джангаликский выход: пр. 789, 732 — сиенито-диорит, 795, 787 — монцодиорит, 790 — граносиенит, 59411 — диорит, 10284 — габбро-диорит (Ю. С. Шихин).

Таблица 58

Петрографический состав и масштабы субфазовых интрузий Бабайобского массива

Субфаза	Порода	Площадь $км^2$	Средняя мощность, $км$	Объем, $км^3$	Объем, %
I	Гиперстен-авгитовые монцодиорит-порфириты	1,7	0,15	0,25	1,4
II	Роговообманково-гиперстен-авгитовые кварцево-сиенито-диориты	36,6	0,40	14,72	81,7
III	Роговообманковые кварцевые диорит-сиениты	11,9	0,25	11,9	16,6
IV	Биотит-роговообманковые сиено-гранодиорит-порфиры	0,5	0,10	0,05	0,3

Таблица 59

Количественно-минеральный состав разных субфаз Бабайобского массива (в объемн. %) (Белов, 1968)

Субфаза	Кол-во подсчет.	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Пироксен	Роговая обманка	Биотит	Акцессорные, рудные
I	6	54,7 (46—58)	13,7 (0,02—16,8)	1,9 (0,02—2,5)	25,6 (21,2—35,2)	1,8 (0,01—1,6)	1,8 (0,01—3,0)	4,6 (3,0—6,1)
II	8	38,3 (28,5—48,7)	31,0 (15,7—44,7)	11,7 (5,4—19,9)	9,7 (0,0—14,3)	4,8 (1,4—9,7)	1,0 (0,0—2,4)	3,5 (2,5—5,7)
III	5	37,4 (32,7—39,3)	30,3 (28,6—33,8)	12,3 (10,9—14,6)	1,8 (0,6—3,2)	8,5 (2,1—15,3)	5,5 (0,0—13,1)	4,1 (3,8—5,1)
IV	5	28,3 (25,0—33,7)	39,4 (36,1—42,3)	19,7 (17,9—21,3)	0,1 (0,1—0,2)	7,9 (5,7—9,0)	2,8 (2,0—3,5)	1,9 (1,8—2,1)

Таблица 60

Химический состав разновидностей пород Бабайобского интрузива (в вес. %)

Окислы	I субфаза (5 анал.)	II субфаза (7 анал.)	III субфаза (7 анал.)	IV субфаза (2 анал.)
SiO_2	55,63	58,24	58,35	65,24
TiO_2	1,33	1,53	1,38	0,34
Al_2O_3	15,03	14,77	14,83	13,85
Fe_2O_3	4,40	3,60	4,71	6,65
FeO	6,84	5,47	4,68	1,76
MnO	0,13	0,21	0,12	0,06
MgO	3,75	3,08	2,08	1,42
CaO	5,80	4,68	4,35	2,70
Na_2O	3,36	3,56	3,89	3,37
K_2O	2,54	3,34	3,59	3,62

Таблица 61

Химический состав лейкократовых гранитов Учтепинского выхода (в вес. %)

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П. п. п	сумма
36-м	73,22	0,26	14,10	0,91	0,86	0,05	0,79	1,31	3,77	4,00	0,72	99,99
331-м	76,04	0,08	13,70	0,61	0,50	0,04	0,20	0,98	3,37	4,15	0,40	100,07
336-м	71,59	0,24	15,30	0,72	1,22	0,05	0,69	0,56	4,31	2,72	1,42	98,82
542-м	76,70	0,50	13,03	0,59	0,32	0,03	0,30	0,84	3,35	4,30	0,44	100,40
232-м	72,70	0,19	14,80	1,45	1,58	0,04	0,51	0,91	3,82	4,49	0,60	101,09

Таблица 62

Количественно-минеральный состав петрографических разновидностей лейкократовых гранитов Шайданского массива по зонам
(в объемн. %)

Зона	Гипсометрическая зона	Кол-во подсчетов	Калишпат	Кварц	Плагиоклаз	Биотит	Акцессорн. и рудные	Вторичные	Структура
I	950–1400	52	10–68 45	15–50 35,7	5–30 15	0–4 3,6	0–2 0,7	Альбит, хлорит, серицит	Гранитовая, порфировая, микропегматитовая, текстура массивная, в 1 зоне местами флюидальная
II	1400–1670	40	5–75 46,5	10–45 34,5	2–40 15,5	0–3,5 2,6	0–2,2 0,9	Эпидот, кварц, мусковит	
III	1700–1850	5	45–55 47,3	30–43 37,7	6–15 9.5	0–4 2,0	0–3,5 3,5	Карбонаты, соссюрит, пелитовое вещество	

Таблица 63

Химический состав калишпатов лейкократовых гранитов Шайданского массива
(в вес. %)

Окислы	285-ш	2125	2126	2138	2139	3212	3207	336-ш	800
SiO_2	64,40	64,40	65,96	65,88	65,64	65,46	65,53	65,22	64,14
Al_2O_3	20,56	19,12	19,80	18,13	19,13	19,95	19,27	20,17	21,60
Fe_2O_3	0,00	0,98	0,25	0,40	0,63	0,40	0,23	0,68	0,52
FeO	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16
MnO	0,00	0,66	0,50	1,21	0,71	0,60	0,66	0,55	0,00
CaO	0,96	0,61	0,57	0,34	0,54	0,67	0,40	0,42	1,04
Na_2O	4,00	5,53	6,33	5,66	4,99	5,39	5,39	4,31	3,85
K_2O	9,00	8,19	7,47	8,56	7,47	7,71	7,71	8,07	7,53
Li_2O	—	—	—	—	—	—	—	0,18	—
H_2O-	0,40	—	—	—	—	—	—	—	0,70
H_2O+	—	—	—	—	—	—	—	0,47	—
П. п. п.	—	0,54	0,38	0,36	0,59	0,37	0,33	—	0,25
Сумма	100,12	100,03	101,36	100,54	99,70	100,35	99,82	100,07	99,99
Or/K	61,80	57,16	51,98	58,79	57,46	56,00	57,11	63,05	60,53
Al/Na	31,60	38,59	44,05	38,83	38,38	39,14	39,22	33,67	31,00
An/Ca	6,60	4,25	3,96	2,33	9,15	4,86	2,97	3,28	8,37

Примечание. Кристаллографические формулы калишпатов приведены в работе С. М. Бабаходжаева (1976).

Таблица 64

Химический состав красных гранитов Восточноашабинского штока

(в вес. %)

Элемент	1313-м	1314-м	1320-м	1322-м	1324-м
SiO_2	76,54	76,67	75,90	77,11	76,38
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Al_2O_3	12,64	12,77	13,59	12,27	12,88
Fe_2O_3	0,75	0,78	1,07	0,91	0,43
FeO	0,57	0,50	0,47	0,47	0,61
MnO	0,03	0,05	0,05	0,00	0,03
MgO	0,40	0,10	0,40	0,20	0,20
CaO	0,00	0,44	0,028	0,44	0,42
Na_2O	3,57	3,54	3,91	3,66	3,91
K_2O	4,12	4,52	4,64	4,13	2,28
п. п. п.	0,62	0,60	0,24	0,52	0,44
$H_2O^{105°}$	0,11	0,00	0,12	0,06	0,10
P_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
F	0,02	0,00	0,00	0,006	0,03
Сумма	99,64	99,97	100,55	99,78	99,58

Таблица 65

Петрографические особенности пород нижнедевонского комплекса

№ п/п	Название породы	Макроскопические особенности	Вкрапленники, %	Основная масса (состав и структура)
1	Кварцевые порфиры (*липариты*)	Розовые с вкрапленниками обломочного облика	Кварц-28 Калишпат-20 олигоклаз-8 биотит-4	Кварц, полевой шпат. Фельзитовая
2	Гранит-порфиры	Кирпично-красные порфировидного облика	Кварц-21 Калишпат-12 Альбит-16 биотит-2	Кварц, калишпат, плагиоклаз, Фельзитовая, микроаплитовая
3	Гронодиорит-порфиры	Зеленовато-серые неравномернозернистые	Плагиоклаз-60 Калишпат-3 Кварц-7 биотит-12	Кварц, биотит. Криптовая, микрогранитовая

Таблица 66

Химический состав пород нижнедевонского комплекса (в вес. %)*

№ п/п	П.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	—	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	П. п. п.	Сумма
1**	4	74,3	0,1	12,6	1,3	0,6	0,1	0,7	0,8	3,4		4,4	0,1	—	0,2	0,8	99,4
2	2	83,2	0,2	7,5	1,1	0,9	0,1	0,6	0,6	0,5		3,7	0,0	—	—	0,8	99,3
3	3	65,5	0,5	14,6	2,5	2,2	0,1	1,3	2,7	2,0		6,0	0,1	1,0	—	0,9	92,4

* С использованием данных Ж. Н. Кузнецова и В. Н. Байкова.

** Здесь и далее название породы см. в табл. 65.

П — здесь и в других таблицах — количество анализов.

Таблица 67

Петрографические особенности пород среднекарбоновых комплексов малых интрузивов

№ п/п	Название пород	Макроскопические особенности	Вкрапленники, %	Основная масса (состав и структура)
1	Гранодиорит-порфиры диопсидовые	Темно-серые с гиганто-кристаллами диопсида, замещенными амфиболом	Андезин—24 Биотит—16 Роговая обманка (вторичная)—8 Кварц—2 Диопсид—10	Полевой шпат Кварц Гранофировые образования Фельзитовая
2	Диорит-порфириты (спессартиты)	Тонкозернистые зеленовато-серого цвета с мелкими вкрапленниками	Лабрадор—12 Роговая обманка—18	Андезин Роговая обманка Кварц Калишпат Призматически зернистая
3	Гранодиорит-порфиры мезократовые	Серовато-розовые с гиганто-кристаллами калишпата	Ортоклаз—10 Андезин—15 Ортоклаз-микроклин—12 Биотит—10 Роговая обманка—9 Кварц—4	Ортоклаз Олигоклаз-андезин Биотит Роговая обманка Кварц Микрогранитовая (криптовая)
4	Гранодиорит-порфиры	Серовато-розовые с гиганто-кристаллами калишпата	Ортоклаз—14 Андезин—20 Ортоклаз-микроклин—8 Биотит—6 Роговая обманка—6 Кварц—10	Ортоклаз Олигоклаз-андезин Биотит Роговая обманка Кварц Микрогранитовая (криптовая)

В скобках — структура породы в целом.

Таблица 68

Химический состав пород среднекарбоновых комплексов малых интрузивов (в вес.%)*

№ п/п	П.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	П. п. п	Сумма
1	13	64,6	0,5	15,7	1,3	3,8	0,1	2,0	3,7	3,1	3,4	0,10	0,2	0,7	1,7	99,5
2	7	51,2	0,9	15,9	3,3	4,9	0,2	5,5	7,3	2,8	2,0	0,40	0,4	—	3,3	99,8
3	6	62,9	0,5	15,7	1,9	3,0	0,1	1,8	3,3	3,0	2,5	0,01	0,3	1,6	2,0	99,6
4	12	63,4	0,6	15,9	1,6	3,7	0,2	2,3	3,4	3,3	3,7	0,03	0,2	1,8	2,0	99,8

* — Здесь и далее в таблицах химического состава пород частично использованы анализы Ю. С. Шихина, В. Н. Байкова, Е. Н. Ищенко, В. И. Поминального, М. Е. Запрометова и Л. Н. Лисогора.

Таблица 69

Содержание элементов-примесей в породах среднекарбоновых комплексов малых интрузивов (в г/т)

№ п/п	n	U	Th	Pb	Zn	Sn	Cu	Ag	Ni	Co	Cr	V
1	4	1,9	16	15	65	1,3	18	0,23	9	9	40	67
2	3	0,3	1,2	14	81	0,8	41	0,18	32	15	225	127
3	6	0,9	4,3	10	72	2,3	21	0,08	14	11	13	83
4	16	2,5	21,0	23	75	1,4	19	0,11	52	9	96	57

Таблица 70

Условия залегания малых интрузивов комплекса диорит-порфиритов-монцонит-порфиров (C_3)

№ п/п	Порода	Преобладающие элементы залегания тел	Средняя мощность и протяженность тел, *м*	% от общей площади малых интрузивов комплекса
1	Микродиориты пироксеновые	350,/ 79	4,0x244	29
2	Монцодиорит-порфириты	316,/ 85	5,8x85	60
3	Монцонит-порфиры кварцево-амфиболовые	340,/ 80	8 0x200	10
4	Диорит-порфириты кварцевые	112,/ 67	1,7x70	1

Таблица 71

Петрографические особенности пород комплекса диорит-порфиритов-монцонит-порфиров (C_3)

№ п п	Макроскопические особенности	Вкрапленники, %	Основная масса, состав и структура
1*	Зеленовато-серые мелкозернистые		Калишпат — 0,6 Биотит — 3,4 Кварц — 1 Андезин — 65 Роговая обманка — 8 Авгит—пижонит — 22 Порфировидная, офитовая
2	Светло-зеленые с серым оттенком	Андезин — 10 Биотит — 1 Роговая обманка — 0,6 Кварц—ед.	Олигоклаз Роговая обманка Кварц Калишпат Микропризматически зернистая
3	Темно-серые сливные	Андезин—8, кварц—6 Биотит—0,2 Роговая обманка—12 Ортоклаз (гигантокристаллы)—4	Кварц Олигоклаз Роговая обманка Фельзитовая
4	Зеленовато-серые тонкозернистые	Лабрадор—11 Роговая обманка—5	Лабрадор Роговая обманка Кварц Призматически зернистая

* Название породы см. в табл. 70.

Таблица 72

Химический состав пород комплекса диорит-порфиритов-монцонит-порфиров (C_3) (в вес. %)

№ п/п	n	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	П. п. п.	Сумма
1*	6	50,2	1,3	17,6	3,4	5,2	0,1	4,7	8,5	2,8	1,5	—	—	—	5,2	100,1
2	13	59,1	0,7	16,6	2,5	4,0	0,2	2,8	4,4	3,6	3,2	0,20	0,3	3,1	3,6	100,0
3	6	60,4	0,6	15,6	2,7	3,9	0,2	3,5	4,8	3,2	3,9	0,20	0,4	0,3	1,7	100,0
4	2	55,9	0,8	16,3	3,5	4,7	0,3	4,2	7,2	2,8	2,2	0,09	—	—	1,8	100,0

* Название породы см. в табл. 70.

Таблица 73

Содержание элементов-примесей в породах комплекса диорит-порфиритов-монцонит-порфиров (C_3) (в г/т)

№ п/п	п	U	Th	Pb	Zn	Sn	Cu	Ag	Ni	Co	Cr	V	Li	Rb	Cs	Be	F	Mo
1*	3	0,2	15	8	84	0,5	61	0,0	32	19	10	116	21	82	1,3	0,5	700	0,5
2	3	1,1	10	14	97	1,0	23	0,13	29	12	52	174	30	92	1,1	1,1	856	0,5
3	6	1,6	2	11	48	1,6	22	0,15	54	23	77	136	13	41	0,9	1,6	500	1,2
4	2	2,2	10	7	133	1,1	163	0,15	136	2	25	123	19	96	1,8	3,8	900	0,5

* Название породы см. в табл. 70.

Таблица 74

Условия залегания малых интрузивов комплекса гранодиорит-порфиров (C_3)

№ п/п	Порода	Элементы залегания	Средняя мощность и протяженность	% от общей площади малых интрузивов комплекса
1	Гранит-порфиры меланократовые	334/74	30,9x303	50
2	Гранит-порфиры альбит-олигоклазовые	123/50	10,3x342	40
3	Гранодиорит-порфиры лейкократовые	348/80	18,0x383	10

Таблица 75

Петрографические особенности пород комплекса гранодиорит-порфиров (C_3)

№ п/п	Макроскопические особенности	Вкрапленники, %	Основная масса, состав и структура
1*	Бордово-серые	Альбит — 12 Кварц — 2 Биотит — 3 Ортоклаз — 0,5	Кварц, полевой шпат, ортоклаз, сферолиты. Фельзитовая
2	Светло-розовые с охристым оттенком	Олигоклаз — 4 Кварц — 4 Биотит — 2	Альбит, ортоклаз, кварц, биотит. Микрогранитовая
3	Серовато-розовые с гигантокристаллами КПШ	Андезин — 32 Биотит — 1 Роговая обманка—2, Кварц — 4 Ортоклаз — 2	Кварц, полевой шпат, ортоклаз, сферолиты. Фельзитовая

* Название породы см. в табл. 74.

Таблица 76

Химический состав пород комплекса гранодиорит-порфиров (C_3) (в вес. %)

№ п/п	п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	П. п. п.	Сумма
1*	15	70,0	0,3	14,4	0,9	2,7	0,1	0,8	1,9	3,5	4,2	0,20	0,1	0,1	1,9	99,8
2	10	71,8	0,2	12,2	0,6	2,3	0,1	0,7	1,1	2,4	4,3	0,10	0,1	—	1,8	100,2
3	9	67,0	0,4	15,2	1,3	2,4	0,1	1,4	2,7	3,6	4,3	—	0,3	—	1,4	99,9

* Название породы см. в табл. 74.

Таблица 77

Содержание элементов-примесей в породах комплекса гранодиорит-порфиров (в г/т)

№ п/п	П	U	Th	Pb	Zn	Sn	Cu	Ag	Ni	Co	Cr	V	Li	Rb	Cs	F	Mo
1*	6	1,3	9	34	83	4,1	20	0,18	6	8	82	38	11	167	1,6	500	1,0
2	10	4,9	5	4	18	1,9	8	0,10	46	2	91	3	8	180	0,5	700	0,6
3	8	1,2	14	14	49	3,7	12	0,12	22	35	36	48	10	160	0,7	—	0,8

* Название породы см. в табл. 74.

Таблица 78

Условия залегания малых интрузивов комплекса гранит-порфиров-монцонит-порфиров (P_1)

№ п/п	Порода	Преобладающие элементы залегания даек	Средняя мощность и протяженность, м	% от общей площади малых интрузивов комплекса
1	Монцонит-порфиры кварцевые	344/74	7,9x528	48
2	Гранит-порфиры	320/82	5,7x269	10
3	Гранит-порфиры гломеропорфировые	143/74	11x438	40
4	Кузелиты	144/76	2,7x238	1
5	Диорит-порфириты пироксеновые	170/77	2,4x164	1

Таблица 79

Петрографические особенности пород комплекса гранит-порфиров монцонит-порфиров (P_1)

№ п/п	Макроскопические особенности	Вкрапленники, %	Основная масса, состав и структура
1*	Розовато-серые, мелкозернистые	Олигоклаз — 12 Ортоклаз — 0,8 Биотит — 5	Олигоклаз, ортоклаз, кварц, биотит. Микрогранитовая
2	Светло-розовые, мелкозернистые	Ортоклаз — 6 Олигоклаз — 3 Биотит — 0,6	Ортоклаз, альбит, кварц, гранофировые и сферолитовые образования. Гранофировая
3	Светло-розовые с крупными вкрапленниками калишпата	Ортоклаз — 6 Олигоклаз — 2,4 Кварц — 3 Биотит — 0,2	Кварц, ортоклаз, гранофировые образования. Гранофировая
4	Зеленовато-серые, пятнистого облика	Авгит — 2 Роговая обманка — 2, биотит—0,5, кварц — 4	Авгит, альбит, ортоклаз, роговая обманка. Призматически зернистая
5	Зелено-серые	Лабрадор — 20 Авгит-пижонит — 6 Роговая обманка — 0,7	Лабрадор, пироксен, стекло (девитрифицированное). Интерсертальная

* Название породы см. в табл. 78.

Таблица 80

Химический состав пород комплекса гранит-порфиров-монцонит-порфиров (P_1)
(в вес. %)

№ п/п	П	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	П. п. п.	Сумма
1*	20	61,7	0,9	16,0	2,0	3,1	0,1	2,2	3,1	3,8	4,6	0,90	0,2	0,4	2,4	100,0
2	6	73,2	0,2	13,6	0 7	1,4	0,1	0,5	0,9	3,2	5,4	0,02	0,1	-	1,0	100,3
3	6	67,7	0,3	14.9	1,3	2,7	0,1	0,9	1,9	3,6	4,8	0,10	0,2	1,4	1,8	100.1
4	6	48,2	1,3	14.7	3,2	5,9	0,2	7,5	7,7	2,8	2,6	0,70	0,4	5,1	5,8	99,8
5	5	49,2	1.4	20,1	1,8	5,7	0,2	5,0	7,6	3,0	2,6	0,50	0,2	—	3,6	9..,9

* Название породы см. в табл. 78.

Таблица 81

Содержание элементов-примесей в породах комплекса гранит-порфиров-монцонит-порфиров (P_1) (в *г/т*)

№ п/п	п	U	Th	Pb	Zn	Sn	Cu	Ag	Ti	V	Co	Cr	Ni	Li	Rb	Cs	Be	F	Mo
1*	5	1,8	9	14.	88	1,5	19	0,16	4647	10	9	82	52	13	146	1,9	1,1	400	1,6
2	3	1,4	30	13	30	1,6	39	0,26	2197	11	14	138	36	1	223	1,9	3,2	700	0.9
3	3	3,8	9	3	25	5,0	6	0,05	2052	—	—	100	65	7	200	1,2	—	—	—
4	4	1,5	18	4	115	1,3	85	0,48	5882	70	22	187	109	27	86	0,9	4,8	700	0,5
5	5	1,4	19	13	121	0,5	23	0,24	7193	45	18	25	80	46	65	3,8	0,5	400	0,5

* Название породы см. в табл. 78.

Таблица 82

Условия залегания малых интрузивов комплекса диорит-порфиритов-гранит-порфиров (P_2)

№ п/п	Породы	Преобладающие элементы залегания	Средняя мощность и протяженность, *м*	% от общей площади малых интр. комплекса
1	Гранит-порфиры лейкократовые	163,∠81	9,5x5..	80
2	Диорит-порфириты биотитовые	337,∠81	2,1x280	5
3	Диорит-порфириты биотит-кварцевые	342,∠81	4,2x395	15

Таблица 83

Петрографические особенности пород комплекса диорит-порфиритов-гранит-порфиров (P_2)

№ п/п	Макроскопические особенности	Вкрапленники, %	Основная масса (состав и структура)
1*	Розовато-серые с зеленоватым оттенком	Ортоклаз — 40,2 Олигоклаз — 6,8 Кварц — 4,6 Биотит — 0,9	Калишпат, альбит, кварц, гранофировые образования, базокварцевая
2	Розовато-зеленые такситового облика	Альбит — 0,4	Альбит, калишпат, кварц, биотит. Гипидиоморфнозернистая
3	Мелкозернистые зеленовато-серые	Олигоклаз — 1,2 Биотит — 0,4	Олигоклаз, кварц, биотит, роговая обманка. Микропризматически зернистая

* Название породы см. в табл. 82.

Таблица 84

Химический состав пород комплекса диорит-порфиритов-гранит-порфиров (P_2) (в вес. %)

№ п/п	П	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	П. п. п.	Сумма
1*	9	72,7	0,3	12,9	0,9	1,2	0,1	0,5	1,6	3,2	4,5	0,10	0,2	—	1,5	99,7
2	4	59,5	1,1	15,8	3,5	1,9	0,2	1,7	3,7	4,8	3,5	0,50	0.1	1,9	3,2	99,5
3	23	52,1	1,5	17,2	3,8	4,9	0,2	4,8	6,5	3,8	2,2	0,30	0,3	1.1	4,4	100,7

* Название породы см. в табл. 82.

Таблица 85

Содержание элементов-примесей в породах комплекса диорит-порфиритов-гранит-порфиров (P_2) (в *г/т*)

№ п/п	П	U	Th	Pb	Zn	Sn	Cu	Ag	Ti	V	Co	Cr	Ni	Li	Rb	Cs	Be	F	Mo
1*	8	2,3	16	2	17	1,7	9	0,1	1682	26	4	13	13	3	141	2,0	0,5	800	1,0
2	24	3,0	13	12	86	1,1	31	0,1	6166	28	21	69	110	41	137	2,8	1,4	1050	0,6

* Название породы см. в табл. 82.

Таблица 86

Условия залегания малых интрузивов комплекса диабазов-липаритов (P_2)

№ п/п	Порода	Преобладающие элементы залегания	Средняя мощность и протяженность, *м*	% от общей площади малых интрузивов комплекса
1	Габбро-диабазы лейкократовые, эссексит-диабазы	340, ∠82	1,7x230	0,1
2	Липариты полифировые	156, ∠83	15x476	55
3	*Эссексит-диабазы лейкократовые*	316, ∠74	4,7x195	15
4	Липариты олигофировые	300, ∠74	9,7x259	10
5	Плагиотрахиты	294, ∠82	1,5x130	5
6	Липариты спорадофировые	301, ∠74	5,6x264	10
7	Эссексит-порфириты лейкократовые	342, ∠81	1,4x230	5

Таблица 87

Петрографические особенности пород комплекса диабазов-липаритов (P_2)

№ п/п	Макроскопические особенности	Вкрапленники, %	Основная масса (состав и структура)
1*	Темно-серые с мелкими фенокристаллами	Андезин—15 Кварц—0,4 Пижонит—1 Оливин—1	Андезин, пироксен, ортоклаз, стекло (девитрифицированное). Интерсертальная
2	Светло-розовые породы «обохренного» облика	Андезин—4 Ортоклаз—2,5 Кварц—1,5 Биотит—0,2	Клишпат, кварц, сферолиты, стекло (девитрифицированное). Сферолитовая
3	Тонкозернистые с серо-зеленой окраской	Андезин—12 Пижонит—1	Олигоклаз, стекло (девитрифицированное). Микродолеритовая
4	Розовые, сливные породы	Олигоклаз—1,5 Ортоклаз—0,8	Ортоклаз, кварц, сферолиты, стекло (девитрифицированное). Микропойкилитовая
5	Серовато-розовые с зеленоватым оттенком	Альбит—2	Калишпат, плагиоклаз. Пилотакситовая
6	Светло-розовые, сливные породы	Олигоклаз—1,2 Ортоклаз—1,2 Кварц—0,2 Биотит—0,02	Калишпат, кварц, стекло (девитрифицированное). Сферолитовая
7	Серовато-серые, мелкозернистые	Альбит (вторичный)—7 Пижонит—7 Кварц—0,05	Альбит (вторичный), пижонит, ортоклаз, стекло (девитрифицированное). Интерсертальная.

* Название породы см. в табл. 86.

Таблица 88

Химический состав пород комплекса диабазов-липаритов (в вес. %)

№ п/п	П.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	П. п. п.	Сумма
1*	9	48,7	1,1	17,3	4,0	5,8	0,2	4,2	8,6	2,7	2,5	0,20	0,4	0,8	4,3	99,9
1а	26	47,5	1,3	16,6	4,1	5,7	0,4	4,2	6,4	3,4	3,4	0,20	0,4	0,4	7,4	100,1
2	12	71,0	0,3	13,4	0,9	1,5	0,2	0,7	1,6	2,5	5,5	0,20	0,1	—	2,4	100,2
3	13	49,6	1,3	16,5	3,6	4,9	0,2	3,2	6,7	3,1	3,0	0,30	0,4	—	8,7	100,0
4	1	73,7	0,1	11,9	1,1	1,8	0,1	0,1	1,8	1,9	5,6	0,03	0,4	—	1,2	99,8
5	6	65,4	0,6	14,8	0,8	3,1	0,03	1,6	2,5	4,3	1,3	0,10	—	—	2,7	100,9
6	10	72,3	0,3	12,5	1,0	1,4	0,1	0,6	1,7	9,0	5,0	0,10	0,4	1,2	2,3	99,9
7	9	49,1	1,3	16,8	3,7	5,5	0,4	3,8	5,2	4,2	3,1	0,10	0,2	0,3	4,4	99,8

* — 1 — габбро-диабазы, 1а — эссексит-диабазы. Название других пород см. в табл. 86.

Таблица 89

Содержание элементов-примесей в породах комплекса диабазов-липаритов (*в г/т*)

№ п/п	$П_1$	U	Th	Pb	Zn	Sn	Cu	Ag	Ni	Co	Cr	V	Li	Rb	Cs	Be	F	Mo
1*	10	0,2	7	14	133	0,6	56	0,20	36	20	33	172	48	128	8,2	1,7	400	0,7
1а	10	1,3	12	14	128	1,0	27	0,24	22	19	23	115	46	198	3,5	2,2	925	1,0
2	16	1,3	11	8	39	1,2	16	0,34	14	5	76	32	9	310	5,2	2,0	533	1,5
3	6	2,5	6	14	94	0,5	18	0,11	11	17	26	128	43	165	5,0	2,5	640	1,1
4	4	1,6	11	8	55	2,8	16	0,38	120	8	39	4	34	327	20	1,3	200	4,0
5	10	2,2	11	16	114	1,8	21	0,11	24	6	97	67	24	112	1,5	3,5	—	1,1
6	13	2,7	13	13	43	1,0	28	0,94	6	4	9	14	19	362	6,0	1,6	833	1,8
7	7	0,5	8	31	129	1,0	69	0,24	24	20	42	127	28	87	1,5	0,5	850	0,5

* 1 — *габбро-диабазы, 1а — эссексит-диабазы. Название других пород см в* табл. 86.

Таблица 90

Петрографические особенности пород комплекса эссексит-порфиритов-лампрофиров (P_2)

№ п/п	Порода	Макроскопические особенности	Вкрапленники, %	Основная масса (состав и структура)
1	Спессартиты	Темно-зеленые крупными пятнами амфибола	Роговая обманка — 0 Андезит—10	Роговая обманка, андезин. Призматически зернистая
2	Одиниты	Темно-серые и тонкозернистые	Диопсид—3)	Андезин, пироксен (моноклинный). Роговая обманка. Призматически зернистая.
3	Эссекситы, эссексит-порфириты	Зеленовато-серые, среднепорфировые	Битовнит—20 (титанистый)—8, пироксен (моноклинный)—2	Андезин, биотит, ортоклаз, стекло (девитрифицированное), авгит. Микродолеритовая

Таблица 91

Химический состав пород комплекса эссексит-порфиритов-лампрофиров (в вес. %)

№ п/п	П	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	П.п.п.	Сумма
1*	2	54,2	0,8	16,5	1 9	3,6	0,2	4,7	7,1	3,6	4,3	—	—	—	2,9	99,8
2	1	49,0	0,6	12,9	2,0	6,9	0,7	12,4	9,1	0,6	1,9	—	—	—	3,3	99,4
3	20	48,3	1,5	16,5	5,5	6,6	0,2	5,3	6,2	3,3	2,9	0,64	0,2	1,2	3,6	99,9

* — Название породы см. в табл. 90.

Таблица 92

Содержание элементов-примесей в породах комплекса эссексит-порфиритов-лампрофиров (*в г/т*)

№ п/п	П.	U	Th	Pb	Zn	Sn	Cu	Ag	Ni	Co	Cr	V	Li	Rb	Cs	Be	F	Mo
1*	10	—	—	10	72	1,6	180	0,43	30	16	36	120	—	—	—	—	—	5,0
2	10	—	—	12	200	5,3	23	0,28	90	21	120	60	—	—	—	—	—	—
3	16	4,2	9	11	102	1,5	9	0,18	64	103	20	198	26	250	5,9	0,5	900	1,4

* Название породы см. в табл. 90.

Таблица 93

Типы сложных даек

Центральная часть даек	Комплекс малых интрузивов	Приконтактовая часть даек	Комплекс малых интрузивов	Особенности строения, мощность, *м*	№ дайковых поясов
Липариты полифировые	СВМИ, P_2	Эссексит-диабазы	СПМИ и СВМИ P_2	Двухфазные, симметричные, трехзонные (редко двухзонные, асимметричные), периферического заполнения, 2,5—5 *м*	
То же		Эссексит-диабазы лейкократовые		Двухфазные, трехзонные, симметричные, центрального заполнения, 1,5—8 *м*	
Липариты полифировые, эссексит-диабазы лейкократовые		То же		Трехфазные, асимметричные, редко симметричные, полизональные (до 6 зон), центрально-периферического заполнения, 6—14 *м*	
Липариты олигофировые		Эссексит-диабазы лейкократовые		Двухфазные, симметричные, трехзонные (иногда асимметричные, двухзонные), периферического заполнения, 4—20 *м*	
Эссексит-диабазы лейкократовые		Липариты олигофировые		Двухфазные, симметричные, трехзонные, центрального заполнения, 3—7 *м*	
То же	СВМИ, P_2	Эссексит-диабазы	СПМИ, P_1	Двухфазные, асимметричные, двухзонные, периферического заполнения, 2,5—4 *м*	
Липариты спорадофировые		Эссексит-порфириты лейкократовые		Двухфазные, симметричные, трехзонные (редко двухзонные), центрального заполнения, 4—22 *м*	
Гранит-порфиры лейкократовые		Диоритовые порфириты биотитовые		Двухфазные, симметричные, трехзонные (иногда двухзонные), центрального заполнения, 5—8 *м*	
То же		Диоритовые порфириты, эссексит-порфириты		Трехфазные, асимметричные, полизональные (до 9 зон), центрально-периферического заполнения, 5—19 *м*	
Диоритовые порфириты биотитовые	СПМИ, P_2	Эссексит-порфириты, гранит-порфиры лейкократовые	СПМИ, C_3	Трехфазные, асимметричные, полизональные (до 4 зон), периферического заполнения, 4—11 *м*	
Монцонит-порфиры кварцевые		Диоритовые порфириты кварцевые		Двухфазные, симметричные, трехзонные (редко двухзонные), центрального заполнения, 5—8 *м*	

Таблица 94

Упругие свойства пород интрузивных комплексов S—Д и $Д_1$

№ массива	Порода	Sоб	Vp	M	E	G
1	Гранодиорит-порфир, гранит	2,68	5120	0,21	6,4	2,1
	Гранит мелкозернистый	2.61	5040	0,27	5,4	2,1
	Гранодиорит-порфир,	2,65	4940	0,16	6,2	2,7
2,3	Полевошпатовый порфир	2,69	5320	0,31	5,6	2,2
	Спессартит	2,76	5200	0,16	7,1	3,1
	Микродиорит лейкократовый	2,68	4840	0,25	5,3	2,1
	Лампрофир	2,77	4960	0,22	6,1	2,5

Условные обозначения, используемые в таблицах и в тексте:

$руд$ — удельный вес, $г/см^3$,

$роб$ — объемный вес, $г/см^3$,

$W_{В.Н}$ — свободное водонасыщение в течение 45 суток, %,

Пэфф — пористость эффективная (открытая), %,

Побщ. — пористость общая, %,

X — магнитная восприимчивость, $\cdot 10^{-6}$ ед. СГС,

M — коэффициент Пуассона,

E — модуль Юнга (модуль упругости), $\cdot 10^{-5}$ $кгс/см^2$,

G — модуль сдвига, $\cdot 10^{-5}$ $кг/см^2$,

Vp — скорость распространения продольных волн, $м/с$,

Vs — скорость распространения поперечных волн, $м/с$,

VR — скорость распространения поверхностных (релеевских) волн, $м/с$,

Rсж — прочность на одноосное сжатие, $кгс/см^2$,

Рш — твердость по методу Шора.

Таблица 95

Петрофизические свойства пород D_1 комплекса

№ массива	Порода	S об	$W_{ВН}$	Пэф	x
	Кварц-полевошпатовые порфиры	2,62	0,73	1,88	8
		2,54—2,69	0,45—1,17	1,22—2,97	3—21
	Лампрофиры	2.76	0,34	1,19	1306
		2 76—2 77	0 15—0,51	0,43—1,96	512—2100
	Микродиорит лейкократовый	2,68	0,39	1,06	13
2,3	Эссексит	2,72	0,41	1,11	32
	Спессартит	2,76	0,15	0,41	29
	Граниты меланократовые	2,64	0,59	1,74	162
		2,60—2,70	0,28—0,92	0,74—2,39	7—545
	Граниты измененные	2,56	0,92	2,52	10
		2,54—2,59	0,48—1,36	1,25—3,46	3—15
	Гранодиорит-порфиры	2,66	0,50	1,34	1004
		2,65—2,67	0,40—0,61	1,07—1,61	8—2000

Примечание. В числителе — средние значения параметров, в знаменателе — пределы их колебания.

Таблица 96

Петрофизические свойства пород I фазы среднекарбонового комплекса

№ массива	Порода	$\rho_{уд}$	$\rho_{об}$	$W_{вн}$	Пэф	П общ	χ
4	Габбро-диорит	2,99	2,86	0,26	0,72	2,36	2150
		2,36—3,11	2,76—3,05	0,19—0,32	0,58—0,87	1,92—2,79	1100—3200
5	Габбро-диорит	3,13	3,04	0,20	0,62	3,98	5770
		3,12—3,14	3,00—3,08	0,07—0,36	0,21—1,08	3,19—4,77	800—9300
6	Габбро	—	3,01	0,27	0,81	—	4480
			2,92—3,17	0,22—0,36	0,70—1,11		1030—6600
7,8	Диорит	—	2,80	0,36	1,02	—	5700
			2,77—2,87	0,28—0,47	0,79—1,33		2600—6200
9	Диорит	2,93	2,79	0,31	0,92	3,10	1450
		2,90—2,97	2,76—2,81	0,24—0,44	0,70—1,24		1100—2100
10	Габбро-диорит	—	2,89	0,63	1,81	—	1830
			2,84—2,92	0,34—0,99	0,99—2,90		
Акташский (отдельные выходы)	Габбро-диорит	2,87	2,82	0,41	1,17	1,77	1570
		2,80—2,94	2,76—2,90	0,18—0,91	0,52—2,50	0,78—3,68	334—3183

Таблица 97

Петрофизические свойства пород II фазы среднекарбонового комплекса

№ массива	$\rho_{уд}$	$\rho_{об}$	$W_{вн}$	Пэфф	П общ	χ
13	2,75	2,65	0,53	1,41	3,58	894
	2,71—2,78	2,60—2,69	0,19—1,69	0,51—4,34	1,47—5,03	105—2525
14	2,77	2,64	0,45	1,33	3,85	770
	2,75—2,78	2,61—2,66	0,37—0,54	0,97—1,82	3,63—3,95	540—1000
15	2,70	2,66	0,47	1,11	1,23	9
	2,69—2,71	2,62—2,70	0,16—0,74	0,31—1,93	0,50—1,63	6—11
16	—	2,69	0,50	1,36	—	2893
		2,65—2,73	0,33—0,65	0,90—1,73		1725—3800
18	—	2,68	0,35	0,93	—	14
19	—	2,67	0,33	0,88	—	334
		2,66—2,68	0,26—0,42	0,69—1,13		270—430
20	2,71	2,67	0,36	0,90	1,24	210
	2,68—2,76	2,64—2,69	0,16—0,52	0,20—1,52	0,40—2,22	315—2200
21	2,70	2,68	0,41	1,15	1,79	880
	2,69—2,73	2,66—2,70	0,13—0,71	0,35—1,85	0,74—2,62	120—2400
22	2,71	2,66	0,42	1,02	1,66	933
	2,69—2,73	2,65—2,67	0,40—0,44	0,96—1,08	1,11—2,20	117—1750
23	2,72	2,66	0,35	0,93	1,37	542
	2,68—2,80	2,60—2,75	0,16—0,91	0,43—2,31	0,77—2,37	112—993

Таблица 98

Упругие свойства гранодиоритов (II фаза)

№ массива	$\rho_{об}$	Vp	μ	E	G	Rсж	Rш
13	2,67	4975	0,26	5,4	—	2310	82
	2,65—2,68	4610—5340	0,23—0,29	4,3—6,6		1970—2650	80—85
14	2,68	5460	0,25	6,7	—	2483	84
	2,65—2,70	5280—5600	0,22—0,28	6,2—7,4		2020—3280	78—88
20	2,75	5180	0,21	6,5	—	2240	83
25	2,66	5090	0,21	6,2	2,6	—	—
	2,60—2,75	4150—5910	0,08—0,36	3,5—8,9	1,5—3,8		
25	2,69	5558	0,20	7,4	3,2	—	—
	2,67—2,72	4720—6000	0,11—0,22	6,0—9,0	2,5—3,8		

Таблица 99

Физические свойства гранитов III фазы среднекарбонового комплекса

№ массива	$\rho_{уд}$	$\rho_{об}$	Wвн	Пэфф	Побщ	x
24	2,71	2,61	0,30	1,01	2,85	8
	2,68—2,77	2,59—2,66	0,16—0,63	0,45—1,50	2,20—3,71	2—55
26	2,64	2,59	0,66	1,70	2,40	49
	2,62—2,68	2,51—2,63	0,28—1,30	0,56—3,32	1,52—4,81	1—210
27	2,66	2,60	0,50	1,31	2,17	252
	2,63—2,69	2,57—2,64	0,31—0,83	0,93—1,82	1,14—3,0	133—387
28	2,66	2,59	0,43	1,13	2,35	220
	2,62—2,68	2,58—2,61	0,39—0,48с	1,00—1,24	1,53—3,00	18—615
29	2,66	2,59	0,61	1,59	2,85	165
	2,65—2,67	2,58—2,60	0,52—0,70	1,33—1,85	2,62—3,05	13—317

Таблица 100

Физические свойства аплитовидных гранитов IV фазы среднекарбонового комплекса

№ массива	$\rho_{уд}$	$\rho_{об}$	Wвн	Пэфф	П общ	x
26	2,63	2,57	0,41	1,05	2,20	170
	2,62—2,65	2,57—2,58	0,15—0,63	0,38—1,63	1,53—3,08	5—350
30	2,65	2,57	0,49	1,23	3,25	173
	2,64—2,67	2,55—2,59	0,29—1,04	0,75—2,70	1,89—4,11	2—550
32	2,62	2,57	0,42	1,07	1,52	135
	2,61—2,63	2,55—2,60	0,30—0,59	0,77—1,50	1,00—2,60	5—335

Таблица 101

Физические свойства гранитоидов верхнекарбонового комплекса

№ массива и выхода	$\rho_{уд}$	$\rho_{об}$	$W_{в.н}$	Пэфф	Побщ	$\varkappa$
33	2,69	2,66	0,29	0,72	1,36	411
	2,68—2,70	2,64—2,67	0,16—0,52	0,37—1,38	0,75—2,22	315—485
34	2,70	2,63	0,53	1,37	2,44	1302
	2,66—2,72	2,61—2,68	0,33—0,63	0,87—1,64	1,51—2,94	617—1933
35	2,71	2,64	0,45	1,21	1,72	1200
	2,70—2,73	2,64—2,65	0,44—0,47	1,17—1,25	1,22—2,22	
36	2,68	2,65	0,37	0,98	1,48	424
	2,65—2,73	2,53—2,69	0,25—0,42	0,67—1,12	0,71—2,29	101—955
37	2,75	2,66	0,46	0,97	1,26	127
		2,62—2,71	0,34—0,58	0,48—1,52		1—371
38	2,68	2,65	0,55	1,45	2,05	401
	2,66—2,72	2,62—2,68	0,46—1,55	0,44—4,07	0,89—4,15	13—1500
39	—	2,67	0,48	1,28	—	322
		2,61—2,74	0,26—0,79	0,72—2,06		54—701
40	2,67	2,64	0,47	1,22	1,46	446
	2,64—2,70	2,59—2,69	0,27—0,65	0,72—1,68	0,85—1,81	3—1322
41	2,70	2,64	0,40	1,03	1,85	5
		2,62—2,65	0,27—0,58	0,67—1,52		1—8
42	2,65	2,61	0,43	1,13	1,37	14
	2,63—2,67	2,58—2,63	0,26—0,53	0,78—1,32	0,81—1,69	1—28

Таблица 102

Физические свойства монцодиоритов, сиенито-диоритов нижнепермского комплекса

№ массива	$\rho_{уд}$	$\rho_{об}$	$W_{в.н.}$	Пэфф	Побщ	$\varkappa$
43	2,84	2,77	0,38	1,01	2,65	3211
	2,74—3,02	2,67—2,98	0,17—1,10	0,44—3,00	0,70—6,20	1000—4650
	2,81*	2,76	0,49	1,34	1,75	—
	2,80—2,83	2,70—2,81	0,27—0,83	0,75—2,24	0,82—3,60	
44	—	2,79	0,22	0,65	—	—
		2,79—2,80	0,16—0,28	0,44—0,87		
45	2,81	2,75	0,49	1,34	2,92	1465
	2,71—2,90	2,64—2,81	0,20—0,90	0,55—2,37	1,78—3,79	1100—1830
49	—	2,81	0,40	1,12	—	—
50	2,76	2,73	0,49	1,27	2,31	2034
	2,74—2,80	2,66—2,76	0,23—0,66	0,60—1,91	0,72—3,62	1500—2533
52	2,82	2,74	0,47	1,59	1,42	2375
		2,69—2,78	0,35—0,53	0,37—2,48		2300—2450
53	2,84	2,78	0,47	1,24	2,96	2234
	2,83—2,86	2,74—2,83	0,32—0,65	0,91—1,59	1,05—4,87	542—3733
54	2,84	2,79	0,18	0,50	0,78	3050
		2,78—2,82	0,18—0,18	0,49—0,52		2450—3600

* По данным Б. П. Беликова (среднее из 4 проб).

Таблица 103

Физические свойства пород верхнепермского комплекса

№ массива и выхода	$\rho_{уд}$	$\rho_{об}$	$W_{в.н.}$	Пэфф	Побщ	χ
56	—	2,58	0,44	1,16	—	320
		2,57—2,59	0,20—0,76	0,54—1,98		435—235
58	—	2,55	0,76	1,94	—	2
		2,54—2,55	0,51—1,02	1,29—2,60		1—3
59	—	2,57	0,46	1,17	—	3
		2,56—2,57	0,39—0,53	0,99—1,36		2—5
61	2,66	2,55	1,05	2,52	4,53	34
	2,62—2,69	2,52—2,59	0,51—2,00	1,37—4,47	3,03—5,19	2—180
64,65	—	2,58	0,53	1,37	—	48
66	2,61	2,53	0,91	2,18	2,93	24
	2,58—2,64	2,50—2,56	0,74—1,09	1,89—2,48	2,83—3,03	
69	2,62	2,56	0,73	1,87	2,29	58
	2,61—2,63	2,55—2,57	0,59—0,87	1,52—2,22	2,28—2,30	29—87
70	2,62	2,57	0,45	1,17	1,91	17
61 (по Белькову)	2,61	2,57	0,74	1,90	1,94	—

Таблица 104

Физические свойства пород нижнетриасового комплекса (массив 72)

№ массива	Порода	$\rho_{уд}$	$\rho_{об}$	$W_{в.м}$	Пэфф	Побщ	χ
Самгарский (72)*	Кварцевые порфиры	2,61	2,53	0,53	1,73	3,19	194
		2,56—2,66	2,47—2,58	0,15—1,12	0,38—2,39	1,10—5,70	127—653
	Гранит-порфиры	2,60	2,52	0,52	1,32	3,17	138
		2,54—2,67	2,47—2,58	0,29—1,15	0,45—3,01	0,80—5,70	72—213
	Граниты	2,60	2,52	0,80	2,01	3,13	132
		2,56—2,65	2,48—2,56	0,33—1,37	0,84—3,41	1,20—4,60	28—280
	Порфировидные граниты	2,59	2,50	0,88	2,02	3,32	78
		2,56—2,63	2,44—2,55	0,43—3,84	1,20—5,40	1,20—5,40	9—180
	Кварцевые порфиры	—	2,54	0,73	1,84	—	329
			2,47—2,56	0,29—1,77	0,75—4,37		3—615
Камчикские выходы	Гранит-порфиры	2,63	2,57	0,55	1,33	2,00	28
		2,61—2,65	2,55—2,59	0,20—1,21	0,52—3,08	1,15—3,32	1—131

* Каменный материал принадлежит Г. Т. Таджибаеву.

Таблица 105

Физические свойства аплитов и пегматитов интрузивных комплексов

№ массива и выхода	Порода	$\rho_{уд}$	$\rho_{об}$	$W_{вн}$	Пэфф	По$_{общ}$	$\varkappa$
13	Аплиты	2 70(2)*	2,57(5)	0,46(5)	1.17(5)	4 76(1)	123(5)
		2,67—2,74	2,56—2,59	0,37—0,62	0,90—1,65	4,11—5,47	8—320
	Пегматиты	2,76(1)	2,56(6)	0,48(6)	1,33(6)	3,93(1)	135(6)
			2,52—2,60	0,38—0,73	1,03—1,84		2—365
16	Пегматиты	—	2 54(2)	0,81(2)	2 05(2)	—	380(2)
			2,54—2,55	0 70—0,92	1 78—2,33		41—720
19	Аплит	—	2,56(1)	0,45	1.15	—	87(1)
20	Пегматит	2,60(1)	2,57	0,19	0.48	1,15	220
	Аплит	2,62(1)	2,57	0,15	0,38	1,53	293
21	Пегматит	2,58(1)	2,55(2)	0,54(2)	1,37(2)	3,08(1)	8(2)
			2,55—2,55	0,40—0,68	1,37—1,73		2—13
	Аплит	2,65(1)	2,58(2)	0,38(2)	0,99(2)	3,08(1)	9(2)
			2,58—2,58	0,25—0,52	0,66—1,33		5—13
23	Аплиты	2,63(3)	2,57(4)	0,49(4)	1,23(4)	1,73(3)	138(4)
		2,61—2,65	2,55—2 59	0,39—0 58	1,0—1.48	1,13—2,64	45—266
	Пегматиты	2,61(2)	2,57(2)	0,59(2)	1 53(2)	1,66(2)	23(2)
		2,61—2.62	2,57—2,58	0,52—0,67	1 35—1 72	1.56—1,76	13—33
24	Пегматит	2,61(1)	2,57	0,56	1,43	1,53	1
	Аплиты	2,67(1)	2 58(3)	0,29(3)	0 77(3)	1,87(1)	3(3)
			2,55—2,61	0,27—0,32	0,72—0,81		1—4
27	Пегматит	2,56(1)	2,52	0,52	1,32	1 56	10
33	Пегматит	2 62	2,55	0,66	1,67	1,84	130
	Аплит	2.62	2,57	0,63	1,63	1,91	350
43	Аплиты	2,69(1)	2,55 2)	0,57 2)	1,46(2)	4,83(1)	139(2)
			2,54—2,56	0 55—0,59	1,40—1 52		18—2 0
50	Аплиты	2,63(1)	2.60	0 71	1,85	—	—
58	Пегматит	—	2,56(1)	0,41	1,05	—	1
	Аплит	—	2.56	0,36	0,92	—	2
61	Аплиты	2,66(3)	2,57(3)	0 97(3)	2,29(3)	3,42(3)	28
		2,65—2,67	2 54—2,58	0,59—1,31	1,52—3,35	2 6—4,80	6—72

* В скобках количество проб.

Таблица 106

Петрофизические свойства малых интрузий (дайки) средне- и верхнекарбоновых комплексов

Порода	$\rho_{уд}$	$\rho_{об}$	$W_{нв}$	Пэфф	Побщ	$\varkappa$
			Среднекарбоновый			
Гранит-порфир мезократовый	—	2,68	0,21	0,57	—	19
Гранодиорит-порфир	—	2,69 2,69—2,70	0,36 0,23—0,50	0,98 0,62—1,34	—	290 11—570
Гранодиорит-порфир диопсидовый	2,72	2,66 2,62—2,69	1,02 0,49—1,55	2,64 1,20—4,07	4,15	1536 13—3062
Диорит-порфирит	—	2,85 2,77—2,93	0,17 0,12—0,22	0,48 0,38—0,57	—	41 22—60
			Верхнекарбоновый			
Гранит-порфир	—	2,58 2,55—2,61	0,74 0,43—1,09	1,70 1,01—2,39	—	236
Гранодиорит-порфир	2,67	2,64 2,64—2,70	0,30 2,61—2,67	0,77 0,16—0,61	0,80 0,75—1,11	243 1—483
Монцонит-порфирит	2,70 2,69—2,71	2,67 2,63—2,72	0,38 0,25—0,6.	1,01 0,67—1,09	1,03 0,71—1,05	507 110—1675
Диорит-порфирит	5,99	2,92 2,91—2,93	0,25 0,12—0,38	0,74 0,38—1,09	2,67	32 22—42
Диорит-порфирит лампрофировидный	—	2,72 2,63—2,80	0,51 0,42—0,60	1,35 1,16—1,57	—	1234 667—1800

Таблица 107

Петрофизические свойства пород малых интрузивов нижнепермского комплекса

Порода	$\rho_{уд}$	$\rho_{об}$	$W_{нв}$	Пэфф	Побщ	$\varkappa$
Гранит-порфир	2,63 2,60—2,65	2,59 2,55—2,62	0,55 0,34—1,21	1,42 0,89—3,08	3,32	210 1—3 3
Гранит-порфир гломеропорфировый	—	2,58	0,40	1,02	—	21
Микродиорит	—	2,65	0,37	0,98	—	10
Монцонит-порфир кварцевый	—	2,61	0,72	1,88	—	18
Диорит-порфирит пироксеновый	—	2,76	0,35	0,95	—	1000
Диорит-порфирит	2,75	2,77 2,65—2,8	0,55 0,28—1,13	1,40 0,50—2,98	3,63	1252 24—2750
Эссексит-диабаз	—	2,76 2,76—2,77	0,18 0,16—0,22	0,52 0,43—0,61	—	3800 3300—4300
Эссексит-диабаз лабродоровый	2,82 2,74—2,87	2,75 2,68—2,78	0,36 0,28—0,49	0,96 0,77—1,20	2,86 1,93—3,52	1568 100—3400

Таблица 108

Петрофизические свойства пород малых интрузивов верхнепермского комплекса

Порода	ρуд	ρоб	WB, Н.	Пэфф	Побщ	χ
Гранит-порфир	2,68	2,56	0,88	2,24	4,36	214
	2,60—2,75	2,52—2,61	0,30—1,64	0,77—4,15		6—1400
Липарит-порфир спородофировый	—	2,51	1,27	3,16	—	226
		2,40—2,59	0,20—2,43	0,51—5,84		220—233
Липарит-порфир олигофировый	—	2,37	3,66	8,65	—	26
Липарит-порфир полифировый	—	2,48	2,12	5,25	—	450
Липарит-порфир гибридный	—	2,58	1,57	4,07	—	1800
Эссексит-порфирит	2,77	2,73	0,10	1,05	2,30	2676
	2,68—2,78	2,63—2,82	0,24—0,58	0,66—1,52	1,72—2,33	280—6870
Эссексит-диабаз лабрадоровый	2,78	2,70	0,50	1,33	2,51	509
		2,70—2,71	0,49—0,51	1,32—1,35		18—1000
Диорит-порфирит	2,79	2,74	0,53	1,14	2,66	1975
	2,69—2,87	2,64—2,84	0,16—0,94	0,42—2,37	0,61—4,08	24—4350
Диорит-порфирит меланократовый	2,88	2,79	0,40	1,12	2,81	1256
	2,85—3,00	2,71—2,84	0,15—0,99	0,43—2,77	0,76—6,36	96—3150

Таблица 109

Особенности вещественного состава эффузивов Карамазара и Моголтау

Структурные мульды и прогибы	Вулканогенные свиты	Кол-во толщ	Преобладающие петрографические типы пород	Петрохимические признаки, вес. %	Геохимическая специализация
Калканата-Сардоб (Ia)	Катрангинская, Калканатинская		Туфы и лавы андезитодацитового состава, липарито-дациты	Si—73,98	Ag, Cu, Rb, Cs
	Агаджальская		Андезито-дациты, лавы, лавобрекчии		
Алтынтопканская (II)	Минбулакская		Базальты, андезиты, дациты, кварцевые латиты	Si—55—63 Na—2—4 K—3	Ag
	Акчинская	2	Лавы, андезиты, дациты, осадочные	Si—57—71 Na—2—4 K—2,5	Ag, Cu
	Джамансайская	2	Дациты, туфолавы, игнимбриты, осадочные	Si—62—64 Na—3, K—3,8	Mo
	Надакская	1	Дациты, липариты, игнимбриты, осадочные	Si—63,5 Na—3,5 K—3,5	Ag, Pb, Zn, Mo
Курусай-Токмакский (III)	Акчинская	2	Дациты, трахиандезиты	Si—62—66 Na—3,2 K—3,7	Pb, Zn, Ag, Cu, Sn, Mo
	Джамансайская	6	Дациты, андезиты, липариты	Si—57—73 Na—2—3 K—3,5—5	Pb, Sn, Ag

Продолжение табл. 109

Структурные мульды и прогибы	Вулканогенные свиты	Кол-во толщ	Преобладающие петрографические типы пород	Петрохимические признаки, вес %	Геохимическая специализация
Такелийский (IV)	Джамансайская	1	Дациты		—
	Шурабсайская	1	Трахиандезиты	Si—57, Na—8, K—2	Sn, Cu, Zn, Ag, Mo
Чорух-Дайронский (V)	Шурабсайская	3	Андезиты, трахиты, осадочные	Si—46—60, Na—3—4,6 K—2—5	Sn, Zn, Ag, Mo, Cu
Янгикан-Ташкескенская (VI)	Минбулакская	1	Андезито-дациты	Si—59, Na—3,2, K—4,3	Ag, Pb, Zn, Mo, Cu
	Акчинская	1	Дациты	Si—67,7 Na—2,11, K—4,51	Ag, Pb, Zn, Sn, Mo
	Оясайская	3	Липариты, трахиты, трахилипариты	Si—62.6—74,8 Na—1,6—4,5 K—5—6,5	Ag, Pb, Zn, Sn, Cu, Mo
	Шурабсайская	3	Андезито-базальты, шелочные андезиты, осадочные	Si—53—60 Na—3—4,3 K—2,—3,7	Ag, Pb, Zn, Sn, Cu, Mo
	Равашская-Кызылнуринская	4	Липариты, дациты, андезиты	Si—71—75,6 Na—1,4 K—3,4—7,8	Ag, Pb, Sn, Zn, Cu
Адрасманская (VII)	Акчинская	5	Базальты, андезиты, латиты, осадочные	Si—58—73 Na—1,8—3,5 K—3,8—5,6	Ag, Pb, Sn, Cu
	Джамансайская	9	Дациты, липариты, андезиты, осадочные	Si—63—72 Na—1,5—3,3 K—3—4,8	Ag, Sn
	Надакская	5	Дациты андезиты, липариты	Si—60 74 Na—2—3,8 K—4—6,7	Ag, Pb, Sn, Zn, Mo,
	Оясайская	23	Липариты, дациты	Si—56—76 Na—0,4—4 K—3,6—9	Ag, Pb, Sn, Rb, Cs, Zn
	Шурабсайская	3	Трахилипариты	Si—72—75 Na—0,3—0,5 K—10	Ag, Pb, Mo Rb, Zn, Cs
Пангазская (VIII)	Акчинская	5	Андезиты, дациты, трахиандезиты	Si—60—63 Na—3,5—4,5 K—3—3,8	Ag, Sn, Cs
	Джамансайская	7	Дациты, андезиты, осадочные	Si—54—65 Na—3—4 K—3—4	Ag, Sn, Pb, Zn
	Надакская	10	Дациты, андезиты, базальты, липариты, осадочные	Si—51—66 Na—3—5 K—2—4,7	Ag, Sn, Pb, Zn, Cu, Mo
	Оясайская	9	Липариты, осадочные	Si—68—77 Na—1,9—3,7 K—4—6	Ag, Sn, Mo Pb
	Шурабсайская	1	Трахиты, андезиты, базальты, осадочные	Si—51—75 Na—3,5—5,7 K—1,3—5	Ag, Sn, Cs
	Кызылнуринская	1	Трахилипариты	—	—

Продолжение табл. 109

Структурные мульды и прогибы	Вулканогенные свиты	Кол-во толщ	Преобладающие петрографические типы пород	Петрохимические признаки, вес %	Геохимическая специализация
Камчатская (IX)	Надакская	1	Трахидациты	Si—60, Na—3,7 K—3,6	Pb, Ag, Sn, Zn
	Кызылнуринская	2	Липариты	Si—71—76 Na—2 K—5,3	Ag, Pb, Zn, Mo
Мешисайская (X)	Оясайская	1	Липариты	Si—75, Na—2,5 K—4,5	—
	Кызылнуринская	2	Липариты, трахидациты	Si—61—74 Na—2,3—3 K—4—6	—

Примечание: Si—SiO_2, Na—Na_2O, K—K_2O.

Таблица 110

Особенности вещественного состава интрузивов Карамазара и Моголтау

Интрузивные комплексы, фазы, субфазы	№ массивов и выходов	Преобладающие петрографические типы пород	Петрохимические признаки, *вес.* %	Геохимическая специализация	Общая площадь, *км²*	Абсолютный возраст, *млн. лет*
Силур-нижнедевонский	1	Граниты	Si—61—76 Na—2—4,5 K—1,6—6	Cu, Au, W, Sn	10	366—372
Нижнедевонский	2,3	Гранодиориты	Si—57—67 Na—2—5,8 K—2—6	Au, W, Bi, Zn	13	
Среднекарбоновый I фаза	4—12	Диориты, габбро	Si—40—62 Na—1,3—5,7 K—0,5—3,9	Zn, Cu, W, Sn, Bi, Au	30	311
Среднекарбоновый II фаза	13—23	Гранодиориты, граниты, диориты	Si—61—69 Na—2,9—8 K—2—4,6	Pb, Zn, Cu, Mo W, Sn, Be, Bi, Au, Ag, F	1075	306
Среднекарбоновый III фаза	24—29	Граниты, гранодиориты	Si—68—73 Na—2—4 K—2—4	Zn, Ag, Bi, Sn, W, Au, Pb, Mo, F	128	301
Среднекарбоновый IV фаза	30—32	Аляскиты	Si—71—76 Na—2—6 K—0,4—6	Ag, Bi, Sn, W, Be	19	291
Среднее по среднекарбоновому	4—33	Диориты, габбро, гранодиориты, граниты, аляскиты	Si—40—76 Na—1,3—8 K—0,4—6	Pb, Zn, Cu Sn, Mo, Bi, Be Au, Ag, F	1252	291—311
Верхнекарбоновый	33—42	Гранодиориты, граниты	Si—58—70 Na—2,8—3,9 K—3,2—5,3	Ag, Au, Sn, W, Zn	127	288
Нижнепермский	43—54	Габбро, диориты, сиенодиориты, монцониты, гранодиориты	Si—54—69 Na—3—5,7 K—2—3	Cu, Mo, Sn, Bi W, Ag, Zn, Au, F	85	286
Верхнепермский	55—71	Лейкократовые граниты	Si—70—78 Na—3,5—5 K—2,7—6,5	Pb, W, Sn, Mo Bi, Au, Ag, Be, W	105	240
Нижнетриасовый	72	Липариты, граниты	Si—71—72 Na—2,1—3,5 K—5,2—6,5	Pb, Zn, W, Sn, Mo, Bi, Mo, Au, Ag, Be, F	98	220

Примечание: Si—SiO_2, Na—Na_2O, K—K_2O.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Абдуллаев Х. М., Мацокина Т. М. Некоторые вопросы металлогении Чаткало-Кураминских гор.— В кн.: Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958.

Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1960.

Алидодов Б. А. Закономерности распределения щелочных элементов в молибденитах гор Моголтау. Деп. в ВИНИТИ, 1975, № 1230—75.

Аверин Ю. А. Золото в вулканогенных формациях Восточного Карамазара.— В сб.: Вопр. палеовулканизма Узбекистана. Ташкент: Фан, 1968.

Аделунг А. С. Западная часть Чаткальского хребта, Ангренское плато и восточная часть Карамазарских гор.— В кн.: Геология УзССР, т. 1. ОНТИ, 1937.

Андерсон Б. О. Некоторые вопросы стратиграфии и магматизма Кураминской зоны (Западный Тянь-Шань).— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1968.

Арапов Ю. А. К минералогии некоторых месторождений Карамазара.— Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4 (геология и геохимия). М.: Изд-во АН СССР, 1935.

Арапов Ю. А. Минералогия и геохимия Кансайского месторождения.— Тр. ТПЭ, вып. 49. М.: Изд-во АН СССР, 1936.

Арапов В. А. К вопросу о возрасте послемагматического процесса в Карамазаре.— Уз. геол. журн., № 5, 1959.

Арапов В. А. К стратиграфии эффузивной толщи верхнего палеозоя северной части Западного Карамазара.— Уз. геол. журн., № 6, 1960.

Арапов В. А. Петрографическая классификация эффузивных пород верхнего палеозоя Кураминского хребта.— Уз. геол. журн., № 1, 1962.

Арапов В. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта.— Уз. геол. журн., № 2, 1965.

Арапов В. А. Особенности герцинского вулканизма Кураминской подзоны.— В. сб.: Вопр. палеовулканизма Узбекистана. Ташкент: Фан, 1968.

Арапов В. А. Верхнепалеозойский вулканизм Западного Карамазара.— В сб.: Магматизм, вопросы минералогии и геохимии Чаткало-Кураминского региона, вып. 7. Ташкент: Фан, 1971.

Афанасьев Г. Д. Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956.

Бабаходжаев С. М. Геолого-петрографическая характеристика интрузивных комплексов Восточного Карамазара.— Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 6, 1962.

Бабаходжаев С. М., Сушков В. И. Некоторые данные о возрасте Бабайобского интрузива на южном склоне Кураминского хребта.— Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 6, 1962.

Бабаходжаев С. М., Синицина Ю. А. Некоторые особенности акцессорных минералов верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных пород Восточного Карамазара.— Изв. АН ТаджССР, Отд. геол.-хим. и техн. наук, № 4(13), 1963.

Бабаходжаев С. М. О сложнопостроенных дайках Восточного Карамазара.— В сб.: Пробл. геол. Таджикистана. Душанбе, 1964.

Бабаходжаев С. М. Дайковые пояса Восточного Карамазара.— Докл. АН ТаджССР, т. 7, № 9, 1964.

Бабаходжаев С. М., Сушков В. И., Колесниченко В. А. Геолого-петрографическая характеристика верхнепалеозойских осадочно-вулканогенных образований Восточного Карамазара.— Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 8, 1964.

Бабаходжаев С. М., Таджибаев Г. Т. Сложные дайки Восточного Карамазара и некоторые вопросы их генезиса. Изв. АН ТаджССР, Отд. геол.-хим. и техн. наук, № 4(26), 1967.

Бабаходжаев С. М. Некоторые особенности верхнепалеозойского магматизма и металлогении Восточного Карамазара (Сев. Таджикистан).— Тез. докл. V Всесоюзн. металлоген. совещ. Фрунзе: Илим, 1968.

Бабаходжаев С. М. Геология и петрография Гудасского массива порфировидных биотитовых гранитов.— Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 3 (29), 1968.

Бабаходжаев С. М. Новые данные о возрасте гранитов Шайданского типа (Вост. Карамазар).— Докл. АН ТаджССР, т. 12, № 9, 1969.

Бабаходжаев С. М., Базиль В. Ф. Геология некоторых субвулканических образований южного склона Кураминского хребта.— Изв. АН ТаджССР, Отд. физ-мат. и геол.-хим. наук, № 3 (41) 1971.

Бабаходжаев С. М., Таджибаев Г. Т. Калиевые полевые шпаты Самгарского вулкано-плутона и их петрогенетическое значение.— Докл. АН ТаджССР, т. 13, № 11, 1971.

Бабаходжаев С. М., Сушков В. И., Колесниченко В. А. Геолого-петрографическая характеристика Джеркамарского гранодиоритового массива (Восточный Карамазар).— В сб.: Карамазар, т. 2. Душанбе: Ирфон, 1972.

Бабаходжаев С. М., Лисогор Л. Н. Некоторые вопросы выделения возраста рудных формаций Карамазара.— Докл. ТаджССР, т. 15, № 11, 1972.

Бабаходжаев С. М. Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара (Северный Таджикистан). Душанбе: Дониш, 1975.

Бабаходжаев С. М. Некоторые особенности распределения урана в изверженных породах Восточного Карамазара.— Докл. АН ТаджССР, т. 18, № 10, 1975.

Бабаходжаев С. М. Граниты Шайданского типа (Карамазар). Душанбе: Дониш, 1976.

Бабаходжаев С. М., Абдуллаев М. Ю. Распределение золота в магматических породах Восточного Карамазара (Северный Таджикистан).— Изв. АН ТаджССР, Отд. физ-мат. и геол.-хим. наук, № 3 (61), 1976.

Бабаходжаев С. М., Джураев Т., Козырев В. И. Особенности распределения урана в гранитоидах Музбекского массива горы Моголтау.— Докл. ТаджССР, т. 20, № 7, 1977.

Бабаходжаев С. М. Верхнепермские редкометалльные гранитоиды Карамазара (Северный Таджикистан).— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе: Илим, 1978.

Бабаходжаев С. М. Зональность Самгарского вулкано-плутона (Северный Таджикистан).— В сб.: Зональные интрузивы Южного Тянь-Шаня и Памира. Душанбе: Дониш, 1979.

Бабаходжаев С. М. Биотиты гранитоидов Музбулакского массива (Моголтау).— В сб.: Минералогия Таджикистана, вып. 4. Душанбе: Дониш, 1979.

Бабаходжаев С. М. Биотиты среднекарбоновых гранитоидов Восточного Карамазара.— В сб.: Минералогия Таджикистана, вып. 3. Душанбе: Дониш, 1979.

Бабаходжаев С. М. Интрузивные комплексы Западного Карамазара и Моголтау. Душанбе: Дониш, 1982.

Бадалов С. Т., Голованов И. М., Дунин-Барковская Э. А. Геохимические особенности рудообразующих элементов Чаткало-Кураминских гор. Ташкент: Фан, 1971.

Базиль В. Ф. К стратиграфии вулканогенной толщи средне-верхнего палеозоя и нижнего триаса юго-западной части Кураминского хребта. В сб.: «Пробл. геологии Таджикистана». Изд-во АН ТаджССР, 1964.

Байков В. Н., Базиль В. Ф., Краснов Е. Г. и др. История изучения и очерк геологического строения Восточного Карамазара. В кн.: «Рудные поля Карамазара», т. 2. Изд-во Ирфон, Душанбе, 1972.

Байков В. Н. Геология Карамазарского гранитоидного плутона.— В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара, М.: Недра, 1972.

Байков В. Н., Бабаходжаев С. М., Кутенец В. А., Лутков В. С. Пермские интрузивные породы.— В кн.: Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976.

Байков В. Н. Раннетриасовые интрузивные породы.— В кн.: Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976.

Бакланов А. М., Байков В. Н., Мамонтов Б. В., Эргашев С. Б. Генетические типы вольфрамовых месторождений Карамазара (Северный Таджикистана).— Тез. докл. Л., 1971.

Балашов А. Н., Шкуренко И. Е. Физические свойства горных пород Восточного Карамазара.— В кн.: Рудные поля Карамазара, т. 2. Душанбе: Ирфон, 1972.

Балашов А. Н., Зимкин И. Д., Марущенко А. А., Сайганов Э. А. Применение геофизических методов при поиске и разведке скрытопогребенного оруденения на месторождении Канимансур.— В кн.: Рудные поля Карамазара, т. 2. Душанбе: Ирфон, 1972.

Беленицкий А. М. Великий среднеазиатский энциклопедист XI в. Ал-Бируни о горных богатствах Средней Азии.— Природа, № 8, 1949.

Беленицкий А. М. Геолого-минералогический трактат Ибн-Сино.— Изв. АН ТаджССР, Отд. физ-мат. и техн. наук, № 4, 1953.

Беликов Б. П. Упругие свойства горных пород.— Мат-лы II Всесоюз. петрограф. совещ. Ташкент, 1958.

Беликов Б. П., Николаев С. В. и др. Физико-механические свойства горных пород Карамазара и их роль в локализации гидротермального оруденения. М., 1965.

Беликов Б. П., Лаверов Н. П., Иванов И. Б. О верхней возрастной

границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня.— ДАН СССР, т. 158, № 2, 1964.

Белов И. В. К вопросу о каледонском вулканизме в Юго-Западном Моголтау.— Сообщ. ТФАН СССР, вып. 4, 1948.

Белов А. Н. О морфологии, внутреннем строении и механизме образования Бабайобского массива.— Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 8, 1964.

Белов А. Н. Петрография и основные черты петрогенезиса монцонитоидов Бабайобского лополита (Кураминский хребет).— В сб.: Магматизм и металлогения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1968.

Белов А. Н. Петрология Бабайобского лополита. Автореф. канд. дис. Душанбе, 1969.

Белов А. Н. Акцессорные минералы Бабайобского лополита. Сообщ. первое.—Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. № 4 (46), 1972.

Борисов О. М. О генезисе нижнедевонской вулканогенной толщи Северного Карамазара.— Изв. АН УзССР, сер. геол., № 2, 1957.

Борисов О. М. Петрография и причины разнообразия пород нижнедевонского сиенито-диорито-порфирового массива Калканата (Кураминский хребет).— Сб. работ аспирантов АН УзССР, вып. 1, 1958.

Брагин И. К. К вопросу об истории развития структур и ее роли в выяснении закономерностей размещения оруденения Замбарского рудного поля.— В сб.: Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса. Ташкент: Наука, 1964.

Брешенков Б. К. К вопросу металлогении Юго-Восточного Карамазара.— Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4, вып. 10 (геология и геохимия). М.: Изд-во АН СССР, 1935.

Бутакова Е. А. Малые интрузии гранодиорита и гранодиорит-порфира Северо-Восточного Моголтау.— Записки ВМО, № 1, ч. 27, 1947.

Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1952.

Вебер В. Н. Плавка железных руд в Бухарском ханстве.— Горн. журн., т. 3, 1898.

Вебер В. Н. Геологические исследования в Сырдарьинской области в 1904 году.— Изв. геол. ком., т. 24, № 7, 1905.

Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. СПб. 1913.

Вендланд К. Н. Геология и петрография Алмалыкского рудного поля.— Тр. Средаз. индустр. ин-та, вып. 2 (10). Ташкент, 1938.

Власова М. И., Николаев С. В. Пористость эффузивных пород Восточного Карамазара и ее влияние на локализацию полиметаллического оруденения.— Вестн. МГУ, сер. биол., почвовед. геол., и географ., № 4, 1959.

Власова М. И., Котенов М. Д. и др. Геология и рудоносность рудного поля.— В сб.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М.: Недра, 1972.

Власова Д. К. Петрология скарнов и околорудных метасоматитов Чорух-Дайрона. Автореф. канд. дис. М., 1976.

Вольфсон Ф. И. Оруденение Северо-Восточного Карамазара.— В кн.: К проблеме оруденения Северного Карамазара. Тр. ТПЭ, вып. 15. М.: Изд-во АН СССР, 1935.

Вольфсон Ф. И. Такели как тип рудных месторождений Юго-Западного Тянь-Шаня. М.: Изд-во АН СССР, 1936.

Вольфсон Ф. И. Такелийское полиметаллическое месторождение. М.: Изд-во АН СССР, 1947.

Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Карамазара. М.: Изд-во АН СССР, 1951.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений, изд. 2-е. М.: Госгеолтехиздат, 1962.

Гарьковец В. Г. Структурно-металлогеническое районирование и перспективы некоторых видов эндогенного оруденения Узбекистана. Автореф. докт. дис. Ташкент, 1971.

Головин Е. М. Результаты определения абсолютного возраста магматических и метаморфических пород Средней Азии и опыт их возрастной корреляции.— В сб.: Первое Среднеаз. региональное петрогр. совещ. Ташкент: Наука. 1965.

Горьковой О. П. Диабазовые дайки Кураминских гор. Ташкент: Наука, 1964.

Григорьев И. Ф. Месторождения полиметаллических руд СССР.— Тр. III Всесоюз. съезда геологов. 20—26 сент. 1928., вып. 2. Ташкент, 1930.

Григорян С. В., Федотова Г. Э., Дегтярев В. С. Геохимические поиски слепого полиметаллического оруденения в Курусайском рудном поле.— В сб.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М., вып. 1, 1969.

Григорян С. В., Беспалов Н. И., Зубов М. А. и др. Опыт поисков эндогенного оруденения по первичным ореолам в рудном Карамазаре.— В сб. Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970.

Гумарова М. Х. Основные задачи изучения условий локализации и структурных типов рудных тел полиметаллических месторождений Кансайской группы.— В кн.: Науч. работы каф. полез. иск. Среднеаз. индустр. ин-та, 1941.

Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. Фациальность гранитоидных комплексов Узбекистана. Ташкент: Фан, 1972.

Далимов Т. Н. Кислый вулканизм складчатых областей (на примере Срединного и Южного Тянь-Шаня). Автореф. доктор. дис. М., 1977.

Даминова А. М. Полиметаллическое месторождение Алтын-Топкан в Карамазаре.— Цветные металлы, № 11, 1938.

Дубров А. Г. Геология и оруденение Пангазского участка в Северном Таджикистане.— Тр. ТПЭ, вып. 15. М.: Изд-во АН СССР, 1935.

Дунин-Барковская Э. А., Айзенштат В. И. К распределению висмута, мышьяка, сурьмы и олова в некоторых гранитоидных интрузивах и породообразующих минералах Чаткало-Кураминских гор.— Зап. Уз. отд. ВМО, вып. 27, 1974.

Дунин-Барковская Э. А. Геохимия и минералогия висмута (Чаткало-Кураминские горы). Ташкент: Фан, 1978.

Дылевский Ф. Г., Кристальный Б. В., Румянцев Н. И. и Чернышев В. Ф. Минеральные и структурные особенности Чорух-Дайрона.— В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М.: Недра, 1972.

Дюгаев И. В. Карамазар. Ташкент, 1934.

Дюгаев И. В. Материалы к петрографии Карамазара.— Тр. Тадж. базы АН СССР,, М.: изд-во АН СССР, 1935.

Дюгаев И. В. Схематическая карта гранодиоритовых батолитов Карамазара.— Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 5, 1935.

Жариков В. А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Западного Карамазара.— Записки ВМО, т. 35, № 3, 1956.

Жариков В. А. Геология и метосоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 14, 1959.

Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974.

Иванов П. П. К истории развития горного промысла в Средней Азии (краткий исторический очерк).— М.; Л., 1932.

Исламов О. И. Зарождение геологических знаний в Средней Азии.— Сб.: Очерки по истории геологического изучения Средней Азии. Ташкент, 1956.

Кадыров М. Х. Некоторые закономерности распределения редких щелочей и таллия в осадочно-вулканогенных породах C_2 и C_3 междуречья Уткемсу-Карамазар (Кураминский хребет).— Уз. геол. журнал, № 1, 1967.

Карпова Е. Д. К вопросу о возрасте магнетитовых месторождений Карамазара.— Изв. ТФАН СССР, № 2 1943.

Карпова Е. Д. Новые данные по геологии и рудоносным скарнам Западного Карамазара.— Тр. ТФАН СССР, т. 16, 1944.

Карпова Е. Д. К стратиграфии и тектонике Юго-Западного Карамазара.— Изв. ТФАН СССР, № 4, 1944.

Карпова Е. Д. Некоторые вопросы геологии Карамазара и Моголтау в свете новых данных.—Советская геология. № 24, 1946.

Карпова Е. Д. О рудоносных скарнах Карамазара и Моголтау.— Записки ВМО, № 3, т. 75, 1946.

Карпова Е. Д. Новые данные по геологии Карамазара и Моголтау.— Советская геология, № 34, 1948.

Каталог интрузивных массивов Узбекистана, ч. 1. Ташкент: Фан, 1975.

Каххаров А. К. О внутриминерализационной диабазовой дайке Чокадамбулакского скарново-магнетитового месторождения. Уз. геол. журн., № 5, 1958.

Каххаров А. К. Закономерности размещения скарново-железорудных и скарново-полиметаллических месторождений Чаткало-Кураминского региона.— В сб.: Проблемы геол. и генезиса скарноворудн. месторождений Средней Азии. Ташкент: Фан, 1977.

Кацюба Т. М., Краснов Е. Г., Лурье Л. М., Марущенко А. А. Полиметаллическая минерализация в мезозойских отложениях на месторождении Канимансур.— ДАН СССР, № 2, 169, 1966.

Кийко Е. Т. Полиметаллическое месторождение Гудас.— В кн.: Рудные поля Карамазара, т. 2. Душанбе: Ирфон, 1972.

Магматические формации и фации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1977.

Магматические формации СССР, т. 2. Л.: Недра, 1979.

Козлов П. С. Новые данные о возрастном взаимоотношении даек диабазовых порфиритов с некоторыми гидротермальными образованиями Кураминского хребта.— Геология рудн. месторождений, № 1, 1966.

Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М.: Недра, 1975.

Королев А. В. Карамазарский рудный район.— В кн.: Материалы первого Карамазарского съезда по цветным и редким металлам в городе Ходженте. Сталинабад, 1933.

Королев А. В. Структуры рудных полей и месторождений. Изд-во Среднеаз. индустр. ин-та, 1935.

Королев А. В. Парагенетические соотношения гипогенных минералов в отдельных месторождениях Карамазара.— Тр. Уз. ФАН СССР, 1941.

Королев А. В., Шехтман П. А. Главные итоги изучения структур рудных полей Средней Азии.— Бюл. научн. исслед. работ САИГИМС, вып. 1, 1958.

Корякин А. П., Соловьева Н. И. Характеристика физических свойств горных пород южных склонов Кураминского хребта.— Тр. Таш. политехн. ин-та, вып. 94, 1975.

Краснов Е. Г., Брагин И. Н. О формах связи оруденения с эффузивами в

пределах Восточного Карамазара.— В кн.: Материалы межведомственного совещания по проблеме (Рудоносность вулканогенных формаций). М.: Недра, 1965.

Краснов Е. Г. Канимансур — Караташкотанское рудное поле.— В кн.: Рудные поля Карамазара. Душанбе: Ирфон, т. 2. 1972.

Крейтер В. М. Полиметаллические месторождения Союза. М.; Л., 1932.

Крейтер В. М. Материалы к характеристике Карамазарской рудной провинции.— Тр. ТПЭ, 1934. Л.: Изд-во АН СССР, 1935.

Крейтер В. М. О некоторых генетических особенностях полиметаллических месторождений Средней Азии.— Тр. ТПЭ, 1936.

Крейтер В. М. Некоторые основные вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. Геология и горн. дело, № 13, 1947.

Крылов А. Я., Силин Ю. И. Абсолютный возраст пород Средней Азии.— Тр. II сес. комис. по определению абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР. 1963.

Крылов А. Я. Вопросы геохронологии Средней Азии.— В сб.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964.

Куддусов Х. К. Физические свойства гранитоидов Акташского интрузива (Восточный Карамазар).— Докл. АН ТаджССР. т. 13, № 5, 1970.

Куддусов Х. К. Физико-механические свойства пород Акташского рудного поля и их роль в локализации флюоритового, свинцово-цинкового оруденения.— Тез. докл. совещ. М., 1971.

Куддусов Х. К. Петрофизические свойства пород Шайданского массива (Восточный Карамазар).— Докл. АН ТаджССР, т. 20, № 4, 1977.

Куддусов Х. К. Структурно-петрологические особенности и физико-механические свойства пород Акташского интрузива (Восточный Карамазар). Душанбе: Дониш, 1978.

Кушнарев И. П., Каджан А. Б. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1958.

Лаверов Н. Т., Беликов Б. П., Иванов. И. П. Об абсолютном возрасте интрузивных пород верхней возрастной границы магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1964.

Левин В. Н., Мещерякова В. Б. Вулканические каналы и их пространственное положение в пределах Кураминского хребта.— В кн.: Мат-лы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Левин В. Н. Краткие черты геологического строения Кансайского рудного поля.— В сб.: Геология свинцово-цинковых м-ний Кансайского рудного поля. М.: Наука, 1965.

Лисовский А. Л. Об ортитовых гранитах из Карамазара.— ДАН СССР, № 7—8, 1935.

Лихачев Ю. А. Стратиграфия верхнепалеозойских вулканогенных отложений Восточного Карамазара.— Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 10, 1956.

Лихачев Ю. А. История развития структуры Восточного Карамазара и закономерности размещения гидротермального оруденения.— Изв. АН ТаджССР. Отд. естеств. наук, вып. 1 (28), 1959.

Лукин Л. И., Жаркова О. В. Рудные поля, приуроченные к верхнему ярусу среднего (геосинклинального) структурного этажа. Чукурджилгинское рудное поле.— В сб.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. М.: Наука, 1968.

Лукин Л. И., Сафонов Ю. Г., Чернышев В. Ф. Общие закономерности локализации рудных месторождений Южного Карамазара.— В сб.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. М.: Недра, 1968.

Лукьянова Е. Н., Марипов Т. М., Поваров А. В. и др. Анализ методики разведки свинцово-цинкового месторождения Кансай.— Тр. САИГИМС, вып. 3, 1963.

Лурье Л. М. К вопросу о миграции бария и стронция в процессе метасоматоза вмещающих пород Замбаракского рудного поля.— ДАН СССР, № 5, т. 149, 1963.

Лурье Л. М. О соотношении процесса березитизации и свинцово-цинкового оруденения на примере Замбаракского месторождения.— В сб.: Мат-лы к II конфер. по околорудному метасоматозу. М., 1966.

Малаева И. П., Рябов В. Л., Рябова В. Г. Распределение серебра в рудах Канджольского серебро-полиметаллического месторождения.— Тр. Центр. науч.-исслед. горноразв. ин-та цветных, редких и благородных металлов, вып. 80, 1969.

Малахов А. А. О влиянии вмещающих пород и металлогенического фактора на концентрацию галлия в минералах свинцовоцинковых месторождений Кураминского хребта.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент, 1964.

Мансуров М. В. Первичные ореолы рассеяния свинца, цинка и меди одного из месторождений Западнокансайской группы. В сб.: Петрография и геохимия рудных регионов Узбекистана. Ташкент, 1966.

Масумов А. С., Борисов О. М., Бенш Ф. Р. Верхний палеозой Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978.

Марущенко А. А. Месторождение Наугарзан.— В кн.: Рудные поля Карамазара, т. 2. Душанбе, 1972.

Массон М. Е. К истории горной промышленности Карамазара.— Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4, 1935.

Машковцев С. Ф. Горы Карамазара.— В кн.: Путеводитель экскурсии III Всесоюз. геол. съезда. Л., вып. 1, 1928.

Машковцев С. Ф. К вопросу о древней металлургической промышленности в горах Карамазара и о знаменитых серебряных рудниках в древнем Туркестане.— Тр. III Всесоюз. съезда геологов 20—26 сент. 1928 г., вып. 2. Ташкент, 1930.

Машковцев С. Ф. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 27, 1935, ЦНИГРИ.

Машковцев С. Ф. Взаимосвязь между вулканизмом, тектоникой и рудообразованием на примере Тянь-Шаня.— Пробл. сов. геол., № 4, 1937.

Минцер Э. Ф., Никольская Л. В. Висмут в изверженных породах Восточного Карамазара.— В сб.: Геохимия и геология некоторых рудных месторождений, М.: Наука, 1970.

Мирходжаев И. М. Постмагматические изменения эффузивных пород.— Зап. Уз. отд. ВМО, № 4, 1953.

Мирходжаев И. М. Околорудные изменения вмещающих пород — поисковые критерии на слепые рудные тела (на примере Карамазара).— Уз. геол. журн., № 5, 1959.

Мирходжаев И. М. Место полиметаллической минерализации в истории геологического развития Кураминского хребта.— Уз. геол. журн., № 6, 1961.

Мушкетов И. В. Краткий отчет о геологическом путешествии по Туркестану в 1875 году. СПб., 1876.

Мушкетов Д. И. О связи Тянь-Шаня с Памиром.— Мат-лы по общей и прикладной геологии, вып. 10, 1919.

Мушкетов Д. И. Геологический очерк Туркестана.— Изв. АН СССР, 1928.

Наследов Б. Н. Карамазар.— Мат-лы ТПЭ, 1933, вып. 19, 1935.

Наследов Б. Н. Схема металлогенических областей Западного Тянь-Шаня и Узбекистана. Карта масшт. 1 : 5000 000, 1937.

Недзвецкий А. П., Лихачев Ю. А. История геологического развития территории Таджикской ССР (Северный Таджикистан).— Геология СССР, т. 24. М., 1959.

Некрасов Е. М. Структурные особенности свинцово-цинкового месторождения Замбарак в Восточном Карамазаре.— Геология рудных м-ний. № 3, 1959.

Некрасов Е. М. Структурные особенности жильных свинцово-цинковых месторождений Карамазара.— Геология рудных м-ний, № 1, 1960.

Нечелюстов Н. В., Шехтман П. А., Шихин Ю. С. Геологические особенности полиметаллических месторождений в Западном Карамазаре.—Сб.: ЦНИГРИ, вып. 2, 1958.

Николаев С. В. Физико-механические свойства пород палеоэффузивов Кураминской зоны.— Тр. ВНИИ гидрогеолог. и инж. геол., вып. 79, 1975.

Орлов И. И., Николаев С. В. Влияние физических свойств пород на локализацию свинцового оруденения в пределах месторождения Канимансур.— Изв. АН ТаджССР, Отд. геол.-хим. и техн. наук, вып. 3(5), 1961.

Островский И. А. Шлиховая рекогносцировка в Юго-Западном Тянь-Шане, 1934.— Мат-лы ТПЭ, т. 61, 1934.

Пилипенко П. П. Описание генезиса и геохимии рудных месторождений Карамазарского района.— За недра Ср. Азии, № 2, 1932.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.

Прокопенко Н. М. О находках породообразующих ортитов в горных породах Средней Азии.— ДАН СССР, нов. сер., т. 1, № 7—8, 1955.

Протодьяконова З. М. Кристаллы шеелита из месторождения Чорух-Дайрона.— Тр. Среднеаз. индустр. ин-та, вып. 2, 1947.

Раджабов Ф. Ш. Петрографический очерк Чаткальского и Кураминского хребтов. М.; Л., 1941.

Раджабов Ф. Ш. Магматизм Кураминских гор. Автореф. докт. дис. Ташкент, 1962.

Раджабов Ф. Ш. Чаткало-Кураминский регион.— В кн.: Петрография Узбекистана, кн. 1. Ташкент, 1964.

Раджабов Ф. Ш., Арапов В. А., Далимов Г. Н., Урунбаев К. Вулкано-плутонические формации Кураминской подзоны (Срединный Тянь-Шаня).— Тез. докл. I. Среднеаз. региональн. петрограф. совещ. Ташкент, 1965.

Радкевич Е. А. Такелийский участок (матер. по петрографии).— МТПЭ, 1934, вып. 61 (петрография Карамазарских и Кураминских гор), 1936.

Рахимов Ш. Х. Роль пористости горных пород в локализации свинцово-цинкового оруденения на примере месторождения Курусай I Западного Карамазара.— Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 4, 1962.

Розанов Ю. А., Титов В. Н. Роль физико-механических свойств горных пород в локализации оруденения на Кансайском рудном поле.— В кн.: Геология свинцово-цинковых м-ний Кансайского рудного поля. М., 1965.

Розанов Ю. А., Рахимов Ш. Х. Физико-механические свойства вмещающих пород и их влияние на рудоотложение в Курусай-Туранглинском рудном поле.— В сб.: Геология и структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения в Курусай-Туранглинском рудном поле. Душанбе, 1971.

Романовский Г. Д. О проведенных исследованиях месторождений некоторых минералов в Сыр-Дарьинской области.— Зап. Имп. рус. техн. об-ва. СПб. т. 2, 1875.

Рудные поля Карамазара в 3 томах: т. 1, М.: Недра, 1972; т. 2 и 3. Душанбе, 1972 и 1975.

Сазонов В. Д. Геохимическая и физико-химическая характеристика процессов гипогенной минерализации Курусайского рудного поля. Сообщение первое (пневматолитовый этап).— Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 6, 1962.

Сазонов В. Д. Геохимическая и физико-химическая характеристика процессов гипогенной минерализации в Курусайском рудном поле (сообщение второе).— Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 8, 1964.

Сазонов В. Д. О двух типах полиметаллической минерализации в Карамазаре.— Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим., № 1 (31), 1969.

Физико-механические свойства горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1964.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (справочник геофизики). М.: Недра, 1976.

Сескутова З. Г., Сескутов А. А. Особенности геологического строения и схема зональности гипогенной минерализации в рудном поле Чорух-Дайрон-Янгикан.— Тр. САИГИМС, вып. 4, 1964.

Сескутов А. А., Сескутова З. Г. Геология и рудоносность рудного поля— В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М.: Недра, 1972.

Сикстель Т. А., Яскович Б. В. Новые данные о возрасте акчинской осадочно-вулканогенной свиты Кураминского хребта.— Тр. Уз. геол. упр., № 1, 1960.

Сикстель Т. А., Яскович Б. В. О мезозойском вулканизме в Средней Азии.— Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2, 1962.

Смольянинов Н. А., Баскин Б. Л. Чорух-Дайронское месторождение шеелита в Моголтау.— Редкие металлы, № 1, 1933.

Сморчков Е. М. Особенности распределения редких элементов (уран, торий, ванадий, редкоземельные) в изверженных породах Кураминского хребта (Средняя Азия).— Вопросы магматизма и металлогении СССР Мат-лы к II Всесоюз. петрограф. совещ. Ташкент, 1958.

Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли. ч. II. М.: Наука, 1972.

Таджибаев Г. Т. Геолого-петрографическая характеристика и особенности некоторых сложных даек Бурачирского дайкового пояса (Восточный Карамазар).— Зап. Тадж. отд. ВМО, вып. 2, 1964.

Таджибаев Г. Т. Некоторые структурно-минералогические особенности формирования сферолитовых гранит-порфиров (Восточный Карамазар).— В сб.: Магматизм и металлогения Таджикистана. Душанбе, 1968.

Таджибаев Г. Т. Магматические дайки центральной части южного склона Кураминского хребта.— В сб.: Материалы 2-го Среднеаз. региональн. петрогр. совещ. Душанбе, 1971.

Таджибаев Г. Т. Абсолютная геохронометрия применительно к палеовулканическим реконструкциям (на примере Самгарской кольцевой структуры, Срединный Тянь-Шань). Методы сост. палеовулканол. карт. Глобальн, палеовулканол. реконструкции, тез. 3-го палеовулкан. симпоз. Новосибирск, 1977.

Таджибаев Г. Т. Анортоклазы Самгарского массива.— Сб.: Минералогия Таджикистана, вып. 3. Душанбе, 1977.

Таджибаев Г. Т. Калий-аргоновый возраст магматических образований Кураминского хребта и Моголтау.— Докл. АН ТаджССР, т. 21, № 3, 1978.

Таджибаев Г. Т. О характере влияния фазовых превращений щелочных полевых шпатов на сохранность радиогенного аргона и интерпретации $K - Ar$ значений возраста (на примере Самгарского массива в Карамазаре). Деп. в ВИНИТИ, № 3112, 6. IX. 78.

Таджибаев Г. Т. Особенности угла оптических осей щелочных полевых шпатов разнофациальных магматических образований Карамазара (Срединный Тянь-Шань).— Минералогия Таджикистана, вып. 4. Душанбе, 1979.

Таджибаев Г. Т. Формации малых интрузивов Кураминского хребта и гор Моголтау.— Докл. АН ТаджССР, № 2, т. XXIII, 1980.

Ткачев В. Н. Липаритовая формация Кураминской подзоны. Автореф. кан. дис. Ташкент, 1968.

Турличкин В. М. Два типа минерализации в Канджольском рудном поясе Карамазара.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1969.

Урунбаев К. У. Распределение акцессорных минералов в гранитах центральной части Чаткало-Кураминских гор.— Уз. геол. журн., № 1, 1965.

Урунбаев К. У. Каталог интрузивных массивов Узбекистана, ч. 1. Ташкент, 1975.

Урунбаев К. У. Потенциальная рудоносность магматических формаций верхнего палеозоя Восточного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1978.

Ферсман А. Е. Особенности рудного Карамазара.— Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4 (геология и геохимия). М.: Изд-во АН СССР, 1935.

Ферсман А. Е. Избранные труды, т. 2. М., 1953.

Хамрабаев И. Х. Вопросы зональности продуктов метаморфизма в Чорух-Дайроне.— Докл. АН УзССР, № 9, 1948.

Хамрабаев И. Х. К петрологии малых интрузий и автоскарнов Северо-Восточного Моголтау.— Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 4, 1949.

Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент: Фан, 1969.

Шевкаленко В. Л. Новые данные об относительном возрасте золото-серебряной минерализации месторождения Школьное (Северный Таджикистан).— Докл. АН УзССР, № 3, 1971.

Шевченко Н. Ф. Некоторые данные о физических свойствах изверженных и метаморфических пород Центральных Кызыл-Кумов и Северо-Восточноге Моголтау.— Тр. САГУ, вып. 82, 1956.

Шихин Ю. С. Опыт прогнозирования глубинных рудоконтролирующих структур в Койташском рудном поле.— Геол. рудн. месторождений, № 5, 1961.

Шихин Ю. С., Байков В. Н., Ищенко Е. Н. и др. Геологический очерк.— В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М.: Недра, 1972.

Шихин Ю. С. Такелийское рудное поле.— В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М.: Недра, 1972.

Щербаков Д. И. Карамазар и Памир.— Мат-лы первого Карамазарского съезда по цветным и редким металлам в г. Ходженте, Сталинабад, 1933.

Щербаков Д. И. Проблемы Карамазара.— В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция. Л., 1934.

Юдычев М. М. Новые данные о геологическом строении южной части рудного Карамазара.— Советская геология, № 5, 1941.

Юсупов Р. Г., Абдурахманов Г. А., Юсупова Л. Н. Золото в герцинских интрузивных формациях Кураминских гор (УзССР).— Геохимия, № 9, 1977.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение *(С. М. Бабаходжаев)* 3

Глава I. История изучения магматических образований Карамазара и Моголтау *(С. М. Бабаходжаев)* 6

Глава II. Возрастное расчленение магматических образований Карамазара и Моголтау *(С. М. Бабаходжаев)* 12

Глава III. Петрографическое описание магматических пород Карамазара и Моголтау 19

Раздел I. Вулканогенные породы *(В. Н. Байков, А. Г. Дзайнуков, Э. Б. Федчишин)* 19

А. Калканатинский и Агаюльский прогибы 21
Б. Алтынтопканский прогиб 22
В. Курусай-Токмакский прогиб 29
Г. Такелийский прогиб 33
Д. Чорухдайронский прогиб 34
Е. Янгикан-Ташкескенская мульда 35
Ж. Адрасманская мульда 45
З. Пангазская мульда 65
И. Камчикский прогиб 76
К. Мешисайский прогиб 78

Раздел II. Интрузивные образования *(С. М. Бабаходжаев)*. 80
А. Силур-нижнедевонский интрузивный комплекс 80
Б. Нижнедевонский интрузивный комплекс 82
В. Среднекарбоновый интрузивный комплекс 83
Первая интрузивная фаза 90
Вторая интрузивная фаза (Музбекский массив. *С. М. Бабаходжаев, Т. Джураев)* 90
Третья интрузивная фаза 113
Четвертая интрузивная фаза — аплитовидные граниты. 123
Г. Верхнекарбоновый интрузивный комплекс 125
Д. Нижнепермский интрузивный комплекс 132
Е. Верхнепермский интрузивный комплекс 142
Ж. Пермо-триасовый вулкано-плутонический комплекс (72. Самгарский массив. *Г. Т. Таджибаев*) 152

Раздел III. Малые интрузивы *(Г. Т. Таджибаев)* . . . 154

Сложные дайки 159
Дайковые пояса *(С. М. Бабаходжаев, Т. Т. Таджибаев)* . 160

Глава IV. Петрофизические свойства пород интрузивных комплексов Карамазара и Моголтау *(Х. К. Куддусов)* 169

Глава V. Провинциальные петрографические особенности магматических комплексов Карамазара и Моголтау *(С. М. Бабаходжаев)* 176

Заключение *(С. М. Бабаходжаев)* 181

Таблицы 183

Литература *(С. М. Бабаходжаев)* 276

4739