

С. М. БАБАХОДЖАЕВ

**ГРАНИТЫ
ШАЙДАНСКОГО ТИПА
(КАРАМАЗАР)**

ДУШАНБЕ — 1976

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

С. М. БАБАХОДЖАЕВ

552. : 550.4

ГРАНИТЫ ШАЙДАНСКОГО ТИПА
(КАРАМАЗАР)

1904
Ответственный редактор академик
АН Таджикской ССР А. П. Недзвецкий

Издательство "Дониш"
Душанбе - 1976



В работе приведена детальная геолого-петрографическая и геохимическая характеристика красных лейкократовых гранитов шайданского типа.

Выделяются шесть петрографических разновидностей красных гранитов, которые могут служить в качестве эталона для сопоставления выходов названных пород в Чаткало-Кураминской зоне. Доказан верхнепермский возраст красных гранитов, и их генезис связан с процессами дифференциации и меньше с ассимиляцией кислой магмы. Эти граниты определяют металлогеническое значение региона на редкие элементы. В работе критически рассмотрены литературные публикации, относящиеся к гранитам шайданского типа.

Книга рассчитана на специалистов в области петрографии и поисковиков-геологов, работающих в данном регионе.

Б 20805 - 034 не объявл.
М 502 - 76

В В Е Д Е Н И Е

Шайданский тип лейкократовых гранитов в Кураминской подзоне имеет довольно широкое распространение — ими сложено несколько десятков различных по размерам массивов, штоков и даек. Хорошая естественная обнаженность, красная окраска, интенсивная трещиноватость создают благоприятные условия для распознавания лейкократовых гранитов на всей территории Чаткало-Кураминского региона. Эта черта дополняется многими геолого-структурными и петролого-геохимическими признаками. Отчетливо проявляются повышенная калиевоносность и кремнекислотность лейкократовых гранитов с постоянным преобладанием калия над натрием. Эти особенности служат причиной геохимической специализации гранитов на некоторые редкие элементы (олово, вольфрам, молибден, висмут и др.). Отмеченные особенности свойственны процессам позднепалеозойской постконсолидационной активизации Кураминской подзоны в понимании А.Д. Щеглова (1968).

В геологической литературе по Чаткало-Кураминскому региону петролого-геохимические особенности лейкократовых гранитов шайданского типа освещаются неоднозначно. Имеются существенные разногласия в датировке возраста и условий формирования гранитов шайданского типа. Большинство исследователей Карамазара подчеркивают генетическое родство этих интрузивов с эффузивами и субвулканическими образованиями кызылнуринской свиты. Другие же считают, что лейкократовые граниты развиваются самостоятельно и во времени завершают пермотриасовый интрузивный магматизм в Кураминской подзоне.

В предлагаемой работе мы попытались обобщить накопленные результаты по исследованиям геологии лейкократовых гранитов шайданского типа на территории Чаткало-Кураминского региона. Наряду с геологическими обобщениями, большое внимание в работе уделяется изучению вещественного состава этих гранитов на материалах Восточного Карамазара (Шайданский, Оби-Аштский, Ашабинский, Кызылтепинский и др. массивы). Наиболее детально в работе освещена петролого-геохимическая характеристика Шайданского массива.

Автор с благодарностью отмечает помощь академика АН Тадж. ССР А.П. Недзвецкого и старшего научного сотрудника ИГЭМ АН СССР В.А. Павлова, способствовавших своими советами и замечаниями выполнению данной работы.

ГЛАВА I

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ ГРАНИТОВ

Граниты так называемого шайданского типа Чаткало-Кураминского региона упоминаются почти во всех литературных источниках, опубликованных со времени геологических исследований В.Н. Вебера, С.Ф. Машковцева, Д.И. Щербатова, А.Е. Ферсмана и Б.Н. Наследова (1928-1935 гг.). Ценные материалы содержатся также в многочисленных неопубликованных работах геологов по Карамазару. Количество литературных источников, в которых в той или иной степени затрагивается геология гранитов шайданского типа, превышает несколько десятков. В ранние периоды геологических исследований эти граниты не вызвали особого интереса и только после петрографических описаний интрузивов Шайданского массива по р. Пангаз (И.А. Островский, 1934 г.) стали выделять описывать аналогичные породы в других районах Чаткало-Кураминского региона.

Название гранитов шайданского типа было принято по селению Шайдан, которое находится в устье р. Пангаз, в 3 км к юго-востоку от массива.

В течение многих лет в результате детальных геологосъемочных работ и маршрутных исследований были резко расширены районы распространения лейкократовых и аляситоидных гранитов. Более десяти выходов аналогичных гранитов было выявлено на территории Восточного Карамазара. По мере накопления фактического материала выявилась разновозрастность гранитов шайданского типа, их неоднородность и отличительные петрографические и металлогенические особенности. Ведущими признаками этих гранитов в разных районах региона являются постоянная красная окраска и лейкократовый состав с преобладающим содержанием калишпата-микроклина.

С разной детальностью граниты характеризуются и упоминаются в следующих опубликованных работах А.С. Адельунг (1937), В.И. Попов (1938), Е.Д. Карпова (1946, 1956),

А.П. Недзвецкий (1950), Н.П. Васильковский (1952), И.Е. Сморчков (1958), Х.М. Абдуллаев (1960), Ф.Ш. Раджабов (1941, 1964), Б.Н. Байков и др. (1965), В.В. Козырев и др. (1972), С.М. Бабаходжаев (1972), Радкевич и др. (1934), Ф.И. Вольфсон (1935), Н.В. Дюгаев (1935), Б.К. Брешенков (1935) и многие другие.

Ведущее место в большинстве опубликованных работ отводится выяснению геологического возраста и места этих интрузивов в схеме развития герцинского магматизма (Б.Н. Наследов, Н.П. Васильковский, А.П. Недзвецкий, Е.Д. Карпова, Ф.Ш. Раджабов, З.П. Артемова, А.С. Макаров, В.Н. Байков и др.). По данным некоторых авторов, геологический возраст шайданских гранитов колеблется от верхнего карбона до нижнего триаса. Они занимают различное геологическое положение и находятся во взаимоотношении со многими возрастными группами пород верхнепалеозойских магматических комплексов. Предполагается, что в этом регионе время развития гранитов шайданского типа было продолжительным и они занимают различное геологическое положение в схеме герцинского магматизма.

Петрография и генезис некоторых аналогичных с шайданскими гранитоидных массивов в Чаткальской подзоне (Чаркасарский, Кенкольский, Кызылтурский, Арашанский и др.) освещаются в работах И.Е. Сморчкова, Б.Н. Омеляненко (1960), Г.А. Лисицина (1960), Б.О. Андерсона (1968), К.А. Абдурахманова и др. (1971), М.Д. Гесь, Н.Н. Крискович (1972), К.Т. Мустафина и др. (1972) и других. Акцессорные минералы и распределение редких земель в лейкократовых гранитах Обидштского и Чаркасарского массивов охарактеризованы в статье И.Е. Сморчкова (1958). Им делается заключение об отчетливой геохимической специализации этих гранитов на редкие земли. Выяснение редкометалльной специализации лейкократовых гранитов шайданского типа в Восточном Кармазаре осуществлялось нами (Бабаходжаев, 1972). Геологические и петрографические материалы по гранитам Шайданского массива и некоторых других

выходов приводятся в работах Л.Н. Лисогора, Х.Мажикинова, Ю.В. Ныркова и др.

В целом лейкократовые граниты Восточного Карамазара в геологической литературе освещаются недостаточно. Следует подчеркнуть слабую изученность особенности вещества, главным образом петролого-геохимические черты отмеченных гранитов. Сведения о них часто имеют схематичный характер, приводятся в порядке упоминаний об этих интрузивах или же касаются геологического их возраста, необходимого для составления и уточнения схемы верхнепалеозойского магматизма отдельных территорий или Чаткало-Курамисского региона в целом.

В работе мы приводим результаты исследований, в значительной степени дополняющие отмеченные выше пробелы. В частности, освещаются возрастные и петролого-геохимические черты гранитов майданского типа в ряде массивов Восточного Карамазара.

ГЛАВА V

ГЕОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ ГРАНИТОВ

Лейкократовые и аляскитоидные граниты, которые в схеме герцинского магматизма Чаткало-Кураминского региона занимают различное геологическое положение, имеют довольно широкое площадное распространение. Число наиболее известных выходов отмеченных гранитов на территории региона превышает 50, общей площадью не менее 350–400 км², причем более 20 из них находятся в Кураминской подзоне. В Восточном Кармазаре наиболее крупными массивами красных гранитов являются Шайданский, Оби-Аштский, Гудасский, Камышлисайский и др. (рис. I)

Широкое распространение этих гранитов несомненно связано с развитием позднегерцинского магматизма региона, возникшего на базе древней каледонской и раннегерцинской геосинклинали. Причем отмеченные структуры периодически обновлялись, но максимально они активизировались в конце верхнего палеозоя (Р–Т₁). В течение данного периода в Кураминской подзоне образуются позднепалеозойские структуры типа грабен-синклиналей, грабен-антиклиналей, мульд проседания и др., а также крупные глубинные и долгоживущие разломы, которые в основном заполнены карбонатными и вулканогенными образованиями, гранитскими интрузиями преимущественно кислого и субщелочного составов. В частности, с проявлением позднегерцинской активизации в понимании А.Г. Шеглова (1968) в Восточном Кармазаре тесно связаны внедрения и формирования лейкократовых гранитов, сопровождающихся редкометалльными и другими типами минерализаций. Признаки позднегерцинской стадии активизации в Кураминской подзоне сходны с данными, приведенными в работах (Бабаев и др., 1973; Павловский, 1973; Афанасьев, Маслов, 1973; Хамрабаев, 1973 и многие другие).

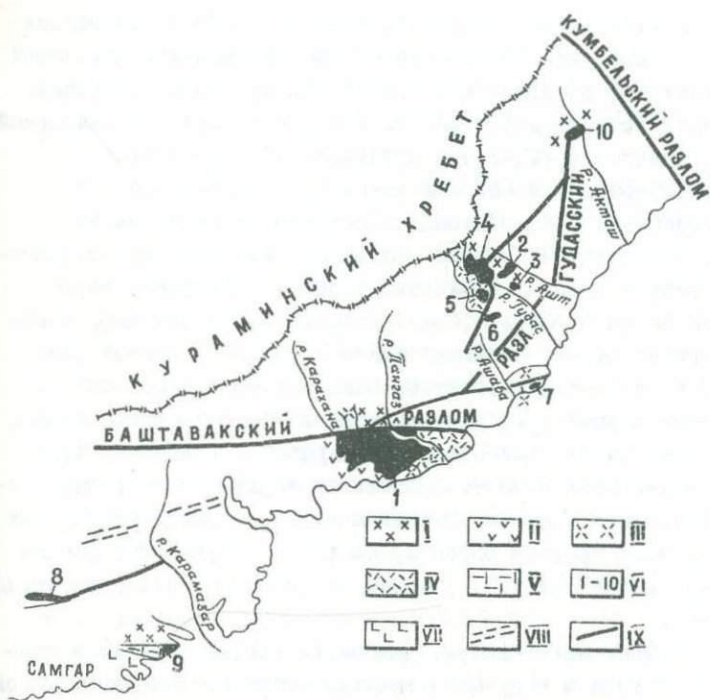


Рис. 1. Карта размещения гранитов шайданского типа в Восточном Каракуме.

Условные обозначения: I. Гранодиориты С₂. II. Андезито-дацитовые порфиры акчинской свиты С₂. III. Порфиroidные Гранодиориты С₃. IV. Кварцевые порфиры оясайской свиты С₃. V. Андезито-дацитовые порфиры шурасайской свиты P₁. VI. Выходы гранитов шайданского типа: 1 - Шайданский массив, 2 - Оби-Аштский массив, 3 - Гудасский выход (спутники Оби-Аштского массива), 4 - Гудасский массив, 5 - Верхне-Ашабинский выход I, 6 - Верхне-Ашабинский выход 2, 7 - Нижне-Ашабинский, 8 - Камышлисайский выход, 9 - Кызылтепинский выход, 10 - Акташский выход. VII. Липариты и гранит-порфиры кызылнурунской свиты T₁. VIII. Бурачирский дайковый пояс. IX. Разломы.

Лейкократовые граниты шайданского типа, являющиеся одним из продуктов позднегерцинской тектоно-магматической активизации, внедряются в гранитоиды среднего и верхнего карбона, сиенито-диориты нижней перми и эффузивы акчинской (C_2), оясайской (C_3-P_I) и шурабсайской (P_I) свит.

Нерешенным и спорным является вопрос о возрасте лейкократовых и аляскитоидных гранитов и их положение в схеме магматизма. Решение его в определенной мере осложняется отсутствием общепринятой схемы стратиграфии верхне-палеозойских эффузивов, значительным разбросом цифр абсолютного возраста, а также общего внешнего сходства разновозрастных красных гранитов. Очень часто красная окраска гранитов служит критерием сопоставления ряда гранитоидных массивов. Однако известно, что окраска в гранитах является изменчивой и часто зависит от характера вторичных изменений. Хотя ведущим признаком гранитов шайданского типа и считается красная окраска, но часто отсутствуют резкие границы между красной, розовой, серой и другими разностями окраски.

Относительно возраста и места красных гранитов шайданского типа в ряду магматических образований Кураминской подзоны среди геологов существуют разные представления, которые можно свести к следующему: 1. Относятся к заключительной фазе батолитового этапа или C_2-C_3 комплекса (Наследов, 1935; Петренко, 1942; Абдуллаев и др., 1958; Раджабов, 1964 и др.); 2. Возраст этих гранитов считается предравашским, т.е. доверхнепермским (Васильковский, 1952; Недзвецкий, 1950; Левен, 1956; Волвак, 1954; Лисогор, 1972 и др.); 3. Верхнепермский (Бабаходжаев, 1972); 4. Верхняя пермь - нижнетриасовый (корреляционная схема магматических комплексов Средней Азии, 1971); 5. Нижний триас (Сморчков, 1958; Е. Г. Краснов, Г. Таджикибаев). При отнесении возраста шайданских гранитов к T_I геологи в основном опираются на их сопоставление с гранитоидами Чаркасарского массива, расположенного в восточной окраине Кураминской подзоны.

В Восточном Кармазаре большинство выходов лейкократовых гранитов образуют отчетливые секущие контакты с гранодиоритами C_2 и C_3 (Оби-Аштский и Гудасский массивы и другие мелкие выходы), эффузивами акчинской, оясайской и шурабсайской свит (Шайданский массив). По Карвансау (верховье р. Ашаба) красные граниты находятся среди кислых эффузивов оясайской свиты. Камышлисайский выход на западе Восточного Кармазара сечет гранодиориты Чоккадамбулакского массива. Другой же выход этих гранитов в данном районе находится на границе гранодиорита C_2 с андезито-дацитовыми порфиритами Шурабсайской свиты. В этом обнажении граниты содержат до 20-25 % по площади ксенолиты эффузивов. Имеются факты пересечения интрузива сиенодиоритов P_I гранитами шайданского типа (Бабаходжаев, Сушков, 1962).

Достоверные взаимоотношения этих гранитов с вулканоплутоническими образованиями нижнего триаса на всей территории Восточного Кармазара не отмечаются. Правда, в левом борту устья сая Бурачир находится дайка красных гранитов, сопоставимых с шайданскими, однако вмещающие породы имеют спорный геологический возраст и включаются в состав либо оясайской, либо кызылиуринской свит. Бурачирские дайки диабазовых порфиритов (240-245 млн. лет) содержат довольно крупные ксенолиты красных гранитов. Большое количество сведений и фактов о возрастных взаимоотношениях аляскитоидных гранитов с различными геологическими образованиями приводится в многочисленных геологических работах по Кармазару (Ю.С. Шихин, В.Н. Байков, Л.Н. Лисогор, Х. Мажикенов и многие другие).

Несмотря на значительные разногласия в отношении возраста гранитов шайданского типа большинство исследователей Кармазара относит их к верхней перми или нижнему триасу. Сторонники последнего, т.е. нижнетриасового, послекызылиуринского возраста, исходят из синхронности отдельных комплексов позднегерцинского магматизма в Кураминской подзоне, близости петрографического состава и вулканоплутонической природы формирования нижнетриасового магматизма

(Е.Г. Краснов, В.А. Арапов, Г. Таджибаев и др.). Однако размещение красных гранитов в зонах разрывных структур, пространственная разобщенность гранитов и кызылнурических вулканоплутонитов, цифры абсолютного возраста, петролого-геохимические особенности и другие данные не согласуются с представлением некоторых исследователей Кармазара о нижнетриасовом возрасте лейкократовых гранитов шайданского типа.

В пользу верхнепермского возраста этих гранитов свидетельствуют следующие факты. 1. Лейкократовые граниты главным образом размещаются среди магматических образований доверхнепермского возраста, а взаимоотношения этих гранитов с эффузивами кызылнурической свиты не установлены. 2. Нижнетриасовые дайки кварцевых порфиров в значительном количестве отмечаются среди гранитов Шайданского и Оби-Аштского массивов. 3. По данным Л.Н. Лисогора, граниты Шайданского массива пересечены и смещены максимальными по интенсивности движениями сколами Кызылтурской системы, для которой в Кармазаре установлен предкызылнурический возраст. 4. П.Н. Подкопаев и А.С. Макаров отмечают, что на граниты шайданского типа в бассейне р. Чадак налегают конгломераты и вулканы равашской свиты (?). 5. Многочисленные гальки и обломки гранитов, содержащиеся в конгломератах надакской свиты (C_3 -?) в верховьях р. Карахана, относятся к породам дайковых образований доверхнепермского возраста (Бабаходжаев, 1969). 6. Данные калий-аргонового определения абсолютного возраста, полученные с различных участков Шайданского массива, колеблются в небольшом интервале - 230-253 млн. лет, а средняя цифра составляет 243 ± 9 млн. лет (табл. 1), что по геохронологической шкале 1964 г. соответствует верхней перми. 7. Можно считать, что в некоторой степени необоснованно сопоставление лейкократовых гранитов шайданского типа с аляскитами Чаркасарского массива (Сморчков, 1958; Подкопаев, Макаров, 1958; Козырев и др., 1964 и др.).

Сторонники более молодого возраста шайданских гра-

Результаты определения абсолютного возраста гранитов
Шайданского и Чаркасарского массивов

№ пробы	Массив и вид пробы	K %	Ar ⁴⁰ H г/г	Ar ⁴⁰ K-40	Возраст в млн. лет	Лаборатория, автор
2956/с	Шайданский, порода	3,22	56, I	14, 27	24 I ± 9	Ин-т геологии АН Тадж. ССР, Бабаходжаев С.М.
I938	Нижнеашабинский выход, порода	2,77	45,9	0,0136	230 ± 9	—
27 I-ш	Шайдачский, порода	4, I2	74,8	0,0149	250 ± 5	—
322-ш	—	3,75	64,3	0,0141	238 ± 10	—
382-ш	—	4,00	73,4	0,0150	252 ± 8	—
387-ш	—	3,28	58, I	0,0145	242 ± 8	—
4009	—	3,93	72,3	0,0151	253 ± 10	Ташкент, ИГГ АН Уз.ССР, Бабаходжаев С.М.
800	Шайданский, калишпат	7,61	129,2	0,0141	238 ± 11	—
I919	Чаркасарский, порода	3,41	74,4	0,0180	298 ± 5	ИГЕМ АН СССР, Лаверов Н.П., Иванов И.Б. (1964)
28 I	Чаркасарский, биотит	4,32	89,0	0,0171	285 ± 10	То же, И.Е. Сморгчов, Б.П. Беликов (1964)
I764	—	3,81	86,0	27,5	306 ± 12	Б.П. Беликов (1964)
I763	Чаркасарский, аплит-биотит	4,26	97,0	26,6	308 ± 12	Б.П. Беликов (1964)

нитов нередко в качестве аргумента приводят данные по Чаркасарскому массиву. Однако в настоящее время отнесение этого интрузива к массивам шайданских гранитов представляется необоснованным (Лисицина, 1960; Бабаходжаев, 1972). Главнейшие геолого-петрологические признаки, которые отчетливо выражены в Чаркасарском массиве (многофазность, повышенные содержания биотита и резко порфировая структура, серая окраска), не характерны для гранитов Шайданского массива. Различны также данные абсолютного возраста. Для чаркасарских гранитов получена цифра 285–308 млн. лет, против 230–253 млн. лет шайданских гранитов (табл. I). Видимо гранитоиды Чаркасарского массива можно параллелизовать с порфировидными биотитовыми и аплитовидными гранитами третьей и четвертой фаз среднекарбонového комплекса Восточного Казахстана (Бабаходжаев, 1962). Учитывая приведенные выше данные, трудно согласиться с существующими представлениями о нижнегирасовом возрасте гранитов шайданского типа и считать их интрузивными аналогами кызылтуринских эффузивов. Вместе с тем, сложное и длительное развитие магматизма в регионе, завершение большинства интрузивных комплексов кислыми и субщелочными сериями пород дает право предполагать, что гранитоиды аляскитоидного состава в Чаткало-Кураминском регионе проявились многократно, в том числе, возможно, и в синхронном сочетании с кызылтуринскими вулканоплутоническими образованиями, примером которого является Самгарский массив.

В целом, лейкократовые граниты шайданского типа составляют самостоятельный интрузивный комплекс, внедрение которого приурочено к зонам региональных разломов или местами их пересечений. Так, Шайданский массив находится в зоне мощного долгоживущего Баштавакского разлома и оперяющих его Кызылтурских зон. Выходы гранитов в верховьях рек Гудас и Оби-Амт контролируются меридиональными нарушениями – ответвлениями Гудасского разлома и контактовыми зонами олсайских эффузивов с гранодиоритами С₂. Небольшие по площади выходы гранитов представляют, видимо, сателлиты характерной штокообразной и грибообразной формы. Мелкие

обнажения лейкократовых гранитов в этом районе, возможно, являются признаком существования на глубине более крупных интрузивных тел, еще не вскрытых эрозией. В пользу этого предположения свидетельствует и увеличение с глубиной поперечных размеров Шайданского массива. Контроль размещения лейкократовых гранитов разломами осуществляется и в других районах Восточного Карамазара (Ашабинский, Камышлисайский, Кызылтепинский и др. выходы) (см. рис. I).

Нередко фиксируется кольцеобразное размещение тел гранитов шайданского типа вокруг структур типа мульд проседания. При этом расположение таких обрамляющих мульды тел гранитов концентрируется разломами. В частности, гранитоиды Шайданского, Оби-Аштского и Гудасского массивов и их сателлиты находятся в южной и восточной части Пангаз-Лашкерекской мульды. Ряд небольших по площади выходов красных гранитов расположен в краевых зонах Ташкескенской структуры (Камышлисайский, Кызылтепинский и др. тела). Кроме сравнительно общеизвестных выходов лейкократовые граниты шайданского типа образуют многочисленные дайки и небольшие по площади штоки, разбросанными по всей территории Кураминской подзоны.

ГЛАВА Ш

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ ШАЙДАНСКОГО МАССИВА

Среди всех существующих массивов и выходов гранитов рассматриваемого типа мы сочли необходимым сравнительно детально остановиться на характеристике Шайданского массива. Хорошая обнаженность создает благоприятные условия для визуальных наблюдений над изменением структурно-текстурных особенностей массива с глубиной, а также целенаправленного петролого-геохимического изучения. В отношении распределения интересующих нас элементов, вопроса геохимической специализации и металлогении лейкократовых гранитов по мере необходимости затрагиваются также Оби-Аштский и Гудасский массивы и их сателлиты.

Ш а й д а н с к и й м а с с и в находится в устье р. Пангаз, в 3 км выше кишлака Шайдан. Массив занимает водораздельную часть низовьев рек Карахана и Пангаз. Шайданский массив представляет лакколитообразное тело, заметно удлиненное в широтном направлении. Интрузив полностью еще не вскрыт, и истинная длина его составляет около 10 км при ширине 6-7 км. Общая площадь массива на современном эрозионном срезе составляет более 60 км². На восточном и западном окончаниях массива в глубоко врезанных речных долинах отчетливо фиксируется клинообразная форма его краевых частей.

Массив изрезан широкими (1-2 км) долинами в южной и северной частях (саи Ровакон, Кумбель) и рассечен глубокими, часто труднопроходимыми каньонообразными ущельями в центральной и западной половине (нижнее течение р. Карахана). В Центральной части интрузив прорезан р. Пангаз, образующей широкую и пологую долину. Видимый вертикальный врез массива составляет около 950 м (высотные отметки от 1000 до 1939 м).

Граниты Шайданского массива на значительных интервалах, как это отчетливо видно в обнажениях, прорывают осадоч-

но-вулканогенные и субвулканические породы акчинской и оясайской свит среднего и верхнего карбона. На меридиане правого склона среднего течения р. Карахана и в северо-восточной части массива лейкократовые граниты прорывают андезито-дацитовые порфиры, кварцевые порфиры и туфы акчинской свиты, а в устье сая Ровакон контактируют с эффузивами оясайской свиты. Контакт неровный, извилистый, падение его колеблется от пологих ($\angle 20-30^\circ$ с эффузивами оясайской свиты) до сравнительно крутых ($\angle 70-80^\circ$ с эффузивами акчинской свиты) (рис. 2).

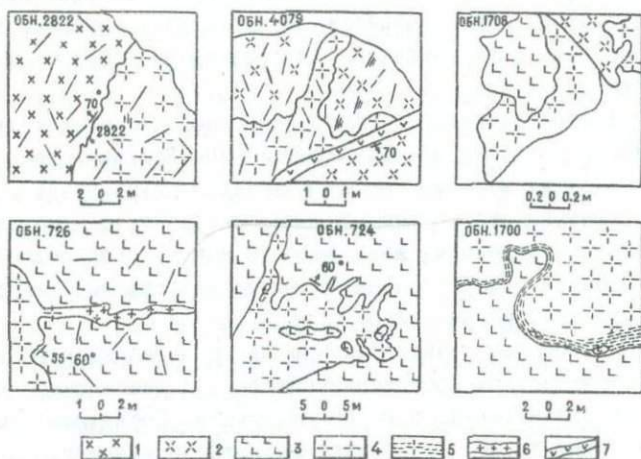


Рис. 2. Взаимоотношение интрузива красных гранитов с гранодиоритами С₂ (р. Ашт, обн. 2822), порфировидными гранодиоритами С₃ (с. Ровакон, обн. 4079, 1708) и кварцевыми порфирами оясайской свиты (с. Ровакон, обн. 726, 724, 1700).

Условные обозначения: 1 - гранодиориты, 2 - порфировидные гранодиориты, 3 - кварцевые порфиры, 4 - красные граниты, 5 - мелкозернистые граниты, 6 - аплиты, 7 - диабазовые порфиры.

На всем протяжении западного контакта и в устье сая Ровакон граниты образуют в эффузивах апофизы разной мощности (0,1-2 м) и протяженности. По сая Джидали апофизы гранита в эффузивах акчинской свиты имеют протяженность до 1 км.

В апофизах углы падения контакта более крутые ($\angle 65-70^\circ$) и падают в сторону вулканитов.

В юго-западной части массива, от устья левого склона р. Карахана до среднего течения сая Ровакон, граниты отчетливо прорывает интрузивы порфировидных гранодиоритов верхнего карбона (рис. 2). Линия контакта имеет извилистое очертание, поверхность его падает под гранодиориты (\angle до 60°). По правому борту сая Ровакон в порфировидных гранодиоритах C_3 отмечаются две параллельные апофизы мелкозернистых красных гранитов мощностью до 7 м. В гранодиоритах контактовой полосы заметно повышается содержание микроклина и альбита; они мелкозернистые, окварцованы и общая мощность измененных пород доходит до 3 м.

В северо-восточной и северо-западной частях контакт осложнен неоднократно обновленными зонами Баштавакского разлома, вмещающими местами мощные кварцевые жилы. Здесь гранитоиды и эффузивы сильно раздроблены, окварцованы и подвержены послемагматическому изменению. В контактовой полосе в составе гранита резко повышено содержание розового калишпата, кислого плагиоклаза-альбита и кварца.

Таким образом, лейкократовые граниты Шайданского массива на значительном протяжении контакта с вмещающими породами имеют сравнительно пологое залегание. Последнее (достигающее местами до $20-30^\circ$) больше характерно для южных и западных контактов интрузива с эффузивами акчинской и оясайской свит. В западной половине массива линия контакта и углы падения последнего осложняются субвулканическими образованиями оясайской свиты, которые секутся красными гранитами.

В устье р. Карахана нами и другими геологами (Л.Н. Лисогор, Г.Т. Таджикибаев) отмечается срезание гранитами Шайданского массива дайкового пояса, сложенного породами габбро-диабазов, диабазовых и диоритовых порфиритов, сменил-порфиритов и других гипабиссальных интрузивов, возможно доверхне-пермского возраста.

Граниты Шайданского массива характеризуются интенсивной трещиноватостью, которая находится в зависимости от усло-

ый формирования разновидностей гранитов и последующей тектонической переработки.

В южной и западной частях Шайданского массива выделяется до пяти максимумов направлений трещин отдельности: I. Меридиональное (ССВ) - $360^{\circ}-15^{\circ} \angle 15-25^{\circ}$; II. Северо-восточное (СВ) - $20-70^{\circ} \angle 60-80^{\circ}$; III. Юго-восточное (ЮВ) - $130-150^{\circ} \angle 30-50^{\circ}$; IV. Северо-западное (СЗ) - $280-320^{\circ} \angle 25-40^{\circ}$; V. Широтное - $80-100^{\circ} \angle 40-70^{\circ}$. Трещины отдельности более-менее равномерно распределены на площади всего массива. Широтные и меридиональные трещины хорошо выделяются в рельефе, выдержаны по простиранию и тянутся на 3-4 км. Промежуточные трещины отдельности менее развиты, они короткие - расстояние между трещинами составляет не более 5-6 м. От центра, ближе к контакту, количество трещин заметно увеличивается и углы падения многих из них постепенно уменьшаются и доходят до $10-20^{\circ}$. Л.Н. Лисогор отмечает, что в апофизах гранита среди эффузивов наблюдается погружение пологопадающих трещин отдельности в сторону вмещающих пород.

В районе горы Мордоб многочисленные замеры трещин показали, что преобладающее их количество имеет довольно крутые падения и колеблется в интервале от 50 до 80° . Наиболее крутые трещины имеют азимут падения на юго-запад и северо-восток. Менее крутые падения ($50-60^{\circ}$) свойственны для трещин северо-западных простираний, и эти трещины в Шайданском интрузиве имеют наименьшее распространение (табл. 2).

Широтные и меридиональные трещины также имеют сравнительно крутые углы падения, и они часто заполнены дайками разнообразного петрографического состава (диабазовые и плагиоклазовые порфиры, полевошпатовые порфиры, граносиениты и др. сложнопостроенные дайки).

Залегание даек аплитов и пегматитов не подчиняется определенной закономерности и контролируется прототектоническими трещинами самых разнообразных направлений и величин углов падения. Широкое развитие трещин отдельности разных направлений в тесной связи с структурно-текстурными особенностями и фациально-петрографическими разновидностями создает примечательные формы рельефа. В участках развития мелко-

Азимуты и углы падения трещин в интрузивах
Шайданского массива (правый борт р. Пангаз)

Системы трещин	Аз.падения в °	∠ падения в °	Количество замеров
I	СЗ 280-350	∠ 56-60	250
II	ЮЗ 180-260	∠ 73-78	350
III	СВ 10- 80	∠ 63-75	250
IV	ЮВ 100-170	∠ 65-70	100
V	Меридиональн. 10-350	∠ 75-85	50
VI	Широтный 80-100	∠ 70-80	60

среднезернистых красных гранитов образуется столбчатая отдельность, способствующая формированию узких, глубоких каньонообразных, часто труднопроходимых ущелий. При смене мелкозернистых красных гранитов серыми, розовыми, сравнительно крупнозернистыми разностями преобладают трещины широтных, реже меридиональных направлений, образующих матрацевидную и параллелипipedальную отдельности. Направление прототектонических трещин отдельности и контактовых положений позволяет дать более или менее объективные суждения о форме массива лейкократовых гранитов Шайданского массива. В частности, наличие довольно пологих углов падения интрузива в западных и восточных контактах свидетельствует о значительном расширении площади массива в этом направлении. Исходя из отмеченных выше данных, форма Шайданского массива определяется как лакколит.

Петрографическая разновидность гранитов массива. Свообразными и весьма интересными являются петрографические отличия лейкократовых гранитов Шайданского массива от подобных гранитоидов развитых в ряде районов Средней Азии. Эти

отличия сводятся к широкому развитию метасоматических процессов, в особенности микроклинизации полевых шпатов, придающих гранитам красную окраску переходных тонов. Эти и другие явления становятся фактами изменения внешнего облика гранитов, степени их раскристаллизованности, колебания количественно-минерального состава и структурно-текстурных особенностей. Обнаруживается закономерное колебание в минеральном составе, размере и форме зерен, структуре, текстуре и окраске пород по вертикали и горизонтали, обуславливающее заметное зональное строение массива. Эти особенности часто нарушаются в зависимости от характера трещиноватости, зон нарушений, пространственного расположения разностей гранитов по отношению к вмещающим интрузив образованиям и другим причин.

В результате детального петрографического изучения лейкократовых гранитов массива выделяются 6 разновидностей, связанных между собой постепенными переходами. 1 - серые крупнозернистые граниты, 2 - розовые крупнозернистые граниты, 3 - красные крупнозернистые граниты, 4 - красные мелкозернистые граниты, 5 - гранит-порфиры, 6 - гранит крупнозернистый, окварцованный. Переходы красной окраски различных тонов отмечаются даже на расстоянии нескольких сантиметров. В целом, отчетливо выраженное зональное расположение разновидностей гранитов на площади всего массива не характерно. Эту зональность можно заметить только в общем плане как по вертикали, так и по горизонтали массива.

Геолого-петрографические особенности выделенных шести групп, являющихся как бы эталонными типами гранитов Шайданского массива, характеризуются следующими признаками:

I. Серые крупнозернистые граниты. Конкретные площади развития серых крупнозернистых гранитов выделить очень трудно. Можно лишь говорить об общей тенденции увеличения роли этих гранитов в более эродированных частях массива (борта р. Пангаз и сая Ровакон, нижнее течение многочисленных саяв, пересекающих интрузив). Большинство отчетливо выраженных полей серых гранитов обнажаются между меридиональными и широтными трещинами с довольно крутыми падениями. Площади

обнажения крупнозернистых гранитов обычно 100–500 м², редко 1 км². В общей сложности серыми крупнозернистыми гранитами сложено примерно 15 % площади выхода Шайданского массива.

Серые граниты слабо трещиноваты, причем в них преобладают широтные и меридиональные трещины. Изредка последние заполнены аплитовыми жилами или по ним развивается микроклинизация с образованием мелкозернистых красных гранитов. Частота встречаемости трещин и расстояние между ними увеличивается от центра в сторону краевых частей выходов серых гранитов. Если в центре обнажения расстояние между трещинами составляет до 10 м, то в краевых частях массива она не превышает 0,1–0,5 м. От характера и частоты трещиноватости зависит также изменение окраски пород. Четкая закономерность в колебании цвета серых гранитов не улавливается. Однако местами серые окраски образуют переходы в сторону розовых и красных тонов. Изменение окраски больше всего связано колебанием цвета калишпата и процессов постмагматических изменений. Особенно этому способствует интенсивная пелитизация калиевых полевых шпатов и серицитизация плагиоклаза.

Макроскопически серые граниты – это порфировидные, от крупно- до среднезернистых пород лейкократового облика. Ведущими минералами являются кварц, калишпат, плагиоклаз и биотит. Среди вторичных образований встречается серицит, мусковит, альбит, эпидот и хлорит. Из рудных минералов и аксессуариев в просмотренных шлифах встречен магнетит, апатит, сфен и циркон. Для этой разновидности характерны довольно крупные размеры зерен калишпата (до 5–8 мм по длине) и частое отсутствие слабонаскристаллизованных равномерно мелкозернистых зон. Только в краевых частях гранита этой разновидности отмечается наличие значительного количества неравномерно наскристаллизованных зон, сложенных мелкозернистым кварцем и калишпатом. К ним приурочены мелкие с "изъеденными" краями чешуи биотита, нацело замещенные бесцветной слюдой, скопления мелких чешуй серицита с мельчайшими выделениями магнетита и пластинки альбита.

К а л и ш п а т (35–50 %) образует идиоморфные зерна таблитчатой формы, интенсивно пелитизирован и изредка имеет двойниковое строение. Иногда в калишпатах отмечаются скопления мельчайших чешуй серицита, альбитизированного плагиоклаза.

П л а г и о к л а з (15–20 %) часто приурочен к стыку калишпата и кварца. Заметны полисинтетические двойники с оборванными и разъеденными краями зерен. Некоторые зерна плагиоклаза нацело серицитизированы.

К в а р ц (25–40 %) резко ксеноморфен, обладает волнистым угасанием, содержит мелкие включения калишпата и плагиоклаза. Зерна кварца имеют округлую, изредка продолговатую форму с размерами не более 1–1,5 мм.

Б и о т и т (не более 2 %) нацело хлоритизирован и сохранился лишь в виде реликтов. Только в довольно свежих разностях серых гранитов отмечаются чешуйки неизмененного биотита размером до 1–1,5 мм. Биотит плеохроирует от темно-бурого по Ng до желтовато-бурого – по Nm и желтоватого – по Np. В ряде зерен биотита производились замеры показателей преломления (Ng – 1,650–1,660; Np – 1,592–1,600; Ng – Np = 0,058–0,060; $2v = 10^0$).

Структура серых гранитов порфировидная, гранитовая и изредка пегматитовая. В некоторых просмотренных шлифах серые граниты отличаются структурой, хотя по минеральному составу отвечают обычным. В породе отчетливо выделяются порфиробласты калишпата размером 3–5 мм на фоне основной более мелкозернистой (0,1–1 мм) массы. Интересно, что состав вкрапленников и основной массы идентичен. Основная масса имеет гранитовую структуру и состоит из кварца и полевых шпатов при резком преобладании калишпата. На отдельных участках полевые шпаты имеют извилистые, нечеткие ограничения и постепенно переходят друг в друга. Среди микрогранитовой массы располагаются более крупные порфировые выделения калишпата и плагиоклаза.

2. Розовые крупнозернистые граниты. Занимают промежуточное положение между I и III разновидностями гранитов. Эти граниты развиты в подножье горы Мордоб, в бассейнах рек

Пангаз и Ровакон. Гипсометрически розовые граниты залегают выше серых гранитов и занимают около 20 км², т.е. до 30 % от общей территории Шайданского массива. Размеры отдельных выходов колеблются от нескольких квадратных метров до 1 км² и более. Эти разновидности гранитов несколько плотнее и слабо подвергаются процессам выветривания. Трещиноватость выражена отчетливо; расстояние между ведущими трещинами по сравнению с серыми гранитами несколько уменьшается и составляет около 1-3 м. Очень часто вблизи меридиональных и широтных трещин граниты подвергаются окварцеванию, становятся более плотными. Ослабление ярко-красной окраски и переход последней в розовую происходит на границе гранитов II и III петрографических разновидностей. Мощность полосы изменения окраски доходит до 2-5 м, и в ее пределах можно наблюдать постепенный переход от одних разновидностей гранитов к другим (рис. 3).

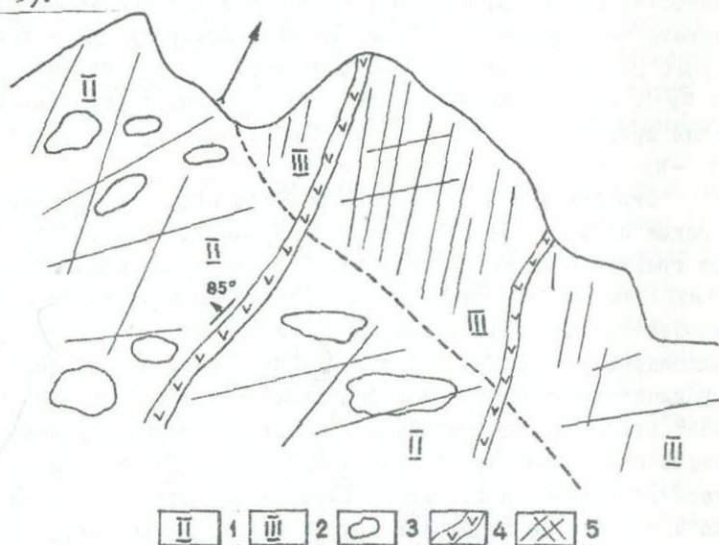


Рис. 3. Зарисовки обнажений пород II и III петрографической разновидности лейкократовых гранитов Шайданского массива, левый борт р. Пангаз, гора Мордоб. Условные обозначения: 1 - розовые крупнозернистые граниты, 2 - красные крупнозернистые граниты, 3 - ксенолиты и ниши выветривания, 4 - плагиоклазовые порфириты, 5 - трещины.

Изменение окраски гранитов тесно связано с характером притока постмагматических растворов и просачивания последних через массу пород. Большое влияние на переход красной окраски в розовую имеет изменение окраски калишпата и характер разложения биотита. Можно наблюдать отчетливое колебание количественных соотношений калиевых полевых шпатов красных и розовых окрасок на небольших расстояниях. В зоне красных гранитов отношение количеств калишпатов красной и розовой окрасок составляет 2:1. Граниты приобретают розовую окраску при соотношении красных и розовых калишпатов 1:2. Очень часто эти переходы наблюдаются в пределах отдельных конкретных обнажений.

На поверхности выходов розовых гранитов отмечаются многочисленные по размеру и форме выветрелые занорыши. Последние имеют круглую, овальную или продолговатую формы с отполированными поверхностями полостей. В гранитах мелкозернистых красных разновидностей подобные кавернозные участки почти отсутствуют. По левому и правому бортам р. Пангаз и сая Ровакон отмечается большое количество занорышей, образовавшихся за счет выветривания ксенолитов и кварцевых порфиров. Занорыши образуются в ксенолитах, сложенных эффузивами оясайской свиты, подвергшихся впоследствии метасоматическим изменениям вплоть до образования состава аплитов и пегматитов. Количество подобных занорышей с ксенолитами и без них несколько увеличивается в краевых частях интрузива, ближе к выходам кварцевых порфиров и липаритов оясайской свиты (рис. 4,5).

Ведущими минералами розовых гранитов также являются кварц, калишпат, плагиоклаз и биотит. Встречаются вторичные: серицит, хлорит, соссюрит, эпидот, карбонат, рудные и аксессуарные: магнетит, сфен, циркон, апатит и ортит. Структура - гранитовая, гранитовая с элементами пегматитовой; текстура всегда массивная.

К в а р ц (20-35 %) образует обычные аллотриаморфные зерна, размеры которых не превышают 2-3 мм. Имеет клинообразные и червеобразные формы прорастания в калишпатах.

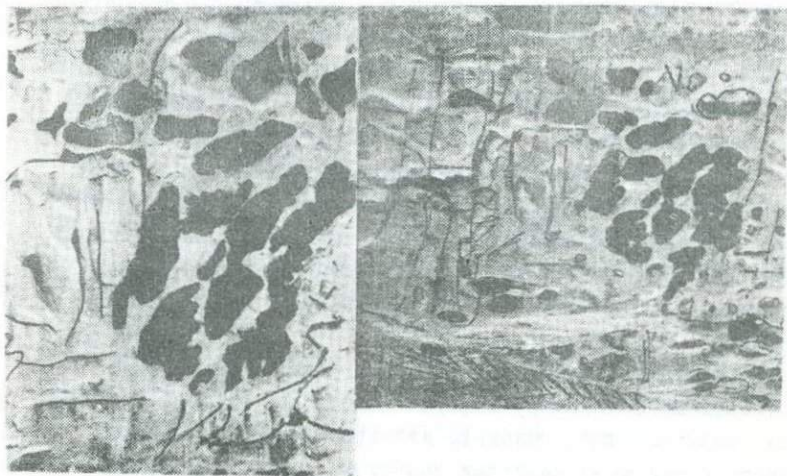


Рис. 4 (а.б.) Ксенолиты кварцевых порфиров оясайской свиты и ниши выветривания в гранитах. Левый склон сая Ровакон.

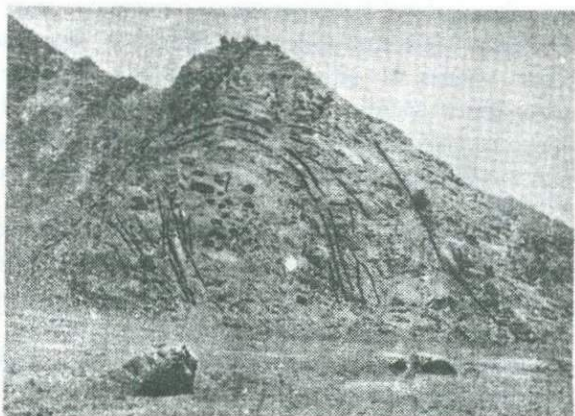


Рис. 5. Контакт лейкократового гранита с порфиroidными гранодиоритами верхнего карбона, трещины и ниши выветривания в гранитах. Правый склон сая Ровакон.

К а л и ш п а т (40–50 %) отличается крупными (до 5 мм) размерами выделений и четко выраженным идиоморфизмом. Представлен ортоклазом и микроклином. Интенсивно пелитизирован. Характерно значительное скопление мельчайших чешуй серицита на отдельных участках кристаллов. Некоторые зерна калишпата пелитизированы по периферии, а центральная часть остается совершенно чистой. Встречаются фенокристы калишпата с хорошо выраженной микроклиновой решеткой, которая заметна даже в пелитизированных кристаллах. Фенокристы характеризуются неравномерным распределением пелитового материала и элементами пертитовой структуры; наблюдается червеобразное выделение альбита в пелитовом веществе. В альбитовых прорастаниях заметны полисинтетические двойники и мелкие чешуи серицита.

З е р н а п л а г и о к л а з а (15–20 %) небольших размеров с неправильными контурами. Иногда встречаются крупные, удлинённые зерна, покрытые с поверхности пелитовым веществом, с отчетливыми полисинтетическими двойниками. Большинство зерен плагиоклаза изменено очень сильно. Отмечаются полные псевдоморфозы по плагиоклазам серицита, кварца и эпидотовых продуктов. Вследствие интенсивной соссюритизации плагиоклазы приобретают буроватый оттенок. Отличительной их чертой является значительная альбитизация. Измерение показателя преломления по оси N_g и N_p показывает, что большей частью он меньше канадского бальзама, следовательно плагиоклаз относится к альбиту и олигоклаз-альбиту.

Б и о т и т (до 2 %) является единственным темно-цветным минералом розовых гранитов. Он образует чешуи, таблички, пластинки и большей частью замещен хлоритом, мусковитом и магнетитом. Встречаются и довольно свежие выделения биотита. Вблизи контактовых зон и трещин чешуи биотита имеют ориентированное расположение, часть их вытянута в виде цепочек, к которым обычно приурочен магнетит с лейкоксеном. Плеохроизм в некоторых свежих зернах биотита выражен более отчетливо. Его окраска меняется от бурого по N_g до желтоватого по N_p . Показатель преломления $n_g = 1,710$;

№ - 1,664; N_g - № = 0,046; $2v = 4^\circ$.

3. Красные крупнозернистые граниты являются преобладающей разновидностью среди лейкократовых гранитов Шайданского интрузива. Этими гранитами заняты гипсометрически повышенные участки массива и водораздельные части большинства сухих, безводных саев. Выходы красных крупнозернистых гранитов составляют до 60 % площади массива, т.е. около 30-35 км². Эти граниты являются как бы промежуточным звеном между розовыми крупнозернистыми и мелкозернистыми красными гранитами. По мере покраснения пород граниты становятся более плотными и интенсивно трещиноватыми. Частота трещин до 5-10 штук на 1 м². Трещины обычно непротяженные и с довольно крутым падением. Интенсивное покраснение гранитов происходит вдоль трещин меридиональных простираний, причем отмечаются переходы ярко-красной окраски в красные и бледно-красные тона.

Несмотря на преобладание крупнозернистых разновидностей, отмечаются и среднезернистые граниты, обычно развитые вдоль меридиональных и широтных трещин. Ксенолиты и образующиеся в результате выветривания последних ниши имеют небольшие размеры. Они продолговаты по форме и незначительны по размеру (10-25 см²). (рис. 6).

Ведущими минералами красных гранитов являются кварц, калишпаты, плагиоклаз и биотит. Преобладающими вторичными образованиями, придающими породе мутную окраску, являются серицит, хлорит, эпидот, цоизит и пелитовое вещество; рудные и акцессорные - магнетит, апатит, сфен, реже ортит. Преобладающая структура - гранитовая, текстура массивная. В красных гранитах иногда появляются мелкозернистые, более слабо раскристаллизованные участки (как бы "ослабленные зоны"), в результате чего структура породы приобретает сходство с порфиroidной. К подобным зонам, как правило, приурочены мелкие чешуи хлоритизированного биотита, а также крупночешуйчатый радиальнолучистый хлорит и крупнозернистый карбонат.

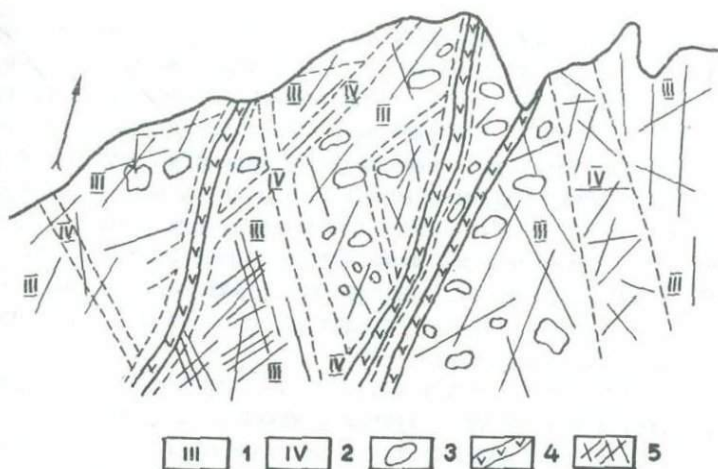


рис. 6. Зарисовка обнажений постепенного перехода III и IV петрографической разновидности, правый борт р. Пангаз, ниже к. Курук

Условные обозначения: 1 - красные крупнозернистые граниты, 2 - красные мелкозернистые граниты, 3 - ксенолиты и ниши выветривания, 4 - диабазовые порфириды, 5 - трещины.

К в а р ц (до 35 %) резко ксеноморфный, округлой, часто продолговатой формы. Поведение кварца в различных частях массива почти одинаково. Большей частью образует довольно крупные (3-5 мм) аллотриаморфные выделения с резкими ограничениями. Кварц изредка содержит небольшие, бесформенные включения калишпата или, прорастая с последним, образует участки с отчетливой графической микропегматитовой структурой, хотя общая структура типично гранитовая.

К а л и ш п а т ы (до 50 %) обычно пелитизированы, в некоторых случаях пелит тяготеет к периферийным частям зерен. Встречается микроклин, в котором из-за интенсивной пелитизации микроклиновые решетки не всегда отчетливо проявляются. Изредка наблюдается довольно свежий микроклин, с хорошо выраженной микроклиновой решеткой. В значительном количестве содержит мелкие чешуи серицита. Интересны многочисленные пертиты - неправильные червеобразные выделения альбита, до-

вольно равномерно распределенные в пелитовом веществе калишпатов. Альбит встречается обычно в виде небольших зерен, а в ряде случаев образует частичные или полные псевдоморфозы по калишпатам. В альбитовых прорастаниях заметны полисинтетические двойники и мелкие чешуи серицита. Часто в одном и том же шлифе попадаются зерна калишпатов как нацело пелитизированных, так и сплошь пронизанных пертитовыми прорастаниями. Интересны довольно частые включения карбоната, образующие очень мелкие кристаллики правильной ромбовидной формы. Очевидно карбонат представляет собой псевдоморфозы по выщелаченному пириту.

П л а г и о к л а з (10-25 %) отличается явным идиоморфизмом относительно кварца и калишпата. Встречаются плагиоклазы довольно свежие и измененные. В связи с этим в большинстве зерен плагиоклаза двойники отмечаются только на отдельных участках. Размеры его зерен колеблются от долей миллиметров до довольно крупных (8x4 мм). Состав плагиоклазов варьируется от альбита, олигоклаз-альбита до типичного олигоклаза. Для данного минерала весьма характерно проявление вторичных изменений. Довольно часто плагиоклазы сопровождаются альбитизацией, при этом альбит как постепенно замещает части зерен (обычно с периферии), так и образует отдельные мелкие идиоморфные зернышки. Отмечаются полные псевдоморфозы по плагиоклазам серицита, кварца, эпидота и цоизитовых частиц. В некоторых шлифах от единичных зерен плагиоклаза остаются только реликтовые скопления серицита. Для крупных кристаллов плагиоклаза характерна зональность замещения - центральная часть полностью замещена серицитом, по периферии наблюдается сосерритизация при совершенном отсутствии серицита.

Б и о т и т (до 3 %) образует относительно идиоморфные пластинки, единичные чешуи, часто с рваными краями, иногда до 2 мм по длине. Часто полностью замещен хлоритом, но отдельные чешуи биотита обладают довольно хорошей сохранностью. Плоскости спайности обычно заметно изогнуты, и по ним развивается магнетит и эпидот. Характерна приуроченность неправильных, пятнообразных выделений магнетита к

участкам развития биотита. Довольно свежие зерна биотита плеохроируют: по Ng бурый, по Np бледно-желтый, схема абсорбции $Ng > Np \gg Nm$; показатели преломления по Ng - I,669; по Np - I,605; $Ng - Np = 0,064$; $2\gamma - 9^\circ$.

4. Красные мелкозернистые граниты. Этими гранитами сложены периферийные части Шайданского массива в полосе мощностью до 200-300 м. Местами мелкозернистые аплитовидные граниты (западный контакт) образуют узкие, по 10-15 м полосы. В центре массива мелкозернистые граниты проявляются в зонах интенсивной трещиноватости и большей частью занимают гипсометрически повышенные участки. В обнажении мелкозернистых гранитов частота трещин до 20-30 штук на 1 м^2 . Трещины обычно короткие, не более 2-5 м, расстояние между ними не превышает 5-10 см. В зонах меридиональных трещин эти граниты образуют дайкообразные полосы (мощность до 1 м), протяженность до 0,5-1 км.

Мелкозернистые граниты пространственно тяготеют к крупнозернистым красным гранитам, с которыми они связаны постепенными переходами. Местами зернистость гранитов настолько быстро изменяется, что создается впечатление проявления между ними "секущих" контактов; обнажения мелкозернистых гранитов лишены признаков выдувания, характерных для серых и красных крупнозернистых гранитов и связанных с процессами выветривания ксенолитов, вмещающих интрузив пород.

В составе мелкозернистых гранитов присутствует кварц, калишпат, плагиоклаз, биотит, магнетит, апатит, сфен, флюорит и др.

К а л и ш п а т образует удлиненные зерна, нередко сдвойникован, местами подвержен деформации и трещиноватости. Он интенсивно пелитизирован, неравномерно, участками полностью замещается речетчатим микроклином и зеленым эпидотом. Калишпат имеет микропойкилитовое строение и часто несет пойкилитовые включения плагиоклаза.

П л а г и о к л а з менее распространен. Полисинтетически сдвойникован, замещается альбитовыми сростками и подвержен интенсивной серицитизации. Зерна кварца имеют округлые формы. В мелкозернистых красных гранитах биотит

большой частью отсутствует. Он интенсивно замещается хлоритом и эпидотом.

5. Гранит-порфиры. Эти породы отмечаются в восточной половине Шайданского массива. Выходы гранит-порфиров простираются узкой не отчетливо выраженной полосой в близком к широтному направлению. Мощность полосы гранит-порфиров доходит до 100-300 м, протяженность до 1-1,5 км. С другими разновидностями гранитов образуют постепенные переходы, которые выражаются в изменении окраски и структурно-текстурных признаков. Интересно то, что по одному и тому же профилю обычно происходит неоднократная смена разновидностей гранитов, что приводит к чередованию различных типов гранитов, т.е. гранит-порфиры сменяются обычными крупнозернистыми гранитами, которые затем снова переходят в гранит-порфиры.

Порода по составу сходна с другими разновидностями гранитов, но резко отличается типичной порфировидной структурой. Порода состоит из примерно равных по объему вкрапленников и основной массы. В основной массе присутствуют полевые шпаты до 28 %, кварц 20 % и биотит 2 %. Вкрапленники представлены кварцем - 10 %, калишпатом - 30 %, плагиоклазом - 10 % и биотитом - 1 %. На фоне основной массы резко выделяются вкрапленники калишпата размером 3-5 мм. В основной массе в значительном количестве имеется кварц, образующий округлую, оплавленную форму, отличающийся несколько меньшими размерами, чем вкрапленники полевых шпатов.

Во вкрапленниках отчетливо преобладают калишпаты, интенсивно пелитизированные. Характерна значительная альбитизация; зерна калишпатов окружены узкими реакционными каймами альбита. Плагиоклазы присутствуют в подчиненном количестве, соссиритизированы, в центральных частях содержат скопления чешуй серицита.

Основная масса прекрасно раскристаллизована, имеет микрогранитовую структуру. Гранит-порфиры в значительном количестве содержат кварц, образующий четкие, резко ксеноморфные выделения. Калишпаты идиоморфные, размер зерен 0,05 мм и нацело пелитизированы. В основной массе встреча-

ются мельчайшие хлоритизированные чешуй биотита. Наблюдается ориентированное расположение чешуек биотита, которые часто изогнуты. Приуроченность биотита к мелкозернистым зонам, богатым вторичными минералами, указывает на позднюю стадию его образования. Биотит в гранит-порфирах не является гидротермальным, однако образовался он одним из последних, одновременно с кварцем или даже позднее его. Из вторичных явлений характерна хлоритизация и карбонатизация ведущих породобразующих минералов.

6. Гранит крупнозернистый, окварцованный. На площади Шайданского массива очень часто отмечаются разновидности окварцованных гранитов, которые приурочены к периферийным частям интрузива, зонам разломов и крупным трещинам. Наиболее выдержанная полоса окварцованных гранитов тянется от левого борта сая Ровакон через водораздел до южной окраины кишлака Курук (правый склон р. Пангаз). Мощность около 50 м, протяженность до 3 км. Ширина зоны окварцованных пород и интенсивность их преобразования изменяется по простиранию разлома или контактовых зон вглубь интрузива. Эти граниты характеризуются преобладанием в составе кварца (60 %) и плагиоклаза (35 %) при незначительном содержании калишпата (5.%) и биотита (1 %). Структура гранитовая, текстура массивная, катакlastическая.

К в а р ц образует обычные для гранитов аллотриоморфные выделения, однако здесь, очевидно, большую роль играло и вторичное окварцевание, так как часто зерна кварца содержат реликты калишпатов. Здесь явно происходит прорастание кварца полевыми шпатами, что характерно для гранитов (элементы пегматитовой структуры), а полевые шпаты являются реликтами замещенных в результате окварцевания зерен. Плагиоклазы сильно изменены. Отмечаются полные псевдоморфозы по плагиоклазам серицита, кварца и эпидотовых продуктов. Содержат многочисленные мелкие чешуй серицита и имеют сероватую или буроватую окраску вследствие аргиллизации и возможно сосюритизации. Характерна также значительная альбитизация плагиоклаза. Точный состав плагиоклаза определить трудно вследствие многочисленных вто-

ричных изменений (особенно альбитизации), но судя по характеру продуктов преобразования он, очевидно, относится к кислому ряду. Плагиоклаз относится к альбиту и олигоклаз-альбиту.

К а л и ш п а т ы присутствуют в небольшом количестве и иногда полностью пелитизированы. Нередко наблюдаются довольно свежие микроклины с хорошо выраженной решеткой. Измененные фенокристы характеризуются неравномерным распределением пелитового материала. Отмечается прорастание калишпата альбитом (пертиты) и часто в некоторых зернах видны свежие и полностью пелитизированные участки. Как правило, более чистыми являются периферические зоны фенокристов.

Для пород окварцованных гранитов характерна интенсивная серицитизация и значительная карбонатизация ведущих породообразующих минералов. Серицит образует псевдоморфозы по полевым шпатам.

ж ж ж

1. Шайданский лакколит относится к группе трещинной интрузии, имеющей некоторые признаки расширения на глубине. Массив контролируется кызылтурским сколом, являющимся одним из оперяющих зон Баштавакского глубинного разлома.

2. Интенсивная трещиноватость гранитов массива явилась причиной широкого развития метасоматических процессов и насыщенности интрузива дайковыми дериватами.

3. В результате широкого проявления метасоматоза (режима кислотности и щелочности) и других послемагматических изменений лейкократовые граниты приобретают красную окраску различного тона и структурно-текстурные особенности в вертикальном разрезе. Однако не всегда окраска согласуется с установленной зональностью гранитов. Одной из главных причин появления красной окраски, по всей вероятности, являются разложения (пелитизация) полевых шпатов, темноцветных минералов, обычно биотита, и образования тонкой пигментации окислов железа в основной массе пород. Избыточные

окислы титана, железа и магния, выделившиеся при разложении биотита, преобразовываются в виде пирита, гематита и акцессорного магнетита. Первично граниты были представлены крупнозернистыми серыми разностями. Описанные петрографические разновидности пород Шайданского массива являются продуктом последующих наложенных на серые граниты послеинтрузивных метасоматических изменений и процессов грейзенизации. Все выделенные разновидности гранитов между собой имеют постепенные переходы.

4. Лейкократовые граниты Шайданского массива можно принять в качестве эталона для петрографического сопоставления и выделения в самостоятельную интрузивную фазу аналогичных гранитоидов в различных районах Чаткало-Кураминского региона.

ГЛАВА IУ

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ

Разнообразные по петрографическому составу магматические дайки на площади Шайданского массива имеют широкое развитие.

По генетической принадлежности и возрасту они подразделяются на 2 группы. 1. Генетически связанные с лейкократовыми гранитами — аплиты, аплит-пегматиты, пегматиты и полевошпатовые порфиры. 2. Глубинные, секущие гранитоиды массива кварцевые порфиры, диабазовые и плагноклазовые порфириты. На всей площади Шайданского массива подсчитано свыше 300 даек, значительная часть которых представлена аплитами и аплит-пегматитами. Они заполняют прототектонические трещины во всех частях массива. Пегматиты тяготеют к апикальным и краевым частям интрузива и иногда проникают во вмещающие интрузив породы.

Диабазовые и плагноклазовые порфириты, кварцевые порфиры, а также полевошпатовые порфиры заполняют наиболее выдержанные по простиранию трещины и заметно выделяются в виде дайковых поясов.

На площади Шайданского массива зафиксировано два дайковых пояса. Первый проходит по сая Ровакон и имеет северо-восточное простирание, протягиваясь от устья данного сая на западе до левого берега р. Пангаз — на востоке. Этот пояс является восточным продолжением Джеркамарского дайкового пояса. Второй, менее отчетливый, тянется на северо-запад от устья сая Ровакон до вершины горы Мордоб (кишдак Курук). В первом дайковом поясе количественно преобладают диабазовые порфириты, полевошпатовые порфиры, во втором — плагноклазовые порфириты.

Ниже приводится геолого-петрографическая характеристика дайковых пород, встреченных на площади Шайданского массива.

А п л и т ы и а п л и т - п е г м а т и т ы являются жильными производными лейкократовых гранитов. Распространены они на всей площади Шайданского массива, однако

количественно тяготеет к эндоконтактовым зонам интрузива и имеет значительную протяженность. Аплиты встречаются на контакте интрузива с эффузивами олсайской свиты (устье сая Ровакон), андезитовых порфиритов акчинской свиты и порфирированных гранодiorитов (устье р. Карахана) и др. Аплиты постепенно переходят в аплит-пегматиты с пегматоидными структурами. Кроме контактовых зон интрузива дайки аплитов и аплит-пегматитов развиты также на горе Мордоб, в бассейне р. Ровакон, на правом склоне р. Пангаз и других эродированных участках массива.

Аплиты образуют жилы, дайки и шпирообразные тела, обычно маломощные (до 0,5 м), протяженностью около 25-50 м и в зависимости от характера трещин имеют прямолинейные, ступенчатые, ломаные и другие формы. Изучение более 200 даек аплитов показало, что они заполняют разнообразные трещины. На розе-диаграмме выделяются пять направлений (рис. 7), с отчетливо выделенными пиками северо-восточных простираний.

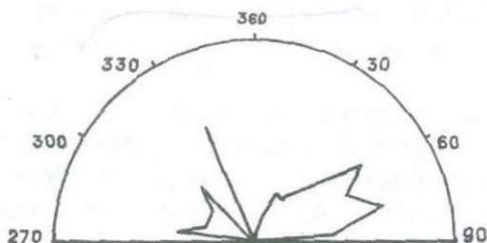


Рис. 7. Роза-диаграмма простирания даек аплитов.

Углы падения даек аплитов в среднем крутые ($\angle 60-85^\circ$), но встречаются и более пологие ($\angle 10-35^\circ$). Направление и углы падения аплитов находится в строгой зависимости от характера развития прототектонических трещин в гранитоидах. Некоторые дайки резко выклиниваются или заполняют несколько параллельных трещин, образуя цепочки. Особенно примечательна зависимость степени неоднородности состава аплитов от фациально-петрографической разновидности вмещающих их лейкократовых гранитов. Это выражается в колебании структурно-тек-

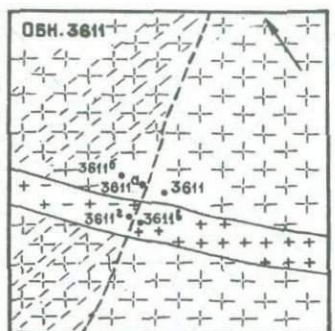
турных особенностей и окраски как аплитов, так и гранитов. На ряде обнажений отмечается, что аплиты приобретают ту окраску, которую имеют вмещающие их граниты (рис. 8, обн. 36II, 4007, 85-к).

Выделяются аплиты розовой, красной, серой и светло-серой окраски, и эти отличия иногда проявляются в пределах одной дайки. Окраска очень часто изменяется по мере наложения на граниты метасоматических процессов. Типично секущие контакты наблюдаются только лишь в аплитах, приуроченных к крутопадающим трещинам. В зальбандах, т.е. в зонах постепенного перехода, аплиты часто обогащаются микроклином и кварцем, приобретают пегматоидную структуру и незаметно переходят в аплит-пегматиты. Последние образуют шлиры и шлирообразные тела.

Аплиты в гранитах представлены двумя возрастными разностями, секутся более поздними (рис. 8, обн. 437) или полевошпатовыми порфирами (рис. 9). Линия пересечения резкая, без особых изменений в зонах контакта. Обе возрастные генерации аплитов генетически связаны с гранитами Шайданского массива.

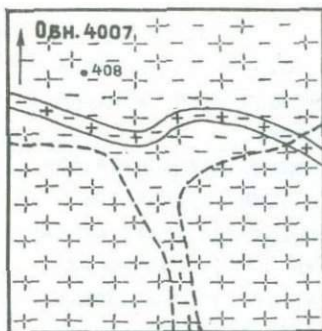
Аплиты — мелкозернистые породы, часто скрытокристаллические, участками имеют зернистую текстуру. Аплиты на всем протяжении даек сохраняют неоднородную структуру с переходом в аплит-пегматиты и равномерно зернистые мелкозернистые породы. Состоят из калишпата-микроклина (более 50 %), кварца (около 30 %), плаггиоклаза (10-15 %) (альбита, реже альбит-олигоклаз) и хлоритизированного биотита (до 1-2 %). Последний образует точечные вкрапления, размером не более 0,01 мм.

Вторичные образования, рудные и акцессорные минералы в аплитах развиты значительно меньше, чем в материнских породах. Характерна неравномерная микроклинизация калиевых полевых шпатов, которая выражается в пятнистом распределении окраски в породе. В некоторых дайках, в частности в зонах постепенного перехода или резкого контакта аплита с гранитами, отмечается полоса мощностью до 1-2 см интенсивно измененных пород. В составе этих пород почти исчезают биотит или появляются поздние генерации порфировых выделений калишпата или



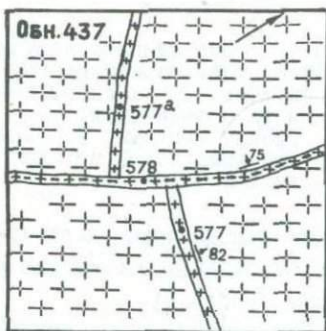
1 2 3 4 5 6 7

1 0 1 2 3 м



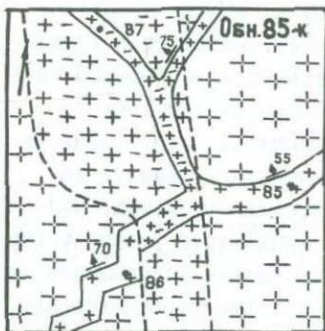
1 2 3 4

1 0 1 2 3 м



1 2 3 4 5 6 7

1 0 1 2 3 м



1 2 3 4 5

1 0 0.5 1 1.5 м

Рис. 8. Аплиты в гранитах Шайданского массива. Обн. 3611, 4007, 85-к - изменения окраски аплита в зависимости от окраски гранитов (р. Ровакон, г. Мордоб), обн. 437 - пересечение раннего аплита поздним (с. Ровакон).
Условные обозначения: 1 - граниты серые; 2 - граниты красные; 3 - аплиты серые; 4 - аплиты красные; 5 - граница постепенного перехода окраски гранитов; 6 - элементы залегания; 7 - номера образцов и проб.

кварца. Структура аплитовая, микропегматитовая, местами гранитовая.

Химический состав аплитов и аплит-пегматитов характеризуется двумя анализами, из которых можно заключить, что породы сходны по составу с аплитовидными гранитами или же аляскитами. Сумма щелочных компонентов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и величина Q указывает на отклонение состава аплитов в сторону пород повышенной щелочности и кремнекислотности и на формирование этих пород из остаточного дифференцированного расплава лейкократовых гранитов на всех стадиях развития. Бедность аплитового расплава феррическими компонентами подтверждается низким содержанием железомagneзиальных соединений и извести в химических анализах аплитов (табл. 3).

Пегматиты. На всей площади Шайданского массива отмечается около 30 пегматитовых жил и шлиров, часто с микроролитовыми пустотами. Они генетически и пространственно связаны с аплит-пегматитами. Жилы пегматита чаще имеют меридиональное простирание, небольшую мощность и незначительную протяженность (до 10-15 м). Районами широкого распространения пегматитов являются апикальные части Шайданского массива. Пегматиты с погребями горного хрусталя находятся ближе к контакту, но встречаются также в центральных частях массива в менее эродированных участках. Шлиры пегматитов с микроролитовыми пустотами слагают участки площадью 0,1-2 м². Они часто заполнены погребями горного хрусталя. Зональные пегматиты с гребенчатым кварцем, ортоклазом, микроклином, реже альбитом и олюдой

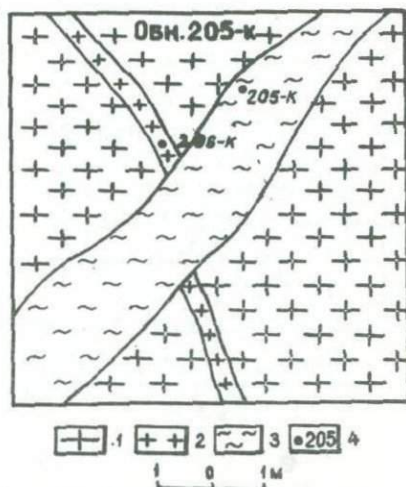


Рис. 9. Пересечение аплита жайками полевошпатовых порфиров (обн. 205-к, с.Роваков).
Условные обозначения:
1 - гранит красный; 2 - аплит;
3 - полевошпатовый порфир;
4 - номера образцов.

Таблица 3

Химический состав аплита и аплит-пегматита
в гранитах (вес,%)

Компоненты	826	II40	Символы	826	II40
SiO ₂	75,29	73,83	a	12,3	15,2
TiO ₂	0,26	0,16	c	0,6	0,6
Al ₂ O ₃	13,43	11,38	b	6,0	3,2
Fe ₂ O ₃	1,11	1,10	a	81,1	81,0
FeO	0,68	0,54	a ¹	-	-
MnO	нет	сл.	f ¹	25,0	27,0
MgO	0,61	0,30	m ¹	17,0	17,0
CaO	0,53	1,33	c ¹	58,0	56,0
Na ₂ O	3,64	1,69	n	15,1	19,0
K ₂ O	3,57	8,43	t	0,31	0,0
P ₂ O ₃	нет	0,04	φ	42,5	9,9
п.п.п.	0,38	1,39	q	37,0	31,0
H ₂ O	0,06	0,07	a:c	21,1	25,3
CO ₂	-	0,74			
Сумма	99,50	100,19			

826 - аплит-пегматит, Шайданский массив, западный контакт.

II40 - аплит, Шайданский массив.

Шайданском массиве очень редки, и их размеры не превышают 0,5-1 м². Для большинства же жильных пегматитов зональное строение не характерно. Тем не менее в некоторых жилах и шлирах от края к центру мелкозернистые полосы сменяются через аплит-пегматиты породами с блоковым строением.

Пегматиты имеют простой минеральный состав и состоят из кварца, ортоклаза, микроклина, альбита и слюды. Среди последних количественно преобладает биотит, но в пегматитах, подвергшихся грейзенизации, присутствует значительное скопление мусковита и серицита. Кварц белый, иногда сероватый, в различной степени трещиноватый. Образует блоковые и гребен-

чатые формы, замещает калиевые полевые шпаты, реже плагиоклаз.

Размеры блоков горного хрусталя, встреченные в миаролитовых пустотах пегматитов, достигают 2-3 м². Они сложены полупрозрачными кристаллами горного хрусталя длиной от 1-5 см до 20-30 см. Калишпаты (ортоклаз и микроклин) в виде различных по размеру и форме отдельных блок-кристаллов составляют менее половины объема пегматитов и обычно находятся между зернами кварца и идиоморфны по отношению к последнему. Калишпаты интенсивно трещиноваты, и открытые полости в них заполнены продуктами грейзенизации, поздним кварцем и гидрослюдой. Калишпаты пертитизированы и неравномерно замещаются альбитом. Последний образует удлинённые зерна, часто с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками.

Продукты вторичного изменения в пегматитах развиты довольно слабо. Отмечается лишь серицитизация плагиоклаза, хлоритизация биотита и замещение калишпата пелитовыми веществами. На пегматиты наложены грейзены, в микротрещинах широко развиты пластинки гематита и карбоната. Среди наиболее важных рудных минералов в пегматитах Оби-Аштского массива присутствуют вольфрамит, молибденит и единичные зерна касситерита (?). Наличие этих минералов в некоторой степени повышает практическую значимость пегматитов, связанных с лейкократовыми гранитами шайданского типа.

Полевощпатовые порфиры имеют широкое развитие и, по всей вероятности, генетически связаны с лейкократовыми гранитами. Дайки полевошпатовых порфиров обнажаются в среднем течении сая Ровакон, горы Мордоб и др. Образуют дайки и штоки. Выделяются дайки меридиональных, реже северо-западных и северо-восточных простираний, Мощность их колеблется от 0,2 м до 12-15 м. Встречено две дайки мощностью около 30 м (левый борт среднего течения сая Ровакон). Протяженность даек тянется до нескольких сот метров. Штоки этих пород среди гранитов присутствуют реже, чем дайки и, возможно, представляют фациальные разности материнского интрузива.

Дайки полевошпатовых порфиров с вмещающими породами имеют четкие секущие контакты с заметными изменениями облика пород в зальбандах. Околосекундарные изменения выражаются в различии текстуры пород до появления фельзитоподобных и флюидальных образований. Граниты в контактовых полосах несколько уплотняются, становятся мелкозернистыми, приобретая определенную ориентировку минералов. В дайках содержится значительное количество ксенолитов гранитов до 1-2 м по длине. Полевошпатовые порфиры наряду с самостоятельными выходами очень часто участвуют в строении сложных даек. В последних они занимают центральные участки, иногда зальбандовые зоны. В подобных ситуациях полевошпатовые порфиры имеют отчетливые возрастные соотношения по отношению даек диабазовых порфиритов.

Выделяются два возрастных типа этих даек: более древние занимают зальбанды сложных даек; поздние секущие жилы аплита (см. рис. 9) и ранних диабазовых порфиритов, содержащих ксенолиты последних.

Сравнительно мощные дайки имеют зональное строение. Обычно порода в центральных частях дайки является среднезернистой со значительным количеством порфировых выделений розового калишпата. Постепенно в сторону зальбандов породы становятся мелкозернистыми, скрытокристаллическими, местами с флюидальными текстурами. Мощность этих полос достигает 20-30 см. В них отсутствуют порфировые выделения калишпата.

Полевошпатовые порфиры розовой до красной окраской и пятнистой текстурой отчетливо выделяются на фоне лейкократовых гранитов. В числе порфировых выделений ведущее место занимает микродин, кристаллы которого часто ориентированы по простиранию дайки. Кроме калишпата присутствует также кварц округлой и продолговатой формы. Размеры порфировых зерен достигают 5-6 см в длину и 1 см по ширине. Количество порфировых выделений калишпата колеблется от 20 до 500-600 штук на 1 м². При уменьшении или исчезновении порфировых кристаллов калишпата или кварца полевошпатовые порфиры переходят в сиенитовые или кварцевые порфиры, по общему облику приближающиеся к лейкократовым гранитам.

Под микроскопом порода имеет порфировую и микрогранитовую структуры, состоит из различных по размеру зерен калишпата (больше решетчатого, мутного с поверхности микроклина), овального продолговатого кварца, полисинтетически сдвойникового плагиоклаза, листочков хлоритизированного биотита, а также акцессорных (апатит, сфен, циркон), рудных (магнетит, гематит, лейкоксен, пирит) и вторичных минералов. Общность вещественного состава полевошпатовых порфиров и материнского интрузива подтверждаются данными химического анализа. В гранитах и полевошпатовых порфирах (пр. 85-к SiO_2 - 74,57; TiO_2 - 0,13; Al_2O_3 - 12,53; Fe_2O_3 - 0,53; FeO - 1,15; MnO - 0,01; MgO - 0,09; CaO - 1,16; Na_2O - 4,29; K_2O - 4,25; ппп - 0,77; P_2O_5 - 0,02; CO_2 - 0,26; H_2O - 0,06; сумма - 99,50) содержание всех главных окислов почти совпадает. Поражают также высокие концентрации фтора (2700 г/т) в полевошпатовых порфирах.

Кварцевые порфиры (микрогранит-порфиры) - образуют дайки и штоки. Большинство даек имеют северо-западное простирание с довольно крутыми углами падения (\angle 75-80°). Мощность около 10-15 м, а протяженность иногда превышает 2-3 км. Размеры штоков кварцевых порфиров достигают 200-400 м². Эти тела с гранитами образуют секущие контакты.

Кварцевые порфиры по внешнему облику напоминают скрытокристаллические аплиты и полевошпатовые сиенит-порфиры. Большинство даек кварцевых порфиров находится вблизи западного контакта Шайданского массива с эффузивами акчинской свиты (р. Карахана, сай Джелтимес). Иногда эти дайки одновременно секут граниты и вмещающие эффузивы, и для них свойственны элементы зональности. Если в центре дайки порода имеет микрогранитовый облик, то в сторону контакта постепенно переходит в фельзитоподобные кварцевые фельзит-порфиры, часто с флюидальной структурой. В зальбандах мощностью до 20-30 см порода имеет зеленоватую окраску, раздроблена и иногда подвергается тангенциальному сжатию с появлением форм скручивания.

Кварцевые порфиры - темно-серые, плотные породы с мелки-

ми вкрапленниками кварца, реже полевых шпатов и биотита. Основная масса представлена сильно карбонатизированным, "загрязненным" с поверхности кварц-полевошпатовым агрегатом. Кварц слагает зерна небольших размеров, часто ориентированные, и вместе с хлорит-серицит и пелитовыми массами создающих фельзитоподобную флюидальную текстуру. В некоторых разностях кварцевых порфиров отчетливые очертания минералов благоприятствуют появлению микрогранитовой основной массы. В этих случаях здесь присутствуют единичные удлиненно-призматические зерна альбит-олигоклаза и хлоритизированного биотита. Акцессорные и рудные минералы присутствуют в небольших количествах (единичные зерна циркона, сфена, апатита, гематита и рудной пыли). Структура фельзитовая, порфировая, участками микрогранитовая.

Д и а б а з о в ы е п о р ф и р и т ы - имеют широкое распространение, образуют одиночные выходы или участвуют в строении сложных даек. Выделяются две возрастные группы диабазовых порфиритов.

Поздние дайки диабазового порфирита секут все дайковые породы массива, включая симметрично построенные и ранние диабазовые порфириты (сай Ровакон).

Районами широкого распространения этих даек является левый склон сая Ровакон, гора Мордоб и северо-западные участки Шайданского массива. Диабазовые порфириты заполняют трещины двух систем - северо-восточные и меридиональные. Поздние диабазы нередко заполняют трещины северо-западных простираний. Углы падения всех даек колеблются от 60 до 85° (на северо-восток и восток). Мощность описываемых даек не одинаковая, в среднем 2-3 м, изредка доходит до 8-10 м (больше в составе сложных даек). Они секут интрузивы лейкократовых гранитов и содержат их ксенолиты, частично контаминированные, размером 0,1-0,5 м². Иногда в сложных дайках ксенолиты диабаза с вкрапленниками калишпата присутствуют в полевошпатовых порфирах. Ксенолиты ориентированы согласно простирания даек.

Ранние диабазы имеют темно-серую окраску. В породе много порфировых выделений калишпата, плагиоклаза, амфибола,

изредка кварца. Некоторые минералы подвержены эпидотизации, в частности калишпат полностью замещается зеленым эпидотом. Частое присутствие вторичных порфировых выделений в диабазовых порфиритах имеет некоторое влияние на повышение содержания кремнезема, FeO, MgO при уменьшении содержания K₂O, Fe₂O₃ и CaO. Согласно химического состава (пр. 92-к - SiO₂ - 46,68; TiO₂ - 2,00; Al₂O₃ - 16,62; Fe₂O₃ - 3,77; FeO - 6,19; MnO - 0,05; MgO - 4,69; CaO - 5,34; Na₂O - 4,64; K₂O - 2,89; pp - 5,82; P₂O₅ - 0,94; CO₂ - 2,72; H₂O⁻ - 0,09; F - 0,11; сумма - 99,63) диабазовые порфириты раннего возраста близко совпадают с составом плагиоклазового порфирита с краевой зоны дайки (табл. 4, проба 81-к).

Для многих даек диабазовых порфиритов характерно зональное строение. Метаморфизованные темно-серые породы микродиоритового облика в центре дайки сменяются плотными диабазами по краям. Мощность последних около 10-15 см.

Макроскопически поздние диабазы однородные, менее метаморфизованы, зеленовато-серые, местами совершенно черные без порфировых выделений. В строении сложных даек не участвуют. Под микроскопом в минеральном составе основной массы диабазовых порфиритов присутствуют средний плагиоклаз (№ 20-30), актинолит, обыкновенная роговая обманка, пироксен (авгит), калишпат, кварц, аксессуарные, рудные и вторичные образования. Плагиоклазы имеют удлиненные формы с простыми и полисинтетическими двойниками, идиоморфны и тесно ассоциируют с темноцветными минералами. Зерна плагиоклаза развиваются на стыке амфибола, пироксена и иногда в виде включений присутствуют среди них. Некоторые зерна плагиоклаза довольно свежие.

Широко представлены обыкновенные амфиболы и актинолит (около 30 %). Они образуют выделения разнообразной формы и размеров от мельчайших зерен до порфировых вкрапленников. Местами эти минералы сильно разложены и интенсивно замещаются хлоритом, эпидотом и карбонатами. Большей частью трудно установить оптические свойства этих минералов (ориентировку, спайности, двойниковых швов, плеохроизм и др.).

В менее измененных породах вкрапленники роговых обманок либо бесцветные, либо слабо окрашены в зеленые тона со слабым

Химический состав петрографических разновидностей плагиоклазовых порфиров согласно разреза дайки по мощности (вес,%)

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	F	Сумма
75-к	46,93	2,06	16,41	4,74	0,81	0,22	0,75	9,68	1,65	5,26	10,16	1,04	5,70	0,66	0,19	99,71
77-к	46,39	2,00	15,84	5,03	5,23	0,08	3,19	6,68	3,37	3,59	7,32	0,99	4,52	0,39	0,14	99,71
78-к	44,19	2,16	16,27	4,17	5,00	0,10	3,75	8,68	2,86	3,48	7,94	0,97	5,98	0,00	0,12	99,57
79-к	45,94	1,90	15,77	3,21	5,65	0,08	4,69	6,89	3,20	3,20	7,94	0,98	0,88	0,12	0,13	99,50
80-к	47,79	1,64	15,77	6,45	3,67	0,05	2,44	6,55	2,90	4,19	7,21	0,93	3,24	0,43	0,13	99,59
81-к	46,32	1,91	16,33	3,81	5,61	0,08	4,29	7,55	3,34	2,89	6,80	1,00	3,99	0,23	0,15	100,03

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

№ проб	a	c	b	s	c'	f'	m'	n	t	φ	Q	a:c
75-к	10,0	7,4	20,3	62,3	36,1	27,3	6,8	15,3	3,1	22,0	2,8	1,3
77-к	13,9	4,7	20,7	60,7	20,7	49,6	28,6	58,7	3,1	22,4	11,1	2,9
78-к	10,7	7,2	20,7	61,4	35,1	40,4	35,9	44,7	3,5	2,0	2,8	1,4
79-к	13,0	5,2	21,9	59,9	18,7	41,0	40,3	6,3	3,0	13,7	11,4	2,5
80-к	14,1	4,8	18,7	62,4	22,0	53,0	23,2	51,0	2,4	32,6	8,2	2,9
81-к	12,6	5,6	22,6	59,2	19,8	45,0	35,2	63,5	3,0	15,7	12,4	2,0

Примечание: 75-к - измененный плагиоклазовый порфирит, 77-к - слабо измененный плагиоклазовый порфирит, 78-к - довольно свежий плагиоклазовый порфирит, 79-к - свежий плагиоклазовый порфирит, 80-к, 81-к - слабо измененный плагиоклазовый порфирит.

плеохроизмом: по Ng - бледно-зеленый, по Np - бледно-желтый, по Nm - зеленовато-желтый, с: Ng - 15-20°; -2v = 65-82°. Встречаются разновидности зеленой роговой обманки призматического облика без концевых граней с ясно пересекающейся спайностью. Плеохроизм: по Ng - густо-зеленый, по Np - зеленовато-желтый, с: Ng - 15°. Отмечаются иногда простые и полисинтетические двойники. Содержат реликтовые включения плагиоклаза, корродируются калишпатом и кварцем.

Пироксен (авгит) имеет короткопризматическую форму, сильно трещиноват, бесцветен, слабо плеохроирует, Ng - Np = 0,020, 2v = 45°, интенсивно замещается амфиболом, хлоритом и плагиоклазом.

Присутствуют отдельные сильно хлоритизированные пластинки биотита с заметным плеохроизмом от слабо буроватого по Ng до густо-зеленого по Np. В интерстициях идиоморфных минералов наблюдаются вкрапленники кварца и калишпата. Вторичные, акцессорные и рудные минералы в диабазах в зависимости от степени метаморфизма составляют от 0,1 до 2-3%. Среди акцессорных значительное место занимают сфен и циркон, появление которых, по всей вероятности, связано с разложением темноцветных минералов. Среди рудных значительное место занимают лейкоксен, гематит, магнетит. Структура пород диабазовая и офитовая.

Плагиоклазовые порфириты образуют одиночные и часто параллельные дайки. По минеральному составу они сходны с диабазовыми порфиритами, а по возрасту занимают промежуточное положение между ранними и поздними дайками диабазовых порфиритов. Как правило, плагиоклазовые порфириты в составе сложных даек не участвуют. По обилию порфировых выделений плагиоклаза различного размера и формы, эти дайки четко выделяются на фоне вмещающих гранитов. Они заполняют крутопадающие трещины северо-восточных или близких к меридиональному простираний. Углы падения от 60 до 80° в разных направлениях. Мощность даек варьируется от 0,2 до 6-8 м, в среднем около 2 м. Иногда на протяжении 200-300 м мощность дайки уменьшается от 8 до 0,5-1 м. Протяженность более 1 км.

Плаггиоклазовые порфириды содержат ксенолиты гранитов и в контактовых зонах подвергаются брекчированию.

В порфировых выделениях плаггиоклазы имеют удлиненно-призматические, игольчатые и округлые формы. От центра в сторону контакта удлиненные зерна плаггиоклаза сменяются округлыми без определенной ориентировки. Изредка плаггиоклазы вытянуты согласно простиранию дайки. В некоторых дайках проявлены элементы зональности, которые выражаются в изменении окраски, степени метаморфизма пород и полного исчезновения в краях даек порфировых выделений с переходом в диабазовые порфириды.

Так, у подножья горы Мордоб в одной из даек плаггиоклазовых порфиров, мощностью около 1,5 м, отмечается следующая последовательность перехода от центра в сторону эндо- и экзоконтактов:

1. В центре дайки плаггиоклазовые порфириды имеют темную, почти черную окраску, довольно свежие. Присутствуют беспорядочно расположенные удлиненные призматические зерна плаггиоклаза (№ 22-25), размером от 0,1 до 0,5-1 см. Мощность 30 см. Изменение химического состава плаггиоклазового порфирида в центре дайки характеризуется незначительными колебаниями содержания кремнезема, железо-магнезиальных компонентов и извести. Согласно числовым данным, порода соответствует составу типичных диабазовых порфиров по Р. Дэли. Заметно значительное накопление летучих соединений (P_2O_5 , CO_2 и F) в центре дайки и CO_2 в сторону экзоконтактной зоны (см. табл. 4, рис. 10, пробы 78, 77, 75).

2. Появляются внешние признаки метаморфизма. Среди игольчатых плаггиоклазов отличаются округлые и овальные формы. Соотношения отмеченных форм 3:1, мощность 25 см.

3. Порода слабо метаморфизована, темно-серая, соотношение призматических и овальных форм плаггиоклаза 2:2, мощность 30 см. От центра в обе стороны в петрохимическом составе плаггиоклазового порфирида наблюдаются некоторые колебания в содержании главных окислов. Это выражается в привносе (SiO_2 , FeO, MgO и CaO) и выносе (TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO и K_2O), связанных с последующими процессами метаморфизма пород (см. табл. 4, рис. 10, проба 79).

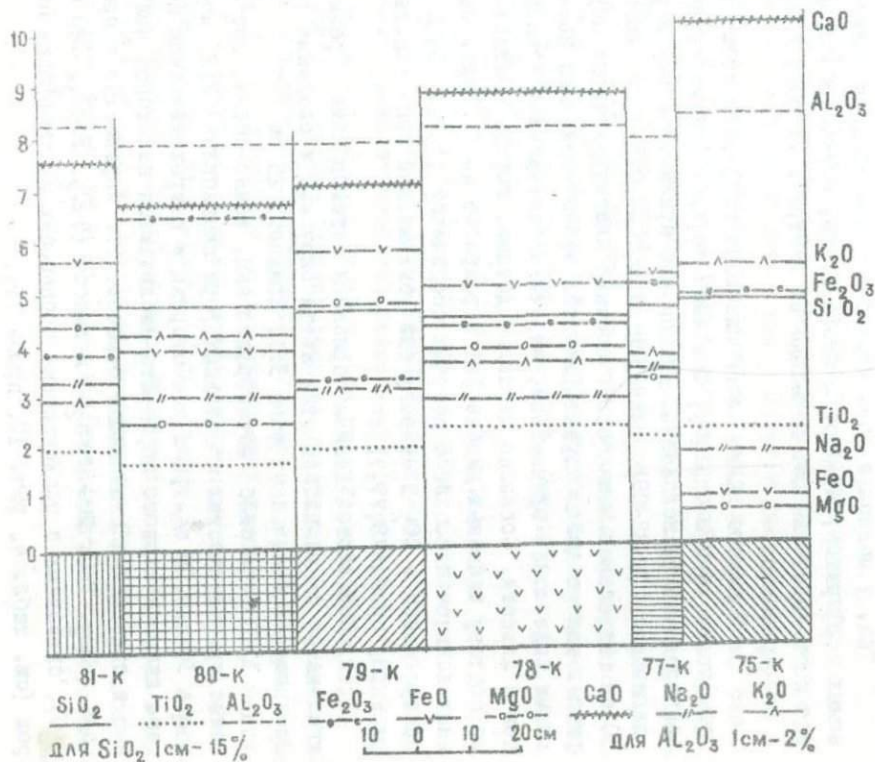


Рис. 10. Вариационная диаграмма химического состава плагиоклазовых порфиритов по мощности дайки. Описание разновидностей пород см. в табл. 3.

4. В значительной степени повышен характер метаморфизованности пород. Плаггиоклазы сильно серицитизированы, количество довольно свежих игольчатых зерен плаггиоклазов уменьшается. Соотношение призматических и овальных плаггиоклазов 1:3, мощность 5-10 см. По мере повышения степени метаморфизма (ближе к эндо- и экзоконтактовым участкам) дайки в составе пород несколько завышено содержание кремнезема, окиси и закиси железа и щелочи по сравнению с Al_2O_3 , MgO и CaO (см. табл. 4, рис. 10, пробы 79, 80).

5. Плаггиоклазовые порфириды интенсивно метаморфизованы. Порода осветленная, плаггиоклазы сильно серицитизированы, темноцветные минералы разложены полностью. Порфиновые выделения отсутствуют, изредка встречаются игольчатые кристаллы плаггиоклаза. Мощность около 10 см. Характер изменения петрографического состава плаггиоклазовых порфиритов отражается также на степени концентрации элементов-примесей (табл. 5). По данным полуколичественного спектрального анализа разновидностей плаггиоклазового порфирита видно, что происходит колебание содержаний элементов-примесей в различных частях дайки. В частности, в породах со стороны лежащего контакта количественно преобладают Mn , Cr , Pb, Ga ; в средней части дайки - Ni, Ba, Zn и Y , а в зоне висячего контакта - Mg, Ni, Li . Некоторые элементы-примеси (Sn, V, Ti, Sc, Be, Ag) во всех частях дайки не обнаруживают каких-либо закономерностей в содержании. Отмечается коррелятивная связь между химическим составом породы и элементов-примесей. Особенно наглядно подчеркиваются корреляционные связи Pb , K и Si . Повышенные содержания SiO_2 и K_2O способствуют высокой концентрации свинца (рис. 11).

Химический состав плаггиоклазовых порфиритов в участках эндо- и экзоконтакта выражается в колебании многих компонентов, что, по всей вероятности, связано с различной степенью последайкового метасоматоза. Последние становятся причиной привноса или выноса компонентов в различных благоприятных условиях. В частности, в зонах (экзоконтакты) интенсивного притока растворов происходит интенсивная хлоритизация и эпидотизация цветных минералов и плаггиклаза, который выра-

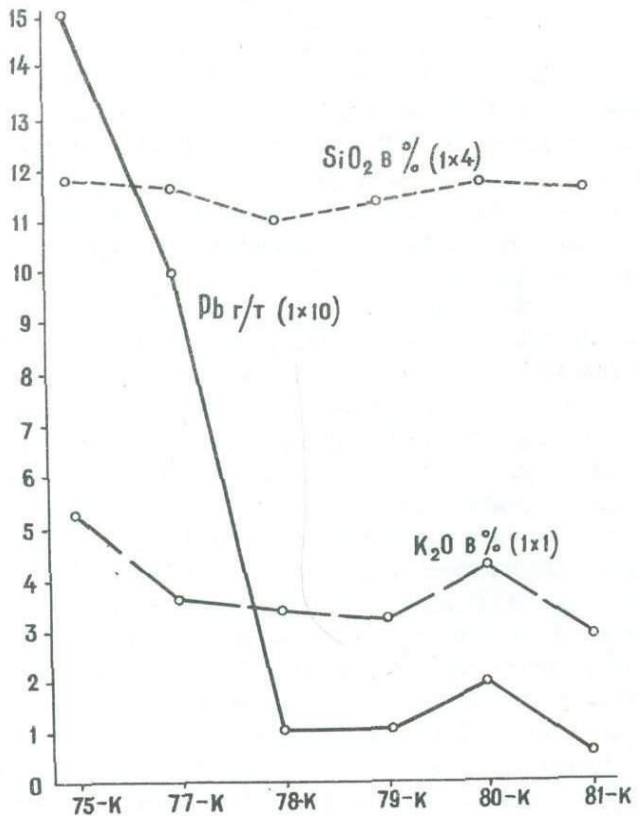


Рис. II. Корреляционная зависимость содержания SiO_2 , K_2O и Pb в разновидностях плагиоклазовых порфиритов по мощности дайки.

Условные обозначения: проба 75-к - плагиоклазовый порфирит с экзоконтактной, проба 78-79-к - центральной и проба 81-к - с эндоконтактной части дайки. Мощность дайки - 1,5 м.

Т а б л и ц а 5

Содержание элементов-примесей в плагиоклазовых порфиритах, согласно мощности дайки (по данным полуколичественных спектральных анализов, г/т)

Элементы	Номера проб						Чувствительность анализа
	75-к	77-к	78-к	79-к	80-к	81-к	
Mg	1	5	3	5	3	5	10^{-1}
Mn	20	8	8	6	8	8	10^{-2}
Ni	1,5	2	2	2	1,5	2	10^{-3}
Cr	15	15	10	10	10	10	10^{-3}
Cu	5	4	4	3	20	3	10^{-3}
Pb	15	10	1	1	2	0,5	10^{-3}
Zn	-	1	0,5	0,5	0,5	0,5	10^{-2}
Ga	6	4	5	4	4	4	10^{-3}
Be	1,5	1	0,6	1	1	1	10^{-3}
Ba	6	20	30	40	30	30	10^{-3}
Sr	2	3	3	3	2	3	10^{-2}
Li	-	2	-	2	2	3	10^{-2}
La	-	0,5	0,5	-	-	-	10^{-2}
Y	5	4	5	5	5	3	10^{-3}
Co	1	1	1	1	1	1	10^{-3}
Ti	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %	10^{-1}
V	30	30	30	30	30	30	10^{-3}
Sn	0,5	0,5	-	0,5	0,5	0,5	10^{-3}
Sc	2	2	2	2	2	2	10^{-3}
As	2	2	2	2	2	2	10^{-2}

жается в занижении содержания FeO , MgO и Na_2O или же пелитизации полевых шпатов и значительно влияет на повышение K_2O . В эндо- и экзоконтактных зонах содержание SiO_2 и Al_2O_3 мало колеблется (см. табл. 4, см. рис. 10, пробы 75, 81).

В составе плагиоклазовых порфиритов присутствует плагиоклаз от кислых до средних составов (№ 10-45), калишпат,

кварц, роговая обманка, актинолит, биотит, акцессорные, рудные и вторичные образования. Размеры вкрапленников плагиоклаза от 0,1 до 5-6 мм, не ориентированы. Двойники простые, неодинаково замещены серицитом и карбонатом. Некоторые зерна плагиоклаза образуют концентрически-лучистые, сноповидные сростки. Характерно замещение плагиоклаза по краям и двойниковым швам хлоритизированными амфиболами.

Амфиболы (около 25 %) интенсивно разложены и превращены в лейкоксен; иногда на их месте отмечаются скопления акцессорных минералов - циркона, апатита, сфена. Отчетливые формы в амфиболах почти не отмечаются. Амфиболы замещаются биотит-хлорит-карбонатными агрегатами. Местами хлорит и эпидот образует полную псевдоморфозу по листочкам биотита, который имеет ярко-зеленую окраску, без хорошо выраженной спайности.

Основная масса плагиоклазовых порфиритов сильно разложена, отличается значительным скоплением серицита, хлорита, сосюрита и пелитового вещества, развитого по главным породообразующим минералам, замещая или образуя псевдоморфозы по ним. Структура габброидная, габбро-диабазовая.

С л о ж н ы е д а й к и. На площади Шайданского массива встречено более 20 выходов сложных даек, значительное количество которых приурочено к дайковым поясам (левый борт сая Ровакон, горы Мордоб, р. Карахана). Дайки в основном имеют северо-восточное, иногда меридиональное простирание с довольно крутыми углами падения ($\angle 70-85^{\circ}$). Преобладающее число сложных даек представлено сочетанием разновозрастных диабазовых порфиритов и полевошпатовых порфиров. Мощность даек колеблется от 5 до 15 м, в среднем 10 м. На породы, занимающие центральные части сложных даек, приходится около 80 % мощности, на краевые - до 20 %. По протяженности они прослеживаются на расстояние более 1 км. Преобладающий порядок симметричного расположения различных пород в дайках представлен следующим образом: диабазовые порфириты (мощность до 1 м), полевошпатовые порфириты (мощность до 8-10 м), диабазовые порфириты (мощность до 1 м) (рис. 12). По наличию секущих контактов и ксенолитов, а также степени изменения и

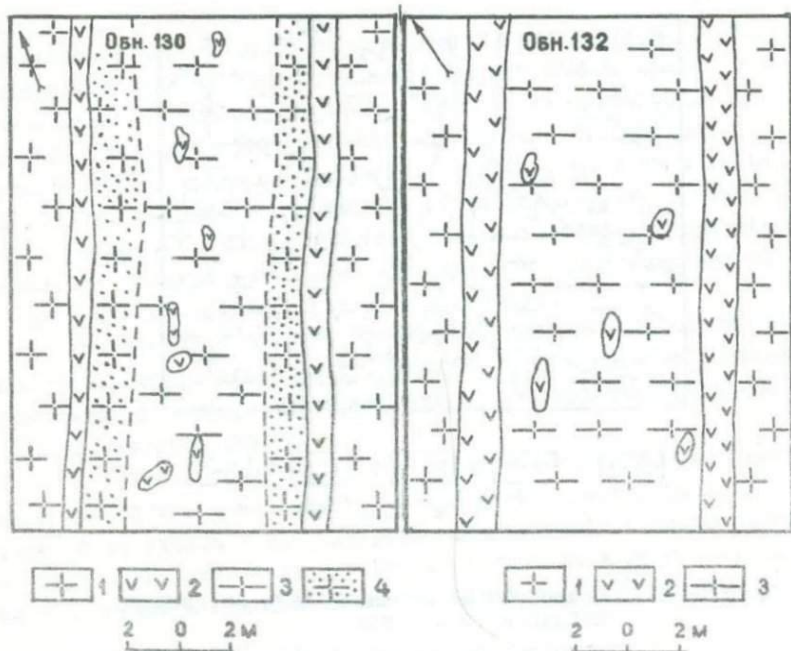


Рис. 12(а). Симметричные сложные дайки на площади Шайданского массива.

Условные обозначения: обн. 130 - диабазовые порфириды (ранний) по краям и полевошпатовые сиенит-порфиры с фациальным переходом в центре (с.Ровакон), обн. 132 - диабазовые порфириды (ранний) по краям и полевошпатовые порфиры в центре (с.Курук).

1 - красные граниты, 2 - диабазовые порфириды (ранний), 3 - полевошпатовые сиенит-порфиры, 4 - полевошпатовые сиенит-порфиры измененные.

другим особенностям в сложных дайках устанавливается по две возрастные группы диабазовых порфиритов и полевошпатовых порфиритов. Сложные дайки часто секутся поздними дайками плагиоклазовых порфиритов и сами секут ранние диабазовые порфириды.

Полевошпатовые порфиры, участвующие в строении сложных даек, светло-розовые и темно-красные породы со значительным

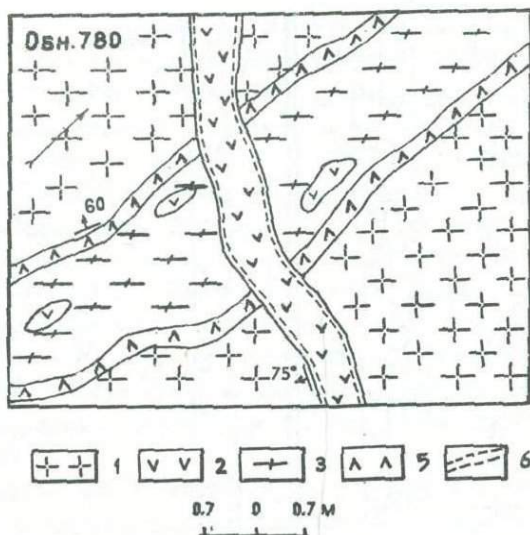


Рис. 12(б). Симметричные сложные дайки на площади Шайданского массива.

Условные обозначения: обн. 780 - диабазовые порфириты (ранний) по краям и полевошпатовый порфир в центре. Сложную дайку секут диабазовые порфириты (поздний) г. Мордоб.

1 - красные граниты, 2 - диабазовые порфириты (ранний), 3 - полевошпатовые сиенит-порфиры, 4 - полевошпатовые сиенит-порфиры измененные, 5 - диабазовые порфириты (поздние), 6 - контактово-измененные диабазовые порфириты.

содержанием калиевых полевых шпатов в виде зерен размером до $1 \times 0,5$ см, мелких вкрапленников кварца, очень редко амфибола. Калишпат-микроклин и реже ортоклаз имеют удлиненно-призматическую форму и больше отмечаются в центральных частях даек. Темноцветные минералы и полевые шпаты неравномерно замещаются зеленым эпидотом. Колебание содержания порфировых вкрапленников и изменчивость текстур создают широкий диапазон петрографических разностей полевошпатовых порфиров от кварцевого сиенит-порфира до кварцевого порфира и гранит-порфира.

В краевых частях всех даек полевошпатовые порфиры пере-

ходят в плотные тонкозернистые афировые породы, что создает впечатление постепенного их перехода в диабазовые порфиристы. Видимо, эти явления тесно связаны с характером внедрения полевошпатового расплава с широким фронтом дифференциации и позднего щелочного метасоматоза. Характерно присутствие в полевошпатовых порфирах ксенолитов пород краевой зоны дайки — диабазовых порфиритов. Ксенолиты имеют удлиненные, изредка округлые формы и всегда ориентированы согласно простиранию дайки. Их размеры достигают нескольких десятков сантиметров и содержат вкрапленники розового калишпата.

Диабазовые порфиристы всегда занимают краевые части сложных даек. Порода темно-серая, изредка светло-серая с редкими содержаниями порфировых вкрапленников плагиоклаза, амфибола, биотита, изредка кварца.

В результате интенсивной эпидотизации диабазовые порфиристы становятся темно-зелеными. Они имеют мелкозернистый облик с переходом в микродиориты. Минеральный состав и процессы вторичного наложения в породах сложных даек приблизительно аналогичны с описанными выше соответствующими дайками.

ж ж ж

1. Лейкократовые граниты Шайданского массива насыщены магматическими дайками разнообразного состава и генезиса.

2. Генетическая связь жильных аплитов, аплит-пегматитов и пегматитов с гранитами подтверждается близостью минерального их состава, окраски и частыми постепенными переходами между дайками и материнскими интрузиями.

3. С учетом близости минерального и петрохимического составов, обилия порфировых зерен калишпата и сходства состава и внешнего облика лейкократовых гранитов с дайками полевошпатовых порфиритов можно допускать признаки парагенетической связи между ними.

4. Плутонические дайки представлены разновозрастными диабазовыми и плагиоклазовыми порфиристами с всевозможными петрографическими переходами. Обилие фенокристов плагиоклаза, амфибола, иногда авгита связано с характером концентрации феррических компонентов в расплаве основной магмы.

5. В результате прерывистого внедрения дифференцированного расплава из различных глубин гранитного и базальтического очагов по одним и тем же обновляющимся прототектоническим трещинам происходит формирование симметрично сложных даек.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Среди породообразующих минералов интрузива лейкократовых гранитов большое петролого-геохимическое значение имеют полевые шпаты, в частности калишпаты и плагиоклазы, которые слагают от 50 до 70 % объема породы. Широкие метасоматические замещения отмеченных минералов (альбитизация, серицитизация, развитие пелитовых веществ и др.) способствовали по-краснению гранитов. Причиной довольно детального изучения полевых шпатов является преобладающее их содержание в гранитах по отношению к кварцу, биотиту, реже амфиболу, а также петролого-геохимическое значение этих минералов (табл. 6).

Сбор петролого-геохимических материалов в гранитах Шайданского массива производился сеточным методом с расстоянием между обнажениями 200-300 м. В результате детальных исследований собранных материалов выяснилось, что петрографические особенности (количественно-минеральный состав, оптические свойства минералов и др.), а также распределение элементов-примесей происходит закономерно и подчиняется общей вертикальной зональности массива. Поэтому независимо от выделенных шести петрографических разновидностей граниты Шайданского массива нами делятся на гипсометрические зоны по вертикальному разрезу массива около 950 м (1000-1936 м). Методика петрографо-геохимического опробования гранитов Шайданского и некоторых других массивов Восточного Кармазара опубликована нами ранее (Бабаходжаев, 1971).

На площади Шайданского массива нами были изучены особенности геологического распределения и структурно-оптические типы полевых шпатов.

П л а г и о к л а з ы образуют кристаллы разнообразной формы и размеров, часто с неровными краями зерен и мутной поверхностью. Морфогранулометрические исследования показывают, что преобладающее количество плагиоклазов имеют размеры до 0,1 x 0,5 мм. Меньшую долю составляют порфиробласты. Они довольно свежие, в них заметны хорошо выраженные просты

Т а б л и ц а 6

Средний количественно-минеральный состав гранитов
Шайданского массива по зонам, %

Гипсометри- ческие зоны	Коли- чество подсче- тов	Калишпат	Кварц	Плагио- клаз	Биотит	Аксес- сорные и руд- ные	Вторич- ные	Структура, текстура
I 950 I400	52	$\frac{10-68}{45}$	$\frac{15-50}{35,7}$	$\frac{5-30}{15}$	$\frac{0-4}{3,6}$	$\frac{0-2}{0,7}$	Ал, Хл, Се, Эр, Q, Му, Са, Пв	Гранитная, порфировая, микропегматитовая. Текстура - массивная, реже флюидальная
II I400 I670	40	$\frac{5-75}{46,5}$	$\frac{10-45}{34,5}$	$\frac{2-40}{15,5}$	$\frac{0-3,5}{2,6}$	$\frac{0-2,2}{0,9}$	Ал, Сл, Эр, Са, Q, Хл, Сос, Му, Пв	Гранитная, пегматитовая, порфировая. Текстура - массивная
III I700 I850	5	$\frac{45-55}{47,3}$	$\frac{30-43}{37,7}$	$\frac{6-15}{9,5}$	$\frac{0-4}{2,0}$	$\frac{0-3,5}{3,5}$	Хл, Ал, Сл, Q, Эр, Са, Пв	Гранитная, пегматитовая. Текстура - массивная

Примечание: Ал - альбит, Хл - хлорит, Се - серицит, Q - кварц, Эр - эпидот,
Му - мусковит, Са - карбонаты, сос - соскрит, Пв - пелитовое вещество.

полисинтетические двойники. Порфи́ровые выделения плагиоклаза характерны для крупнозернистых розовых и серых гранитов. Замеры оптических констант на столике Федорова и данные по показателям преломления свидетельствуют о присутствии в гранитах Шайданского массива по крайней мере двух генераций — альбита и олигоклаза.

Номера плагиоклазов колеблются в небольшом интервале с содержанием до 14 % анортитового компонента. Олигоклазы и альбиты преобладают в составе серых и розовых гранитов, развитых в подошвенных частях массива. В направлении к апикальной части массива, где преобладают интенсивно метасоматически замещенные граниты, ведущее место занимают альбиты (№ 0-5). При этом очень часто альбит замещает периферийные участки зерен плагиоклаза.

На повышение состава плагиоклазов заметное влияние имеет характер взаимоотношения интрузива с древними породами. На контакте андезитовых порфиритов номер плагиоклаза повышается до 14 (шл. 297), ближе с кварцевыми порфирами колеблется от 4 до 8 (шл. 291, 300, 422) (табл. 7). Значительное колебание имеет также количественный состав плагиоклазов на всей площади массива, и он подчинен явлениям послемагматических и других изменений. В частности, процесс метасоматизма и окварцевания приводит к занижению содержания плагиоклаза до минимума, т.е. 2-10 %. В свежих, почти неизмененных серых разностях гранитов плагиоклазов составляет до 30-40 % объема породы. Среднее содержание плагиоклаза в трех гипсометрических зонах колеблется от 9,5 до 15,5 % (см. табл. 6).

К а л и ш п а т является ведущим и наиболее распространенным пороодообразующим минералом интрузива лейкократовых гранитов. В зависимости от характера и условий проявления метасоматических изменений он ведет себя по-разному и подвергается неоднородному замещению. Предел колебания содержаний калишпата в гранитах значительный (5-75 %), и это зависит большей частью от петрографического типа породы и характера наложенных послемагматических процессов (см. табл. 6). Большое содержание калишпата в гранитах хорошо согласуется с повышенной концентрацией в них щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} =$ до 10 %).

Таблица 7

Оптическая характеристика плагиоклазов гранитов Шайданского
массива

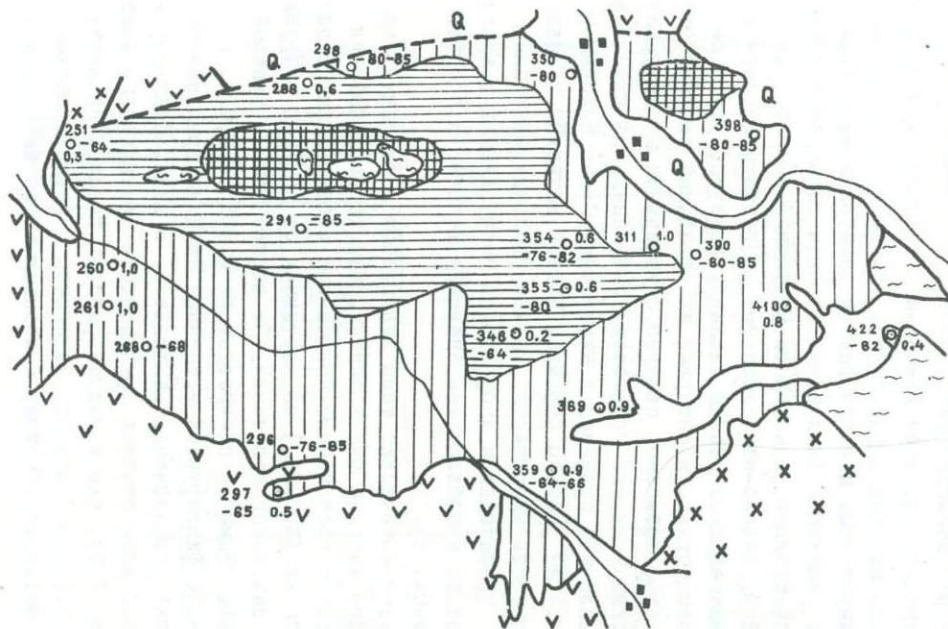
Петрографические зоны	№ шлифа	Показатели преломления				2V	№ плагио- клазов	Состав плагиокла- зов
		Ng	Nm	Np	Ng - Np			
I	359	I,538	-	I,528	0,010	-	0	Альбит
	422	I,539	-	I,529	0,010	-	4	"-
	286	I,540	I,535	I,531	0,009	-	5	"-
	297	I,544	I,539	I,537	0,007	-	14	Олигоклаз
	390	I,540	I,535	I,530	0,010	-	3	Альбит
	390	I,538	-	I,528	0,010	-	0	"-
	296	-	-	-	-	+85	4	Деанортизированный альбит
	360	-	-	-	-	-70	6	"-
	360	-	-	-	-	-71	5	"-
II	25I	I,539	-	I,529	0,010	-	3	Альбит
	288	I,539	I,534	I,529	0,010	-	3	"-
	354	I,537	-	I,529	0,008	-	3	"-
	29I	-	-	-	-	+85	7	Деанортизированный альбит
	346	I,538	-	I,528	0,010	-	0	"-
	346	I,54I	I,537	I,532	0,009	-	9	Альбит
III	300	-	-	-	-	+80	8	Деанортизированный альбит

Калишпаты Шайданского интрузива изучались различными методами. Для них проведены детальное микроскопическое исследование, замеры на столике Федорова и показателей преломления, выполнены химические и рентгено-графические анализы.

Полученные структурно-оптические данные по калиевым полевым шпатам в некоторой степени связаны с геологическими положениями Шайданского массива. Пробы калишпатов для изучения отбирались попутно в период составления геолого-петрографической карты массива (рис. 13).

Детальные исследования показали, что калишпаты гранитов Шайданского массива представлены ортоклазом и микроклином с четко выраженным и затушеванным пелитовым веществом микроклиновой решеткой. Химические анализы калишпатов показывают на сравнительно равномерное колебание окислов, не превышающих 2 %. Железо-магнезиальные компоненты извести и щелочей в произведенных десяти анализах присутствуют в не одинаковых количествах, и интервал их колебаний составляет от 1 до 3 %. Это, возможно, связано с явлениями последующих метасоматических и других процессов, наложенных на калишпаты, а также наличием примесей в минералах. Сумма щелочей в анализах (до 14 %) реально отражает состав калиевых полевых шпатов, в частности микроклина. Расчет удельных значений ортоклазовых, альбитовых и анортитовых составляющих в анализах показывает на преобладающее значение щелочей в составе калишпатов (табл. 8).

Структурно-оптические типы калишпатов в различных частях Шайданского массива очень близки. Некоторые колебания отмечаются лишь с постепенным повышением соотношения показателей преломления ($N_g - N_p$) по вертикали от подошвы интрузива в сторону наивысшей его точки. От первой зоны к третьей величина $N_g - N_p$ заметно повышается от 0,005 до 0,007. В этом направлении фиксируется изменение степени триклинности и общий уровень упорядочения калишпатов. В калишпатах серых гранитов первой зоны степень триклинности сравнительно выше (0,5-0,6, реже 1,0), чем в мелкозернистых красных гранитах второй зоны (0,2-0,3). Значит, калишпаты в серых гранитах, подвергшиеся метасоматическому изменению менее интенсивно,



Условные обозначения:
 1 - андезито-дацитовые порфириды акчинской свиты среднего карбона, 2 - порфиритовидные гранодиориты верхнего карбона, 3 - кварцевые порфиры оясайской свиты верхнего карбона, 4 - I зона, преобладают серые и розовые крупнозернистые граниты, 5 - II зона, преобладают крупнозернистые и мелкозернистые граниты, 6 - III зона, преобладают мелкозернистые красные граниты, 7 - номера проб, 8 - степень триклинности, 9 - угол оптических осей, 10 - четвертичные породы.

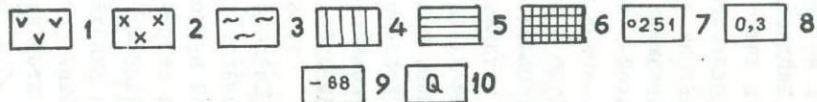


Рис. 13. Схема распределения структурно-оптических типов калиевых полевых шпатов в пределах Шайданского массива.

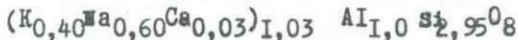
Химический состав калиевых полевых шпатов гранитов
Шайданского массива (вес, %)

Окислы	285-ш	1775	2125	2126	2138	2139	3212	3207	336-ш	800
SiO ₂	64,40	65,98	64,40	65,96	65,88	65,64	65,46	65,53	65,22	64,14
Al ₂ O ₃	20,56	19,87	19,12	19,80	18,13	19,13	19,95	19,27	20,17	21,60
Fe ₂ O ₃	0,00	0,23	0,98	0,35	0,40	0,63	0,40	0,53	0,68	0,62
FeO	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16
MgO	0,00	0,80	0,66	0,50	1,21	0,71	0,60	0,66	0,55	0,00
CaO	0,96	0,35	0,61	0,57	0,34	0,54	0,67	0,40	0,42	1,04
Na ₂ O	4,60	5,93	5,53	6,33	5,66	4,99	5,39	5,39	4,31	3,85
K ₂ O	9,00	6,87	8,19	7,47	8,56	7,47	7,71	7,71	8,07	7,53
Li ₂ O	-	0,17	-	-	-	-	-	-	0,18	-
H ₂ O	0,40	-	-	-	-	-	-	-	-	0,70
+H ₂ O	-	0,27	-	-	-	-	-	-	0,47	-
ппп	-	-	0,54	0,38	0,36	0,59	0,37	0,33	-	0,25
Сумма	100,12	100,47	100,03	101,36	100,54	99,70	100,55	99,82	100,07	99,99
Уд. вес	-	2,56	-	-	-	-	-	-	-	-
Or (к)	61,80	52,24	57,16	51,98	58,79	57,46	56,00	57,11	63,05	60,63
Al (а)	31,60	45,09	38,59	44,05	38,88	38,38	39,14	39,92	33,67	31,00
An (са)	6,60	2,66	4,25	3,96	2,33	9,15	4,86	2,97	3,28	8,37

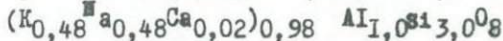
Аналитики: Н. И. Талалуева, З. Шахалиева химическая лаборатория Ин-та геологии АН Таджикской ССР; А. Хан (800, 1238, 285-ш) химическая лаборатория Ин-та геологических наук им. X. М. Абдуллаева АН Узбекской ССР.

Данные химических анализов калишпатов из гранитов Шайданского массива пересчитаны на кристаллографические формулы по методу В.С. Соболева (1950).

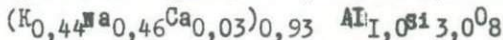
Проба 2126 фенокрист (микроклин), сай Ровакон.



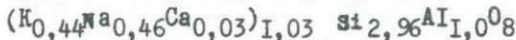
Проба 2138 фенокрист (микроклин), кишлак Кулиходжа.



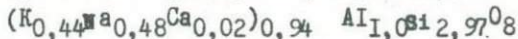
Проба 2139 фенокрист (микроклин), кишлак Кулиходжа.



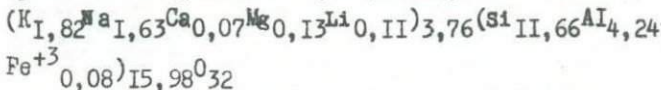
Проба 3212 фенокрист (микроклин), г.Шайх, кишлак Курук.



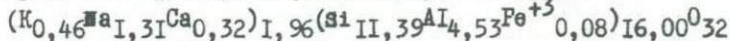
Проба 3207 фенокрист (микроклин), кишлак Курук.



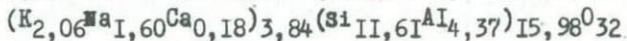
Проба 336-ш фенокрист (микроклин), сай Ровакон.



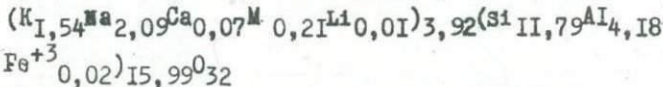
Проба 800 фенокрист (микроклин), сай Курук.



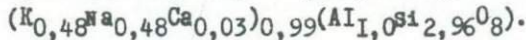
Проба 285-ш фенокрист (микроклин), сай Ровакон, верховье.



Проба 1775 фенокрист (микроклин), сай Ровакон.



Проба 2125 фенокрист (микроклин), сай Ровакон.



являются более упорядоченными, чем в красных гранитах. В небольшом интервале колеблются углы оптических осей калишпатов. Хотя в серых гранитах первой зоны среднее значение $-2V$ несколько выше по сравнению с красными гранитами второй зоны, почти все калишпаты относятся к промежуточному микроклину и ортоклазу (табл. 9, см. рис. 13, 14).

Детальное изучение структурно-оптических особенностей калишпатов и их сопоставление с классификацией А.С. Марфунина (1962) показывает, что большинство калишпатов во всех разновидностях лейкократовых гранитов Шайданского массива относятся к группе промежуточных тонкорешетчатых микроклинов и ортоклазов ($-2V = 64-80^\circ$). Меньшее количество калишпатов попадает в группу крипторешетчатых и решетчатых максимальных микроклинов ($-2V = 82-85^\circ$) (табл. 9). В составе калишпатов заметно преобладает альбитовая составляющая часть, представленная пертитами, которые относятся почти к чистым конечным членам (рис. 15, табл. 9).

Калишпаты интенсивно пелитизированы, но местами наблюдаются довольно свежие микроклины с прекрасно выраженной микроклиновой решеткой. Подобные свежие микроклины, по всей вероятности, образовались в результате проявления метасоматического процесса. Измененные фенокристы калишпатов характеризуются неравномерным распределением пелитового материала, прорастанием калишпата альбитом, часто в некоторых зернах отмечаются довольно свежие и полностью пелитизированные участки и как правило более чистыми являются периферические части фенокристов. Интересны многочисленные пертиты — неправильные червеобразные выделения альбита, довольно равномерно распределенные в пелитовом веществе калишпатов. Данные явления характерны почти для всех разновидностей гранитов Шайданского массива. Иногда имеются кристаллы калишпатов как нацело пелитизированные (пертиты распада), так и сплошь пронизанные пертитовыми прорастаниями (пертиты замещения).

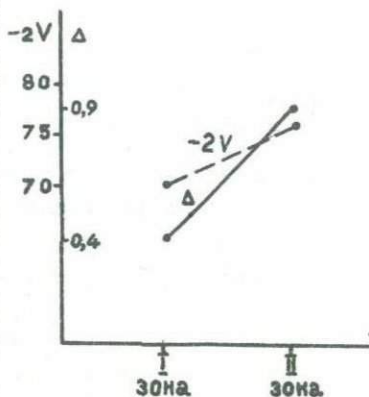


Рис. 14. Среднее значение $-2V$ и степень упорядоченности (Δ) в калишпатах различных зон гранитов Шайданского массива (по III зоне данные отсутствуют).

Оптическая характеристика калишпатов
гранитов Шайданского массива

: № Зоны: шлифа :	Показатели преломления			2γ (-)	Степень триклиности	Структурно-оптические типы (по Марфунину, 1962)
	Ng :	Np	Ng-Np			
296	-	-	-	76	-	Промежуточный микроклин и ортоклаз
296	-	-	-	85	-	Крипторешетчатый максимальный микроклин
297	-	-	-	65	0,5	Промежуточный микроклин
268	1,525	1,519	0,006	62	0,2	Промежуточный триклинный ортоклаз
350	-	-	-	80	-	Крипторешетчатый микроклин
390	1,523	1,518	0,005	80-82	0,5	Крипторешетчатый, или триклинный низкий ортоклаз
I 398	-	-	-	80-85	-	-"-
422	1,526	1,520	0,006	82	0,4	Крипторешетчатый микроклин
369	-	-	-	-	0,9	Микроклин максимальный
410	-	-	-	-	0,8	-"-
260	-	-	-	-	1,0	-"-
298	-	-	-	80-85	-	-"-
251	1,523	1,518	0,005	64	0,3	Промежуточный триклинный ортоклаз
291	-	-	-	85	-	Крипторешетчатый максимальный микроклин
II 288	1,525	1,519	0,006	66-68	0,2	Промежуточный триклинный ортоклаз
346	1,523	1,517	0,006	64	0,2	Промежуточный ортоклаз
354	1,523	1,517	0,006	76-82	0,6	Крипторешетчатый микроклин или низкий триклинный ортоклаз
355	-	-	-	-	0,6	-"-

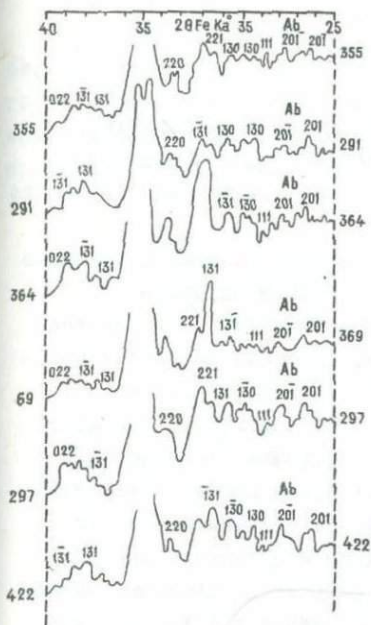


Рис. 15. Порошкограммы калишпатов пород Шайданского массива. Уменьшено вдвое.

Альбит иногда образует по калишпатам мелкие правильной формы идиоморфные выделения.

Для пород окварцованных гранитов присуща интенсивная серицитизация и значительная карбонатизация. Серицит образует полные псевдоморфозы по полевым шпатам, утрачивающим даже реликтовые очертания.

Таким образом, выяснение структурно-оптических особенностей и геологическое распространение типов полевых шпатов, в частности калишпатов, могут способствовать всестороннему петрографическому изучению гранитоидов. На примере лейкократовых гранитов шайданского типа выяснилось, что изменение кристаллооптических свойств полевых шпатов происходит закономерно согласно вертикальной зональности массива, в

строгой зависимости от глубины становления интрузива и соответственно степени их эрозионного среза. Среди калишпатов преобладают разновидности микроклинов с выше средними углами оптических осей ($-2 \vee - 60-85^{\circ}$), что указывает на гипабиссальные условия формирования лейкократовых гранитов шайданского типа.

ГЛАВА VI

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Лейкократовые граниты Шайданского массива оказались несколько богатыми в отношении содержания акцессорных минералов, представляющих малые элементы или избыточные количества главных породообразующих элементов.

Специальные исследования акцессорных минералов гранитов ранее не проводились. Поэтому даже описание видового состава, распределение по площади массива, генетические и геохимические их признаки несомненно имеют определенное научное и практическое значение. Выявление количества акцессорных минералов на площади массива производилось по вертикали согласно выделенным фаціальным петрографическим зонам (см. рис. 12). Во всех просмотренных и детально изученных пробах присутствуют 29 акцессорных минералов, содержание которых колеблется от единичного знака до 400 г/т. Видимо, в произведенных подсчетах заметно занижены содержания флюорита, галенита, магнетита и ряда других, которые макроскопически и в шлифах занимают значительное место. Ниже дается перечень и содержание акцессорных минералов в гранитах Шайданского массива: анатаз (I-3)^ж, апатит (5), барит (+)^ж, 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), пиррохлор (2), рутил (0,5), сфалерит (+), сфен (0,8), турмалин (+), ураноторит (+), урановая слюдка (0,6), флюорит (250), халькопирит (+), швелит (0,55), циркон (4,5).

Краткая характеристика акцессорных минералов дается в алфавитном порядке:

^ж) Содержание минерала в г/т и + - в единичных знаках.

А н а т а з образует хорошо выраженные плоские, часто октаэдрические кристаллы (см. рис. 16, 1-4), темно-серого, голубовато-серого и зеленовато-серого цвета. Часто на гранях зерен минерала видна ясно выраженная штриховка. Размеры их не превышают 0,2-0,5 мм.

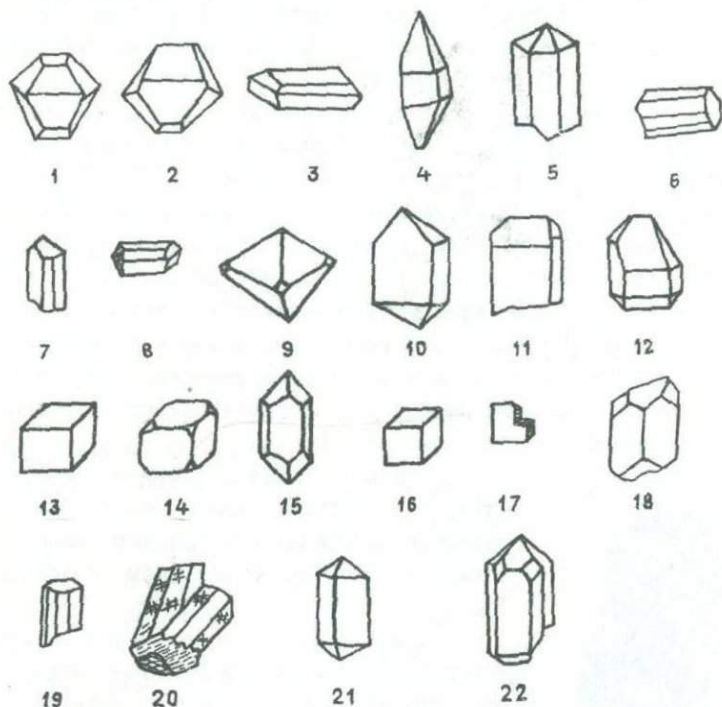


Рис. 16. Кристаллографические формы аксессуарных минералов гранитов Шайданского массива.
Условные обозначения: 1, 2, 3, 4 - анатаз, 5 - апатит, 6, 7, 8 - эпидот, 9 - малахит, 10, 11, 12 - оранжит, 13, 14 - пирит, 15 - рутил, 16, 17 - флюорит, 18 - сфен, 19, 20 - турмалин, 21, 22 - циркон.

А п а т и т присутствует во всех фациально-петрографических зонах массива. Однако содержание апатита в лейкократовых гранитах в сотни раз ниже (5 г/т) по сравнению с гранодиоритами среднего карбона (около 1000 г/т). Подобная закономерность, по всей вероятности, связана с малым содержанием биотита и отсутствием амфибола в гранитах, с которыми тесно ассоциируют апатит, и с широким развитием метасоматического процесса в лейкократовых гранитах (Гогель, 1966).

Апатит образует сравнительно короткие, а иногда вытянутые игольчатые кристаллы, напоминающие гексогональные призмы (см. рис. 16, 5). Размер кристаллов в среднем 0,5–0,7 мм, но встречаются очень мелкие, а иногда и более крупные зерна (0,1–0,2 мм и 2–3 мм). Для апатита характерными являются бесцветные и водяно-прозрачные окраски, реже встречаются мутноватые, с черными стержневидными включениями по длинной оси призмы внутри кристалла. Эти включения, природа образования которых нами не изучена, в значительной степени отражают неравномерное распределение окраски в апатитах от светлого, темно-серого до черного (рис. 17).



Рис. 17. Черное стержневидное включение в апатите.

Б а р и т встречается в единичных знаках, что, видимо, связано с большой хрупкостью минерала. Он образует мелкие, слегка вытянутые зерна размером не более 0,1–0,2 мм.

Г а л е н и т при небольшом содержании (от единичного знака до 0,8–1 г/т) в пробах присутствует постоянно. Размеры зерен от 0,01 до 0,1 мм. Отчетливо выражены кубические формы с многочисленными пересекающимися трещинами. Он обычно хрупкий, имеет стальную-серую, иногда свинцово-серую окраску. Содержание галенита заметно увеличивается в гранитах, подвергшихся послемагматическому изменению.

Г е м а т и т. Различаются две разновидности гематита. Первая – мартит, образуется в результате окисления магнетита, псевдоморфозно замещает последний, имея октаэдрические

псевдоморфозы. Вторая - железная слюдка, встречается в виде плоских пластинок, часто с хорошо выраженной спайностью. Железная слюдка, имея послемагматический генезис, иногда заполняет трещинки в виде прожилков. Явления гематитизации тесно связаны с альбитизацией и микроклинизацией гранитов.

Э п и д о т встречается очень часто и образует псевдоморфозы по биотиту и калишпату. В протолочках эпидот присутствует в значительном содержании (около 400 г/т) и представлен зернами неправильной формы, кристаллами моноклинных призм (см. рис. 16, 6, 7, 8). Характерна светло-зеленая окраска.

И л ь м е н и т присутствует в единичных знаках, которые сохраняют хорошо выраженные формы пластинок и их осколков. Цвет смоляно-черный. Размеры зерен до 0,1-0,2 мм. Ильменит тесно ассоциирует со сфеном, рутилом и лейкоксеном. В спектральных анализах в составе ильменитов присутствуют примеси: больше 1% - Ti, Fe, меньше 1% - Y, Ni, Zr, Nb, в десятых и сотых долях процентов - Si и Sc.

К а с с и т е р и т. Несмотря на заметно повышенное содержание олова в спектральных анализах, касситерит встречается весьма редко и был отмечен в единичных знаках в лейкократовых гранитах Восточного Карамазара (Елисеева, 1960).

К о р у н д - очень редкий минерал, присутствует в количестве 1-2 знаков. Имеет раковистый излом, цвет голубой, светло-коричневый и полупрозрачный.

К и н о в а р ь встречается в единичных знаках в виде мелких (0,01-0,1 мм) просвечивающих зерен ярко-красного цвета, с сильным алмазным и металлическим блеском.

Л е й к о к с е н присутствует в единичных знаках. Представлен бесформенными остроугольными осколками, неправильными выделениями и пластинками смоляно-черного цвета. Размеры его зерен 0,1-0,2 мм, редко доходят до 0,3 мм. Иногда лейкоксен в виде налета отмечается на поверхности сфена или же разбивается по микротрещинам, замещает ильменит.

М а г н е т и т - широко распространенный минерал лейкократовых гранитов. Выделяется магнетит магматический и послемагматический. Первый идиоморфен и ассоциирует с биотитом. Он встречается в виде октаэдра, куба, часто со ступеньками роста

на гранях; размеры зерен 0,1-1,5 мм. Некоторые зерна имеют квадратные и ромбовидные формы. Послемагматический магнетит ксеноморфен, заполняет пустоты, рассекающие основную массу пород. Часто отмечаются скопления магнетита вокруг биотита. С ним тесно ассоциируют сфен, циркон, апатит и ортит. Изменения магнетита отчетливо выражаются в его лимонитизации, гематитизации и мартитизации. Спектральными анализами в магнетитах установлены в различных содержаниях (%) следующие элементы-примеси: Ti - 0,33-0,45; V - 0,06-0,28; Co - 0,03; Cr - 0,05; Mn - 0,06-0,31; Mo - 0,001; Si - 0,001-0,01; Pb - 0,0045-0,03; Zn - 0,02-0,06; Ag - 0,0001; Sn - 0,01; Ge - 0,001; Ga - 0,001; Zr - 0,045; Be - 0,0045.

М а л а к о и встречается до 0,5 г/т. Представлен осколками кристаллов дипирамидального габитуса, комбинации и дипирамиды (см. рис. 16, 9-12). Он имеет кремовый цвет, непрозрачен, жирный или перламутровый блеск; размеры зерен 0,01-0,1 мм.

М а л а х и т присутствует в единичных знаках и тесно ассоциирует с халькопиритом.

М о н а ц и т присутствует в единичных знаках. Он образует неправильные, редко ксеноморфные зерна толстостолбчатой, таблитчатой и квадратной формы. Цвет минерала бледно-желтый, бесцветный. В шлифах имеет косое угасание, всегда ассоциирует с хлоритизированным биотитом и пелитизированным калиевым полевым шпатом. Размеры зерен 0,1-0,2 мм.

М о л и б д е н и т присутствует в гранитах в количестве от 2 до 3 знаков. Встречается в виде характерных тонких пластинок размером до 0,1-0,3 мм, голубовато-серой окраски. Блеск металлический, черта стально-серая.

О р а н ж и т встречается в единичных знаках. Образует кристаллы размером до 0,25 мм по длинному сечению. Часто обломки оранжита имеют ровную поверхность черного цвета с буровой пленкой на поверхности зерна.

О р т и т присутствует в значительном количестве (до 75-100 г/т). Имеет различные формы, обычно остроугольные, прямоугольные и гексагональные, с хорошо развитыми гранями. Цвет изменчив, но преобладает смолисто-черный, светло-

бурый. Для некоторых зерен характерно зональное строение с черно-бурой окраской в центре зерна и осветленной, оранжевого цвета по краям. Ортит находится в ассоциации с породообразующими (плагноклаз, кварц, калишпат, биотит) и акцессорными минералами (апатит, циркон), часто являясь по отношению к ним ксеноморфным.

П и р и т присутствует в очень малом количестве. Образует формы хорошо выраженного куба, остроугольных обломков и др. (см. рис. 16 - 13, 14), цвет латунно-желтый, блеск металлический, окислен, замещается лимонитом.

П и р о х л о р отмечается в виде мелких включений (0,01-0,4 мм). Окраска черная и смоляно-черная, с оранжево-бурой оторочкой по краям кристаллов.

Р у т и л образует ало-красные, мелкие (до 0,15 мм) кристаллики. В отдельных крупных зернах минерала наблюдается постепенная смена окраски от красной к бледно-красной, от бурой к черной.

У р а н о т о р и т - содержание примерно 1 г/т. Образует неправильные зерна, иногда с призматическими очертаниями, напоминающими форму циркона (см. рис. 16 - 15, 16). Кристаллы имеют буроватую и оранжевую окраску; размеры зерен минерала не превышают 0,1-0,2 мм.

У р а н о в а я с л ю д к а встречается в единичных знаках. Образует лимонно-желтые листочки, обычно прозрачные, с алмазным блеском. Размеры их колеблются от 0,1 до 0,2 мм. После сплавления с NaF в катодных лучах дает желтоватое свечение. По внешним диагностическим признакам некоторые зерна минерала относятся к отениту.

Ф л ю о р и т. Среди магматических пород Восточного Карамазара наибольшее количество флюорита (до 250 г/т) встречается в составе красных лейкократовых гранитов шайданского типа. О высоком содержании акцессорного флюорита в этих гранитах упоминается также в работах (Елисеева, 1960; Козлова, 1960; Сморгков, 1960 и др.).

Флюорит встречается в виде прозрачных и мутноватых обломков; имеет форму кубов и их комбинаций (см. рис. 16 - 16, 17). Характерны крупные размеры (0,2-0,3 мм), зеленая и фиолетовая

окраска. Минерал очень хрупок, блеск стеклянный, излом полураковистый. В флюоритах красных гранитов установлено присутствие (в %) лантана (0,045), селена (0,08-0,1), иттрия (0,1-0,2), иттербия (0,02) и гадолиния (0,01). В шлифах он имеет удлиненно тонкоигольчатые формы. Тесно ассоциирует с биотитом.

С ф а л е р и т встречается в единичных знаках. Образует осколки желтовато-зеленоватого цвета, с сильным алмазным блеском, Очень редко отмечается в сростках с галенитом.

С ф е н не очень характерен для лейкократовых гранитов. Известно, что сфен в стадии метасоматоза большей частью становится неустойчивым, сильно разрушается и переходит в лейкоксен (Гогель, 1966). Он образует плоские таблитчатые и призматические кристаллики (см. рис. 16 - 18) лимонно-желтого, часто темного цвета. Размеры кристаллов от 0,1 до 0,25-0,30 мм.

Т у р м а л и н присутствует в очень малом количестве. Отмечаются единичные неправильные обломки, призматические кристаллы с штриховкой на поверхности (см. рис. 16 - 19,20), очень сильно плеохроирующие от серовато-зеленого до черного цвета. Излом раковистый. Турмалин всегда тесно ассоциирует с кварцем, хлоритом и эпидотом. Размеры зерен не более 0,25 мм.

Х а л ь к о п и р и т встречается в единичных знаках. Образует остроугольные обломки с плоско-раковистым изломом и размерами до 0,1-0,2 мм.

Ш е е л и т - содержание до 1 г/т. Присутствует в виде зерен размером 0,1-0,2 мм. В некоторых зернах можно наблюдать ясные кристаллографические очертания тетрагонально-дипирамидального характера.

Ц и р к о н присутствует в значительных содержаниях (4,5 г/т). Образует две возрастных разновидности, отличающиеся по форме и окраске. Первая - магматический циркон, идио-морфный, часто находится внутри плагиоклаза. Характерна форма тетрагональной призмы с дипирамидой (см. рис. 16 - 21,22). Размер кристаллов по длинной оси доходит до 0,3 мм. Окраска розовая, буровато-розовая, серовато-бурая и бесцветная.

Вторая разновидность - позднематическая. Этот циркон более крупнокристаллический (0,5-0,9 мм) и тесно ассоциирует

с поздним магнетитом, апатитом, сфеном и др. Разновидность циркона с богатым содержанием радиоактивных элементов (циртолит) в шайданских гранитах описана (Елисеева, 1960).

ж ж ж

1. Лейкократовые граниты шайданского типа характеризуются довольно широким набором (29) акцессорных минералов. Этот признак, по всей вероятности, связан с характером формирования интрузива в завершающие фазы верхнепермского комплекса, в условиях значительного накопления флюидов и летучих.

2. В Шайданском массиве лейкократовых гранитов акцессорные минералы концентрируются согласно вертикальной зональности. Ближе к апикальной части массива происходит концентрация галенита, сфалерита, молибденита, в центральном и наиболее эродированном участке накапливаются флюорит, апатит, циркон, монацит и др. Эти закономерности сходятся с условиями геохимической концентрации элементов-примесей по вертикали массива (см. гл. IX).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ

Петрологические особенности лейкократовых гранитов отчетливо отражаются в их петрохимических составах, которые выявлены на основе химических анализов пород из разных участков Шайданского массива. Небольшое количество анализов относится к Оби-Аштскому массиву красных гранитов. Произведены пересчеты 15 анализов по методу А.Н. Заварицкого и составлены векторные и вариационные диаграммы (табл. IО, II). В целях выявления петрохимических характеристик установлены коэффициенты кислотности, щелочности, железистости и других параметров.

Независимо от места взятия проб Шайданский массив характеризуется почти равным содержанием главных окислов. Некоторое исключение составляют анализы (пр. 200 и 201), полученные из образцов, взятых в северной части массива, вблизи Баштавакского разлома, в которых фиксируется пониженное содержание кремнекислотности. Во всех пробах отмечены достаточно низкие концентрации железо-магнезиальных компонентов и извести. Даже в пробах, взятых непосредственно на контакте гранита с андезито-дацитовыми порфиритами акчинской свиты или порфировидными гранодиоритами верхнего карбона (пр. I716, I713 и др.) содержание главных окислов в анализах практически не меняется и близко к составу нормальных гранитов. Это же характерно и для анализов пород, взятых в апикальных частях массива (пр. I723). В последних лишь несколько уравниваются соотношения щелочей. В гранитах Оби-Аштского массива - секущие гранодиориты среднего карбона, содержания H_2O и K_2O почти сравниваются, а иногда H_2O заметно преобладает. Здесь, видимо, сказывается неполное вскрытие массива и присутствие в гранитах среднего плагиоклаза.

Содержание в породах кремнезема, глинозема и щелочных компонентов несомненно служит критерием отнесения этих интрузивов к группе лейкократовых гранитов с заметным отклонением

Т а б л и ц а 10

Химический состав пород интрузива гранитов шайданского типа (вес,%)

№ п/п	№ пробы	Зоны	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	H ₂ O	CO ₂	SO ₃	Сумма
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1.	200	I	70,83	0,17	12,67	0,71	2,19	0,05	0,35	2,80	3,04	5,14	0,02	2,20	-	2,02	0,14	100,17
2.	201		70,60	0,27	13,28	1,04	2,40	0,05	0,55	1,40	3,70	5,15	0,05	1,20	-	0,82	0,20	99,69
3.	1717	II	74,08	0,22	13,94	0,90	1,01	0,05	0,38	1,04	3,67	3,86	0,18	0,61	0,04	-	-	99,94
4.	I-III		73,28	0,27	13,94	1,11	0,86	0,05	0,30	1,08	3,94	4,58	0,16	0,50	0,05	-	-	100,07
5.	1716		75,30	0,18	13,40	0,65	0,43	-	0,33	1,12	3,13	4,34	-	1,18	0,08	0,55	-	100,06
6.	1713	III	74,27	0,24	13,21	0,80	0,79	0,04	0,85	0,47	3,88	4,82	0,16	0,65	0,12	-	-	100,18
7.	1709		72,53	0,25	14,12	1,03	0,93	0,03	0,25	1,00	3,67	4,82	0,22	0,73	0,12	-	-	99,58
8.	7-III	IV	73,00	0,28	13,76	1,34	0,36	0,05	0,40	0,94	3,77	5,30	-	1,31	0,08	0,50	0,04	100,51
9.	5-III	V	73,27	0,28	13,76	1,01	0,86	0,06	0,43	0,65	3,99	4,82	-	0,44	0,03	-	-	99,57
10.	746		70,56	0,32	13,20	2,91	0,83	сл.	0,41	2,10	2,07	5,35	0,23	2,09	-	-	-	100,07
11.	1730		77,90	0,13	12,49	0,41	0,22	-	0,25	0,65	3,61	3,66	-	0,82	0,06	0,11	0,03	100,14
12.	1723	VI	72,63	0,25	13,76	1,24	0,79	0,04	0,18	0,65	4,04	5,30	-	0,95	0,05	0,17	-	99,83

Продолжение таблицы 10

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
13.	5I25		71,76	0,16	13,38	0,69	1,04	сл.	0,30	1,26	5,19	4,82	0,20	0,66	0,04	-	0,52	99,36
14.	П-27 УП		74,38	0,15	12,24	1,75	1,52	0,01	0,33	0,83	4,09	4,37	-	-	0,35	-	-	99,67
15.	200 ^б		72,12	0,25	14,59	2,46	0,65	0,07	0,30	0,56	4,24	4,05	0,02	0,47	-	0,29	-	99,79

- Примечание: I - северная половина Шайданского массива, недалеко от Баштавакского разлома.
 II - западная половина массива, ближе к контакту гранита с андезито-дацитовыми порфиритами акчинской свиты.
 III - южная половина массива, ближе к контакту гранита с порфиroidными гранодиоритами верхнекарбонového комплекса.
 IV - юго-восточная половина массива, ближе к контакту гранита с кварцевыми порфирами оясайской свиты.
 V - первая петрографическая зона массива.
 VI - вторая петрографическая зона массива.
 УП - Обиштский массив.

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

№/№ П/П	a	c	b	s	a'	c'	m'	f'	n	t	ψ	Q	a:c :	
I.	13,9	1,4	5,2	79,4	-	37,5	11,1	51,4	47,3	0,2	11,4	29,6	9,9	
2.	15,3	1,1	4,7	78,9	-	12,9	19,5	67,5	52,2	0,3	18,7	26,2	13,9	
3.	13,1	1,2	4,7	81,0	50,4	-	13,2	36,4	59,1	0,2	15,8	34,5	10,9	
4.	14,8	1,3	3,0	80,9	23,8	-	16,7	59,5	56,7	0,3	31,1	30,9	11,3	
5.	12,7	1,3	3,4	82,6	57,2	-	15,7	27,1	52,3	0,2	15,6	38,4	9,0	
6.	14,8	0,5	3,8	80,9	25,9	-	36,6	37,5	55,0	0,2	17,4	31,5	29,6	
7.	14,7	1,2	3,5	80,6	38,9	-	14,7	49,4	53,6	0,3	24,3	30,6	12,2	
8.	15,6	1,1	2,3	81,0	6,7	-	28,6	64,8	51,9	0,3	48,3	29,8	14,0	
9.	15,2	0,8	3,4	80,6	30,4	-	20,6	49,1	55,7	0,3	24,4	30,0	19,0	
10.	16,0	0,6	5,8	77,7	-	33,3	11,7	55,0	53,1	0,3	41,8	22,9	26,6	
11.	12,6	0,7	2,7	84,0	65,8	-	14,7	19,5	60,0	0,1	12,2	42,1	18,0	
12.	17,4	0,8	2,2	80,7	-	29,5	8,1	35,9	45,8	0,3	11,3	34,7	21,6	
13.	17,4	0,5	2,9	79,2	-	49,1	16,3	34,7	61,0	0,0	3,0	23,0	34,8	
14.	14,7	0,5	3,8	87,0	-	12,1	14,0	73,9	58,7	0,2	37,5	32,2	29,4	
15.	14,6	0,7	6,0	78,8	47,4	-	8,1	44,5	61,4	0,3	33,6	27,7	20,8	
16.	15,6	0,1	4,1	80,1			I-щелочной гранит по Р. Дэли							
17.	14,1	0,5	2,4	83,0			П-аляскит по Р. Дэли							
18.	13,4	2,4	5,4	78,8			Ш-граниты всех периодов по Р. Дэли							

1. обр. 200 - гранит красный, левый склон р. Карахана, ниже Баштавакского разлома.
2. обр. 201 - гранит красный, правый склон р. Пангаз, ниже Баштавакского разлома.
3. обр. 1717 - гранит красный, мелкозернистый, лейкократовый, правый склон р. Карахана, западная половина Шайданского массива.
4. обр. I-ш - гранит серый, правый склон р. Карахана, западная половина Шайданского массива.
5. обр. 1716 - гранит красный, мелкозернистый, лейкократовый, правый склон устья р. Карахана, около контакта.
6. обр. 1713 - гранит серый, лейкократовый, правый склон верховья сая Ровакон, в I км от контакта с гранодиоритами С₃.
7. обр. 1709 - гранит серый, лейкократовый, правый склон сая Ровакон, ближе к контакту среднекарбонных порфиroidных гранодиоритов.
8. обр. 7-ш - гранит красный, р. Пангаз, левый склон, недалеко от контакта с эффузивами оясайской свиты.
9. обр. 5-ш - гранит, светло-серый, левый склон сая Ровакон среднее течение.
10. обр. 746 - гранит красный, лейкократовый, левый склон сая Ровакон, среднее течение.
11. обр. 1730 - гранит красный, мелкозернистый, лейкократовый, правый склон р. Карахана, западная половина Шайданского массива.
12. обр. 1723 - гранит красный, лейкократовый, центральная часть Шайданского массива.
13. обр. 5125 - гранит красный, лейкократовый, р. Ашт, Оби-Аштский массив.
14. обр. II-27 - (Елисеева), гранит красный, лейкократовый, р. Ашт, Оби-Аштский массив.
15. обр. 200-е - (Елисеева), гранит красный, лейкократовый, р. Ашт, Оби-Аштский массив.

в сторону аляскитов и щелочных гранитов. Особенно это положение становится наглядным на векторных и вариационных диаграммах, на которых почти не наблюдается колебания содержания главных окислов (рис. 18). Вместе с тем отмечается заметное колебание суммы щелочей, что связано с послеинтрузивными процессами, в частности метасоматическими преобразованиями состава гранитов. Повышение содержания K_2O в породах ведет к интенсивному их покраснению и, наоборот, переход гранитов в серые разности зависит от увеличения содержания Na_2O .

Колебание содержания отдельных компонентов в гранитах отчетливо демонстрируется на векторной диаграмме (рис. 19). Некоторые векторы занимают как пологие, так и крутые положения, которые свидетельствуют о существовании значительной вариации содержания ряда компонентов. Величина "с", т.е. полевошпатовой извести, на векторной диаграмме всегда расположена вблизи линии Sb , что объясняется незначительным содержанием CaO в породах и почти полным отсутствием феррических минералов, в частности амфибола, и основного плагиоклаза. Особенно хорошо видно, что на векторной диаграмме все анализы попадают на площадь треугольника - щелочного гранита, аляскита и гранита всех периодов (по Дэли).

Сравнение состава и петрохимических параметров гранитов шайданского типа с типовыми породами позволяет сделать следующие выводы.

1. Разновидности лейкократовых гранитов во всех частях Шайданского и Оби-Аштского массивов (по классификации А.Н.Заварицкого) относятся к породам пересыщенным SiO_2 ($Q = 23-42$), или отвечают второму классу ($a:c = 9-35$). Только отдельные пробы Оби-Аштского массива относятся к группе бедных щелочами изверженных пород. Высокая степень кремнекислотности подтверждается повышенным содержанием кварца в лейкократовых гранитах, достигающего 50 %, в среднем 35-37 %.

2. Повышенная кремнекислотность тесно связана с коэффициентом щелочности ($\Phi = Na_2O + K_2O$) лейкократовых гранитов. Пределы колебаний суммы щелочей в гранитах составляют 7,27 и 10 % при заметном преобладании содержания K_2O над Na_2O . Соотношение Na и K варьируется от 1:1 до 1:1,5. В породах

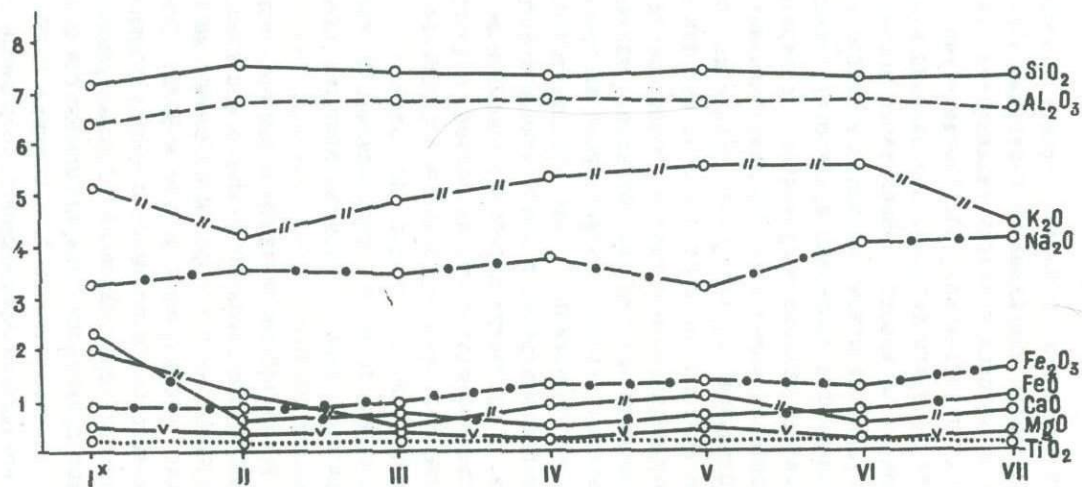


Рис. 18. Вариационная диаграмма состава лейкократовых гранитов Шайданского и Оби-Айтского массивов (для SiO₂ одно деление соответствует 10 % и Al₂O₃ - 2 % весового количества).

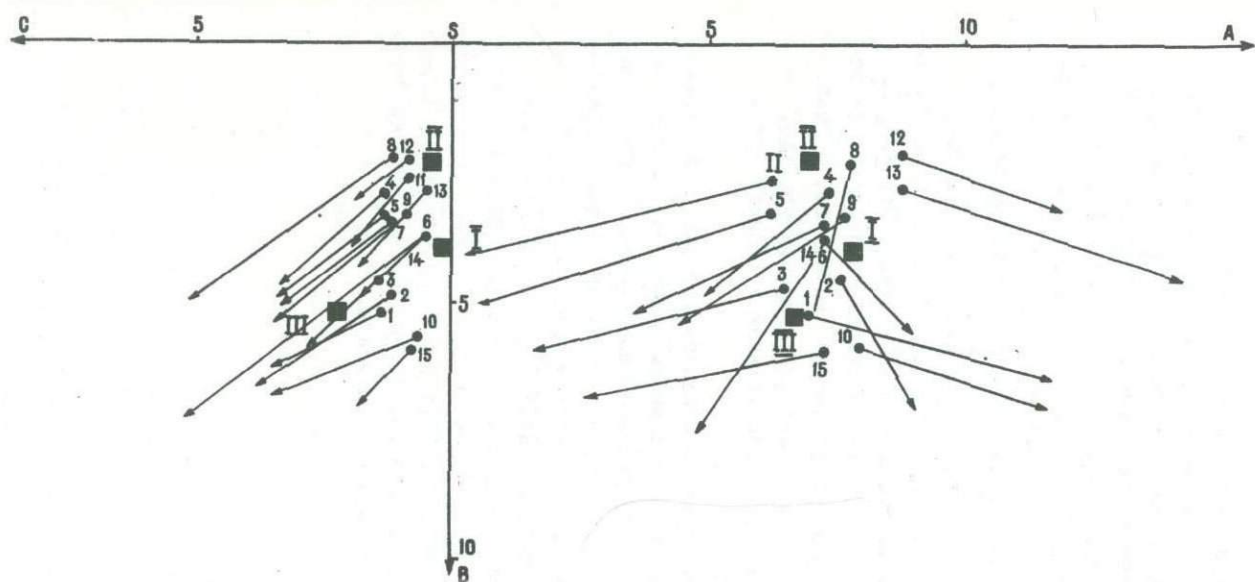


Рис. 19. Векторная диаграмма лейкократовых гранитов

краевой фации Оби-Аштского массива содержание Na_2O и K_2O равное, что, возможно, связано с явлением контаминации гранитами амфиболовых гранодиоритов среднего карбона, который они прорывают. Обращают на себя внимание предельно высокие величины "n" (см. табл. 11). Судя по величине "n", которая обычно в гранитах больше 50 %, Na преобладает в молекулярных количествах, но K_2O преобладает в весовых.

3. Предел колебаний и низкие величины коэффициента окисленности железа ($F = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$ по Ю.С. Куцеву, 1964, $F = 0,3-3,8$), известковистости ($a = \frac{c}{a+c} \cdot 100$, по Д.С. Штейнбергу, $a = 3-9$) и железистости (по Д.С. Штейнбергу $f = \frac{f}{f+m}$, $(-) = 0,51-0,84$) являются свидетельством небольшого содержания в лейкократовых гранитах феррических минералов, а также железо-магнезиальных и известковистых компонентов, что, по всей вероятности, связано с присутствием в гранитах ряда рудных аксессуаров (табл. 12).

4. Лейкократовые граниты шайданского типа характеризуются нормальным и высоким содержанием кремнезема, глинозема и щелочей и заниженным содержанием железо-магнезиальных компонентов, извести, TiO_2 , что вполне отвечает составу нормальных гранитов с отклонением в сторону щелочных.

5. Обращает на себя внимание то, что лейкократовые граниты обладают постоянным и высоким содержанием летучих соединений (P_2O_5 - до 0,23 %, CO_2 - до 2 %, SO_3 - до 0,52 % и воды до 0,35 %) (табл. 9). Этот признак совпадает с характерной особенностью геохимической специализации лейкократовых гранитов на редкие и рассеянные элементы.

Петрохимические коэффициенты лейкократовых гранитов

№ пробы	Кислотность $Q = S$ ($3a+2c+v$) (по А. Н. Заварицкому)	Окисленность железа Fe_2O_3 $F = \frac{FeO}{Fe_2O_3}$ (по Ю. С. Куцеву, 1964)	Щелочность ($\Phi = Na_2O + K_2O$) (по А. Н. Заварицкому, 1960)	Известковистость (анортитовое число) $a = \frac{c}{a+c}$ (по Д. С. Штейнбергу, 1964)	Железистость $f = \frac{f}{f+m}$ (по Д. С. Штейнбергу, 1964)
200	29,6	0,3	8,28	9,1	0,80
201	26,2	0,4	8,85	6,9	0,77
I717	34,5	0,9	7,53	8,3	0,73
I-ш	30,9	1,3	8,52	8,0	0,78
I716	38,4	1,5	7,47	9,3	0,51
I713	31,5	1,0	8,70	3,3	0,50
I709	30,6	1,1	8,49	7,9	0,77
7-ш	29,8	3,8	9,07	7,2	0,67
5-ш	30,0	1,3	8,81	5,2	0,70
746	22,9	3,5	7,42	3,7	0,82
I730	42,1	1,8	7,27	5,3	0,58
I723	34,7	1,6	9,34	4,8	0,81
5I25	23,0	0,7	10,01	2,9	0,68
П-27	32,2	1,1	8,46	3,2	0,82
200-а	27,7	3,8	8,29	4,8	0,84

ГЛАВА УШ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОВ ШАЙДАНСКОГО ТИПА

Изложенные выше геологическая и петролого-геохимическая характеристики в значительной степени способствуют уточнению генетических особенностей гранитов шайданского типа. Как было отмечено, все выходы этих гранитов в Восточном Карамазаре образуют отчетливо секущие тела и размещаются среди разнообразных по петрографическому составу пород. Интрузивные тела контролируются разломами различных порядков. Довольно крупные выходы (Шайданский, Оби-Аштский и др.) приурочены к краевым частям Лашкерекской и Самгарской мульды проседаний (Арапов, 1966). Некоторые исследователи (Сморчков, 1958; Раджабов, 1965; Далимов, Айзенштат, 1972) предполагают, что лейкократовые граниты шайданского типа, аляскиты Чаркасарского массива и вулканогенные породы (липариты) Чаткало-Кураминского региона составляют синхронные члены позднепалеозойского магматизма.

Однако данный вопрос, который многими развивается для ряда районов Средней Азии, Казахстана и Дальнего Востока, решается неоднозначно. По мнению Н.П. Васильковского, в Чаткало-Кураминском регионе подобная связь отчетливо проявляется только между эффузивной деятельностью и гипабиссальными интрузиями. В отрицании характера синхронности раннегерцинского магматизма в данном регионе он отмечает, что "..... нет никаких данных для утверждения связи эффузивных образований и корней эффузий с глубинными интрузивными телами типа батолитов, как это предполагает, например, Р. Дэли" (Васильковский, 1952). Можно заметить, что еще недостаточно данных для реального доказательства синхронной связи раннегерцинского эффузивного и интрузивного магматизма (Раджабов, 1964; Далимов, Айзенштат, 1972).

В последнее десятилетие геологами доказан характер вулканоплутонической природы формирования пермотриасового магматизма в Чаткало-Кураминском регионе. Особенно это отчетливо проявилось на примере Самгарского и Бабай-ТAUDорского вулканоплутонических массивов (Бабаходжаев, 1972; Далимов, Айзенштат, 1972).

Пространственная и временная оторванность кызылнуринских кислых эффузивов и гранитоидов шайданского типа может явиться фактом отрицания синхронной связи между ними. Утверждение, что шайданские граниты синхронно связаны с эффузивами шурабсайской свиты (Далимов, Айзенштат, 1972), видимо, не отвечают действительности, тем более если учесть неоднородность петролого-геохимического состава эффузивных и интрузивных образований. В составе эффузивов шурабсайской свиты преобладают породы андезито-дацитового состава, что не характерно для гранитов шайданского типа.

С учетом изложенных выше различных представлений возникают значительные затруднения в изучении генезиса гранитов шайданского типа и наложенных на них послемагматических изменений. Пространственная разобщенность и близкий петролого-геохимический состав вулканоплутонических образований нижнего триаса и гранитов шайданского типа свидетельствуют о существовании глубинной связи между ними, возможно на уровне первичного гранитного очага. Тем более, что лейкократовые граниты в ряде массивов секутся дайками и штоками лейкократовых порфиров, состав которых очень близок с породами выше названных вулканоплутонических образований.

На фоне общей закономерности многофазного развития интрузивного магматизма многие авторы предполагают, что граниты шайданского типа составляют последнюю четвертую фазу внедрения пермотриасового комплекса в Кураминской подзоне. Поэтому в формировании его допускается последовательная смена процессов ассимиляции и контаминации в начальные стадии внедрения, дифференциацией в завершающие стадии. Однако в нарушении подобной закономерности (в гранитоидах шайданского типа в зависимости от состава вмещающих интрузив пород, а также глубины становления) отмеченные процессы в различных

массивах протекают неодинаково. Даже в пределах одного массива (от центра к краю) можно проследить смену процессов. С учетом ведущих признаков (наличия гибридных пород, ксенолитов, колебания количественно-минерального состава, такситовых текстур и др.) и состава вмещающих пород в интрузивных массивах отчетливо можно проследить проявление процессов ассимиляции, контаминации или дифференциации.

Оби-Аштский массив лейкократовых гранитов и его сателлиты находятся среди гранодиоритов среднего карбона. В генезисе гранитов данного массива преобладающими являются процессы дифференциации, по сравнению с ассимиляцией. Несмотря на это, встреченные в гранитах немногочисленные ксенолиты подверглись интенсивной переработке. Количественно-минеральный состав гранита во всех частях массива почти одинаков. Поэтому предполагается, что формирование Оби-Аштского массива и его сателлитов происходило в трещинных условиях путем тангенциального расширения камеры интрузива. Допускается глубинная ассимиляция или некоторое плавление и обрушение окружающих пород по пути внедрения гранитного расплава. По всей вероятности, расщепление расплава в магматическую стадию происходило вследствие кристаллизационной дифференциации.

Несколько в иных условиях находятся граниты Шайданского массива, вмещающими породами для которых являются гранодиориты, эффузивы основного, среднего и кислого составов. В гранитах содержится большое количество ксенолитов этих пород. Ксенолиты подвергаются двойкой механической дизинтеграции. Преобладающее число ксенолитов гранодиоритов и порфиритов захвачены гранитами на значительной глубине, где характер растворимости расплава был еще высоким, подвержены активной ассимиляции, и очень часто на месте ксенолитов наблюдаются скопления биотита и среднего плагиоклаза. По всей вероятности, степень реакционного замещения минерального состава пород средней основности в кислой среде происходит гораздо интенсивнее, чем кислых пород в кислой среде. Подтверждением последнего является тот факт, что по сая Ровакон многочисленные ксенолиты кислых эффузивов, захваченные гранитами на месте становления интрузива или по пути внедрения, подвергаются

слабому реакционному и метасоматическому замещению с сохранением кислого состава и аплитовой структуры. Большинство ксенолитов имеет состав скрытокристаллических аплитов с переходом в кварцевые порфиры.

Кызылтепинский выход этих гранитов, прорывающий гранодиориты Чоккадамбулакского массива и андезито-дацитовые порфириты шурабсайской свиты, обладает отчетливыми чертами ассимиляции вмещающих пород. Эти процессы происходили по пути внедрения гранитного расплава и до становления интрузива. Одним из главных признаков ассимиляции является обилие ксенолитов вмещающих пород (гранодиориты и порфириты) в гранитах. Степень ассимиляции ксенолитов больше всего зависит от глубины захвата расплавом обломков вмещающих пород и петрографического состава последних.

Таким образом, отчетливо вырисовывается зависимость формирования лейкократовых гранитов шайданского типа не только от состава первичного гранитного расплава, а также от петрографического состава вмещающей среды. В зависимости от глубины захвата обломков пород меняется и степень ассимиляции ксенолитов. Более ранние по времени возникновения (глубинные) ксенолиты подверглись интенсивной ассимиляции, вплоть до образования шлиров растворения, тогда как поздние часто сохраняют первичный облик вмещающих гранитоидов и эффузивов (сай Ровакон, Кызылтепинский выход и др.).

Контактные взаимоотношения, петрологические особенности и поведение ксенолитов показывают, что при формировании гранитов шайданского типа наряду с превалирующими явлениями дифференциации значительное место занимают процессы ассимиляции и контаминации на различных глубинах становления гранитоидных массивов. Все эти процессы оказывают большое влияние на перераспределение главных породообразующих минералов. Активность гранитов несколько усиливается в краевых частях массивов. Вдоль контактовых зон и даже апофиз отмечается образование кварц-полевошпатовых роговиков и других переработанных пород.

По средним количествам кремнезема (более 73 %) и другим окислам гранитоиды шайданского типа относятся к гранитному

ряду слабо повышенной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = \sim 10\%$ состава). По заметному содержанию железо-магнезиальных компонентов ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = \sim 3,5\%$, $\text{MgO} = \sim 1\%$, извести $\text{CaO} = \sim 3\%$) и пониженных значений Ti, V, Mn, Cr, Co и др. граниты не достигают аляскинского состава и также далеки от первичного базальтового источника (Далимов, Айзенштат, 1972). Согласно подсчету нормативных значений по системе $\text{aAlSi}_2\text{O}_7 - \text{KAISi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ лейкократовые граниты, достигшие котектических условий кристаллизации, формировались при давлении около 500 атм. и $t = 660-730^\circ$, на глубине 1,5-2 км.

Как было отмечено, лейкократовые граниты сопровождаются дайковыми и жильными образованиями, значительная часть которых (аплиты, пегматиты, полевошатовые порфиры) являются непосредственными отщеплениями остаточной гранитной магмы. Формирование схизолитовых жильных дериватов происходит в течение всего периода дифференциации и кристаллизации гранитного расплава и образования петрографической разновидности интрузивов шайданского типа. Подтверждением этого является пересечение двух разновидностей жил аплитов, пегматитов и постепенных переходов аплита в аплит-пегматиты.

Образование и распределение аплитов и пегматитов в интрузивном теле находится в определенной закономерности. Если блоковые пегматиты больше сосредоточены в апикальных зонах гранитных массивов, то жильные аплиты, аплит-пегматиты и шлировые пегматиты с небольшими по размеру погребями горного хрусталя образуются в довольно глубинных частях интрузивной камеры. Отмеченные закономерности, возможно, объясняются термодинамическими условиями, которые существовали на более глубоких горизонтах интрузива, где медленное понижение температуры и давления способствовали неравномерному выделению, распределению и концентрации остаточных флюидов и летучих. Несмотря на значительное обогащение лейкократовых гранитов летучими и водными растворами, являющимися главными переносчиками редких и других элементов, большинство аплитов и пегматитов лишены полезных компонентов.

Генетические особенности даек глубинного источника, в частности кварцевых и сиенитовых порфиров, диабазовых и

плагиоклазовых порфиритов, сложных даек, широко развитых среди верхнепалеозойских магматических образований Кураминской подзоны, рассматриваются в опубликованных работах (Абдуллаев, 1957; Раджабов, 1964; Горьковой, 1964; Бабаходжаев, 1964, 1972 и др.).

Многими авторами отмечается, что в генетическом отношении разнообразные по петрографическому составу и возрасту дайки глубинного источника представляют собой продукты дифференциации гранитной и базальтовой магм. Дайкам также свойственны процессы ассимиляции и контаминации, выражающиеся в наличии переработанных ксенолитов, постепенных переходов между разновидностями пород и других особенностей. В целом нам представляется, что дайки, широко развитые на площади Шайданского и других массивов, обладают теми признаками генезиса, которые свойственны аналогичным дайкам всего Кармазара, подробно описанным в литературе (Горьковой, 1964; Раджабов, 1965; Бабаходжаев, 1972).

Дайки полевошпатовых порфиров по повышенной щелочности и обилию порфировых зерен калишпата в генетическом отношении близки гранитам шайданского типа. Порфировые вкрапленники калишпата, по всей вероятности, захвачены полевошпатовыми порфирами по пути внедрения с гранитами.

Лейкократовые граниты подвергаются воздействию послемагматических метасоматических процессов кислотной и щелочной стадии. С этими процессами связаны широко проявленные в гранитах микроклинизация, альбитизация и грейзенизация, образование порфировых выделений микроклина и неравномерное покраснение гранитов. По всей вероятности, отмеченные продукты метасоматических изменений образовались после полного становления гранитоидных интрузий шайданского типа. Метасоматические процессы, в частности покраснение гранитов и широких зон грейзенизации в них, происходили с помощью потока послемагматических легкоподвижных компонентов, в том числе щелочных металлов и летучих.

Метасоматически преобразованные породы главным образом появляются в краевых и апикальных частях интрузива, приурочены к зонам разломов и трещин отдельности гранитов. Естественно-

но, что зоны дробления (участки трещиноватости и разломов) послужат весьма благоприятным объектом для нормальной циркуляции постмагматических растворов. Характерна смена проявления метасоматического изменения пород согласно вертикальной зональности.

Сильно грейзенизированные породы, часто с редкометалльным оруденением (Оби-Аштский массив), развитые в апикальных и краевых частях интрузива, в направлении центра и глубинной зоны интрузива постепенно сменяются метасоматическими красными гранитами различных оттенков. Отмеченные преобразования заключаются в колебании минерального состава и структурно-текстурных особенностях гранитов. Изменению подвергаются главные породообразующие минералы лейкократовых гранитов, в том числе калишпат, плагиоклаз, биотит и др. Пелитизация калишпатов (микроклин и ортоклаз) приводит к частичному, иногда полному исчезновению микроклиновой решетки. Кварц и серицит считаются обычными вторичными минералами калишпатов. Вторичный кварц появляется также в результате метасоматических преобразований плагиоклаза. Последний замещается серицитом, переходящим в мусковит. Альбитизация (деанортизация) плагиоклаза в гранитах считается обычным явлением, и эти процессы во многом способствуют покраснению пород. Более интенсивно метасоматическому замещению подвергается биотит, который считается одним из главных темноцветных минералов гранитов. Конечным продуктом преобразования биотита считается мусковит, который широко участвует в составе грейзенизированных гранитов.

Причиной интенсивного и неравномерного покраснения гранитов шайданского типа является прежде всего сильное разложение (замещение пелитовым веществом) калиевых полевых шпатов и биотита (серицитизация и хлоритизация). В отмеченных обстоятельствах происходит освобождение избыточных окислов титана, железа и магния, рассеяние которых в основной массе пород придает последнему красную окраску различных оттенков.

Метасоматические преобразования, в частности вынос и привнос отдельных компонентов, сказываются на изменении видового состава аксессуарных минералов. В частности, в гранитах заметно увеличивается содержание пирита, гематита, рутила и других минералов взамен магнетита и ортита.

Для гранитоидов Шайданского и других массивов Восточного Кармазара характерно отсутствие акцессорного турмалина, что, возможно, связано с резко нижекларковым содержанием летучего бора в породах. По всей вероятности, магматический расплав первично был беден концентрациями бора.

Таким образом, лейкократовые граниты шайданского типа, представленные в начале серыми разностями, подверглись интенсивному и неоднократному метасоматическому изменению вплоть до появления грейзенов различного состава. Это еще связано с тем, что гранитный расплав в завершающей стадии верхнепалеозойского магматизма Чаткало-Кураминского региона был насыщен различными летучими компонентами и водными растворами (флюидами).

ж ж ж

1. Лейкократовые граниты являются продуктами самостоятельного фазового внедрения, связанного с единой стадией развития пермо-триасового интрузивного комплекса Кураминской подзоны.

2. Несмотря на лейкократовый аляскитоидный облик, в генезисе этих гранитов наряду с ведущими явлениями дифференциации в зависимости от состава вмещающих пород и глубины становления интрузива принимают участие ассимиляционные процессы.

3. Гранитная магма, явившаяся источником формирования лейкократовых гранитов шайданского типа, была богата летучими и другими флюидами и послужила причиной неоднократной послемагматической метасоматической переработки основной массы пород.

ГЛАВА IX

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ГРАНИТАХ

Лейкократовые граниты характеризуются присутствием широкого набора элементов-примесей. В гранитах выявлено около сорока элементов, среди которых петрологическое значение имеют следующие: **Rb, Li, Cs, Pb, Zn, Si, Mo, W, Sn, Bi, Ba, Ag, Au, F** и **B**.

На Шайданском массиве нами применялся специальный метод сеточного отбора проб с расстоянием между обнажениями 250–300 м. Всего с площади 60 км² было отобрано 170 проб. С каждой из них, кроме валовых, отбирались мономинеральные фракции (кварц, калишпат, плагиоклаз и биотит). Эти пробы были проанализированы на **Pb, Zn, Sn, Mo, U, F** и др. Их анализы дали возможность выявить особенности распределения этих элементов по вертикали Шайданского массива. Последний, имеющий 900-метровый врез, делится на три равные зоны, отличающиеся по петрографическим разновидностям пород. Средние цифровых значений по элементам показали, что их содержание подчиняется определенной закономерности в распределении и концентрации по вертикальному разрезу массива. Если **Sn, Mo, U** и **F** больше накапливаются во второй зоне, то **Pb, Zn** и частично **Sn** концентрируются в апикальной части массива. Отмечаются некоторые тенденции накопления **F** и **U** в глубинных зонах массива (табл. 13, рис. 20).

По данным средних величин, характерные элементы-примеси лейкократовых гранитов имеют следующие особенности концентрации и распределения.

Р е д к и е щ е л о ч и (литий, рубидий и цезий). Данные анализов и вычисленные средние величины указывают на общее нижекларковое содержание редких щелочей в лейкократовых гранитах. Только содержание рубидия достигает кларковых величин (180–200 г/т). Ощутимое содержание рубидия (345 г/т) и цезия (19 г/т) наблюдается в калишпатах, что свидетельству-

Средние содержания элементов-примесей в породах, минералах и различных фракциях лейкократовых гранитов шайданского типа, г/т

Исходный материал Элементы	Порода	Кларки для кислых пород (по А. П. Виноградову, 1962)	Калишпат	Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Магнетит	Магнитная фракция	Легкая фракция
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Литий	$\frac{14}{20}$	40	$\frac{22}{6}$	-	-	$\frac{315}{1}$	-	-	-
Рубидий	$\frac{180}{11}$	200	$\frac{345}{6}$	-	-	$\frac{573}{1}$	-	-	-
Цезий	$\frac{0,9}{11}$	5	$\frac{19}{6}$	-	-	$\frac{35}{1}$	-	-	-
Уран	$\frac{6,9}{46}$	3,5	-	-	-	-	-	-	-
Серебро	$\frac{0,41}{36}$	0,05	-	-	$\frac{3}{27}$	-	$\frac{1}{2}$	-	-
Золото	$\frac{8,1 \cdot 10^{-7}}{11}$	$4,5 \cdot 10^{-7}$	-	-	-	-	-	-	-
Свинец	$\frac{45}{325}$	20	$\frac{20}{68}$	$\frac{10}{3}$	$\frac{4}{27}$	$\frac{87}{7}$	$\frac{172}{2}$	$\frac{15}{5}$	$\frac{15}{12}$

Продолжение таблицы 13

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Цинк	<u>61</u>	60	<u>30</u>	-	-	<u>310</u>	<u>300</u>	<u>120</u>	<u>40</u>
	328		16			6	2	6	7
Медь	<u>12</u>	20	<u>5,4</u>	-	<u>2,4</u>	<u>35</u>	<u>55</u>	<u>40</u>	<u>18</u>
	352		59		27	4	2	4	3
Молибден	<u>4,8</u>	1	<u>0,1</u>	-	-	-	<u>10</u>	<u>30</u>	<u>2,4</u>
	44		68				2	3	2
Вольфрам	<u>3,6</u>	1,5	-	-	-	-	-	<u>60</u>	<u>10</u>
	21							6	7
Олово	<u>10</u>	3,0	<u>0,3</u>	-	-	<u>10</u>	<u>100</u>	<u>70</u>	<u>2,7</u>
	46		68			2	2	5	4
Висмут	<u>1,1</u>	0,01	<u>0,11</u>	<u>0,08</u>	-	<u>0,25</u>	-	-	<u>1,5</u>
	19		16	16		6			4
Бериллий	<u>12,8</u>	5,5	<u>3,3</u>	<u>11</u>	<u>0,1</u>	<u>2,4</u>	<u>4,5</u>	<u>2,0</u>	<u>2,0</u>
	336		68	2	27	5	2	5	6
Фтор	<u>2200</u>	800	<u>800</u>	-	-	<u>3200</u>	-	-	-
	38		7			1			
Бор	<u>8,5</u>	15	-	-	-	-	-	-	-
	28								

Примечание. В числителе дается среднее содержание, в знаменателе количество анализированных проб.

ет о корреляции их с калием. Концентрация лития в калишпатах очень низкая, что исключает родство данного элемента с калием и, по всей вероятности, связано с незначительным содержанием фемических минералов и железо-магнезиальных компонентов в гранитах.

Возможно низкие концентрации редких щелочей в гранитах Шайданского массива можно объяснить фаціальными особенностями красных гранитов, т.е. гипабиссальной глубиной их становления. Кроме того, редкие щелочи в приповерхностных условиях становления интрузива, по всей вероятности, подвержены значительной растворимости. Это обстоятельство подкрепляется еще и тем фактом, что в аплитах, сформировавшихся из остаточных гранитных растворов, содержание редких щелочей увеличивается в несколько раз (литий до 130 г/т, рубидий до 700 г/т, цезий до 11 г/т).

Р а д и о а к т и в н ы е э л е м е н т ы . В гранитах Шайданского массива из радиоактивных элементов количественное определение производилось только на уран. Поведение и характер концентрации данного элемента в мигматических породах Чаткало-Кураминского региона, в частности на площади Оби-Алтского массива, изучались И.Е. Сморгочевым (1960). Им установлено, что концентрация урана возрастает от ранних (абиссальных) к поздним (гипабиссальным, приповерхностным), что оказалось справедливым также и для лейкократовых гранитов Шайданского массива. Среднее содержание урана в лейкократовых гранитах достигает 6,9 г/т, что в два раза превышает кларковые значения для кислых пород. Отмечается некоторое увеличение накопления урана в центральной зоне массива. Отчетливо выявляется зависимость его концентрации от содержания SiO_2 и K_2O в гранитах.

С е р е б р о часто присутствует в составе руд медно-висмутовых и полиметаллических месторождений Кармазвара. Однако не всегда имеются данные, характеризующие особенности концентрации серебра в гранитоидах. Полученные нами материалы по ряду гранитоидных массивов, в частности лейкократовых гранитов,

Рис. 20. Карта геохимического опробования и зонального распределения элементов (свинец, цинк, серебро, олово, молибден, уран и фтор). шлихового анализа и участков минерализации в гранитах Шайданского массива.

Условные обозначения: 1 - четвертичные отложения, 2 - андезито-дацитовые порфиры акчинской свиты среднего карбона, 3 - порфиroidные гранодиориты верхне-карбонного комплекса, 4 - кварцевые и фельзитовые порфиры оясайской свиты верхнего карбона, 5 - останцы эффузивов оясайской свиты, 6 - первая зона (950-1380 м), 7 - вторая зона (1400-1680 м), 8 - третья зона (1700-1900 м), 9, 10, 11, 12 - участки рудной минерализации, 13 - содержания (г/т) элементов в породах, 14 - содержания (г/т) элементов в калишпатах, 15 - содержания (г/т) элементов в промытых шлихах, 16 - место взятия монопроб, 17 - место взятия проб для аксессуарных исследований, 18 - место взятия проб для силикатных анализов, 19 - место взятия проб для радиологических определений, 20 - гипсометрические высоты.

свидетельствуют о высокой концентрации в них серебра, достигающего в Шайданском массиве 0,41 г/т. Эти цифры в несколько десятков раз превышают кларковые содержания серебра в кислых породах (по А.П. Виноградову, 1962). Видимо, в гранитоидах повышенной кремнекислотности и щелочности серебро находится в рассеянной форме, и его концентрация происходит в стадии послемагматического процесса, свидетельством чего является повышенное содержание серебра (до 1 г/т) в мономинеральных фракциях кварца и акцессорного магнетита (см. табл. 13).

З о л о т о. О количественном распределении золота в гранитоидах Кармазара имеются довольно скудные сведения. Некоторые материалы приводятся в работе Л.Н. Лисогора (1972). Полученные методом активации данные показывают для Шайданского массива характерную неоднородность концентрации золота с колебанием от $2,6 \cdot 10^{-7}$ до $21,4 \cdot 10^{-7}$ (табл. 14). В северной части массива, вблизи контакта с эффузивами акчинской свиты и гранодиоритами S_2 , а также у Баштавакского разлома, содержание золота довольно выдержанное ($12,0-17,4 \cdot 10^{-7}$). Недалеко от контакта гранита с эффузивами оясайской свиты (восточная и юго-восточная половина массива) содержание золота снижается до $2,6-17,0 \cdot 10^{-7}$.

В западной половине массива в гранитах, прорывающих андезито-дацитовые порфириды акчинской свиты, концентрация золота заметно повышается — $13,4-21,4 \cdot 10^{-7}$. В апикальной части интрузива, на участке широкого распространения ксенолитов и метасоматических пород, содержание золота резко завышено — $20 \cdot 10^{-7}$. В лейкократовых гранитах среднее содержание золота составляет $12,1 \cdot 10^{-7}$, что превышает кларковые значения для кислых пород ($4,5 \cdot 10^{-7}$). Концентрация золота в лейкократовых гранитах, по-видимому, связана с высоким содержанием в них полевых шпатов, интенсивной микроклинизацией и альбитизацией, явившихся причиной привноса постмагматическими растворами данного элемента и, по всей вероятности, он входит в решетку калишпата.

С в и н е ц считается одним из ведущих рудообразующих элементов промышленных месторождений Кармазара. Установлено, что свинец на уровне выше кларковых содержаний присутствует

Содержание Au в гранитах Шайданского массива

№ пробы	Золота п · 10 ⁻⁷	Участок массива	Вмещающие породы и разновидность гранитов
251	10,6	Северная половина (недалеко от контакта)	Андезито-дацитовые порфиры акчинской свиты, амфибол-биотитовые гранодiorиты С ₂
298	17,4	—"	—"
319	13,0	—"	—"
362	12,0	—"	—"
279	13,2	—"	—"
287	5,4	Недалеко от западного контакта	Андезито-дацитовые порфиры
329	21,4	—"	—"
256 ^a	11,6	—"	—"
417	8,6	Недалеко от южного контакта	Кварцевые порфиры оясайской свиты
283	13,4	Западная половина массива	Красные крупно- и среднезернистые граниты
390	7,0	Восточная половина массива	Крупнозернистые серые и красные граниты
409	17,0	—"	—"
353	2,6	—"	—"
287	9,0	—"	—"
356	12,8	—"	—"
301 321	10,6 20,0	Центральная гипсометрически завышенная часть массива	Много ксенолитов, граниты подвержены интенсивной альбитизации

во всех возрастных и петрографических разностях магматических пород региона. Среднее содержание свинца в лейкократовых гранитах шайданского типа в Восточном Карамазаре составляет 45 г/т, т.е. в 2,5 раза больше кларка для кислых пород (20 г/т) (по А.П. Виноградову). В гранитах Шайданского массива концентрация свинца сравнительно ниже и в среднем достигает 25 г/т. Характерно обогащение данным элементом апикальных частей интрузива (43 г/т), подвергшихся интенсивной альбитизации и микроклинизации. В средней и нижней зоне массива содержание свинца не достигает кларковых (15–17 г/т) (см. табл. 13).

Предполагается, что свинец в кислых гранитоидах находится в определенной связи с петрогенными элементами – калием, кремнием, а также ураном. Он входит в состав биотита, акцессорного магнетита или проявляется в качестве акцессорного галенита и т.д. (Хамрабаев, 1969; Козырев и др., 1972 и др.).

Полученные нами петролого-геохимические данные показывают, что в лейкократовых гранитах Шайданского массива повышенные концентрации свинца находятся в прямой зависимости от содержания урана, калия и кремнезема ($Pb - 25$ г/т, $U - 6,9$, $K_2O - 4,7$, $SiO_2 - 73,0$) или концентрируется в биотитах (87 г/т) и акцессорных магнетитах (45–300 г/т). Значение биотита и магнетита в качестве главных минералов концентраторов свинца в Чаткальской зоне справедливо было подмечено группой исследователей (Козырев и др., 1972). В общем балансе свинца значительную роль играет акцессорный галенит, содержание которого в шайданских гранитах достигает 1 г/т. Характерны повышенные содержания свинца (190 г/т) в шлихах, промытых в различных частях Шайданского массива, в составе которых часто присутствует галенит.

Цинк обладает тенденцией к повышенной концентрации в поздних по возрасту и кислых по составу гранитоидах Карамазара. Среднее значение содержания цинка в лейкократовых гранитах шайданского типа составляет около 61 г/т, что соответствует кларковому для кислых пород (60 г/т). Как и для свинца, по вертикали Шайданского массива происходит зональное распределение цинка. Наибольшая концентрация его отмечается в верхней, апикальной части интрузива (80 г/т). В средней и нижней

зоне массива содержание цинка в 2-4 раза ниже кларковых (см. табл. 13).

В вопросе о носителях и концентраторах цинка существуют различные мнения. Высокое содержание цинка в биотите (310 г/т), аксессуарном магнетите (400 г/т) и низкие его концентрации в калишпатах (30 г/т) подтверждают связь данного элемента с минералами, в состав которых входят железо-магнезиальные соединения. Отмечается и кристаллохимическая связь цинка с Fe и Mg (Таусон, 1961 и др.).

В лейкократовых гранитах ведущими минералами, с которыми несомненно связаны концентрации цинка, можно считать биотит и аксессуарный магнетит. В биотите цинк, по всей вероятности, находится в форме атомного рассеяния (Таусон, 1961).

М е д ь. Несмотря на наличие в Восточном Карамазаре медной минерализации, концентрация меди в магматических образованиях довольно низкая. В частности, в кислых гранитоидах содержание меди далеко не достигает кларковых значений. По данным 350 анализов, в лейкократовых гранитах шайданского типа медь составляет около 12 г/т. На всей площади Шайданского и Оби-Аштского массивов в концентрации меди каких-либо закономерностей не наблюдается. Очень редко в пробах, взятых вблизи зон разломов и дроблений, содержание меди превышает кларковые значения для кислых пород в 1-2 раза. Несколько повышена концентрация меди в аплитовых жилах (20 г/т), генетически связанных с лейкократовыми гранитами. По аналогии с поведением цинка в магматическом процессе, медь образует теснейшую связь с Mg и Fe²⁺. В лейкократовых гранитах небольшое содержание железо-магнезиальных компонентов, видимо, служит причиной низкой концентрации меди. Эти положения подкрепляются тем фактом, что по сравнению с породами в анализированных минералах (калишпат, биотит, магнетит) содержание меди колеблется в интервале от 4,5 г/т в калишпатах до 35-55-40 г/т в биотитах, магнетитах и в магнитной фракции шлихов. В легкой фракции содержание меди вновь снижается до 18 г/т (см. табл. 13).

Приведенные материалы и литературные данные подтверждают, что в гранитоидах повышенной кислотности минералами носи-

телями и концентраторами меди могут служить в основном биотит и аксессуарный магнетит (Козырев и др., 1972; Бадалов и др., 1971). Значение роли собственных медных сульфидов в распределении меди в гранитах крайне ограничено, так как аксессуарный халькопирит встречается в единичных знаках. Следует согласиться с представлениями о том, что содержание меди от древних интрузивных комплексов к молодым уменьшается; преимущественно медь накапливается в основных породах (Рехарский, 1965).

Молибден и вольфрам являются наиболее характерными редкими элементами-примесями лейкократовых гранитов шайданского типа. Значительная концентрация отмеченных элементов в гранитах подтверждается рядом небольших рудопроявлений молибдена и вольфрама в Шайданском и Оби-Аштском массивах.

В результате петролого-геохимического изучения гранитоидных массивов Восточного Карамазара нам удалось выявить некоторые существенные особенности концентрации Mo и W в минералах и валовых пробах лейкократовых гранитов (см. табл. 13). Среднее содержание Mo и W от 2,2 до 4,8 раз превышает их кларковые значения в кислых породах (по А.П. Виноградову). Содержание W в гранитах, по данным нейтронно-активационного анализа, достигает 42 г/т. Высокое содержание Mo подтверждено контрольными анализами в лаборатории СВКНИИ (г. Магадан). По данным этой лаборатории, концентрация Mo в трех пробах колеблется от 3,84 до 7,5 г/т. Околокларковая концентрация Mo (0,72 г/т) отмечается в гранитах центральной зоны Шайданского массива. В калишпатах Mo очень мало (0,1 г/т), W не обнаружен, в аксессуарном магнетите Mo около 10 г/т, W отсутствует. Повышенные концентрации Mo и W падают на долю магнитной (30-60 г/т) и легкой (2,4-10 г/т) фракций. Плаггиоклаз и биотит не показывают содержания этих элементов.

Приведенные данные, а также повышенное содержание Mo и W в шлихах (W - 2,5 г/т; Mo - 30-34 г/т) свидетельствуют о том, что значительные концентрации этих элементов в лейкократовых гранитах связаны с аксессуарными минералами (молибденит, вольфрамит, возможно, шеелит).

Козлов В.Д. и Рощупкина О.С. отмечают, что в палеозойских гранитоидах Восточного Забайкалья, содержащих Mo выше кларковых более чем в 2 раза, избыток Mo связан с акцессорным молибденитом, занимающим в породе интерстиционное положение (Козлов, Рощупкина, 1965). В Мегринском плутоне (Кавказ) значительная часть Mo также связывается с присутствием в породе акцессорного молибденита (Меликсетян, 1964). Отмечается связь Mo с акцессорным магнетитом. Довольно низкая концентрация Mo в полевых шпатах, отсутствие его в биотитах, с учетом малого содержания TiO_2 (0,15–0,20 %) в гранитах, исключает возможность связи Mo и W с титаном. Самые низкие содержания Mo и W в кварце и полевых шпатах отмечаются также для ряда гранитоидных массивов Дальнего Востока (Недашковский и др., 1970). В целом подтверждаются общеизвестные концепции об увеличении концентрации Mo и W в кислых дериватах гранитоидов (Хамрабаев, 1969; Надирадзе и др., 1969; Козырев и др., 1972; Бабаходжаев, 1972).

О л о в о. В гранитоидах Восточного Кармазара повышенная концентрация олова происходит в зависимости от омоложения возраста и уровня кислотности-щелочности. В лейкократовых гранитах шайданского типа содержание Sn достигает 10 г/т, т.е. превышает более чем в 3 раза кларковые значения для кислых пород (3 г/т). В Шайданском массиве концентрация Sn колеблется от 1 г/т в первой до 3,5 г/т во второй зоне. В апикальной части массива снижается до 2 г/т.

Были получены контрольные определения содержания Sn в гранитах Шайданского массива с помощью ДФС-13 в лаборатории СВКНИИ (г. Магадан). Из четырех проб в трех содержание олова колеблется от 5,1 до 14,7 г/т. Последняя цифра относится к концентрации Sn в гранитах, расположенных в эндоконтактных частях массива. Концентрация Sn в полевых шпатах (0,3 г/т) и легкой фракции (2,7 г/т) значительно ниже, чем в биотите (10 г/т), магнетите (100 г/т) и магнитных фракциях (70 г/т). Только в калишпатах первой зоны Шайданского массива содержание Sn увеличивается до 20 г/т, что, по всей вероятности, можно объяснить увеличением содержания K в этой зоне. Многие авторы считают, что повышение концентрации Sn в гранитоидах

происходит: а) при омоложении возраста и степени кислотности, щелочности интрузивов, в частности увеличения содержания Si и K при уменьшении Fe , Mg , Ca , Na (Федчин, 1966); б) в завершающие стадии становления интрузива и увеличении роли летучих, особенно фтора (Таусон и др., 1966); в) при процессах метасоматоза, грейзенизации, альбитизации, микроклинизации, которые способствуют выносу Sn и дальнейшему накоплению его в гидротермальных растворах (Актамов, 1971); г) при повышении количества биотита в гибридных разностях гранитов, что приводит к увеличению связанного с ним олова (Знаменский и др., 1964). Некоторое количество олова в гранитах, по всей вероятности, связано с акцессорным касситеритом. Это подтверждается тем, что содержание Sn в промытых шлихах, в составе которых возможно присутствует касситерит, достигает 30–45 г/т (см. рис. 18).

В и с м у т в балансе промышленных висмутовых месторождений Карамазара занимает видное место. В связи с этим изучение особенности концентрации висмута в магматических породах, в том числе лейкократовых гранитов, имеет важное значение. Однако поведение висмута в магматических породах стали изучать сравнительно недавно. Содержание Bi в эффузивах, гранитоидах, скарнах и в породах медно-висмутовых месторождений Карамазара приводится в работах (Минцер, 1969; Минцер, Никольская, 1970; Бадалов, Дунин-Барковская, 1971; Бабаходжаев, 1972).

В нашем распоряжении имеется достаточный материал, который может охарактеризовать степень концентрации Bi в лейкократовых гранитах шайданского типа. Хотя многие анализированные пробы оказались "пустыми", среднее содержание висмута в лейкократовых гранитах достигает 1,1 г/т, что на 0,2 г/т больше, чем приводится для этих же гранитов (0,9 г/т) в работах (Минцер, Никольская, 1970). Полученные нами цифры в 100 раз больше кларковых для кислых пород (0,01 г/т). Висмут присутствует также в составе калишпата (0,11 г/т), плагиоклаза (0,08 г/т), биотита (0,25 г/т) и легкой фракции (1,5 г/т) (см. табл. 13). В составе электромагнитной и магнитной фракций, а также акцессорного магнетита висмут не обнаружен. Высокая концентрация висмута в лейкократовых гранитах, видимо, связана "с увеличением калиевой щелочности пород" (Бадалов, Дунин-Барковская, 1971) и накоплением в остаточных расплавах гранитных магм

(Ферсман, 1939; Минцер, Никольская, 1970; Brooks, Ahrens, 1961).

В отношении формы нахождения висмута в интрузивах можно отметить следующее: несмотря на существующую связь повышенной концентрации висмута в гранитоидах с повышенной кремнекислотностью и щелочностью, основными поставщиками данного элемента в лейкократовых гранитах могут явиться преимущественно акцессорные минералы — самородный висмут, висмутин, галеновисмутин и др. На площади Шайданского массива обнаружено несколько точек висмутовой минерализации с базовисмутином.

Б е р и л л и й. Хотя бериллиевые минерализации в Карамазаре отсутствуют, Be в различных количествах присутствует почти во всех анализируемых породах. По мере омоложения возраста и степени кислотности гранитоидов заметно возрастает содержание Be, которое более чем в 2 раза превышает кларковые в кислых породах (Виноградов, 1962; Беус, 1957). В лейкократовых гранитах шайданского типа по 336 анализам среднее содержание Be достигает 13 г/т, что в 2,5 раза больше кларковых (5,5 г/т). Однако в конкретных объектах, в частности Шайданском массиве, концентрация Be едва достигает 4–4,5 г/т. На всей площади массива какие-либо закономерности в распределении Be не улавливаются. Только в отдельных точках массива содержание Be повышается до 6 г/т, что отчетливо коррелируется с высокой концентрацией в этих точках фтора (см. табл. 13). Значительное скопление Be в гранитах Шайданского массива подтверждается присутствием вышекларкового его содержания в шлихах (5,5–8,9 г/т).

В мономинеральных фракциях Be присутствует в различных содержаниях: в калишпатах (3,3 г/т), в плагиоклазах (11 г/т), в магнетитах (4,5 г/т), в магнитных (2,0 г/т) и легких (2 г/т) фракциях и в кварце (0,1 г/т). Форма нахождения Be в гранитах определяется: 1) Be способен накапливаться в заключительной стадии становления интрузива, в частности в кислой среде; 2) Be находится в прямой зависимости от повышенной концентрации летучих соединений, в особенности фтора в породе; 3) минералом носителем — концентратором Be может явиться плагиоклаз (Петрова, Петров, 1965); 4) источники концентрации

Во в лейкократовых гранитах Шайданского и Оби-Аштского массивов, по всей вероятности, связаны с акцессорными бериллиевыми минералами.

Ф т о р имеет особое петро-металлогеническое значение и обладает тенденцией постепенного накопления в породах заключительных фаз интрузивов, в том числе лейкократовых гранитов.

В гранитах Шайданского и Оби-Аштского массивов содержание F достигает в среднем 2200 г/т. В трех зонах Шайданского массива F распределен неравномерно. Наиболее высокое его содержание во второй зоне (2500 г/т). В первой и особенно в третьей зоне массива содержание F уменьшается (1600-1200 г/т). Подобная зональность, видимо, связана с выносом и условиями концентрации летучих соединений в зависимости от глубины становления интрузива. В противоположность этому, повышенное содержание F отмечается в калишпатах апикальной части интрузива (2200 г/т). Эти несоответствия, видимо, связаны с тем, что фтор в одних случаях привносится в решетку калишпата, а в других образует акцессорный флюорит.

Б о р. Высокие концентрации бора для лейкократовых гранитов не характерны. В гранитах Шайданского массива, по данным 28 определений, содержание B едва достигает 8,5 г/т, т.е. меньше кларковых значений для кислых пород (15 г/т). Низкое количество B в гранитоидах Восточного Карамазара, в том числе лейкократовых гранитах, объясняется отсутствием в них акцессорного турмалина как главного источника бора.

ГЛАВА X

О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГРАНИТОВ ШАЙДАНСКОГО ТИПА

Петролого-геохимическое изучение лейкократовых гранитов шайданского типа дало возможность выявить некоторые особенности геохимической их специализации на ряд редких и благородных элементов, а также фтор. Характер распределения и концентрация элементов-примесей в породах, минералах, фракциях, а также присутствие соответствующих акцессорных минералов и рудной минерализации можно считать главными критериями геохимической специализации гранитоидов. Ниже приводится характеристика особенностей геохимической специализации лейкократовых гранитов по рассмотренным в работе элементам-примесям.

Несмотря на общепризнанные связи редких щелочей с магматическими породами повышенной кремнекислотности, в лейкократовых гранитах шайданского типа концентрация Rb, Li и Cs не достигает кларковых. Только в мономинеральных фракциях (калишпат и биотит) содержание Rb и Cs резко повышается, что свидетельствует о связи редких щелочей с K, Mg и Fe^2 . Заметная специализация лейкократовых гранитов на редкие щелочи согласуется с признаком повышенной концентрации пород на редкие элементы.

Постоянное и вышекларковое (от 2 до 5 раз) присутствие Sn, W, Mo можно считать реальной возможностью геохимической специализации лейкократовых гранитов на редкие элементы. Этот признак подкрепляется присутствием в гранитах акцессорных - молибденита, вольфрамита и касситерита. Повышенные кларки редких элементов согласуются с высокой степенью кремнекислотности и щелочности гранитов, а также гипабиссальной глубиной их формирования. Поражает тот факт, что лейкократовые граниты

и минеральные составляющие их части (калишпат, биотит магнитной и легкой фракции гранитов) постоянно содержат редкие элементы в 2 раза больше кларковых для кислых пород (по А.П. Виноградову).

Кроме того, W , Mo и Sn участвуют в составе постмагматических, высокотемпературных минерализаций. Вольфрам, в виде вольфрамита, находится в кварц-пегматитовых жилах, сосредоточенных в периферийных зонах Оби-Аштского массива. Молибденит образует примазки в составе альбитизированных и микроклинизированных гранитов Оби-Аштского, реже Шайданского массивов и во вмещающих их породах. Несмотря на редкую встречаемость касситерита в грейзенах, среди лейкократовых гранитов и гранодиоритов в бассейне р. Гудас отмечаются высокие содержания Sn . Характерно довольно постоянное присутствие значительных содержаний Sn и W в рудах и измененных породах более десятка рудопоявлений, обнаруженных на площади гранитов Шайданского массива.

Приведенные в работе материалы и предположения в отношении геохимической специализации лейкократовых гранитов на редкие элементы совпадают с литературными данными. Многие отмечают связь Sn , Mo , W с Si , K , F , B , Bi , As , Pb , Zn и др. с кислыми интрузиями (Ициксон и др., 1947; Руб, Коптев-Дворников, 1970; Преображенский, 1950; Хамрабаев, 1958, 1969 и др.). Этими элементами в основном обогащаются поздние дифференциаты гранитной магмы (Таусон, 1958; Виноградов, Вайштейн, Павленко, 1958; Магакьян, 1951, 1955 и др.), в частности кислых калиевых разновидностей (Хамрабаев, 1969; Бабаходжаев, 1972) и др.

Геохимическая специализация лейкократовых гранитов на Pb , Zn , Ag и Cu , несмотря на концентрации их в 2 и более раз превышающие кларковые, выражена менее отчетливо. С этими гранитами не намечается связи полиметаллических, золоторудных и урановых минерализаций. На площади Восточного Карамазара в лейкократовых гранитах промышленные объекты выше отмеченных типов рудопоявлений отсутствуют. Однако с учетом хорошо выраженной корреляционной связи Pb с K и Si , а также заметного повышенного кларкового их содержания, можно предполагать о возможной геохимической специализации лейкократовых гранитов шайданского типа на свинец и цинк.

Значительный интерес представляет постоянная и повышенная концентрация серебра в гранитах, достигающая 0,41 г/т, т.е. в 8 раз больше кларка для кислых пород. Кроме того, в мономинеральных фракциях кварца и магнетита серебра присутствует до 3 г/т. Эти данные, с учетом связи серебра с K и Si , можно считать отчетливой формой проявления геохимической специализации лейкократовых гранитов на данный элемент. В Кармазаре в некоторой степени оправдывается тенденция повышения концентрации серебра в гранитоидах заключительной фазы магматизма и отчетливой кислотности — калиевоносности.

Геохимическая специализация лейкократовых гранитов на медь и бор выражена менее отчетливо, порсю отрицательно. Содержание Si и B_2O_3 в гранитах не достигает кларковых, отсутствуют акцессорные минералы бора (турмалин) и промышленные месторождения Si в Восточном Кармазаре.

$В$ и $С$ и $Ф$ являются ведущими элементами примесями лейкократовых гранитов. Их содержание выше от 2 (F) до сотни ($В$) раз кларковых для кислых пород. Геохимическая специализация гранитов на $В$ и F подтверждается также присутствием акцессорного флюорита и висмутовых минералов. Флюорит в виде вкрапленников и примазок отмечается на поверхности микротрещин различных направлений. В Шайданском массиве найдены несколько точек минерализации с вторичным минералом висмута — базовисмутин. Содержание висмута в рудах достигает до 0,1 %.

Таким образом, отчетливая геохимическая специализация лейкократовых гранитов шайданского типа на редкие элементы (W, Sn, Mo, Bi), Ag и F , а также многочисленные точки минерализации этих элементов, служат надежной основой расширения перспективы района.

ГЛАВА XI

О Р У Д Е Н И Е

До последнего времени какие-либо промышленные месторождения или рудопоявления, связанные с лейкократовыми гранитами шайданского типа, в Восточном Кармазаре не были обнаружены. Однако в некоторых ранее опубликованных работах (Щербаков, 1934; Сморгчов, 1958 и др.) упоминаются о редкометальной перспективе этих гранитоидов. До наших работ было выявлено 2-3 небольших рудопоявления кварц-пегматитового типа с вольфрамитом на площади Оби-Аштского и Гудасского массивов. Отмечается, что лейкократовые граниты сопровождаются грейзеновыми проявлениями с заметным содержанием редких элементов. В результате детального картирования гранитоидов Шайданского и Оби-Аштского массивов, а также маршрутных исследований, базируясь на намеченные ранее рекомендации (Бабаходжаев, 1972), удалось обнаружить в 1973 г. ряд площадей с небольшими точками рудопоявлений редких элементов (W, W, Sn, Mo), флюорита и горного хрусталя.

Вкратце описание ранее известных и вновь выявленных минерализованных площадей и точек рудопоявлений приводится ниже.

А. Верховья рр. Оби-Ашт и Гудас

Рудопоявление флюорита Ялзырук находится в 600 м от устья одноименного сая на правом борту р. Ашт в пределах Оби-Аштского массива лейкократовых гранитов. Минерализация представлена двумя кварц-флюоритовыми жилами широтного простирания. Жилы находятся в зоне заметно осветленных альбитизированных и окварцованных гранитов. В СВ направлении осветленная зона сечет гранодиориты среднего карбона. Падение зоны на СЗ - $340^{\circ} \pm 70-75^{\circ}$. Две параллельно направленные жилы имеют мощность 10-30 см каждая.

Протяженность рудных жил около 10 м, но видимая зона с вкрапленниками флюорита тянется более чем на 400 м. Общая мощность рудоносной зоны с флюоритом достигает 1-1,5 м. Рудная жила состоит из кварца и флюорита фиолетового, зеленого и светло-салатного цвета. Некоторые зерна флюорита прозрачны. Кварц-флюоритовая жила сечет кварц-гематит-пиритовую жилку ЮВ простирания $\angle 30^{\circ}$ СВ.

Участки грейзенизации Ялгызрук. В бассейне с. Ялгызрук, на площади более 1 км² часто встречаются грейзенизированные участки. Размеры их варьируют от 5 см² до 1 и более м². Формы проявления грейзенов изометричные, эллипсоидальные и прожилковые, ориентированные в различных направлениях.

В минеральном составе грейзенов определяются кварц, флогопит, гематит, пирит, аметист, флюорит. Характерно обилие включений молибденита в грейзенизированных участках. Особенно в большом количестве примазки молибденита встречаются на полированной поверхности больших валунов. Площадь участков пород с вкрапленностью молибденита колеблется от 1 см² до 1 м². Мощность отдельных прожилков молибденита около 5-6 см, протяженность до 40 см.

Грейзены наложены также на многочисленные шпировые пегматиты, которые большей частью приурочены к краевым частям Оби-Аштского интрузива. Размеры шпировых пегматитов достигают 0,5 м². В западной части массива находится несколько жил пегматитов блокового строения мощностью до 10 м и протяженность более 20-30 м. В этих пегматитах кроме пластинок гематита, кубиков пирита, аметиста встречаются вкрапленники фиолетового и зеленого флюорита. В грейзенизированных гранитах, в пегматитах, подвергшихся грейзенизации, отмечаются повышенные содержания редких элементов; свинец, цинк и фтор. В четырнадцати пробах содержание отдельных элементов-примесей колеблется в следующих интервалах: Sn = 0,1-25 г/т; W = 10-600 г/т; Mo = 0-10 г/т; В₁ = 0-6 г/т; РЬ = 0,15-1 г/т; Zn = 2-10 г/т; Ag = 0,1 г/т; F = 2,80 %.

Грейзенизированные поля верховья р. Гудас. Зона грейзенизации пространствен-

но связана с лейкократовыми гранитами шайданского типа, обнажающимися в виде крупного штока. Полоса грейзенизированных пород шириной более 15 м, местами до 100 м протягивается примерно на 700 м в северо-восточном направлении по правому борту р. Гудас. Грейзеновые минералы накладываются также на гранодиориты и аплитовые жилы, секущие интрузив. Минеральный состав грейзенов: кварц, серицит, хлорит, флогопит.

Из рудных минералов встречаются следующие: пирит, халькопирит, гематит, вольфрамит и сфалерит. В спек-тральных анализах десяти проб грейзенизированных пород отмечаются высокие содержания следующих элементов: $Zn = 0,1-120$ г/т; $W = 2-400$ г/т; $Mo = 0,1-1,5$ г/т; $Be = 0-1,5$ г/т; $V_1 = 0,1-0,8$ г/т; $Pb = 1-25$ г/т; $Zn = 2-400$ г/т; $Ag = 1-5$ г/т; $Si = 0,4-200$ г/т; $F = 2$ %.

Рудопроявление Оби-Ашт известно давно, однако в опубликованной литературе не охарактеризовано. Рудопроявление представлено полем пегматитовых жил, обнажающихся в северном контакте Оби-Аштского интрузива ниже тропы, по левому борту р. Оби-Ашт. Жилы залегают среди альбитизированных гранодиоритов. Участками эти пегматиты расположены непосредственно на линии контакта гранитного массива и в виде апофиз протягиваются в гранодиориты. Зона альбитизированных и грейзенизированных пород с гнездами пегматита занимает значительную площадь и при мощности более 100 м протягивается на 1 км. Имеются и шпировые пегматиты, которые состоят из белого кварца и розового калишпата. Реже в их составе встречаются листочки хлоритизированного биотита. Эти минералы расположены зонально: кварц обычно в центре шпиря, а калишпат по краям его. В двух пегматитовых жилах отмечается значительное скопление пластинчатого гематита и черного вольфрама. Отдельные гнезда имеют размеры до 20-30 см² и состоят из сплошного вольфрама. Кроме того, последний образует включения в интерстициях и трещинах в кварц-калишпатовой массе. В альбитизированных породах вокруг пегматитов встречаются чешуйки и примазки молибденита. В пегматитах из главной жилы средние содержания редких и других элементов по данным трех анализов составляют (в г/т): $W = 50-80$; $Zn = 1-4$; $Ag = 0,1$; $Pb = 0,1-0,4$; $Zn = 2-5$; Be, V_1 и Mo не обнаружены.

Б. Шайданский массив

Первая площадь охватывает участок лейкократовых гранитов от левого борта р. Карахана до среднего течения сая Кумбель, со стороны кишлака Бобой-Дархан (см. рис. 20). Протяженность полосы около 2 км, при ширине 500-600 м. В пределах этой площади выявлено около 15 точек минерализации, приуроченных к кварцевым, кварц-баритовым, кварц-барит-карбонатным жилам, зонам дробления, окварцованным, альбитизированным и микроклинизированным участкам. Иногда фиолетовый и зеленый флюорит наряду с отдельными жилами в виде просечек проникает по микротрещинам в граниты. Общее простирание минерализованной зоны северо-восточное, ближе к широтному. Кварцевые и кварц-карбонатные жилы с включениями рудного минерала встречаются очень часто. Иногда отдельные зерна флюорита, базовисмутита или касситерита (?) можно найти в микротрещинах на выветрелой поверхности отдельных обнажений, а также в осыпях сухих саев. Среди установленных точек минерализации наиболее интересными можно считать следующие.

1. В верховьях первого от перевала Кумбель сухого сая в сторону кишлака Бобой-Дархан в микротрещинах и на поверхности гранитов отмечаются значительные количества примазки фиолетового флюорита. Направление трещин СВ = $25-60^{\circ}$, $\angle 80$ СЗ. Мощность жилков флюорита 1-5 см. Общая площадь выхода гранитов, который как бы "пропитан" флюоритом, превышает 200 м^2 .

2. Ниже точки № 1 отмечается кварц-барит-карбонатная жила, простирающаяся на СВ - 60° $\angle 65-70^{\circ}$, в составе которой из рудных минералов установлены халькопирит, малахит, лазурит, касситерит (?) и базовисмутин. Мощность жилы - 0,1-0,3 м, а вместе с околорудными породами достигает до 5 м. Видимая протяженность более 50 м.

3. До устья выше отмеченного сая по азимуту простирания СВ - $50-60^{\circ}$ выходят четыре параллельные кварцево-флюоритовые жилы мощностью от 5 до 20 см, погружающиеся на северо-запад под углом 70° . Протяженность их до более 100 м. Из рудных минералов отмечается касситерит (?), базовисмутин и сфалерит.

4. По склону левого борта сая (автомобильной дороги) со стороны р. Карахана отмечается несколько кварцевых жил с азимутом простирания ЮВ - 130° и падением 65° . Мощность жил 1-30 см. Протяженность 10-15 м. В одной из кварцевых жил присутствует халькопирит, вторичные минералы висмута и меди, а также зеленый флюорит. При тщательном осмотре измененных гранитов иногда удается обнаружить вкрапленники и примазки молибденита. В десяти пробах руд и измененных гранитов установлены пределы колебаний следующих элементов (в г/т):
Sn = 10-45; **Mo** = 10-45; **Bi** = 1-45 (в одной пробе 0,1 %);
Ag = 0-0,6; **Si** = до 0,3 %; **Pb** = до 0,1 %; **Zn** = до 0,01 %;
F = 2,5 - 37 %.

Вторая площадь находится на вершине горы Мордоб (см. рис. 20). Кварцевая жила с обилием вторичных минералов была обнаружена Х. Куддусовым. Повторное наше посещение вместе с геологами Канимансурской экспедиции показало, что данная точка имеет некоторый практический интерес в отношении редких элементов. Кварцевая жила вместе с окварцованными гранитами тянется на СВ = $40-50^{\circ}$ \angle $65-70^{\circ}$ СЗ. Мощность зоны рудного выхода колеблется от 1 см до 1,5 м, видимая протяженность 20-50 м. В кварцевых жилах вместе с гидроокислами Fe отмечаются тонкие удлиненные, часто переплетающиеся между собой зерна базовисмутита (?). Минерал очень хрупкий, скопления его обнаруживаются только в зоне окисленных руд.

Подобные кварцевые жилы, сопровождающиеся зонами дробления и осветления, встречаются также в восточной части горы Мордоб, однако анализами **Bi** и **Ag** в них не устанавливаются. Характерны несколько повышенные концентрации **Mo** (10 г/т); **Sn** (30-300 г/т); **Zn** (100-450 г/т); **Pb** и **Si** (10-45 г/т); **F** = 1,5-2 %.

Третья площадь находится на правом борту р. Пангаз. Рудная площадь протягивается на 2 км от кишлака Курук на северо-восток при мощности 200 м (см. рис. 20). Граниты во многих местах подверглись окварцеванию, альбитизации, брекчированию и др. По склону до самого водораздела северо-восточные трещины заполнены большим количеством кварцевых жил мощностью 1-40 см и протяженностью 100-150 м. Мощность жилы

вместе с зонами дробления иногда достигает 4-5 м. Участки измененных гранитов встречаются часто, занимают значительные площади и содержат некоторые рудные минералы (халькопирит, пирит, лимонит, касситерит (?) и др.). В десяти анализированных породах и рудах установлены: $\text{Sn} = 10-100 \text{ г/т}$; $\text{Mo} = \text{следы}$; $\text{V} = 60 \text{ г/т}$ (только в одной пробе); Pb и $\text{Zn} = 10 \text{ до } 150 \text{ г/т}$.

Четвертая площадь тянется по левому склону сая Ровакон от верховья примерно до среднего его течения (см. рис. 20). Направление зоны северо-восточное, ширина 250-300 м, протяженность более 2 км. Отмечается ряд кварцевых и кварц-карбонатных жил, мощностью до 0,5-1 м, длиной 10-500 м. Кварцевые жилы пересечены кальцитовыми прожилками. В жилах присутствуют пластинки гематита, халькопирита, малахита, лазурита, черного минерала (возможно касситерита). Кварц и кварц-карбонатная масса в жилах раздроблена, кальцит в зальбандах жил подвергается дроблению и образует мелкие гнезда. Кварц уплотнен и превращен в полосчатый агат.

Анализы кварца с гематитом показывают значительное содержание Sn (45 г/т) и Mo (10 г/т); Ag , V , U и W в анализах не обнаружены.

Проявления горного хрусталя. В процессе картирования на некоторых участках Шайданского массива отмечаются связанные с пегматитами небольшие по размеру гнезда с горным хрусталем. Эти точки были найдены по сая Ровакон, по небольшому ущелью напротив кишлака Курук, к югу от перевала Кумбель и др. Объемы пустот с горным хрусталем колеблются от нескольких сантиметров до 0,5-1 м². Размеры кристаллов горного хрусталя в зависимости от объема погробов составляют 20-30 см по длине и 10 см в ширину. Часто кварц образует друзы и одиночные мелкие полупрозрачные кристаллы. Граниты вокруг пустот подвергнуты серицитизации и хлоритизации с блоковым кварцем в основании. На поверхности кварца осаждаются пластинки гематита.

ж ж ж

1. Лейкократовые граниты шайданского типа обладают повышенной кремнекислотностью и калиевоносностью. Эти граниты

относится к заключительной фазе позднегерцинской магматической деятельности, с отчетливой концентрацией редких элементов, серебра и фтора в 2-10 раз выше кларковых для кислых пород (по А.П.Виноградову).

2. Эти особенности могут служить отчетливыми критериями геохимической специализации лейкократовых гранитов на Zn , Mo , Bi , Ag и F .

3. Известные и вновь найденные точки минерализации несомненно являются основой для постановки детальных поисковых работ на олово, вольфрам, молибден, висмут, серебро и флюорит в районах распространения лейкократовых гранитов. Перспективы на вольфрам в районах развития шайданских гранитов весьма ограничены.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты, полученные в процессе петролого-геохимического изучения лейкократовых гранитов шайданского типа, сводятся к следующему:

1. С учетом накопившихся в течение последних десятилетий геологических данных доказано самостоятельное существование лейкократовых гранитов шайданского типа в системе позднепалеозойского магматизма Чаткало-Кураминского региона. Как по геологическим данным, так и по радиологическим определениям подтверждается верхнепермский возраст этих гранитов.

2. Установлено, что внедрение лейкократовых гранитов контролируется зонами ответвлений глубинных разломов или же они располагаются вокруг структур типа мульд проседаний. Гипабиссальные условия формирования и повышенная кремнекислотность, калиевоносность лейкократовых гранитов свойственны процессам позднепалеозойской постконсолидационной активизации.

3. Лейкократовые граниты шайданского типа относятся к монофазовым внедрениям гранитной магмы. В гранитоидных массивах изменение петрографического состава пород происходит закономерно и подчиняется вертикальной зональности. Выделенные в Шайданском массиве шесть разновидностей лейкократовых гранитов являются результатом постинтрузивных метасоматических замещений.

4. Детальные исследования минерального состава лейкократовых гранитов показали, что в Шайданском массиве распределение породообразующих и аксессуарных минералов происходит согласно вертикальной зональности и глубине становления различных частей интрузива. Эта закономерность, кроме колебаний количественно-минерального состава, подтверждается также кристаллооптическими исследованиями полевых шпатов.

5. Наибольший интерес в металлогеническом отношении представляют особенности повышенной концентрации в лейкократовых гранитах редких и других элементов-примесей. Повышенные кларки содержания олова, молибдена, вольфрама, висмута, фтора,

свинца, цинка, серебра в различных петрографических разновидностях пород отчетливо характеризуют уровень геохимической специализации лейкократовых гранитов шайданского типа. Металлогенической особенностью геохимической специализации являются ранее известные и обнаруженные нами на площади выходов этих гранитов несколько десятков зон изменений и грейзенизации с рудопроявлениями вольфрама, молибдена, флюорита, висмута и других металлов.

6. Изложенные в работе материалы подтверждают необходимость дальнейшего углубленного петролого-геохимического и металлогенического изучения лейкократовых гранитов шайданского типа на всей территории Чаткало-Кураминского региона.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х.М. Дайки и оруденение. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Абдуллаев Х.М. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Издательство АН УзССР, 1958.

Абдуллаев Х.М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, Издательство АН УзССР, 1960.

Абдурахманов К.А. и др. О новом типе пегматитовой минерализации на Ангренском плато. Магматизм, вопросы минерализации и геохимии Чаткало-Кураминского хребта, Ташкент, "Фан", 1971.

Аделунг А.С. Западная часть Чаткальского хребта, Ангренское плато и восточная оконечность Кураминских гор. "Геология Узбекской ССР", т. I, Издательство Комитета наук УзССР, ОНТИ, 1937.

Актамов М.Т. Поведение олова в процессе постмагматического изменения гранитоидов Южного Тянь-Шаня (Юго-Восточная Киргизия), "Геохимия", № 5, 1971.

Андерсон Б.О. Некоторые вопросы стратиграфии магматизма Кураминской зоны (Западный Тянь-Шань). Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1968.

Арапов В.А. Кольцевые вулcano-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). "Вулканические и вулcano-плутонические формации", т. 2, М., "Наука", 1966.

Афанасьев Г.В., Маслов А.М. Стадийность и металлогения тектоно-магматической активизации Срединного Тянь-Шаня. В сб.: "Металлогения областей тектоно-магматической активизации". Иркутск, 1973.

Бабаев К.Л., Гарьковец В.Г., Шмулевич А.Д., Отрощенко В.Д., Терлецкий О.Г., Цой Р.В. Активизированные зоны Тянь-Шаня и их металлогения. В сб.: "Металлогения областей тектоно-магматической активизации". Иркутск, 1973.

Б а б а х о д ж а е в С.М. К вопросу о фациально-геохимическом расчленении гранитоидных массивов Восточного Карамазара. Матер. П Среднеаз. регион. петрограф. совещ. Душанбе, "Дониш", 1971.

Б а б а х о д ж а е в С.М. Геолого-петрографическая характеристика интрузивных комплексов Восточного Карамазара. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. 6, 1962.

Б а б а х о д ж а е в С.М., С у ш к о в В.И. Некоторые данные о возрасте Бабайобского интрузива на южном склоне Кураминского хребта. Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 6, 1962.

Б а б а х о д ж а е в С.М. О сложнопостроенных дайках Восточного Карамазара. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. 9, 1964.

Б а б а х о д ж а е в С.М. Новые данные о позросте гранитов шайданского типа (Восточный Карамазар). Докл. АН Тадж. ССР, т. 12, № 9, 1969.

Б а б а х о д ж а е в С.М. Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара (Северный Таджикистан). Автореф. докт. дис., Ташкент, 1972.

Б а д а л о в С.Т. и др. Геохимические особенности рудообразующих элементов Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, "Фан", 1971.

Б а й к о в В.Н., М и х а й л о в В.В., И щ е н - к о Е.Н. Петрография, условия, размещения и внутреннее строение интрузивных массивов Карамазара. Тезисы докл. I Среднеаз. регион. петрограф. совещ., Ташкент, "Наука", 1965.

Б е л и к о в Б.П., Л а в е р о в Н.П., И в а н о в М.Б. О верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 158, № 2, 1964.

Б е у с А.А. Геохимия бериллия. Изд-во АН СССР, 1957.

Б р е ш е н к о в Б.К. К вопросу о металлогении Юго-Восточного Карамазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4, "Геология и геохимия", 1935.

В а с и л ь к о в с к и й Н.П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изд-во АН УзССР, 1952.

В е б е р В.Н. К геологии бассейна р. Чаткала в Туркестане. Изв. геол. ком. т. 46, № 8, 1928.

В и н о г р а д о в А.П., В а й н ш т е й н Э.В., П а в л е н к о Л.И. Вольфрам и молибден в изверженных горных породах (к геохимии вольфрама). "Геохимия", № 5, 1958.

В и н о г р а д о в А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. "Геохимия", № 7, 1962.

В о л ь ф с о н Ф.И. К геологии, тектонике и оруденению Северо-Восточного Кармазара. Тр. ТПЭ, 1933, вып. 15, Изд-во АН СССР, 1935.

Г а в р и л и н Р.Д. и др. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. М., "Наука", 1966.

Г е с ь М.Д., К р и с к о в и ч Н.Н. Граниты и аляскиты Туунского интрузива (центр. часть Чаткальского хребта) и некоторые их геохимические особенности. В сб.: "Петрография изверженных пород Тянь-Шаня", Фрунзе, "Илим", 1972.

Г о г е л ь Г.Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1966.

Г о р ь к о в о й О.П. Диабазовые дайки Кураминских гор. Ташкент, "Наука", 1964.

Д а л и м о в Т.Н., А й з е н ш т а т В.Н. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. Ташкент, "фан", 1972.

Д ю г а е в Н.В. Материалы к петрографии Кармазара. Тр. Тадж. Базы АН СССР, т. 4, 1935.

Е л и с е е в а О.П. Особенности распределения акцессорных минералов в верхнепермских интрузивных породах юго-западных склонов Чаткальского хребта. Тр. ИГЭМ АН СССР, вып. 27, 1960.

З а в а р и ц к и й А.Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Изд. 2-е, М., "Госгеолтехиздат", 1960.

З н а м е н с к и й Е.Б. и др. К геохимии олова в гранитоидах. "Геохимия редких элементов в изверженных горных породах". М., "Наука", 1964.

И ц и к с о н М.И. и др. Генетические черты Малохинского оловянного района. "Советская геология", № 14-15, 1947.

К а р п о в а Е.Д. Новые данные по геологии Карамазара и Могол-тау. "Советская геология", т. 34, 1946.

К а р п о в а Е.Д. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Южного Тянь-Шаня. Матер. П Всесоюз, петрограф. совещ., Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

К о з л о в а П.С. Особенности распределения акцессорных минералов в верхнепермских интрузивных породах юго-западного склона Чаткальского хребта (южный склон Кураминского хребта Средней Азии). Тр. ИГЭМ АН СССР, вып. 27, 1960.

К о з л о в В.Д., Р о щ у п к и н а О.С. Распределение молибдена в палеозойских гранитоидах Ундино-Газимурского района (Вост. Забайкалье), "Геохимия", № 12, 1965.

К о з ы р е в В.В. и др. Чаткальская подзона. В кн.: "Петрография Узбекистана". Кн. I, Ташкент, "Наука", 1964.

К о з ы р е в В.В. и др. Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Срединного Тянь-Шаня. Ташкент, "Фан", 1972.

К о р ж и н с к и й Д.С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: "Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1955.

К о п т е в - Д в о р н и к о в В.С., Р у б М.Г., Ш а т а л о в Е.Т. О металлогенической специализации магматических комплексов. В сб.: "Магматические формации". М., "Наука", 1964.

К о п т е в - Д в о р н и к о в В.С., Р у б М.Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. М., "Недра", 1964.

К у ц е в Ю.С. О некоторых сторонах петрографической роли отношения Fe_2O_3 , FeO в магматических породах. Изв. АН СССР, № 11, 1964.

Л а в е р о в Н.П., Б е л и к о в Б.П., И в а н о в И.Б. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. Изд-во АН СССР, сер. геол., № 10, 1964.

Л и с о г о р Л.Н. Золоторудные формации Карамазара. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1972.

Л и с и ц и н а Г.А. Некоторые особенности акцессорных минералов гранитов Чаркасарского массива (южн. склон Кураминского хр. Ср. Азии). Тр. ИГЭМ АН СССР, вып. 27, 1960.

М а г а к ъ я н И.Г. О металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Докл. АН Арм. ССР, т. 14, № 2. 1951.

М а г а к ъ я н И.Г. Рудные месторождения. М., "Госгеолтехиздат", 1955.

М а ш к о в ц е в С.Ф. Горы Карамазара. Путев. экс. Ш Всесоюз. съезда геологов в Ташкенте. Л., Изд-во геологического комитета, 1928.

М а ш к о в ц е в С.Ф. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 27, М.-Л., 1935.

М а р ф у н и н А.С. Полевые шпаты, фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Изд-во АН СССР, 1962.

М е л и к с е т я н Б.М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов мегринского плутона (Армянская ССР). В кн.: "Металлогеническая специализация магматических комплексов". М., "Недра", 1964.

М и н ц е р Э.Ф. О некоторых генетических особенностях медно-висмутовых месторождений Восточного Карамазара. В сб.: "Форма нахождения и особенности распределения висмута в гидротермальных месторождениях". М., "Наука", 1969.

М и н ц е р Э.Ф., Н и к о л ь с к а я Л.В. Висмут в изверженных породах Восточного Карамазара (Кураминский хр., Средн. Азия). В сб.: "Геохимия и геология некоторых рудных месторождений". М., "Наука", 1970.

М о с к о в ц е в В.А., Б а й к о в В.Н., М и х а й л о в В.В. Герцинские магматические фации Таджикского Карамазара. Тезисы I Среднеаз. совещ., Ташкент, "Наука", 1965.

М у с т а ф и н К.Т. и др. Схема расчленения магматических образований Киргизской части Северной Ферганы. Петрография изверженных пород Тянь-Шаня. Флуида, "Илим", 1972.

Надирадзе В.Р., Хмаладзе И.И. Некоторые особенности распределения молибдена в магматических образованиях Аджарского рудного района. Сообщ. АН ГрузССР, № 3, 1969.

Наследов Б.Н. Кармазар. Тр. ТПЭ, вып. 19, Л., 1935.

Недашковский П.Г. и др. Распределение вольфрама и молибдена в породообразующих гранитоидах Дальнего Востока. В сб.: "Вопр. геол., геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.

Островский И.А. Шлиховая рекогносцировка в Юго-Западном Тянь-Шане, 1934. Сб. "Петрография Кармазарских гор." ТПЭ, вып. II, М.-Л., 1936.

Павловский А.Б. Основные закономерности размещения оловорудных формаций в активизированных областях Тянь-Шаня. В сб.: "Металлогения областей тектоно-магматической активизации". Иркутск, 1973.

Петрова З.И., Петров Л.Л. Бериллий в минералах гранитоидов. "Геохимия", № 5, 1965.

Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Комитета наук УзССР, 1938.

Преображенский И.А. Об аксессуарных элементах в горных породах и о превращениях элементов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 86, № 39, 1950.

Раджабов Ф.Ш. Петрографический очерк Узбекской части Чаткальского и Кураминского хребтов. М., "Советская наука", 1941.

Раджабов Ф.Ш. Чаткало-Кураминский регион. В кн.: Петрография Узбекистана, кн. I, Ташкент, "Наука", 1964.

Радкевич Е.А. и др. Петрография Кармазарских и Кураминских гор. Матер. ТПЭ, вып. 2, Изд-во АН СССР, 1934.

Рехарский В.Н. Особенности распределения молибдена, урана, меди и других элементов в породах на примере юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № I, 1965.

Руб М.Г., Коптев-Дворников В.С. Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов. В кн.:

Геохимический критерий потенциально рудоносных гранитоидов. Симпозиум, ч. I, (докл.), Иркутск, 1970.

С м о р ч к о в И.Е. Особенности распределения редких элементов в изверженных породах Кураминского хребта (Средняя Азия). Матер. П Всесоюз. петрограф. совещ., Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

С м о р ч к о в И.Е., О м е л ь я н е н к о Б.Н. Контактные воздействия аляскитовых гранитов Кураминского хребта (Средняя Азия) на вмещающие их гранодиориты и эффузивные породы. Тр. ИГЭМ, АН СССР, вып. 27, 1960.

С м о р ч к о в И.Е., Б е с п а л о в а И.Д., Б а т ы - р е в а Н.Н. О мезозойском возрасте аляскитовых гранитов Кураминского хребта (Средняя Азия). ДАН СССР, т. 102, № 3, 1955.

С м о р ч к о в И.Е. Особенности распределения редких элементов в изверженных породах Кураминского хребта (Средняя Азия). В кн.: "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". М., "Госгеолтехиздат", 1960.

Т а у с о н Л.В. Редкие элементы как индикаторы процессов дифференциации магмы. Матер. к П Всесоюз. петрограф. совещ., Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

Т а у с о н Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Т а у с о н Л.В. и др. Сравнительное поведение олова в оловоносных и неоловоносных гранитах Восточного Забайкалья. "Геохимия", № 2, 1966.

Ф е д ч и н Ф.Г. Особенности распределения олова в магматических и гидротермально **измененных** породах на примере Хингано-Олонойского района. В сб.: Генетические типы, условия образования и законы размещений минерализаций олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966.

Ф е р с м а н А.Е. Особенности рудного Карамазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4, М.-Л., 1935.

Ф е р с м а н А.Е. Геохимия. т. 4, М., "Госхимиздат", 1939.

Х а м р а б а е в И.Х. Магматизм и постмагматические

процессы Западного Узбекистана. Изд-во АН УзССР, 1958.

Х а м р а б а е в И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, "Фан", 1969.

Х а м р а б а е в И.Х. и др. О схеме возрастной корреляции магматических комплексов Средней Азии, Матер. П Среднеаз. петрограф. совещ. Душанбе, "Дониш", 1971.

Х а м р а б а е в И.Х., В о р о н и ч Т.М., Г л е й - з е р Л.М., Д а л и м о в Т.Н., П а н к р а т ь е в П.В. Тектоно-магматическая активизация некоторых регионов Средней Азии и связанная с ней металлогения. В сб.: "Металлогения областей тектоно-магматической активизации". Иркутск, 1973.

Ш т е й н б е р г Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. Тр. Ин-та геологии Уральского ФАН СССР, вып. 72, Свердловск, 1964.

Щ е г л о в А.Д. Металлогения областей автономной активизации. М., "Недра", 1968.

Щ е р б а к о в Д.И. Карамазар и Памир. Матер. I Карамаз. съезда по цветным и редким металлам. "Таджгиз", 1933.

Щ е р б а к о в Д.И. Особенности металлогении Средней Азии. Тр. ТПЭ, 1934, Л., Изд-во АН СССР, 1935.

В г о о к в R.R., А й Г е н ь L.H. Some observations on the distribution thallum, cadmium and bismuth in silicate rocks and the significance of covalency on their degree of association with other elements. Geochim. et cosinoctim Acta, vol.23, 1961.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА I. История изученности гранитов	5
ГЛАВА II. Геология и возраст гранитов	8
ГЛАВА III. Геолого-петрографические особенности гранитов Шайданского массива	16
ГЛАВА IV. Дайковые породы	36
ГЛАВА V. Полевые шпаты	59
ГЛАВА VI. Акцессорные минералы	70
ГЛАВА VII. Петрохимические особенности гранитов	78
ГЛАВА VIII. Некоторые вопросы генезиса гранитов шайданского типа	88
ГЛАВА IX. Элементы-примеси в гранитах	96
ГЛАВА X. О геохимической специализации гранитов шайданского типа	III
ГЛАВА XI. Оруденение	II4
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	I2I
ЛИТЕРАТУРА	I23

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Таджикской ССР

Суннат Мадалиевич БАБАХОДЖАЕВ

Ответственный редактор
Антон Петрович Недзвецкий

Граниты шайданского типа
(Кармазар)

Редактор издательства П.И.Генель
Художественный редактор Абдурезаков Р.А.
Технический редактор В.И.Лузанов
Корректоры Москвитина В.А., Вагнер Л.Б.

КЛ 04823 Сдано в набор — Подписано к печати 30.УІ.76г.
Формат 60x84 1/16. Бумага типографская. Физ. 8,25 л.
Приведен к формату 60x90 — 8,0 л. Уч.-изд. 7,5 л. Тираж
600. Заказ 605. Цена 75 коп

Издательство "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни, 121, корп. 2.
Типография издательства "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни, 121
корп. 2.

Цена 75 коп.

1904