

Академия наук
СССР



А.Н.Иванов, Б.М.Шмакин

ГРАНИТЫ
И ПЕГМАТИТЫ
ЗАПАДНОГО
ПРИБАЙКАЛЬЯ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Институт геохимии СО АН СССР

А.Н.Иванов, Б.М.Шмакин

ГРАНИТЫ И ПЕГМАТИТЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

3588



Издательство

"Наука"

Москва

1980



Монография посвящена гранитоидам малоизученного района центральной части Западного Прибайкалья. Приводится формационный анализ гранитов и генетически связанных с ними пегматитов докембрия и палеозоя, а также петрохимический анализ гранитов; подробно описаны морфология, строение, минеральный и химический состав пегматитовых тел; выделены возрастные и генетические типы пегматитов. Особое внимание уделено распределению редких элементов в гранитах и пегматитах. Предложены геохимические индикаторы гранитов и пегматитов различной специализации и возраста.

Книга рассчитана на геологов, минералогов и геохимиков. Большой аналитический материал позволяет использовать ее в качестве справочного пособия по геохимии гранитоидов Западного Прибайкалья.

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук

А.С. ЕСКИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Гранитоидные образования в Западном Прибайкалье развиты чрезвычайно широко и привлекают пристальное внимание исследователей на протяжении многих десятилетий.

Изучение геологии Прибайкалья началось более 200 лет назад. В 1772 г. оз. Байкал посетили П.С. Паллас и И.Г. Георги, порознь высказавшие гипотезу о раздвиге гор или катастрофическом провале как способе образования Байкальской впадины. Позднее Э.Г. Лаксман увязал воззрения П.С. Палласа и И.Г. Георги с геологически последовательной историей формирования этой области.

Почти через сто лет трудами А.Л. Чекановского, И.Д. Черского, В.А. Обручева, М.М. Тетяева, А.А. Борисяка, Н.С. Шатского, Д.С. Коржинского, А.А. Архангельского и других русских и советских геологов были выработаны основные концепции геологического строения Прибайкалья, не утратившие своего значения до настоящего времени.

В послевоенные годы существенную роль в изучении геологии Прибайкалья сыграли работы Е.В. Павловского [105—107], А.С. Кульчицкого [71], В.Н. Даниловича [28], С.М. Замараева [39, 40], А.С. Ескина [32, 33], Е.В. Павловского, А.С. Ескина [109], Л.И. Салопы [129, 130], П.М. Хренова [162] и др.

Постоянный интерес геологов различных научных и производственных организаций вызывают граниты и пегматиты Западного Прибайкалья и как возможные источники самых разнообразных полезных ископаемых.

Изучение мусковитовых пегматитов началось в 20-х годах. Однако первые краткие описания ряда жил сделаны только в 1930 г. А.А. Деминым. В 30-х и 40-х годах было начато изучение керамических пегматитов Приольхонья. В 1935 г. П.П. Скабичевский осуществил предварительный подсчет запасов Нарын-Кунтинского месторождения полевого шпата, в 1950—1952 гг. К.Д. Ермолаевым и Г.А. Клековкиной оно было разведано на глубину.

Во второй половине 30-х годов граниты района изучали Е.В. Павловский и А.И. Цветков [110].

В 1948 г. П.С. Сасим выявил в районе мыса Улан-Нур пегматитовые тела с редкометальной минерализацией. Планомерные детальные работы по гранитам и пегматитам в течение 1954—1958 гг. провел А.В. Сорокин [142, 143]. Позднее А.М. Рябых провел поиски связанного с пегматитами кварцевого сырья и в 1966 г. составил геологическую карту района масштаба 1 : 50 000.

Начиная с 1964 г. геологами Ольхонской экспедиции под руководством Ю.А. Тестова, а затем геологами Экспедиции гидрогеологии и строительных материалов Иркутского геологического управления А.Ф. Щербаковым, П.В. Калашниковым и Г.П. Карпеевым проводился поиск керамических пегматитов на перспективных участках, рекомендованных А.В. Сорокиным.

С 1967 г. в районе работают сотрудники лаборатории геохимии пегматитов Института геохимии СО АН СССР (СибГЕОХИ) и Института земной коры СО АН СССР. С 1968 г. начато систематическое изучение геологии Приольхонья на кафедре общей геологии Иркутского политехнического института (ИПИ).

Настоящая совместная работа авторов сочетает в себе геологический подход к гранитам и пегматитам и минералого-геохимическое изучение их состава. Необходимые для ее написания материалы были получены А.Н. Ивановым во время работы на кафедре общей геологии ИПИ (1968—1970 и 1973—1976 гг.) и во время пребывания в целевой аспирантуре СибГЕОХИ (1970—1973 гг.) и Б.М. Шмакиным в процессе изучения пегматитов Приольхонья как части Саяно-Байкальской пегматитоносной полосы (1967—1969 и 1971—1974 гг.).

За время исследований изучены морфология и структурное положение более 1500 пегматитовых тел, опробовано около 100 жил, отобрано более 4000 образцов пород и около 2000 минералов. Изучено около 600 прозрачных шлифов. Выполнено 4950 количественных определений и 4200 спектральных анализов пород по приближенно-количественной и полуколичественной методике; проанализировано 1300 проб минералов по количественной и 420 — по полуколичественной методике. Проведено 150 полных химических анализов пород, 130 — рентгеноструктурных и рентгеноспектральных, 65 химических анализов минералов. Составлены геологические карты масштаба 1 : 25 000, 1 : 5 000 и 1 : 2 000 отдельных участков пегматитовых полей и гранитных массивов. Исследования выполнялись в контакте с работавшими в районе коллективами Института земной коры СО АН СССР, Института физики Земли АН СССР, Московского государственного университета, Иркутской экспедиции гидрогеологии и строительных материалов. Особенно многим авторы обязаны А.Ф. Щербакову и Г.П. Карпееву, благодаря которым были пройдены выработки, уточнившие залегание пегматитовых тел и позволившие опробовать контакты пород.

Главная часть исследований проведена в центральной части Западного Прибайкалья, так называемом Приольхонье.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ

Магматические образования в Западном Прибайкалье развиты чрезвычайно широко. Среди них выделены самые разнообразные типы пород, различающиеся по возрасту, генезису, структурному положению и составу. Однако, несмотря на почти столетнюю историю их изучения, петроло-

гия, возрастные взаимоотношения магматических комплексов и их формационная принадлежность исследованы все еще недостаточно.

Авторы тектонических и стратиграфических схем Приольхонья единодушны в том, что формирование района началось в архее накоплением мощных карбонатно-терригенных и вулканогенных толщ. Дальнейшая история метаморфических и магматических процессов трактуется по-разному. Ниже излагаются те взгляды, которые представляются нам наиболее обоснованными.

Е.В. Павловский и А.С. Ескин [109] показали, что на обоих берегах среднего Байкала древние метаморфические породы относятся к единой серии осадков, и предложили назвать ее ольхонской. Позднее [36] из ее состава была выделена осадочно-вулканогенная цаган-забинская серия нижнепротерозойского (?) возраста. В настоящее время метаморфическая толща пород Приольхонья представляется как двучленный комплекс: ольхонская серия биотитовых, гранат-биотитовых, двуслюдяных, биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев, мраморов, кварцитов и амфиболитов; на ней с несогласием залегает цаган-забинская серия метаэффузивов среднего и основного состава, метатифы, мраморы, микрогнейсы и амфиболиты [36].

В амфиболовых гнейсах, помимо плагиоклаза, биотита и роговой обманки, постоянно присутствуют кварц, реже магнетит и мусковит, в аксессуарных количествах — апатит, иногда сфен и гранат. В биотитовых гнейсах, кроме перечисленных, эпизодически встречается микроклин. В амфиболитах плагиоклаз отличается большей основностью (№ 42—70). Некоторые амфиболиты и амфиболовые гнейсы, возможно, являются аналогами основных магматических пород Приольхонья [33]. В табл. 1 представлен химический состав силикатных пород ольхонской серии одного фациального ряда (сверху вниз). Рассматривая ряд плагиосланцы и биотитовые гнейсы — биотит-роговообманковые гнейсы—амфиболиты, можно видеть, что снизу вверх по разрезу в них повышаются количества SiO_2 , CaO , Na_2O , а с увеличением роговообманковой составляющей (сверху вниз) растут содержания MgO и FeO . Во всех породах ряда отмечается высокая концентрация CaO . Такое поведение петрогенных элементов характерно для всех терригенно-карбонатных фаций регрессивных циклов.

При относительной фациальной неустойчивости пород ольхонской серии их вещественный состав, прослеженный в стратиграфической последовательности, может оказаться полезным при литолого-фациальном анализе пород, несмотря на высокую степень метаморфизма. Первично-осадочный генезис мраморов, подстилающих амфиболиты, не вызывает особых сомнений. Амфиболиты ольхонской серии, по мнению А.С. Ескина, в своем большинстве отвечают кальциево-магнезиальному типу классификации П. Лападю-Арга. К этому типу относятся амфиболиты, образовавшиеся за счет метаморфизма глинисто-карбонатных пород. Анализ стратификационной закономерности пород этого ряда дает основание метаморфические породы серии считать первично-осадочными.

Мраморы района существенно кальцитового состава (табл. 2); в подчиненном количестве в них присутствуют кальцит-доломитовые и доло-

Таблица 1

Химический состав силикатных пород ольхонской серии (в вес. %)

Окислы	Плагиоклазовый сланец			Биотитовый гнейс	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	71,58	72,85	68,00	69,24	68,39
TiO ₂	0,46	0,48	0,55	0,56	0,54
Al ₂ O ₃	14,08	13,61	15,61	14,80	14,68
Fe ₂ O ₃	1,01	1,04	1,23	1,82	1,26
FeO	2,27	2,02	2,84	2,59	3,17
MnO	0,05	0,06	0,06	0,07	0,08
CaO	2,05	1,89	2,39	2,66	3,02
MgO	1,24	1,20	1,84	1,62	1,78
K ₂ O	2,17	2,15	2,57	2,04	2,35
Na ₂ O	3,66	3,40	3,66	3,64	3,56
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,11	0,12	0,13
SO ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
П.п.п.	0,95	0,82	0,79	0,59	0,58
H ₂ O	0,09	0,03	0,01	0,01	0,04
Сумма	99,62	99,63	99,66	99,76	99,56

Примечание: 1–10 – номера образцов: 1 – 30; 2 – 37; 3 – 17; 4 – 18; 5 – 25; 6 – 1; 7 – 36; 8 – 2054; 9 – 3; 10 – 5 [33].

	Биотит-амфиболовый гнейс			Амфиболит	
	6	7	8	9	10
	67,45	66,08	66,16	58,07	50,88
	0,66	0,71	0,43	0,99	1,86
	15,06	16,53	16,18	13,87	13,16
	1,98	1,09	1,23	3,13	2,18
	3,45	3,93	2,41	5,11	11,50
	0,11	0,09	0,06	0,14	0,22
	2,80	2,75	1,73	8,03	9,81
	1,78	2,02	1,74	4,38	6,19
	2,49	2,39	4,76	1,45	0,23
	3,35	3,31	3,34	2,54	2,04
	0,18	0,06	0,54	0,18	0,23
	0,01	0,01	–	0,13	–
	1,05	0,70	–	1,64	–
	0,16	0,04	0,61	0,04	1,31
	100,37	99,67	99,51	99,66	99,61

Таблица 2

Химический состав мрамора и кварцита ольхонской серии (в вес.%)

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Мрамор*	0,43	–	–	0,23	–
Кварцит	86,95	0,14	6,23	2,16	1,0

* По А.С. Ескину [33]

митовые разности. Кроме кальцита и доломита, в мраморах отмечаются графит, кварц, пирит, халькопирит, флогопит.

Кварциты представлены графитсодержащими разновидностями. Всегда в небольшом количестве присутствуют плагиоклаз, мусковит и биотит. Отмечаются также рутил, магнетит и титаномагнетит. Химический анализ кварцитов показывает постоянное нахождение в них щелочей, алюминия и феррических компонентов.

Изверженные породы занимают почти половину площади района. А.В. Сорокин выделяет небольшие по площади массивы архейских пород ультраосновного состава, претерпевшие глубокие метаморфические изменения и участвовавшие в складчатости района. Это – наиболее древние

	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
	–	54,93	0,64	–	–	–
	0,06	0,61	0,35	0,90	1,80	100,20

магматические образования, абсолютный возраст которых, по данным калий-аргонового метода, составляет 1310 млн. лет [32].

Крупнейшие в районе Бирхинский и Бугульдейский массивы основных пород, впервые детально охарактеризованные под названиями Крестовский и Озерский, расположены в центральной и южной частях Приольхонья. Площадь каждого из них превышает 100 км². Е.В. Павловский и А.И. Цветков [110], а позднее А.В. Сорокин [143] выделяют среди них серии пород от ультраосновных до средних нормального и щелочного ряда. Эти и другие, меньшие по площади, габброидные массивы объединены ими в озерский комплекс основных пород. Позднее А.М. Рябых включил эти массивы в муйский интрузивный комплекс внутреннего пояса байкалид, выделенный Л.И. Салопом [128].

Главные разновидности пород озерского комплекса — габбро-нориты, габбро, габбро-диориты, диориты, реже сиениты. В состав этих пород входят лабрадор, ромбические и моноклинные пироксены, роговая обманка, магнетит, реже сфен и апатит. Средние породы характеризуются диопсид-роговообманково-плаггиоклазовым составом с большим содержанием биотита. Плаггиоклаз представлен андезином, реже лабрадором (№ 40—52). В зонах, претерпевших метасоматические преобразования, присутствуют сфен, новообразованная роговая обманка, биотит, иногда микроклин. Плаггиоклаз таких зон содержит 30—40% анортитовой составляющей. В пределах Тажеранского массива того же озерского комплекса, расположенного в прибрежной части района, А.А. Коневым были обнаружены нефелиновые породы [57]. А.А. Конев [56] в истории формирования этого массива выделяет несколько этапов: 1) внедрение габброидной магмы, которая сопровождается габброидизацией кристаллических сланцев; 2) внедрение щелочной магмы в виде двух самостоятельных фаз: щелочных сиенитов, затем нефелиновых сиенитов; 3) внедрение гранитной магмы в виде жил, даек и штоков гранитных пегматитов.

Среди габброидов преобладают амфиболизированные слюдяные габбро, переходящие к диоритам. Щелочные сиениты представлены калиевым полевым шпатом и авгитом. Нефелиновые сиениты содержат также нефелин. С щелочными породами связаны различные метасоматические и метаморфические образования. С помощью радиометрических определений возраст этих пород датируется в пределах 640—350 млн. лет. [87].

Кислые магматические образования представлены в районе многочисленными телами гранитов шаранурского, хайдайского и аинского комплексов [47, 109, 143, 178]. Подробно эти образования будут рассмотрены ниже.

В истории развития региона выделяется шесть этапов [6, 36, 165].

На первом, архейском, этапе произошло формирование осадочных толщ ольхонской серии с последующим метаморфизмом в условиях гранулитовой фации умеренных давлений. В это же время образовались небольшие тела базитов и гипербазитов, участвовавшие в последующих деформациях пород. Структуры архейского этапа в неизменном виде не сохранились (рис. 1).

Второй, раннепротерозойский, этап региональной мигматизации и гранитизации пород ольхонской серии обусловил формирование многочисленных метаморфических жильных производных, гранитов и мелкозернистых плаггиопегматитов шаранурского комплекса. В третий, посторогенный, образовались граниты хайдайского комплекса и их многочисленные жильные производные. Метаморфические преобразования третьего этапа в условиях низкотемпературной субфации амфиболитовой фации проявились неравномерно. Максимальные изменения претерпели породы на северо-западном фланге Приольхонья.

Заключительному периоду верхнепротерозойского этапа развития региона соответствуют интенсивные процессы региональных метасоматических преобразований, приведшие к формированию в силикатных поро-

Рис. 1. Схематическая обзорная карта с главными геотектоническими элементами Прибайкалья (по А.С. Ескину, В.Г. Беличенко [35])

1 — нижнепалеозойские отложения раннекаледонской платформы; 2–4 — цоколь раннепалеозойской платформы: 2 — верхнепротерозойская миогеосинклинальная область, 3 — нижнепротерозойские образования, 4 — архейские образования шарыжалгайской серии; 5–7 — геосинклинальная область: 5 — краевое геантиклинальное поднятие, 6 — внутренняя зона геосинклинали, 7 — зона Главного разлома; 8 — Приольхонский пегматитовый район

дах кремне-щелочных метасоматитов диоритового, сиенитового, гранодиоритового и гранитного состава, а в карбонатных породах — неконтактных инфильтрационных магнезиальных или известковых скарнов.

Четвертый, раннепалеозойский, этап характеризуется образованием поперечной складчатости. Метаморфические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации и складчатость проявляются локально. В восточной части района формируются щелочная Тажеранская интрузия и гранитный Аинский массив, расположенные в прибрежной в настоящее время части площади.

Пятый, мезозойский, и шестой, кайнозойский, этапы тектонического развития района отмечены в уже консолидированной толще пород и сколько-нибудь заметными проявлениями термальных процессов не сопровождалась.

В кайнозойский этап формируются дизъюнктивные структуры, соответствующие периоду образования в Байкальской горной области впадин байкальского типа.

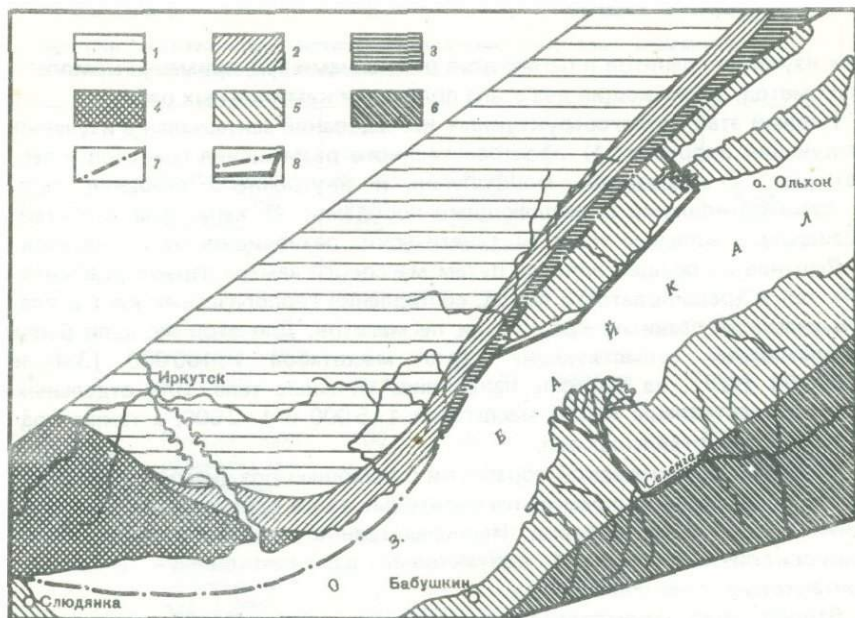


Рис. 1. Схематическая обзорная карта с главными геотектоническими элементами Прибайкалья (по А.С. Ескину, В.Г. Беличенко [35])

1 — нижнепалеозойские отложения раннекаледонской платформы; 2—4 — цоколь раннепалеозойской платформы: 2 — верхнепротерозойская миогеосинклинальная область, 3 — нижнепротерозойские образования, 4 — архейские образования шарыжальгайской серии; 5—7 — геосинклинальная область: 5 — краевое геосинклинальное поднятие, 6 — внутренняя зона геосинклинали, 7 — зона Главного разлома; 8 — Приольхонский пегматитовый район

дах кремне-щелочных метасоматитов диоритового, сиенитового, гранодиоритового и гранитного состава, а в карбонатных породах — неконтактовых инфильтрационных магнезиальных или известковых скарнов.

Четвертый, раннепалеозойский, этап характеризуется образованием поперечной складчатости. Метаморфические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации и складчатость проявляются локально. В восточной части района формируются щелочная Тажеранская интрузия и гранитный Аинский массив, расположенные в прибрежной в настоящее время части площади.

Пятый, мезозойский, и шестой, кайнозойский, этапы тектонического развития района отмечены в уже консолидированной толще пород и сколько-нибудь заметными проявлениями термальных процессов не сопровождались.

В кайнозойский этап формируются дизъюнктивные структуры, соответствующие периоду образования в Байкальской горной области впадин байкальского типа.

МЕТОДИКА РАБОТ

При изучении гранитов и пегматитов района нами был применен комплексный метод, включающий два этапа полевых и камеральных работ.

Первый этап геологоструктурных исследований заключался в изучении следующих вопросов: 1) пространственного размещения гранитов и пегматитов; 2) размеров, морфологии и внутреннего строения тел; 3) взаимоотношений с вмещающими породами; 4) характера полостей, вмещающих жильные тела; 5) генетических разновидностей пегматитов.

Решение их осуществлялось путем массового замера параметров жильных тел и трещиноватости пород, составления геологических карт и планов участков развития гранитов и пегматитов. Для этой же цели были использованы существующие карты масштабов 1:100 000 [33] и 1:50 000 [127], на которые наносились жильные тела. Для отдельных участков составлены карты масштабов 1:5 000 и 1:2 000, а также подробные планы отдельных тел.

Методом статистической обработки с помощью роз-диаграмм и сферограмм определяли положение пегматитовых тел в пространстве и направления трещиноватости пород. Непосредственно на обнажениях, а также микроскопически изучали контактовые взаимоотношения и околоконтактные изменения пород.

Второй этап минералого-геохимических исследований заключался в изучении следующих параметров: 1) минерального состава пород; 2) состава главных и акцессорных минералов; 3) геохимических особенностей и петрохимии гранитов, пегматитов и вмещающих их пород; 4) влияния гранито- и пегматитообразующих процессов на вмещающие породы; 5) сравнительного геохимического анализа генетических типов гранитов и пегматитов, выделенных с помощью геологических критериев.

Минеральный состав пород подсчитывали точечным методом [1, 163], в пегматитах — непосредственно на обнажениях, в гранитах — под микроскопом. Для каждого определения брали 1000 точек. Повторные подсчеты показали сходимость данных для слюд в пределах 5–10 отн.%, для других минералов — 1–2 отн.%. При опробовании и петрографо-геохимических исследованиях применяли методику, разработанную в Институте геохимии СО АН СССР [176].

Начальный вес проб выбирали по формуле Ричардса-Чечетта $Q = Kd^2$, при этом значения коэффициента k (по Н.В. Барышеву) принимали для пегматитов равными 0,5–1,0 — крайне неравномерное распределение, для гранитов и вмещающих пород 0,2–0,3 — весьма неравномерное распределение [68].

Дробление проб осуществляли на щековой дробилке 58-ДР с последующей доводкой на виброистрателях 75-БДР. Отбор мономинеральных фракций железистых минералов осуществляли с помощью электромагнитных сепараторов СИМ-1 и 138_т-СЭМ. Полевые шпаты отбирали вручную в тяжелых жидкостях. Контроль отбора проводили с помощью прокрашивания кобальт-нитритом натрия. Для анализа на закисное и окисное железо биотит измельчали путем настрига ножницами, а турмалин, гранат, ортит, магнетит и другие — раскалыванием.

Таблица 3

Краткая характеристика методов определения некоторых элементов в лабораториях Института геохимии СО АН СССР

Элемент	Метод определения и тип прибора	Чувствительность методик, г/т	Коэффициент вариации аналитической ошибки, %	Контрольный метод	Аналитики
K, Na, Li, Rb, Cs	Фотометрии пламени, УМ-2 и ИСП-51	100 5-10	До 5 10-15	Контрольные растворы, внешние стандарты	Д.Х. Николаева, Д.Я. Орлова
K, Na; Si Ba, Al, TR	Рентгеноспектральный с микрозондом фирмы "Сатеса-46"	100	До 5	—	В.П. Афонин, А.М. Харченко
	Рентгеноспектральный, установка ДРС	100	10-20	Химический анализ	
TR	Спектральный, ДФС-13	1-10	10-15	То же	Е.В. Смирнова
Ni, Co, V, Cr, Sc	Спектральный, СТЭ-1	1-3	12-17	"	А.Д. Глазунова
Pb, Tl, Sn	Спектральный, ДФС-13	3; 0,3 0,3	10-20 10-12	Внешний стандарт Химический анализ	А.И. Кузнецова, Э.Я. Огнева, В.А. Легейдо
Петрогенные	Атомно-абсорбционный, модели 290В и 303 "Перкин-Эльмер"	0,5	≤5	Химический анализ	В.М. Новиков, В.А. Ширяева
Рассеянные	Спектральные, методом просыпки, ДСФ-3 и ИСП-28	0,03-10	30-40	Система эталонов	Е.С. Костюкова, З.И. Смоляк, С.К. Ярошенко

Средний химический состав пегматитовых тел определяли с учетом объемных соотношений между структурными разновидностями, фиксировавшимися при документации жил. Химический состав структурных зон, слагающих пегматитовые тела, вычислен методом петрохимических пересчетов на основании минерального состава пегматитов. Для таких пересчетов использованы анализы минералов из этих тел или из аналогичных зон других тел.

Средние составы гранитов определяли с учетом их распространенности по площади на крупномасштабных картах и планах.

Анализы минералов и пород проводили в лабораториях СибГЕОХИ преимущественно количественными методами. Воспроизводимость оценивали применением контрольных анализов, составляющих для разных минералов и элементов 10–100% общего числа проб.

Точность спектральных анализов обеспечивали применением стандартов того же состава, что и анализировавшиеся минералы породы. Стандарты готовили по возможности не путем добавок изучаемых элементов, а составлением смесей из богатых и бедных данным элементом минералов и пород в различных пропорциях. Например, стандарты для количественного определения бария и стронция в полевых шпатах готовили из смесей гиалосфана с микроклином, в котором примеси бария и стронция не обнаружены. Определения элементов в стандартах выполнены химическими и рентгеноспектральными методами.

Правильность (отсутствие систематических ошибок) химических анализов минералов и пород проверяли путем проведения контрольных анализов независимыми методами (определение редких земель методом разделительной хроматографии — рентгеноспектральным методом, химическое определение фтора методом молекулярной спектроскопии и т.д.), а также контрольными анализами и применением межлабораторных стандартов.

В табл. 3 приведена характеристика методов определения некоторых элементов. Триклинность калиевых полевых шпатов определяла Г.Г. Афонина на дифрактометре ДРОН-1. Газово-жидкие включения в минералах изучены В.М. Макагоном в лабораториях СибГЕОХИ и Института геологии и геофизики СО АН СССР (Новосибирск). Показатели преломления минералов определяли с помощью иммерсионных жидкостей и рефрактометра.

Большое внимание уделяли оценке значимости выявленных различий между средними содержаниями элементов, так как число измерений не всегда было большим. Значимость оценивали по критерию Фишера для вероятности 90–95%. В таблицах средних содержаний для генераций минералов и пород, кроме специально оговоренных случаев, приводятся лишь значимо различающиеся цифры.

ГРАНИТЫ И ГРАНИТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

При изучении вещества гранитов неизбежно возникают трудности, обусловленные многоэтапностью развития последних и гетерогенностью процессов образования и эволюции пород разновозрастных комплексов. Сложность заключается в выявлении первичного состава гранитов, поскольку применительно к древнейшим из них можно с уверенностью говорить лишь об отличии менее измененных пород от более измененных. Затруднительно также отделить минеральные комплексы автометасоматической стадии развития интрузивов от генетически не связанных с данным комплексом процессов, так как в большинстве случаев структурные и парагенетические особенности авто- и аллометасоматически преобразованных пород затушеваны одноплановостью эволюции растворов и близкими термодинамическими условиями [81].

При минералого-петрографической характеристике гранитоидов обязателен учет их генетических особенностей. Вместе с тем подразделение гранитов внутри комплексов необходимо проводить таким образом, чтобы не исключалась возможность их сопоставления с аналогичными породами из интрузивных комплексов иного возраста. Это соответствует поставленной задаче: найти ту связь, которая существует между отдельными проявлениями гранитообразования, уловить характерные для них общие черты и показать совокупную картину гранитного магматизма района, которая бы вписывалась в историю развития всей Байкальской горной области.

Принята следующая генетическая трактовка терминов.

1. Гранито-гнейсы — породы, отвечающие по составу гранитам, но не прошедшие стадию расплава. Их возникновение соответствует времени метаморфических преобразований парапород в условиях амфиболитовой фации.

2. Граниты — породы, образовавшиеся в результате кристаллизации анхизивтектических расплавов. Послематические изменения в них имеют преимущественно автометасоматический характер.

3. Гранитные метасоматиты — породы, образование которых обусловлено воздействием высокотемпературных растворов на магматические или метаморфические породы, отличные по составу от гранитов.

Внутри каждой группы пород подразделение проводится по двум признакам — структуре и составу, при этом определяющим является первый признак.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОВ

В настоящее время нет общепринятой схемы кислого магматизма Приольхонья. Приводимая здесь схема (табл. 4) составлена на основании анализа взаимоотношений магматических комплексов с геологическими структурами и метаморфизмом пород ольхонской серии. В ней отражены последовательность формирования гранитных комплексов, отношение к ним жильных производных района и послемагматические процессы, проявленные в этих комплексах, жильных телах и вмещающих их породах.

Данные абсолютного возраста различных геологических формаций [87] подтверждают эту последовательность, однако не могут быть использованы для абсолютной датировки вследствие близости этих цифр. Последнее обстоятельство обусловлено, по-видимому, широко распространенными процессами наложенных метасоматических преобразований в породах Приольхонья, которые проявились главным образом в позднепротерозойское или раннекаледонское время, а также более поздними структурными преобразованиями пород. Геохронологическая схема заимствована из работы А.С. Ескина и др. [36] и носит предварительный характер.

Е.В. Павловский и А.С. Ескин [109] выделили на о. Ольхон самые древние маломощные, преимущественно жильные тела, образование которых отвечает времени ультраметаморфических преобразований ольхонской серии в условиях гранулитовой фации. На территории Приольхонья эти породы почти не получили развития и отмечаются эпизодически.

Граниты шаранурского комплекса, отнесенные Е.В. Павловским и А.С. Ескиным [109] к нижнему протерозою, распространены в северной части района. Размеры и форма тел чрезвычайно разнообразны. Маломощные пластообразные тела северо-западной части района часто имеют весьма постепенные переходы к вмещающим биотитовым гнейсам. Вблизи контактов отмечаются реликтовые участки слабо переработанных пород, ориентировка которых совпадает с гнейсовидностью вмещающих толщ.

В большинстве случаев эти тела имеют согласные контакты и тесно связаны со складчатостью. Они приурочены не только к крыльям складок, но и к их замковым частям. Характерной особенностью этих тел является наложенный продольный катаклиз и бластомилонитовые структуры. Наряду с постепенными отмечаются резкие согласные и секущие контакты. Такие взаимоотношения с вмещающими породами имеют преимущественно вытянутые штокообразные тела. Часто отмечается секущее положение апофиз. Случаи залегания этих гранитов в контрастных по составу породах — мраморах и амфиболитах — чрезвычайно редки.

Интересны контакты облегаемые вмещающими породами некоторых тел или их частей. В качестве примера можно рассмотреть сигарообразное в плане тело шаранурских гранитов с видимой мощностью 10 м и более и длиной около 50 м на водоразделе залив Мухур — бухта Куркут, залегающее в крыле антиклинальной складки среди амфиболовых гнейсов ольхонской серии. Южный фланг тела имеет тупое выклинивание с резкими контактами, северный — клинообразное с постепенным переходом

Таблица 4

Схема возрастных соотношений магматических, ультраметаморфических и метасоматических образований

Предполагаемый возраст	Магматические образования	Жильные производные	Послемагматические процессы изменения и образования гранитных пород
Нижний палеозой	Интрузивный гранитный аинский комплекс	Кварцевые жилы, аплиты, граниты, пегматиты	Амазонитизация, альбитизация, кварцевое замещение, калишпатизация
Верхний протерозой	Крестовский, Бугульдейский и другие интрузивные массивы хайдайского гранитного комплекса	Кварцевые жилы, пегматиты, аплиты, граниты, гранодиориты	Альбитизация, кварцевое замещение. Послемагматические пегматиты: жилы выполнения и метасоматические жилы. Метасоматические граниты, граносиениты, экзоконтактные преобразования, кварц-мусковитовое замещение, калишпатизация
Нижний протерозой	Комплекс палингенных шаранурских гранитов	Метаморфические жильные производные: граниты и мелкозернистые пегматиты. Жилы шаранурских гранитов	Метасоматические преобразования, отвечающие времени формирования шаранурских гранитов

во вмещающие породы. Падение крутое (70°) на юго-восток (150°), общее простирание северо-восточное. Контакты с вмещающими породами согласные, резкие, а со стороны северного бока постепенные. Вмещающие породы облегают южный тупой конец тела, резко меняя простирание. В этом месте вмещающие гнейсы биотитизированы, обогатены полевыми шпатами и имеют более крупнозернистую структуру, чем в других участках.

В центральной части тела наблюдается слабо переработанный удлиненный ксенолит биотитовых гнейсов, разделенный поперечными перемычками гранитного материала с редкими чешуйками биотита. Боковые поверхности ксенолита переработаны более интенсивно, чем торцовые части. Граниты розового и розовато-серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая; участками порфиробластовая. Текстура гнейсовая, реже полосчатая; последняя отмечается при появлении порфиробласто-

вых гранитов, которые чередуются с гипидиоморфнозернистыми биотитовыми гранитами.

Будинированный ксенолит биотитовых гнейсов внутри гранитного тела, метасоматические изменения гранитов, приуроченные к плоскостям гнейсовидности и облегающие контакты, свидетельствуют об участии этих тел в последующих складкообразовательных процессах; при этом происходило не только механическое перемещение вещества по плоскостям гнейсовидности, но и, по-видимому, пластическое течение гранитов. Вытянутый ксенолит биотитовых гнейсов вел себя при этом как более компетентный прожилок.

Метасоматические изменения пород тела, без сомнения, имеют наложенный характер и проявились уже после будинирования этого ксенолита. Этот весьма примечательный факт также свидетельствует о многоэтапности складкообразования и метасоматического замещения пород региона.

Особенностью шаранурских гранитов является отсутствие экзоконтактовых изменений даже в случае резких и секущих контактов. Отчетливая гнейсовая текстура гранитов, направление которой совпадает со сланцеватостью вмещающих пород, как бы повторяет не только текстуру гнейсов, но и неровности контактов, а маломощные тела повторяют и микроскладчатость, но в тех и других совершенно отсутствуют какие-либо реакционные взаимоотношения. Иногда в зоне эндоконтакта и в экзоконтакте наблюдаются метасоматические минеральные агрегаты, как правило, с более крупнозернистой структурой, чем у исходных пород, но они связаны уже с наложенными процессами.

Штокообразные тела шаранурских гранитов также относительно невелики. Все они имеют слегка вытянутую в северо-восточном направлении форму. Контакты их преимущественно секущие, но часто встречаются и согласные. Проследить связь шаранурских гранитов с геологическими структурами нижнего протерозоя трудно, так как они испытали переориентировку и наложенные деформации в последующие этапы развития региона. Однако взаимоотношения описываемых гранитов с вмещающими породами свидетельствуют о том, что перемещение расплава по вертикали происходило в ограниченных пределах. Совместное нахождение в современном эрозионном срезе постепенных контактов, свидетельствующих об образовании гранитов *in situ*, довольно большое количество в них реликтов вмещающих гнейсов, ориентированных согласно боковым породам, повсеместная пространственная связь с породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, — все это позволяет рассматривать породы шаранурского гранитоидного комплекса как сингенетичные со складчатостью и метаморфизмом образования.

Кислый магматизм верхнего протерозоя пространственно смещен на юго-восток. Гранитные массивы хайдайского гранитного комплекса, крупнейшие из которых Крестовский, Булыкский и Бугульдейский, расположены в юго-восточной половине района (рис. 2). Крестовский и Булыкский массивы вытянуты в субширотном направлении между Бирхинским и Бугульдейским габброидными массивами. С этими гранитами связаны широко распространенные жильные тела гранитоидных пород. Общая площадь распространения дайковых тел значительно превы-

шает площадь выхода отдельных массивов. Территория, на которой закартированы граниты хайдайского комплекса и их жильные производные, составляет почти 1000 км². Они залегают во всех разновидностях пород архейского и протерозойского возраста как в метаморфической толще, так и в магматических породах.

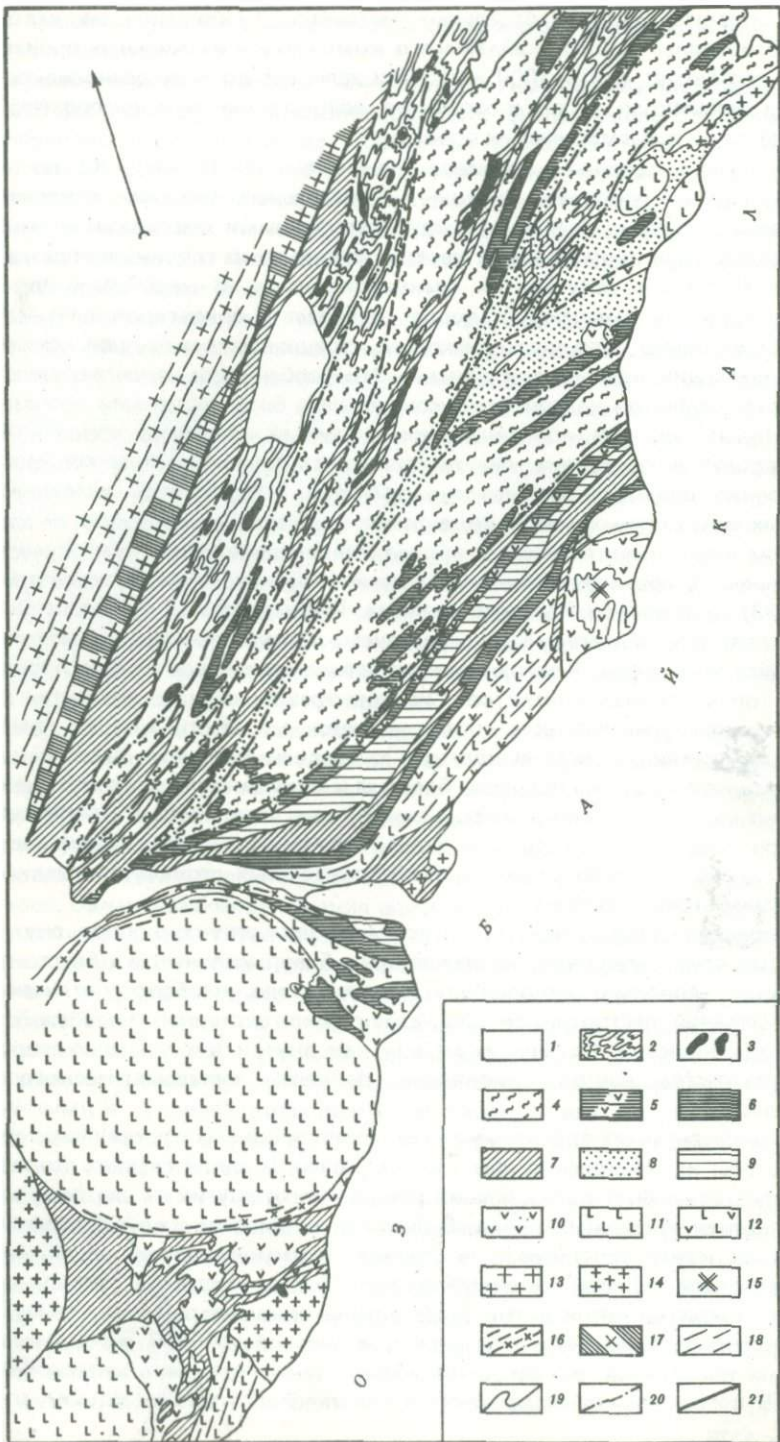
Площадь отдельных массивов невелика — 4–10 км². Контакты с вмещающими породами секущие. В отдельных участках отмечаются согласные в плане границы между интрузивными массивами и гнейсами, однако при внимательном прослеживании их на глубину всегда удается установить и секущие их взаимоотношения. В некоторых случаях гнейсовидность вмещающих пород совпадает с ориентировкой текстур гранитов. Более того, розы-диаграммы трещиноватости пород массивов и вмещающих комплексов близки. Эти особенности, а также внешнее сходство гранитов хайдайского комплекса с более древними позволили некоторым авторам объединить их в единый комплекс пород [143]. Исследования последних лет показали, что преимущественная северо-восточная ориентировка текстур гранитов хайдайского комплекса и других интрузивных массивов, а также план трещиноватости этих пород (в том числе и прототрещин) обусловлены направлением тектонических напряжений, predeterminedных с поздне- и раннепротерозойского времени [33] положением Главного разлома. Таким образом, эти особенности не являются обязательным следствием палингенно-метасоматического генезиса этих пород. Контракционная трещиноватость массивов проявляется только вблизи контактов. Системы трещин внутренних частей массивов правильнее называть протокластическими. Часты и более поздние системы трещин, иногда выходящие за пределы массивов. Вдоль некоторых из них проявлены процессы бластеза и метасоматического замещения.

Жильные тела гранитов всегда приурочены к трещинам. Преимущественное простирание их (восток-северо-восточное и северо-северо-восточное) также совпадает с простиранием складчатых структур и главными системами трещин района.

Несмотря на предпочтительную ориентировку структур пород, внутренние структуры массивов, исключая зоны бластомилонитов и бластокатаклазитов, довольно однородны. Жильные тела, наоборот, отличаются чрезвычайной пестротой состава, структурно-текстурных особенностей и гетерогенностью. Во многих из них как внутри тел, так и со стороны экзоконтактов широко проявлены процессы метасоматического замещения.

В экзоконтактах гранитных тел отмечаются ореолы измененных пород. Масштабы их проявления очень негостойны. В одних случаях это маломощные зоны биотитсодержащих роговиков, в других — широкие зоны фельдшпатизированных пород. В биотитовых гнейсах в случае поперечно секущих контактов развито послойное изменение гнейсов с линейным обогащением сиалитическим материалом вдоль трещин. В тех случаях, когда породы экзоконтактов представлены мраморами, в них отмечается скарнообразование. Каймы скарнов повсеместно отмечены вокруг карбонатных ксенолитов, находящихся вблизи контактов или в кровле гранитов. В последнем случае контактовые изменения в мраморах иногда раз-





виты так широко, что теряется пространственная связь с конкретными телами гранитов [49]. Масштабы этих преобразований пропорциональны величине гранитных тел. В случае залегания отдельных тел в контрастных по составу породах (в мраморах, габброидах) эти изменения более заметны. В биотитовых гнейсах, особенно вблизи согласных контактов, проследить их трудно.

Анализ связи гранитных тел с геологическими структурами показывает постоянную приуроченность гранитных массивов к дизъюнктивным дислокациям или к приконтактовым частям габброидных массивов. Отчетливой связи с пликативными структурами нет. Не наблюдается и литологического контроля размещения гранитоидов. Жильные тела залегают в полостях трещин различного генезиса: в трещинах, сопровождающих складкообразование, прототрещинах и оперяющих трещинах вблизи разрывных структур.

Морфология, структурное положение гранитных тел и отношение их к вмещающим породам свидетельствуют о формировании хайдайских гранитов на заключительной стадии верхнепротерозойской складчатости, что позволяет считать их позднеорогенными гранитами.

Аинский комплекс объединяет массив лейкократовых гранитов водораздельной части между заливом Усть-Анга и бухтой Ая, гранитные и гранит-аплитовые жилы экзоконтактов и аналогичные им образования Тажеранского габбро-щелочного массива.

Гранитный массив бухты Ая омывается с двух сторон водами оз. Байкал, поэтому проследить его контакты с вмещающими породами здесь не удастся. Северо-западный и западный контакты — тектонические. Однако на северном склоне долины р. Анги обнажены граниты, залегающие в мраморах. В апикальной части массива находится крупный ксенолит мраморов, глубоко погружающийся в граниты массива. Отмечены



Рис. 2. Схематическая геолого-петрографическая карта Приольхонья (составили А.С. Ескин и В.В. Эз)

1 — рыхлые отложения; 2 — переслаивание (сочетание) невыдержанных по мощности горизонтов мраморов, пироксен-плагиоклазовых, двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, амфиболитов, гнейсов с гранатом, гиперстеном, силлиманитом, в разной степени амфиболизированные и мигматизированные породы; 3 — наиболее крупные тела древнейших метабазитов и метальтрабазитов нерасчлененных; 4 — мигматиты, гранито-гнейсы преимущественно плагиоклазового состава; 5—6 — реликтовые тела амфиболитов и амфиболиты по ортопородам — габбро и эффузивам основного состава среди мигматитов и гранито-гнейсов; 7 — мраморы нерасчлененные; 8 — тесное переслаивание мраморов, кварцитов и метаморфических сланцев известково-силикатного состава с эпидотом, пироксеном, амфиболом; 9 — микрогнейсы двуслюдяные, иногда гранатсодержащие; 10 — вулканиты среднего и основного состава, метаморфизованные; 11 — габброиды нерасчлененные; 12 — габброиды и основные вулканиты нерасчлененные; 13 — граниты приморские; 14 — граниты нерасчлененные; 15 — щелочные породы Тажеранского массива; 16 — зоны наложенной фельдшпатизации; 17 — диафориты в зоне Главного разлома; 18 — зона рассланцевания и метаморфизма первично-массивных магматических пород; 19 — границы тел различного петрографического состава; 20 — наиболее крупные разрывные границы последнего этапа деформаций, тектонические контакты разновозрастных образований; 21 — Приморский разлом

многочисленные ксенолиты биотитовых гнейсов как у подножия, так и на вершине водораздела. От уреза воды до апикальной части массива, который, по-видимому, в кайнозойское время был запрокинут на запад, удается проследить особенности его строения по вертикали на расстоянии более 0,5 км.

Корневые части массива сложены биотитовыми гранитами со слабо выраженной гнейсовидной текстурой, ориентированной субгоризонтально с пологим погружением на запад. Выше расположены лейкократовые граниты с гранатом и невысоким содержанием биотита. Граница между этими разновидностями очень постепенна. В восточной части массива граница поднята над уровнем воды в оз. Байкал на 200–250 м, в западной — расположена вблизи уреза воды залива Усть-Анга. Если предположить, что во время формирования массива этот переход был близок к горизонтальному, то можно определить величину угла поворота прибрежного блока при сбросовых дислокациях в период становления Байкальской впадины. Он составляет около 30° .

В западной части массива среди лейкократовых гранитов выделяются отдельные крупные гнезда (более 50 м) и многочисленные мелкие выделения (диаметром 5–15 м) альбититовидных гранитов. Переходные зоны от лейкократовых гранитов к альбититовидным весьма постепенны.

Таким образом, прослеживается отчетливая зональность Аинского массива (снизу вверх, от корневых частей к апикальным): биотитовые граниты — лейкократовые граниты — альбититовидные граниты. На долю лейкократовых гранитов приходится подавляющая часть массива. Интересны контактовые взаимоотношения гранитов с ксенолитами. В нижней части массива ксенолиты биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов оплавлены и повсеместно имеют округлую или веретенообразную форму. Среди лейкократовых гранитов эти ксенолиты угловатые, сохраняют трещинную отдельность первичных пород. Обычны удлиненные плитообразные ксенолиты биотитовых гнейсов, длина которых в отдельных случаях достигает нескольких метров. На северо-восточном склоне водораздела в лейкократовых гранитах отмечен ксенолит длиной 10 м и мощностью 1,5 м. Такие дайкоподобные ксенолиты, как правило, не имеют закономерной ориентировки. В апикальной части массива биотитовые гнейсы ксенолитов интенсивно переработаны послемагматическими процессами. Контакты их обогащены плагиоклазом, микроклином и кварцем. Биотит перекристаллизован. Повсеместно отмечаются прослои, обогащенные лейкократовым материалом. Метасоматические изменения в этих прослоях аналогичны изменениям приконтактных частей ксенолитов.

От подножия водораздела до вершины в гранитах прослеживается крупный ксенолит мраморов. Контактные изменения в них имеют ограниченное развитие. При этом они преимущественно проявлены в апикальной части массива, где отмечаются зоны скарнов флогопит-гранат-пироксенового и пироксен-флогопитового состава мощностью 5–10 см.

Непосредственно в гранитах массива и за его пределами — в Тажеранской гетерогенной интрузии — распространены гранитные, аплитовые, гранат-аплитовые и пегматитовые жильные тела аинского комплекса.

Широко проявленные послемагматические преобразования отмечаются как в пределах гранитоидных тел, так и во вмещающих их породах. Наиболее отчетливы из них калиевый, кварцевый и натриевый метасоматоз. Альбитовое замещение, сопровождавшееся амазонитизацией, отмечается в пегматитовых жилах Аинского и Тажеранского массивов и в прилегающих к ним участках метаморфической толщи.

В структурном отношении гранитоиды аинского комплекса приурочены к крупной разрывной структуре северо-восточного простирания. Долина р. Анги совпадает с другим разломом субширотного простирания. Не исключено, что заложение этих двух разломов произошло в допалеозойское время, а Аинский гранитный массив приурочен к месту их пересечения.

Строение массива, а также нахождение в гранитах и пегматитах признаков малоглубинной минерализации (флюорита и горного хрусталя), наличие микромиарол, пересечение пегматитовыми жилами малоглубинных скарнов в Тажеранском массиве [58] и приуроченность гранитов к разрывной структуре — все эти факты свидетельствуют о том, что Аинская интрузия является гипабиссальной, формирование ее произошло уже после консолидации складчатости в районе в субплатформенных условиях.

Таким образом, анализ тектоно-магматических этапов развития региона на основе учения о формациях древних метаморфических, магматических и метасоматических пород докембрия [70, 94 и др.] позволяет отнести граниты района к следующим формациям: 1) шаранурский комплекс гранитоидов раннего протерозоя — к формации соскладчатых мигматит-гранитов первично-геосинклинальных областей; 2) хайдайский интрузивный комплекс гранитоидов позднего протерозоя — к формации позднескладчатых плагиомиоклиновых гранитов первично-геосинклинальных областей; 3) аинский интрузивный комплекс раннего палеозоя — к формации послескладчатых микроклиновых и лейкократовых гранитов этапа стабилизации древних эпиплатформ.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОВ

ГРАНИТЫ ШАРАНУРСКОГО КОМПЛЕКСА

Главные разновидности шаранурских гранитов — мелко- и среднезернистые биотитовые граниты и крупнозернистые порфиоровидные биотитовые граниты.

Мелкозернистые граниты слагают гнезда, участки неправильной формы или прожилковидные обособления среди порфиоровидных. Границы между ними постепенные. Часто вблизи контактов мелкозернистых гранитов с порфиоровидными в первых из них отмечаются крупные кристаллы кварца и полевых шпатов.

Ориентировка текстур тех и других разновидностей повсеместно совпадает. Все это позволяет предположить, что мелко- и среднезернистые

биотитовые граниты (реже роговообманково-биотитовые), сохранившиеся в виде реликтов различной величины и формы, являются главной, наименее измененной разновидностью шаранурских гранитов.

Мелко- и среднезернистые биотитовые граниты по содержанию полевых шпатов делятся на плагиоклазовые и плагиоклаз-калишпатовые. В последних полевые шпаты присутствуют в примерно равных количествах или с небольшим преобладанием калишпата.

Плагиограниты серого цвета характеризуются относительным постоянством состава и строения. Структура их лепидогранобластовая, текстура гнейсовидная. Плоскопараллельно ориентирован главным образом биотит, в меньшей степени это свойственно плагиоклазам. Редкие порфириовидные включения калишпата всегда вытянуты согласно линейности текстур. Наряду с мономинеральными включениями калишпата встречаются иногда гнездовидные обособления кварц-плагиоклазовых агрегатов размером до 0,5 см.

Главные минералы плагиогранитов — плагиоклаз (64—68%), кварц (28—30%) и биотит (4—6%)¹. Эпизодически отмечаются роговая обманка и калишпат. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит и циркон, из рудных — титаномагнетит.

Плагиоклаз представлен двумя разновидностями. Первая широко распространена в виде слабо удлиненных кристаллов с более или менее правильными боковыми гранями. Содержание анортитовой составляющей в них довольно стабильно — 30—35%, редко до 40%. Вокруг зерен этого плагиоклаза, а также порфириовидных выделений кварц-плагиоклазовых агрегатов встречается плагиоклаз другой разновидности весьма непостоянного состава (№ 12—28). Разновидности плагиоклазов различаются не только под микроскопом, но и визуально благодаря различной окраске. Плагиоклазы высокой основности (андезин) окрашены в желтый цвет, кислые — бесцветны. Содержание тех и других плагиоклазов непостоянно, но преобладают более основные разновидности.

Кварц обычно присутствует в виде ксеноморфных более или менее изометричных зерен, вытянутые кристаллы очень редки. Угасание волнистое, в крупных зернах — мозаичное. В катаклазированных участках между зернами полевых шпатов и кварца развивается мелкозернистый плагиоклаз-кварцевый агрегат с отдельными зернами калишпата и редкими чешуйками биотита. Иногда в таких участках отмечаются зерна кварца овальной формы с волнистым погасанием, окруженные по границам пленкой кислого плагиоклаза. Макроскопически все разновидности кварца бесцветные, с кремовым или серым оттенком.

Биотит буровато-черного цвета более или менее равномерно рассеян в гранитах, но часто наблюдается в виде согласно ориентированных лейст, расположенных в виде цепочек или линзообразных гнезд с плоскопараллельным расположением чешуек. Показатели преломления биотита изменяются в довольно широких пределах (1,645—1,665), что соответствует железистости (f) минерала 48—68%. Различные формы биотита и широкие колебания железистости, по-видимому, обусловлены

¹ Здесь и далее в скобках — средние результаты подсчета минерального состава и шлифах.

неодновременностью их выделения. Не исключено также, что часть биотита перекристаллизовалась на поздних стадиях бластеза, отвечающих верхнепротерозойскому этапу развития региона.

Роговая обманка образует вытянутые, интенсивно корродированные биотитом кристаллы с сильным плеохроизмом от темно-зеленого до желто-зеленого цвета. В ряде случаев отмечаются ее кристаллы, переполненные, преимущественно с периферии зерен, удлинненными каплевидными зернами кварца.

Калишпат в мелкозернистых гранитах встречается совместно с кварцем и плагиоклазом или образует порфирировидные включения в несколько более крупных зернах плагиоклаза. Некоторые кристаллы калишпата имеют четкую микроклиновую решетку.

Апатит встречается повсеместно, хотя в целом его содержание в породе невелико. Чаще всего он наблюдается в виде столбчатых кристаллов с нечеткой огранкой, ориентированных параллельно линейности текстуры пород. В отдельных случаях апатит ксеноморфен. Сфен отмечается редко, в очень мелких (0,1–0,3 мм), но в большинстве случаев прекрасно ограненных кристаллах. Магнетит в отличие от сфена ксеноморфен, отдельные его зерна достигают величины 1,0–1,5 мм. Обычно сфен и магнетит находятся в ассоциации, однако в ряде случаев магнетит встречается отдельно. Из других минералов довольно часто наблюдается мусковит, наряду с серицитом развивающийся по плагиоклазу. Более или менее равномерное распределение его внутри кристаллов плагиоклаза указывает на отсутствие замещения, обусловленного привнесом калия. По-видимому, образование мусковита — двустадийный процесс: кристаллизация серицита за счет калиевого компонента плагиоклазов и собирательная перекристаллизация серицита с образованием чешуек мусковита.

Крупнозернистые порфирировидные граниты характеризуются постоянным преобладанием калишпата над плагиоклазами. Цвет их серый, розовато-серый и розовый, в зависимости от цвета полевых шпатов. Структура гранитов порфиробластовая или бластокатакластическая. Текстура гнейсовая, очковая; состав биотит-плагиоклаз-кварц-калишпатовый. В аксессуарных количествах присутствуют мусковит, магнетит, апатит и циркон. Среди мелкозернистой плагиоклаз-кварцевой массы отмечаются линейные зонки милонитов, мощность которых редко превышает несколько миллиметров. Количество крупных (≥ 5 мм) кристаллов калишпата изменяется в широких пределах. Практически всегда можно проследить переходы от мелко- и среднезернистых гранитов к крупнозернистым порфирировидным.

Вокруг кристаллов калишпата нередко развивается мелкозернистый альбит-кварцевый агрегат. Часто в катаклазированных разновидностях с отчетливыми зонками милонитов отмечается повышенное содержание кварца. Кварц развивается по границам раздробленных зерен и непосредственно в зонках милонитизации. Мелкие чешуйки мусковита корродируют биотит или плагиоклаз. В участках, насыщенных порфирировидными включениями калишпатов, граниты имеют облик очковых гнейсов. Однако различная степень обогащения этих пород калишпатов

дает возможность проследить все стадии перехода от таких гранитов к слабо измененным среднезернистым гранитам, генезис которых не вызывает сомнений.

В единичных случаях отмечаются розовые крупнозернистые граниты с гранобластовой структурой, образующие маломощные линзовидные зоны в порфириовидных гранитах. Эти образования, по-видимому, представляют собой случай крайнего насыщения мелко- и среднезернистых катаклазированных гранитов сиалическим веществом при фельдшпатизации.

Содержание главных минералов в порфириовидных гранитах постоянное. Мелкие кристаллы калишпата (10—15%) ксеноморфны и корродированы мусковитом, кварцем, альбитом. Калишпат другой разновидности выделяется в виде крупных включений размером 0,5—1 см. Количество его составляет 10—45%, наиболее обычные содержания — около 30%. Большая часть включений имеет четкую микроклиновую решетку и довольно свежий облик. В отдельных индивидах отмечаются реликты плагиоклаза. По периферии зерен нередко развивается мусковит.

Кварц (25—30%) образует несколько разновидностей. Наиболее распространены мелкие (0,2—1,0 мм) ксеноморфные зерна с волнистым и мозаичным погасанием. Округлые зерна в зонах милонитизации, очевидно, отвечают этой же разновидности. Еще более мелкие зерна, развивающиеся в промежутках между кристаллами совместно с мусковитом и плагиоклазом, не имеют мозаичного погасания и, судя по реакционному взаимоотношению с полевыми шпатами, образуются позднее общего калишпатового метасоматоза. Третья разновидность кварца — единичные каплевидные зерна на периферии кристаллов калишпата. Величина их около 0,2 мм. Иногда кварц образует мirmekитовую структуру в альбит-олигоклазе, причем такие образования повсеместно приурочены к границам калишпатовых включений. Механизм образования псевдомirmekитовых агрегатов отвечает, по-видимому, "дворикам вытяжения" [89].

Обращает на себя внимание отсутствие видимой корреляции между количествами кварца и калишпата.

Плагиоклазы встречаются в виде слабо вытянутых кристаллов, интенсивно серицитизированных и корродированных. По содержанию анокситовой составляющей они отвечают кислым андезинам (N° 30—35) мелкозернистых гранитов, но наблюдаются в гораздо меньших количествах. Олигоклазы и альбит-олигоклазы распространены более широко. Правильных кристаллов они, как правило, не образуют, величина зерен 0,2—0,6 мм. Ксеноморфные очертания позволяют легко отличать их от более основных плагиоклазов, по которым они нередко развиваются.

В ряде случаев отмечены продольные смещения в зернах плагиоклаза ранних генераций. При этом одна часть кристалла смещается относительно другой, образуя ступенчатые уступы, вдоль которых нарушается параллельный рисунок двойниковых швов. Иногда двойники образуют ступенчатые изгибы без нарушения целостности

кристаллов. Все это свидетельствует о кристаллизации породы даже на ранних стадиях ее формирования в напряженном состоянии. Кислые плагиоклазы имеют более свежий облик.

Большая часть биотита аналогична по составу и форме выделенной биотиту из мелкозернистых гранитов. Наряду с этим встречается биотит в виде крупных вытянутых лейст до 4 мм в длину, с более высокими показателями преломления (1,654–1,657), что соответствует железистости 58–61%. Вместе с деформированными кристаллами плагиоклаза наблюдаются расщепленные или изогнутые пластинки биотита, замещаемые мусковитом. Чешуйки мусковита мелки, редки и развиваются главным образом по плагиоклазам. Вообще же мусковит не характерен для шаранурских гранитоидов.

Часто встречаются раздробленные кристаллы магнетита, по которым развиваются биотит и сфен. Апатит и сфен аналогичны апатиту и сфену из мелкозернистой разновидности. Присутствуют вытянутые, хорошо ограненные кристаллы циркона и ортита. В наблюдавшихся кристаллах циркона максимальное удлинение составляет несколько более 2 : 1, что в общем случае отвечает цирконам пород гранитного ряда [91].

ГРАНИТЫ ХАЙДАЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Граниты хайдайского комплекса и в количественном отношении являются наиболее широко распространенными кислыми породами района. Главные их разновидности представлены серыми и розовато-серыми биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранитами. И те и другие совместно встречаются во всех массивах района; преобладают их биотитовые разновидности. Границы между гранитами в большинстве случаев постепенные, хотя в Крестовском массиве отмечаются и секущие контакты.

Текстуры гранитов всегда гнейсовидные, массивные отмечены лишь в некоторых дайках. Отчетлива матрацевидная отдельность, в большинстве случаев совпадающая с ориентировкой текстур.

Для характеристики хайдайских гранитов использованы результаты исследования двух крупнейших массивов этого комплекса — Булыкского и Крестовского.

Среднезернистые биотит-роговообманковые и биотитовые граниты тяготеют к прибрежной части Крестовского массива и северо-восточной части Булыкского массива. Наибольшим распространением первые из них пользуются в Крестовском массиве. Цвет их повсеместно серый, структура гранобластовая. Обильны ксенолиты, которые в центральной части массива интенсивно переработаны (рис. 3). Вблизи контактов массива эти ксенолиты сохраняют первоначальную форму, обусловленную трещинной отдельностью пород озерского комплекса (рис. 4), они различно ориентированы и слабо переработаны. Это свидетельствует, с одной стороны, о движении расплава, а следовательно, об интрузивной природе гранитов, а с другой — о сравнительно низких температурах расплава (вследствие чего даже небольшие ксенолиты не были оплавлены)



Рис. 3. Биотит-роговообманковые граниты хайдайского комплекса. Ксенолиты габбро-диоритов интенсивно переработаны с периферии; секущий прожилок сложной формы гранит-аплитового состава. Падь Малая Крестовая

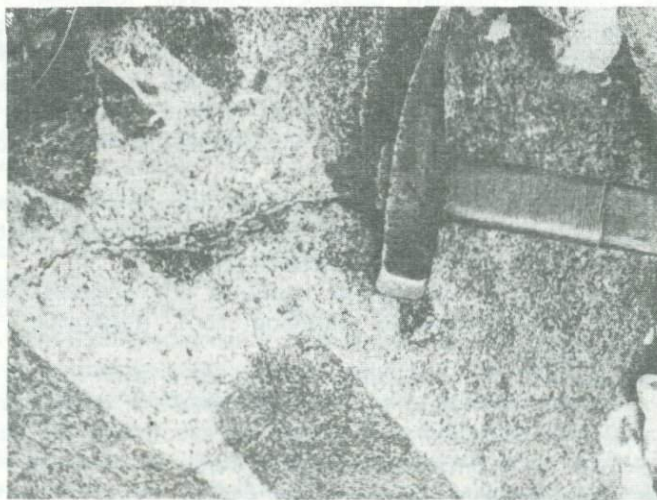


Рис. 4. Биотитовые граниты хайдайского комплекса. Различно ориентированные ксенолиты габбро-диоритов, сохраняющие первичную форму, обусловленную трещинной отдельностью пород озерского комплекса. Мыс Крест

и об отсутствии в эндоконтактных частях метасоматических преобразований, характерных для центральных частей массива.

Биотит-роговообманковые граниты по соотношению полевых шпатов относятся к существенно калишпатовым разновидностям. Биотит в большинстве случаев преобладает над роговой обманкой. Собственно роговообманковые граниты, совершенно лишенные биотита, не наблюдались. Калишпаты (30—54%), за редким исключением, не имеют микроклиновой решетки и образуют удлиненные кристаллы довольно свежего облика. Включений мало, лишь эпизодически отмечаются микровключения кварца и перитовые вроски альбита. Углы оптических осей колеблются в пределах 40—70°. По-видимому, главная масса калишпатов относится к промежуточным ортоклазам. Микроклины имеют ксеноморфные очертания и представляют собой более позднюю генерацию калишпатов.

Зерна плагиоклазов (10—35%) имеют удлиненную форму. Ориентировка двойников обычно совпадает с плоскостью текстур. Отмечается резкое отличие модалного номера плагиоклазов, вычисленного по аналитическим данным и определенного на федоровском столике. В первом случае содержание анортитовой составляющей 15—20%, во втором — 25—30%, т.е. это основной олигоклаз. Альбит развивается между зернами калиевого полевого шпата и в виде пертитовых вросток в них. На краях плагиоклазов в контакте с калишпатами появляются мирмекитовые вроски кварца. В катаклазированных участках наблюдается кислый олигоклаз в парагенезисе с кварцем и мусковитом.

Кварц (25—32%) — бесцветный или серый полупрозрачный. В шлифах изометричен, часто наряду с ксеноморфными зернами отмечаются округлые вытянутые зерна.

Биотит (3—10%) в виде удлиненных параллельно ориентированных лейст приурочен к интерстициям между кристаллами полевых шпатов. Редко отмечаются вкрест секущие чешуйки. Показатели преломления высокие и довольно стабильные (1,665—1,670), что соответствует железистости 70—75%. В некоторых кристаллах биотита встречаются включения рудного минерала, циркона и кварца.

Роговая обманка (0,5—4%) резко плеохроирует от темно-зеленого до желто-зеленого цвета. Кристаллы ее параллельно вытянуты. Повсеместно по плоскостям спайности развиваются многочисленные чешуйки биотита.

Мусковит редок. Из аксессуарных минералов отмечаются магнетит, апатит, циркон, редко сфен и ортит.

Биотитовые среднезернистые граниты по составу главных минералов близки к биотит-роговообманковым. Однако в общем случае содержание темноцветных минералов в них ниже, а количество кварца несколько выше. Калишпат этих гранитов, как правило, белого или серого цвета, но отмечаются розовые, желтые и кремовые оттенки. Углы оптических осей составляют 55—80°.

Биотит двух разновидностей несколько различается оптическими и физическими свойствами. Обычно он образует мелкие чешуйки,

равномерно рассеянные по всей массе породы и ориентированные плоско-параллельно. Кроме того, отмечаются более крупные (4 мм) округлые неориентированные чешуйки биотита. Показатели преломления первых из них изменяются в пределах 1,665—1,670, т.е. те же, что и у биотита из биотит-роговообманковых гранитов. Биотит крупных чешуек характеризуется более высокими показателями преломления (1,670—1,672).

Акцессорные минералы те же, что и в биотит-роговообманковых гранитах.

Крупнозернистые порфиридные биотитовые граниты серого и розового цвета микроскопически резко отличаются от среднезернистых хайдайских гранитов прежде всего цветом и структурно-текстурными особенностями. Для них характерны тонкоплитчатая матрацевидная отдельность, бластокатакlastические и лепидогранобластовые структуры, гнейсовая текстура, более широкий диапазон содержаний полевых шпатов, присутствие акцессорного граната.

Состав этих гранитов следующий (в %): микроклин 37—65, плагиоклаз 5—15, кварц 25—35, биотит 5—10, магнетит, гранат, циркон, апатит, ортит, эпидот и др. 1—3.

Калишпат розового цвета образует две разновидности. К первой относятся крупные вытянутые включения розового цвета размером до 5 мм. В краевых частях таких кристаллов отмечается микроклиноватая решетка. В участках с обильными включениями микроклина развивается микрографическая структура как вблизи границ зерен, так и в их внутренних зонах. Крупные порфиробласты микроклина окружены более мелкозернистой массой кварц-плагиоклаз-калишпатового состава. Большая часть зерен калишпата этой разновидности не имеет решетки и слабо пелитизирована. Здесь же отмечаются микроклины с четкой решеткой, ассоциирующие с биотитом, и линейные зонки до 0,4 мм вблизи крупных включений микроклина, выполненные микроклин-биотитовым агрегатом. Углы оптических осей калишпата составляют 50—80°.

Плагиоклазы вблизи зерен микроклина мирмекитизированы и корродированы. Вростки кварца при этом часто расположены одновременно как в том, так и в другом полевом шпате, а иногда и в биотите. Такие псевдомирмекитовые образования отвечают времени калишпатового бластеза с захватом зерен кварца из плагиоклазов при их замещении калишпатом и биотитом. Наряду с такими структурами отмечаются и микрографические включения калишпата, образование которых, очевидно, соответствует магматическому этапу становления гранитов. Большинство же крупных микроклиноватых включений и часть микроклинов мелкозернистой массы отвечают стадии калиевого метасоматоза послемагматического этапа их становления.

Зерна плагиоклаза интенсивно серицитизированы и альбитизированы. Состав их близок к плагиоклазам из мелкозернистых гранитов (содержание анортита около 25%).

Кварц встречается в виде ксеноморфных зерен с волнистым погасанием. Некоторые индивиды имеют мозаичное погасание. Кроме того, многочисленны мирмекитовые включения кварца в полевых шпатах,

образовавшиеся, вероятно, на начальных стадиях послемагматического этапа в результате высокотемпературного метасоматоза [186].

Биотит мелкозернистой массы представлен в виде мелких смятых, изогнутых или расщепленных чешуек. Крупные лейсты биотита, тяготеющие к микроклиновым включениям, имеют свежий облик. Они резко плеохроируют от темно- до светло-коричневого цвета. Характерны высокие показатели преломления — 1,670—1,676. Железистость биотита 73—77%. Некоторые деформированные пластинки биотита эпидотизированы.

Из других минералов встречается мусковит, развивающийся между зернами полевых шпатов и кварца или непосредственно замещающий полевые шпаты. Наблюдаются редкие изометричные зерна магнетита. Гранат встречается эпизодически, обычно в виде правильных изометричных кристаллов в ассоциации с плагиоклазом и биотитом. Реже он приурочен к участкам кварцевого замещения.

Циркон и апатит — редкие акцессории этой разновидности гранитов. Еще более редки вытянутые уплощенные кристаллы ортита, окруженные бурыми (в параллельном свете — красновато-бурыми) "дво-риками".

Из других разновидностей гранитов отмечаются **микроклиновые порфиоровидные и плагиоклаз-микроклиновые аплитовидные граниты**. Первые по составу близки к крупнозернистым порфиоровидным биотитовым гранитам, но в отличие от них совсем (или почти) не содержат биотита. Пространственно они приурочены к биотитовым порфиоровидным гранитам, образуя в них согласные прожилковидные обособления мощностью 10—30 см, с резкими контактами.

Аплитовидные граниты — более распространенная разновидность. Они всегда имеют секущее положение относительно других гранитов комплекса и тяготеют к участкам, претерпевшим катаклиз. Выполняя трещины отдельности в гранитах, они нередко сохраняют их конфигурацию, образуя прожилки причудливой формы, мощность которых редко превышает 20 см. В местах катаклаза эти прожилки столь обильны, что нередко придают породе брекчиевидный облик. Такой характер преобразований, когда замещение преобладает над выполнением трещин, отмечается в центральных участках Крестовского массива, где в большей мере проявлены процессы плагиоклазизации.

Аплитовидные граниты, по-видимому, представляют собой конечные продукты дифференциации хайдайских гранитоидов. Главные минералы этих гранитов — кварц, калишпат и плагиоклаз. Содержание биотита ничтожно, около 2%. Микролин имеет свежий облик. Альбит редок. Плагиоклаз представлен кислым олигоклазом. Кварц почти всегда идиоморфен по отношению к полевым шпатам.

Из акцессорных минералов в аплитовидных гранитах отмечен только ортит, тяготеющий к интерстициям между калишпатом и кварцем, величина его зерен 0,2—0,3 мм. Обычны метамиктные и замещенные зерна, хотя встречаются и слабо измененные кристаллы.

В количественном отношении лейкократовые граниты — наименее распространенная разновидность пород комплекса.

Перечисленные типы гранитоидов в непосредственной близости и на значительном удалении от массивов слагают также многочисленные жильные тела. Минеральный состав жильных тел близок к составу соответствующих разновидностей гранитов внутри массивов, однако соотношения главных минералов в них изменяются в гораздо более широких диапазонах.

Плагноклаз лейкократовых гранитов представлен олигоклазом (№ 25–30), в единичных случаях — кислым андезином. В плагноклазах биотитовых гранитов количество анортитовой составляющей варьирует в чрезвычайно широких пределах — 5–50%, обычно это олигоклаз-андезины (28–35%). Состав биотитов также непостоянный. Показатель преломления $N_g = 1,650–1,674$, железистость 50–78%.

Частыми акцессорными минералами лейкократовых гранитов являются гранат и ортит. В биотитовых гранитах встречаются, кроме того, циркон, сфен и магнетит.

ГРАНИТЫ АИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Граниты аинского комплекса представлены крупнозернистыми биотитовыми, средне- и крупнозернистыми лейкократовыми и альбититовидными гранитами. В количественном отношении преобладают лейкократовые породы.

Крупнозернистые биотитовые граниты характеризуются довольно стабильным составом. Главные минералы (в %): калишпат 35–45, плагноклаз 25–30, кварц 28–33, биотит 2–6; отмечен мусковит. Акцессории представлены гранатом, апатитом и монацитом, рудные — магнетитом. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, лепидогранобластовая, очень редко графическая. Текстура массивная, гнейсовидная.

Калишпат представлен ортоклазом и микроклином. Зерна ортоклаза гипидиоморфные, преимущественно слабо удлинённые, сильно пелитизированы, иногда в них развиты мелкие чешуйки мусковита. Углы оптических осей 50–60°. В микроклинах решетка располагается участками, зерна микроклина ориентированы беспорядочно. При замещении ими ортоклаза и плагноклаза наблюдается некоторая рекристаллизация. Угол оптических осей соответствует высокотемпературному микроклину и составляет 62°. Вблизи границ кристаллов иногда отмечаются вростки кварца и единичные альбитовые обособления, по-видимому, пертиты распада.

Плагноклаз (№ 22–28) образует вытянутые кристаллы, часто сосюртитизированные, местами с многочисленными чешуйками мусковита. Зерна плагноклаза сильно керродированы микроклином и биотитом. Встречаются мирмекиты. Оба полевых шпата с периферии зерен замещаются кварцем.

Биотит отличается сильным плеохроизмом от черного с зеленым оттенком до светло-бурого цвета, насыщен веретенообразными вростками кварца, вытянутыми согласно удлинению. Иногда эти вростки образуют веерообразный рисунок. Кварцевое замещение породы в целом очень

ограничено. Интересно, что одновременное выделение кварцевых обособлений внутри других минералов, кроме плагиоклаза и биотита, не наблюдается. Вероятно, эти процессы обусловлены воздействием местных поровых растворов без привноса извне [89].

Это существенно отличает процесс псевдомирмецитизации в аинских гранитах от образования похожих межгранулярных псевдомирмецитов (Intergranular-myrmekit [186]) в хайдайских гранитах, где появление вростков кварца в биотите обусловлено ростом лейст биотита совместно с калишпатовым бластезом. В случае аинских гранитов появление этих вростков в биотите обусловлено кварц-плагиоклазовым замещением биотита и калишпатов, т.е. появление этих близких по составу и структуре образований в различных гранитах происходило на разных стадиях процесса их становления. В хайдайских гранитах они соответствуют ранней щелочной стадии послемагматического этапа формирования, в аинских — кислотной стадии [63]. Краевые части чешуек биотита в ряде случаев замещены мусковитом и хлоритом. Показатели преломления биотита высокие — 1,668—1,670.

Кварц представлен двумя разновидностями. Дымчатый кварц образует округлые, слегка удлинённые зерна. Наряду с ним присутствует бесцветный кварц в виде разновеликих ксеноморфных зерен с волнистым погасанием. Обычно вторая разновидность кварца преобладает, однако отмечаются гнезда и линзовидные участки в гранитах, обогащенные дымчатым кварцем. Такие разновидности гранитов имеют более крупнозернистую структуру и обеднены биотитом.

Из аксессуарных минералов отмечаются единичные изометричные кристаллы монацита. Так же редок апатит. Почти во всех шлифах встречается магнетит в виде мельчайших кристаллов с прямоугольным или квадратным сечением.

Многочисленные ксенолиты гнейсо-гранитов имеют оплавленную форму. С периферии отмечается обогащение их сиалическим веществом, перекристаллизация роговой обманки и замещение ее биотитом. Замещение центральных частей ксенолитов менее отчетливо. Среди этих гранитов встречаются обособления, насыщенные биотитом и роговой обманкой; иногда длина кристаллов последней достигает 10 мм. Близость минеральных парагенезисов этих обособлений и ксенолитов позволяет предположить их первоначальную общность, отличие же количественных соотношений главных минералов обусловлено различной степенью их замещения. Степень переработки отрицательно коррелируется с величиной ксенолитов: чем крупнее ксенолит, тем меньше степень его метасоматического замещения.

Кроме отмеченных выше минералов, в ксенолитах постоянно присутствуют плагиоклаз, кварц и микроклин. В отличие от гранитов гнейсо-граниты ксенолитов содержат микроклин с отчетливой микроклиновой решеткой.

Количество биотита примерно одинаково во всех участках ксенолитов, величина чешуек биотита к центру уменьшается. В этом же направлении сокращается количество кварца и микроклина.

Состав плагиоклазов в краевых и внутренних частях ксенолитов резко различен. Так, в одном из ксенолитов, диаметр которого 10 см, плагиоклаз приконтактных зон содержит 25–28% анортитовой составляющей, а центральных — 42–45%. Здесь же присутствуют редкие вытянутые кристаллы олигоклаза. Более основной плагиоклаз легко отличим от олигоклаза интенсивно проявленной серицитизацией, не характерной для олигоклазов.

Лейкократовые граниты имеют более изменчивый состав. Наиболее широкие колебания содержаний характеризуют полевые шпаты: количество калишпатов изменяется в пределах 25–35%, плагиоклаза — 25–45%. В большинстве случаев эти содержания соизмеримы с небольшим преобладанием плагиоклазов. Кварц составляет 30–40%. Это главные минералы, слагающие 97–100% породы. Биотит, гранат и магнетит в сумме составляют лишь несколько процентов, хотя отмечаются гнездовидные участки гранитов, в которых перечисленные минералы составляют 5–6%.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Макроскопически почти всегда можно проследить относительную однонаправленность ориентировки кристаллов полевых шпатов и некоторую гнейсовидность текстуры. Под микроскопом эта закономерность не наблюдается. Биотит образует гнездообразные скопления, распределен в породе крайне неравномерно и в большинстве случаев также не подчеркивает линейности текстур. В биотитсодержащих лейкократовых гранитах гранат повсеместно тяготеет к участкам скопления биотита. В бесслудистых гранитах мелкие правильно ограненные кристаллы граната более или менее равномерно рассеяны во всей массе породы. Повсеместно отмечаются мельчайшие чешуйки мусковита. Мусковит в породе слабо окрашен в салатно-зеленый цвет.

Калишпат представлен микроклином с отчетливой решеткой. Очертания его зерен ксеноморфны. Во включениях отмечаются плагиоклаз и мусковит. Угол оптических осей в микроклинах из гранитов различных участков массива, отстоящих по вертикали один от другого более чем на 100 м, близок к 80°. В общем случае содержание и величина (до 3 мм) кристаллов микроклина несколько выше, если он ассоциирует с биотитом. Однако отмечаются и бесслудистые граниты с содержанием калишпата до 30%.

Плагиоклазы представлены олигоклазом высоких номеров и альбит-олигоклазом (№ 9–15). Первый из них исключительно сильно серицитизирован и мусковитизирован. Местами замещается кварцем, его кристаллы ксеноморфны. Альбит-олигоклазы имеют свежий облик и гипидиоморфные очертания.

Кварц внешне и в шлифах соответствует разновидностям из биотитовых гранитов, однако преимущественным распространением здесь пользуется дымчатый кварц. Зерна его величиной 1–4 мм имеют овальную форму.

Биотит в виде скоплений размером до 10 мм рассеян крайне неравномерно. В большинстве случаев внутри таких агрегатов встречаются

сильно корродированные зерна граната. Единичные чешуйки биотита редки.

Характерны высокие показатели преломления — 1,670—1,675. Железистость превышает 80%. Плеохроизм резкий, от темно-зеленого (почти черного) цвета до светло-зеленого. Тонкие чешуйки биотита в рассеянном свете окрашены в густой зеленый цвет.

Гранат бурого цвета в ассоциации с биотитом имеет скелетную структуру, обособленные же зерна граната правильно огранены. Величина кристаллов достигает 3 мм, однако чаще это мелкие зерна, беспорядочно рассеянные во всей массе гранитов. Мелкие чешуйки мусковита развиваются по полевым шпатам. Количество мусковита несколько увеличивается к апикальной части интрузии, не превышая, однако, 1%. Магнетит, апатит и циркон не отличаются от аналогичных минералов из биотитовых гранитов.

Повсеместно в лейкократовых гранитах, содержащих биотит, отмечаются мельчайшие каверны выщелачивания, ширина которых редко превышает 0,5—0,6 мм. Стенки пустот выполнены мельчайшими чешуйками бледно-оливкового мусковита. В некоторых из таких пустот встречаются мельчайшие (до 0,2 мм) кубические кристаллы фиолетового флюорита. В большинстве случаев наблюдаются агрегаты из 3—7 разновеликих кристаллов, однако встречаются и единичные идиоморфные индивиды. Часто флюорит пространственно тяготеет к биотиту.

В ксенолитах биотитовых гранито-гнейсов из лейкократовых гранитов по сравнению с ксенолитами из биотитовых гранитов возрастает количество кислого плагиоклаза и кварца. Отмечается почти полная перекристаллизация биотита. Вдоль трещин в ксенолитах резко возрастает количество лейкократового вещества.

Лейкократовые альбититовидные граниты состоят из плагиоклаза, кварца и микроклина. Это белые массивные породы с аплитовой структурой. Иногда в них преобладает желто-серый или ярко-вишневый плагиоклаз, что придает породе в целом соответствующую окраску. Цвет плагиоклаза обусловлен широко развитыми по плоскостям спайности, двойниковым швам и в интерстициях гематитом и лимонитом.

Микроклин (10—25%) — ксеноморфен, величина его кристаллов не превышает 1 мм. Часты включения альбита и мусковита. Морфология и оптические свойства микроклина аналогичны калишпатам лейкократовых гранитов с биотитом.

Плагиоклазы представлены олигоклазом, подобным олигоклазу из предыдущей разновидности гранитов, и альбит-олигоклазом (№ 5—15) — наиболее распространенным минералам альбититовидных гранитов. Слабо удлинённые кристаллы его повсеместно корродируют микроклин, олигоклаз и в меньшей степени кварц. Альбит-олигоклаз имеет свежий облик и этим резко отличается от олигоклаза высоких номеров, но и в нем отмечается серицитизация, хотя в гораздо меньшей степени, чем в ранней генерации плагиоклаза.

Кварц (10—20%) — ксеноморфный, бесцветный. Редкие мелкие зерна дымчатого кварца интенсивно корродированы.

По плагиоклазу (№ 22–28) и микроклину развиваются мелкие чешуйки мусковита. Из рудных минералов, помимо лимонита и гематита, отмечаются единичные зерна магнетита.

Сопоставление состава лейкократовых биотитсодержащих гранитов с альбититовидными свидетельствует о их петрографической близости. Отмеченные выше отличия предопределены различной степенью их плагиоклазизации, обусловленной геологическим положением этих гранитов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ

Закономерности петрогенезиса и металлогении Западного Прибайкалья в той или иной степени нашли отражение в ряде работ [57, 61, 88, 103–105, 109, 110, 130, 162 и др.].

Большое количество работ по геологии района, помимо естественного практического интереса, объясняется чрезвычайной сложностью геологического строения и истории развития района. Накопление минералого-геохимических знаний по какой-либо проблеме сразу же вскрывает пробелы в исследовании смежных вопросов петрогенезиса. Так, проведенные нами наблюдения по геологии и геохимии пегматитов района показали, что степень геолого-петрологической и минералого-геохимической изученности гранитов района далеко не достаточна.

При изучении химизма гранитов главное внимание нами уделялось петрохимии гранитов, образовавшихся на различных этапах развития региона, т.е. вопросам динамической петрохимии [138]. Сопоставление усредненных составов пород магматических комплексов, возникших в различные отрезки геологического времени, позволяет решить комплексную проблему, стоящую на стыке двух направлений геологии — геологической петрологии и петрохимии [2]. Изучались особенности петрохимии и петрогенезиса гранитоидных образований региона, поведение петрогенных элементов в истории их становления и характер металлогенической специализации этих комплексов.

Для петрохимической характеристики гранитов района использовано 76 химических анализов пород¹. Из опубликованных данных отобраны только те, которые имеют достаточно конкретную привязку. Несмотря на ограниченное количество анализов, все разновидности гранитов представлены достаточно полно и равнозначно: шаранурские — 25 анализами, хайдайские — 24 и аинские — 15.

Петрохимическое сопоставление разновозрастных гранитов проведено по содержаниям главных петрогенных элементов. Кроме того, применены классические методы анализа с использованием расчетных петрохимических характеристик.

¹ По шаранурским гранитам 20 химических анализов заимствовано из работы Е.А. Павловского, А.С. Ескина и 5 анализов пород из коллекции авторов; хайдайские и аинские представлены анализами из работ Е.В. Павловского и А.И. Цветкова (2 пробы), А.М. Рябых (2 пробы), П.В. Калашникова (2 пробы), А.В. Сорокина (6 проб) и 27 пробами из коллекции авторов, кроме того, использовано 12 химических анализов вмещающих пород.

Все анализы пересчитаны по системе А.Н. Заварицкого с нанесением фигуративных точек на развернутый тетраэдр. Помимо относительных параметров s , a , b и c , использованы абсолютные — A , B и Al' .

Отношение $Na : K$ применено для выявления принадлежности гранитов к соответствующему типу из рядов плагиогранит-адамеллит — нормальный гранит или аляскит-лейкократовый гранит-апогранит.

Модальный номер плагиоклаза, равный отношению $\frac{Ca}{Ca + Na} \cdot 100\%$,

в породах гранитного ряда закономерно увеличивается от 8 в лейкократовых гранитах до 44 в кварцевых диоритах. В нормальных гранитах эта величина около 20 (предельные значения 12–30). Оба отношения успешно применялись ранее А.А. Беусом и А.А. Ситниным [8] и другими авторами с аналогичными целями.

В кислых породах весьма информативно отношение $Si : Al$, характеризующее избыток свободного кремнезема. В нормальных гранитах это отношение изменяется от 4,1 до 4,4. Отклонение в меньшую сторону свидетельствует об увеличении основности, а в большую — кремнекислотности пород гранитного ряда. Особую надежность приобретает совместный анализ отношения $Si : Al$ с параметром $Q = s - (3a + 2c + b)$, также указывающим на избыток кремнекислоты, но с учетом более широкого круга петрогенных элементов.

Широко применяется при петрохимических исследованиях коэффициент железистости $f = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100\%$. Этот параметр в феми-

ческих минералах является сложной функцией $P-T$ условий и режима кислотности-щелочности минералообразующей среды [65]. В породах гранитного ряда железистость закономерно возрастает от основных разновидностей к кислым, а от кислых — к щелочным. Причем если в нормальных типах пород это увеличение незначительно, то в щелочных — весьма существенно.

Аналогично изменяется коэффициент агапитности $K_{арн} = \frac{Na + K}{Al} \cdot 100\%$. Закономерности поведения этих параметров показаны в табл. 5. Расчет их произведен по средним составам пород гранитного ряда Р.А. Дели [30] и А.А. Беуса и А.А. Ситника [8].

Информативны и соотношения между f и $K_{арн}$. Известно, что величины этих коэффициентов закономерно увеличиваются с увеличением SiO_2 в породе. Если коэффициент агапитности отражает зависимость между подвижными компонентами, то f — величина более постоянная, поскольку определяется количеством инертных элементов в породе. Это позволяет использовать соотношения между f и $K_{арн}$ при анализе принадлежности исходных магм к нормальным, подкисленным или ощелоченным [12]: 1) в породах, образовавшихся из подкисленных магм, $K_{арн} < f$, и эта зависимость тем четче, чем больше степень подкисленности расплава; 2) в породах — производных ощелоченных магм $K_{арн} > f$, и это неравенство тем контрастнее, чем выше содержание в породе SiO_2 ; 3) в по-

Таблица 5

Петрохимическая характеристика пород гранитного ряда

Петрохимические параметры	По Р.А. Дели [30]			
	Щелочные граниты	Щелочно-земельные граниты	Гранодиориты	Кварцевые диориты
Na : K	1,6	1,2	2,1	2,5
$\frac{Ca}{Ca + Na} \cdot 100\%$	5	26	39	48
Si : Al	5,0	4,1	3,4	3,2
$\frac{Na + K}{Al} \cdot 100\%$	97	72	57	48
$\frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100\%$	88	59	56	55
A = K + Na	236	203	179	154
Al' = Al - (2Ca + Na + K)	-10	-2	-24	-28
Al	242	282	313	318
B	55	48	67	82
s	80,8	80,0	77,0	75,5
a	15,4	13,9	12,5	11,3
b	3,6	3,3	5,7	7,3
c	0,2	2,8	4,8	5,9
Q = s - (3a + 2c + b)	30,6	26,4	24,2	22,5

Примечание. Здесь и далее для пересчетов средние содержания элементов переведены в атомные количества.

родах нормальных по щелочности $f \approx K_{\text{агп}}$, и обе величины закономерно увеличиваются с возрастанием количества SiO_2 .

От нормальных пород к щелочным закономерно возрастает параметр $A = K + Na$ и уменьшается количество Ca. В связи с этим хорошим индикатором щелочности магм будет величина $Al' = Al - (2Ca + Na + K)$, отражающая количество алюминия, не вошедшего в состав полевых шпатов гранитов. Максимальные значения этого параметра характеризуют нормальные и щелочные граниты, минимальные — гранодиориты и близкие к ним породы.

Средние составы гранитных пород по Р.Дели [30], высчитанные по многим сотням анализов, на основании закона больших чисел Н. С. Вартанова [12] предлагает считать близкими к эвтектоидным, а всякие отклонения от них рассматривать как отклонения от эвтектики. В частности, отличия средних содержаний для пород гранитного ряда, по А.А. Беусу и А.А. Ситнину [8], можно рассматривать как отклонение, характерное для гранитов СССР.

По А.А. Беусу и А.А. Ситнину [8]

	Аляскиты	Лейкокра- товые граниты	Нормаль- ные граниты	Адамел- литы	Плагио- граниты	Грано- диориты
	0,8	1,2	1,0	1,9	3,9	1,4
	10	8	20	21	21	34
	4,7	4,6	4,3	4,0	3,8	3,7
	79	81	72	68	65	59
	78	76	68	62	63	60
	208	218	202	196	199	180
	+34	+30	+26	+22	+20	+17
	262	268	280	286	305	305
	66	63	75	80	82	105
	81,5	81,0	80,0	79,4	78,2	76,9
	13,6	14,2	13,4	13,0	13,4	12,3
	4,3	4,1	4,9	5,3	5,5	7,1
	0,6	0,7	1,7	2,3	2,9	3,7
	35,2	32,9	31,5	30,5	26,7	25,5

Такая комплексная методика петрохимического анализа позволяет всесторонне охарактеризовать особенности гранитов различных комплексов на основе простых операций с малым числом анализов.

Для сопоставления разновозрастных гранитов района вычислены усредненные петрохимические характеристики и относительные параметры А.Н. Заварицкого.

ГРАНИТЫ ШАРАНУРСКОГО КОМПЛЕКСА

Химический состав шаранурских гранитов (табл. 6) подтверждает широкие колебания количеств главных породообразующих минералов. Сопоставление содержаний петрогенных компонентов свидетельствует о наиболее значительных отклонениях от среднего для SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O и K_2O . Основная масса гранитов относится к кали-натриевым, но отмечаются и существенно натриевые разновидности гранитов, условно относимые Е.В. Павловским и А.С. Ескиным [109] к архею. Согласно этим

Таблица 6

Химический состав гранитов шаранурского комплекса (в вес. % в пересчете)

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	76,11	68,30	75,83	72,12
TiO ₂	0,22	0,79	0,18	0,16
Al ₂ O ₃	12,79	15,07	12,19	16,84
Fe ₂ O ₃	1,01	3,46	1,77	1,0
FeO	1,48	1,97	1,42	0,62
MnO	0,05	—	—	0,01
CaO	1,79	3,35	2,20	0,89
MgO	0,42	1,24	0,64	0,65
K ₂ O	0,87	1,01	0,60	5,31
Na ₂ O	4,79	4,04	4,44	1,89
CO ₂	He опр.	0,10	0,26	He опр.
P ₂ O ₅	0,29	He опр.	He опр.	0,09
H ₂ O ⁺	0,10	0,32	0,21	—
H ₂ O ⁻	0,08	0,35	0,26	0,41
SO ₃	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
П.л.п.	"	"	"	"

Таблица 6 (окончание)

Окислы	11	12	13	14	15
SiO ₂	74,13	70,73	72,38	73,93	69,20
TiO ₂	0,20	0,18	0,11	0,07	0,34
Al ₂ O ₃	16,18	16,57	15,83	13,52	13,83
Fe ₂ O ₃	0,37	1,61	1,53	1,16	0,98
FeO	0,36	0,87	0,80	0,97	2,22
MnO	0,01	0,02	0,01	—	—
CaO	0,62	1,75	0,57	0,80	1,83
MgO	0,44	0,95	0,68	0,57	0,73
K ₂ O	5,40	4,94	5,66	5,31	4,86
Na ₂ O	2,0	1,76	1,72	3,02	2,92
CO ₂	He опр.	He опр.	He опр.	0,02	0,30
P ₂ O ₅	0,05	0,16	0,13	He опр.	He опр.
H ₂ O ⁺	He опр.	He опр.	He опр.	0,35	2,56
H ₂ O ⁻	0,24	0,46	0,58	0,28	0,23
SO ₃	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
П.л.п.	"	"	"	"	"

1 (52-55) — гнейсовидный плагиогранит, биотитовый, светло-серого цвета; 2 (305-60) — то же; 3 (54Г-55-60) — то же; 4 (среднее по 5 анализам) — биотитовый гранит; 5 (69^а-55) — светло-серый биотит-роговообманковый порфировидный граносиенит; 6 (66^в-60) — светло-серый среднезернистый биотитовый гранит; 7 (66Г-60) — крупнозернистый порфировидный биотитовый гранит; 8 (91-60) — светло-серый биотит-роговообманковый гранит; 9 (77-53) — светло-серый среднезернистый биотитовый гранит; 10 (97-53) — светло-серый среднезернистый биотитовый гранит; 11 (9-53) — светло-серый среднезернистый биотитовый гранит; 12 (110-

на 100%

	5	6	7	8	9	10
	68,57	64,58	68,80	67,59	72,50	70,83
	0,17	0,64	0,21	0,38	0,14	0,17
	16,78	15,69	15,49	16,55	17,33	18,04
	0,39	2,38	1,59	1,87	0,89	0,64
	1,47	3,26	1,52	1,18	0,36	0,73
	0,07	—	—	—	0,01	0,01
	1,98	3,55	2,92	2,12	0,57	0,96
	0,69	2,83	0,66	1,06	0,44	0,69
	5,21	2,39	3,89	5,16	5,25	5,18
	4,17	4,08	3,80	3,36	2,04	2,29
	—	0,06	0,22	0,06	He опр.	He опр.
	0,04	He опр.	He опр.	He опр.	0,07	0,06
	0,14	0,15	0,52	0,33	He опр.	He опр.
	0,32	0,39	0,32	0,34	0,40	0,40
	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
	"	"	"	"	"	"

	16	17	18	19	20	21
	72,39	70,36	71,68	70,93	70,60	69,12
	0,08	0,40	0,32	0,51	0,38	0,37
	13,93	15,92	15,28	15,74	15,01	15,54
	1,26	1,56	1,34	1,60	1,09	1,35
	0,92	1,12	1,06	0,97	1,17	1,26
	—	0,03	0,02	—	—	0,02
	1,36	1,62	1,59	1,38	1,71	1,58
	0,96	0,84	0,90	0,86	0,69	0,79
	4,95	4,74	4,96	5,05	4,67	4,42
	3,31	2,72	2,29	2,42	3,97	4,61
	—	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
	He опр.	0,05	0,04	0,04	0,10	0,06
	0,48	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,29
	0,36	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
	He опр.	0,01	He опр.	0,03	0,01	0,01
	"	0,63	0,52	0,47	0,60	0,58

53) — светло-серый разгнейсованный порфировидный гранит; 13 (137-53) — светло-серый биотитовый гранит, мусковитизированный; 14 (102-60) — мелкозернистый аплитовидный гранит; 15 (24-60) — светло-серый мелкозернистый биотитовый гранит; 16 (305-60) — розовато-серый мелко- и среднезернистый гранит (все по Е.В. Павловскому и А.С. Ескину [109]); 17 — светло-серый мелко- и среднезернистый биотитовый гранит; 18 и 19 — среднезернистый биотитовый гранит; 20-21 — средне- и крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты (все из коллекции авторов).

Таблица 7

Петрохимическая характеристика гранитов шаранурского комплекса

Петрохимические параметры	Номер пробы				
	1	2	3	4	5
Na : K	7,7	5,9	12,0	0,5	1,2
$\frac{Ca}{Ca + Na} \cdot 100\%$	17	31	21	21	21
Si : Al	5,1	3,9	5,2	3,6	3,5
$\frac{Na + K}{Al} \cdot 100\%$	70	64	65	53	44
$\frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100\%$	78	70	72	56	63
A = K + Na	174	153	156	174	248
A' = Al - (2Ca + Na + K)	+12	+23	+6	+124	-12
Al	250	296	240	330	330
B	55	126	63	160	56
s	82,9	77,2	83,0	77,5	77,2
a	11,4	10,3	10,3	11,2	16,6
b	3,6	8,5	4,1	10,3	3,8
c	2,1	4,0	2,6	1,0	2,4
Q = s - (3a + 2c + b)	40,9	37,0	42,8	31,6	18,8

Таблица 7 (окончание)

Петрохимические параметры	Номер пробы			
	12	13	14	15
Na : K	0,5	0,4	0,9	0,9
$\frac{Ca}{Ca + Na} \cdot 100\%$	36	15	13	25
Si : Al	3,6	3,7	4,6	4,3
$\frac{Na + K}{Al} \cdot 100\%$	49	56	79	73
$\frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100\%$	57	63	65	72
A = K + Na	161	174	208	197
A' = Al - (2Ca + Na + K)	+103	+116	+28	+9
Al	326	310	264	270
B	159	162	71	69
s	76,0	77,8	80,1	79,5
a	11,0	11,3	13,6	13,6
b	10,4	10,5	5,3	4,7
c	2,6	0,6	1,0	2,2
Q = s - (3a + 2c + b)	27,4	32,2	32,0	29,6

	Номер пробы					
	6	7	8	9	10	11
	2,6	1,5	1,0	0,6	0,7	0,6
	32	30	26	13	19	13
	3,5	3,7	3,5	3,6	3,3	3,9
	56	67	67	52	52	56
	52	72	62	62	40	52
	182	204	217	117	184	178
	0	-4	+31	+143	+82	+118
	308	304	324	340	354	318
	146	59	97	172	117	141
	73,5	77,8	76,2	77,1	78,6	78,3
	12,6	14,8	14,7	11,3	12,3	11,4
	9,9	4,0	6,6	11,0	7,8	9,6
	4,3	3,4	2,5	0,6	1,2	0,7
	18,1	22,6	20,5	31,0	31,5	33,1

	Номер пробы					
	16	17	18	19	20	21
	1,0	0,9	0,7	0,7	1,3	1,6
	18	24	28	24	19	16
	4,4	3,8	4,0	3,8	4,0	3,8
	78	61	60	60	78	80
	54	63	58	62	65	64
	211	189	179	184	228	242
	+13	+65	+63	+74	+6	+4
	272	312	300	308	294	304
	65	121	115	129	54	59
	80,0	77,6	78,7	77,8	79,1	77,7
	14,1	12,5	11,8	12,1	15,2	16,3
	4,3	8,0	7,6	8,5	3,7	4,0
	1,6	1,9	1,9	1,6	2,0	2,0
	30,2	28,3	32,7	34,8	25,8	20,8

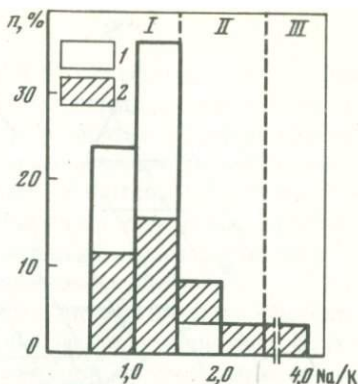
авторам, плагиограниты имеют более или менее постоянный состав. Содержание главных минералов (плагиоклаза ~ 60%, кварца ~ 35%, биотита ~ 5%, встречается роговая обманка) отвечает плагиогранитам шаранурского комплекса, поэтому названные породы рассматриваются здесь в составе этого комплекса.

Плагиограниты (пробы 1—3), несмотря на определенные отличия между собой, характеризуются близкими количествами кремнезема, щелочей, алюминия, но резко различаются количествами суммарного железа и кальция. Это подтверждает, с одной стороны, непостоянство содержаний в них темноцветных минералов, а с другой — отличия главных минералов, в частности плагиоклаза, по составу. Кали-натриевые граниты отличаются главным образом повышенным суммарным содержанием щелочей. Чрезвычайное непостоянство количества калия обусловлено не столько первичной неоднородностью, сколько различной степенью калишпатового бластеза. Этими же причинами объясняются, по-видимому, широкие вариации содержаний других петрогенных элементов. В целом, как показывают их соотношения, в 25 пробах (см. табл. 6) в гранитоидах шаранурского комплекса могут быть выделены два типа гранитов — плагиограниты и нормальные граниты. По соотношению Na и K (табл. 7) пробы № 1—3 и 6 соответствуют плагиогранитам с величиной этого отношения 2,6—12,0. Большая часть кали-натриевых гранитов соответствует нормальным гранитам (рис. 5) с величиной отношения $Na : K = 0,4—1,5$, причем главная масса этих пород ложится в поле нормальных гранитов с отношением $Na : K = 0,6—1,2$. Пробы № 7 и 21 биотитовых гранитов соответствуют адмеллитам с минимальным натрий-калиевым отношением. В нормальных гранитах шаранурского комплекса отмечается обычная для пород гранитного ряда тенденция возрастания количества калия с увеличением содержания кремния. Однако для плагиогранитов характерна обратная закономерность. Этот факт наряду с некоторыми геологическими и петрографическими особенностями (постепенными переходами плагиогранитов во вмещающие породы, приуроченности к близким по минеральному составу биотитовым грейсам, отсутствия собственно магматических структур) свидетельствует в пользу их формирования *in situ*. Образование их могло произойти двумя путями: либо они зарождались на ранних стадиях гранитизации, до появления расплава, либо, что вероятнее, эти граниты соответствуют краевым фациям областей, подвергшихся гранитизации, и, таким образом, также не испытали стадии расплава.

Модальный номер плагиоклаза изменяется от 13 до 36; наиболее частые № 16—26 несколько отличаются от значений, полученных оптическим путем. Отличия обусловлены наложенной альбитизацией (занижение модального номера) и наличием в этих породах других кальциевых минералов — сфена и роговой обманки (завышение модального номера). В целом увеличение в породе кремнезема, сопровождающееся общим "раскислением" плагиоклаза, свидетельствует о процессах наложенного кварц-альбитового замещения. В пользу такого заключения свидетельствует распространение этой тенденции на все разновидности гранитов шаранурского комплекса (как плагиогранитов, так и плагиоклаз-калишпатовых), хотя относительная обогащенность плагиогранитов кремне-

Рис. 5. Гистограмма составов гранитов и пегматитов хайдайского комплекса

1 — граниты массивов; 2 — жильные граниты и мелкозернистые пегматиты; I — нормальные граниты; II — адамеллиты; III — плагиограниты



земом по сравнению с нормальными значительно выше, на что указывают значения Q . Интересную информацию дает сопоставление параметра Q с отношением $Si:Al$ и содержанием Al . Содержание свободного кремнезема в гранитах отличается чрезвычайным непостоянством. Максимальная величина более чем в 2 раза превышает его минимальные значения. Так же непостоянны и количества алюминия. Вместе с тем отношения $Si:Al$ в большинстве случаев ниже величины 4,1–4,3, характерной для нормальных гранитов. Таким образом, большую часть гранитов шаранурского комплекса следует отнести к группе гранитов, пересыщенных глиноземом.

Содержание фемических элементов (параметр B) в шаранурских гранитах высоко, в отдельных случаях в 2 раза и более больше обычного для нормальных гранитов. Это в значительной мере определяется избытком глинозема в породе. По-видимому, избыточный алюминий связывается в темноцветных минералах в количествах, превышающих расчетные. Соотношения между инертными компонентами в гранитах в процессе дифференциации расплава выдерживаются дольше, чем другие петрохимические параметры. Поэтому положение составов гранитов и предполагаемых исходных пород в координатах этих параметров может служить важным аргументом в пользу наличия или отсутствия между ними генетического родства.

На рис. 6 показаны поля распространения шаранурских гранитов и вмещающих их гнейсов в координатах $\Sigma Fe - (Ca + Mg) - Al$. Несмотря на то что поле гранитов смещено относительно поля гнейсов, тот факт, что они частично перекрывают друг друга, является важным дополнительным свидетельством образования шаранурских гранитов за счет биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов ольхонской серии в процессе их гранитизации. Коэффициент агпаитности составляет 44–79, обычная величина $K_{агп} \approx 56-67$ ниже, чем в нормальных гранитах, и лишь в пяти пробах соответствует или несколько выше этого значения. Отчетливой зависимости между содержанием SiO_2 и $K_{агп}$ не наблюдается. Так же широко изменяются значения коэффициента железистости в гранитах шаранурского комплекса. Обычные значения $f = 57-64$ значительно ниже, чем в нормальных гранитах СССР и стандартном граните $G = 1$ [188].

В целом железистость мелкозернистых гранитов или среднезернистых с гнейсовой структурой ниже, чем порфиридных крупнозернистых гранитов. Последнее обстоятельство обусловлено, по-видимому, не столько изменением кислотности—щелочности расплава, сколько перераспре-

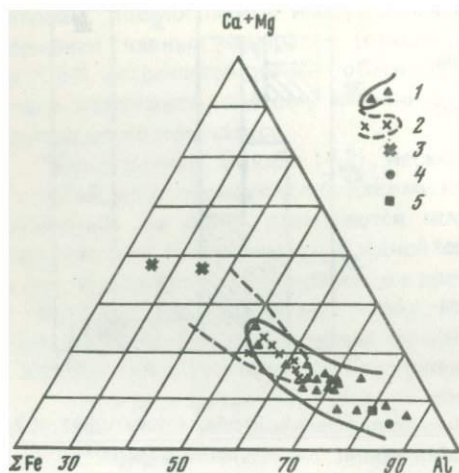


Рис. 6. Состав гранитов шаранурского комплекса (1) и вмещающих их гнейсов (2) в координатах $\Sigma Fe - (Ca + Mg) - Al$
3 — амфиболиты; 4 — плагиограниты СССР; 5 — нормальные граниты СССР

делением феррических компонентов в процессе наложенного бластеза, сопровождавшегося перекристаллизацией биотита. Однако отношение коэффициента агапитности к железистости гранитов в подавляющем большинстве случаев меньше или близко к единице, лишь в

нескольких пробах это отношение значительно выше единицы, что свидетельствует о формировании гранитов комплекса из слабо подкисленной магмы, тогда как широкие колебания значений этих параметров свидетельствуют о значительных локальных отклонениях в содержаниях петрогенных элементов в расплаве. На это же указывает и параметр Al' . В то же время петрохимические характеристики и их соотношения в гранитах, в которых Е.В. Павловским и А.С. Ескиным [109] отмечены явления гибридности, близки к средним по шаранурским гранитам. Это свидетельствует о слабом заражении гранитов веществом вмещающих пород в процессе становления гранитных тел, что в свою очередь указывает на относительно невысокую температуру расплава. Таким образом, широкие колебания состава гранитов нельзя объяснить заражением расплава. По-видимому, причина этого кроется в первоначальной его неоднородности. Граниты же с интенсивно проявленным бластезом, повышенной щелочностью и существенным отклонением состава обязаны своими особенностями калиевому метасоматозу¹.

Широкие колебания составов шаранурских гранитоидов, положение их на диаграмме $\Sigma Fe - (Mg + Ca) - Al$, чрезвычайная изменчивость главных петрохимических параметров и непостоянство обычно устойчивых параметров — отношения $Na : K$ и $[Ca : (Ca + Na)] \cdot 100\%$, а также приуроченность к породам, претерпевшим метаморфические преобразования в условиях амфиболитовой фации, — все эти факты подтверждают палингенную природу шаранурских гранитов.

Согласно экспериментальным данным М.И. Дубровского [31], такие расплавы могут появляться в широком интервале давлений уже при температуре $630^\circ C$.

¹ Не исключено также, что в число проанализированных Е.В. Павловским и А.С. Ескиным проб попали и более молодые граниты, для которых, как будет показано ниже, отношение $K_{aгп} : f$ всегда больше единицы. Это предположение касается прежде всего проб гранитов под номерами 14, 15 и 16.

ГРАНИТЫ ХАЙДАЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Хайдайский гранитный комплекс объединяет самые различные по морфологии, строению и составу гранитные тела. Петрографические особенности пород крупных массивов относительно однообразны. Породы, слагающие многочисленные дайки, отличаются чрезвычайным разнообразием, что находит отражение в химическом составе гранитов. Однако, как показывает сопоставление химических анализов пород комплекса (табл. 8), все они относятся к натриево-калиевым разновидностям с постоянным преобладанием K_2O над Na_2O , обратные соотношения единичны.

По содержанию SiO_2 и щелочей граниты комплекса близки к нормальным гранитам СССР [8] с небольшим преобладанием кремнезема. Отчетливой корреляции между содержаниями кремния и щелочей, характерной для пород гранитного ряда, не наблюдается. Более или менее заметна обратная связь между содержаниями железа и алюминия. Для этих гранитов характерны также низкие содержания двуокиси титана и обратная линейная зависимость между количествами кремнезема и TiO_2 .

Жильные граниты (табл. 9) резко различны прежде всего по содержаниям в них SiO_2 и CaO , изменяющимся в широком диапазоне. Так, минимальные значения CaO меньше максимальных более чем в 10 раз, тогда как в гранитных массивах — менее чем в 2 раза.

Особенностями жильных гранитов являются низкое содержание в некоторых из них щелочных элементов и резкие различия в количестве щелочей в породах различных даек: сумма $Na + K$ в одних гранитах опускается до 5%, в других, особенно в гранит-пегматитах и мелкозернистых пегматитах, она достигает 9%.

Среди гранитов массивов отмечаются единичные разновидности с высоким содержанием плагиоклаза, отвечающие по соотношению щелочей адаметеллитам (см. рис. 5). Граниты малых тел, гранит-пегматиты и другие разновидности по соотношению щелочей могут быть отнесены и к адаметеллитам, и к плагиогранитам, и к многочисленным промежуточным разновидностям.

Модальный номер плагиоклазов изменяется от 4 до 27, при этом в главной массе гранитов этот параметр имеет исключительно узкий диапазон колебаний (10—13), соответствующий наиболее щелочной разновидности нормальных гранитов. Высокое отношение $Na : K$ и низкий модальный номер плагиоклаза в некоторых пробах жильных гранитов указывают на их принадлежность к лейкократовым гранитам. В то же время высокий модальный номер в сочетании с высоким натриево-калиевым отношением для части пород свидетельствует о принадлежности их к плагиогранитам. В существующих классификациях жильных пород района ([25] и др.) эта разновидность гранитов не выделяется и рассматривается совместно либо с лейкократовыми, либо с биотитовыми гранитами, что приводит к ошибочному толкованию их природы.

Отношение $Si : Al$ составляет 3,4—4,9, наиболее часто — 4,4—4,7, т.е. соответствует нормальным гранитам повышенной щелочности, а максимальные значения — гранитам. При этом обнаруживается отчетливая обратная зависимость между отношением $Si : Al$ и модальным номером

Таблица 8

Химический состав гранитов хайдайского комплекса (в вес. % в пересчете на

Окислы	Номер пробы							
	22	23	24	25	26	27	28	
SiO ₂	73,22	73,80	72,75	72,89	74,23	74,38	74,57	
TiO ₂	0,16	0,18	0,15	0,16	0,06	0,16	0,16	
Al ₂ O ₃	14,08	13,61	15,39	14,85	13,60	13,26	13,81	
Fe ₂ O ₃	0,61	1,04	0,53	0,82	0,80	0,97	0,52	
FeO	1,07	0,92	0,86	1,06	0,76	0,85	0,70	
MnO	0,05	0,06	0,06	0,07	0,08	0,11	—	
CaO	0,95	0,89	0,69	0,87	1,04	0,88	0,69	
MgO	0,54	0,60	0,52	0,61	0,62	0,68	0,30	
K ₂ O	4,69	4,48	4,66	4,24	3,99	4,96	5,03	
Na ₂ O	3,54	3,42	3,58	3,56	4,04	3,03	3,68	
CO ₂	0,09	0,10	0,10	0,12	0,10	0,12	Не опр.	
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	"	
H ₂ O ⁺	0,90	0,83	0,68	0,69	0,57	0,42	0,25	
H ₂ O ⁻	0,09	0,06	0,02	0,05	0,06	0,17	0,30	

Примечание. Пробы 33 и 34 заимствованы у П.В. Калашникова, проба 35 — у А.М. Рябых.

Таблица 9

Химический состав жильных гранитов хайдайского комплекса (в вес. % в пересчете на 100%)

Окислы	Номер пробы								
	38	39	40	41	42	43	44	45	
SiO ₂	69,64	76,05	74,76	76,31	75,48	76,16	74,89	72,82	
TiO ₂	0,14	—	—	0,05	0,03	0,04	Не опр.	0,68	
Al ₂ O ₃	17,60	13,89	14,64	15,04	14,89	15,36	15,66	14,27	
Fe ₂ O ₃	0,57	0,50	1,10	1,23	0,54	0,79	0,36	0,90	
FeO	0,44	0,14	—	0,09	0,40	0,37	—	0,90	
MnO	0,02	—	—	0,01	—	—	0,01	0,03	
CaO	3,06	1,44	0,85	0,86	1,51	1,39	0,24	0,86	
MgO	0,27	0,15	0,35	0,62	0,38	0,43	0,56	0,50	
K ₂ O	2,28	4,63	5,50	2,88	3,24	2,35	2,58	5,03	
Na ₂ O	5,40	2,87	2,42	2,52	2,73	3,52	3,12	3,23	
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	0,05	0,12	0,08	0,05	0,17	0,17	
SO ₃	"	"	Не опр.	Не опр.	—	—	0,01	—	
П.п.п.	0,31	0,25	0,32	0,27	0,72	0,54	0,41	0,52	
H ₂ O	0,14	0,08	—	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
BaO	0,13	—	—	—	—	—	—	—	

100%)

	Номер пробы								
	29	30	31	32	33	34	35	36	37
	75,08	73,25	73,22	73,81	76,00	75,40	73,41	74,09	73,64
	0,11	0,13	0,09	0,16	0,06	0,14	0,20	0,05	0,03
	13,55	14,18	13,87	13,89	13,10	13,15	13,35	14,24	14,65
	0,77	0,83	1,13	0,78	0,59	1,12	0,60	0,51	0,26
	0,89	0,91	0,81	0,90	—	—	0,65	0,36	0,86
	0,09	0,07	0,14	0,12	—	—	—	0,02	0,16
	0,61	0,73	0,92	0,84	0,58	0,68	0,80	0,75	0,54
	0,53	0,78	0,89	0,69	0,45	0,38	0,69	0,27	0,39
	4,27	4,79	5,45	5,23	6,00	5,50	5,60	6,10	5,54
	3,30	3,24	2,58	2,56	3,50	3,75	3,70	2,94	3,45
	0,08	0,20	0,18	0,09	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,06	0,08
	0,02	—	0,03	0,01	"	"	"	0,01	0,01
	0,66	0,29	0,64	0,61	—	0,23	0,75	0,60	0,37
	0,04	0,60	0,05	0,31	—	0,03	0,25	0,03	0,02

плаггиоклазов. Такая тенденция свойственна породам гранитного ряда: плаггиогранит — адамеллит — нормальный гранит — аляскит. Абсолютные же значения этих величин отвечают его конечным членам. Вместе с тем коэффициент агпаитности ниже, чем в щелочных породах (по Р.А. Дели [30]). Несколько понижена по сравнению с щелочными породами и железистость гранитов комплекса. Значения коэффициента агпаитности всегда ниже 100%, обычно они колеблются в пределах 70–84%, т.е. занимают промежуточное положение между плюмазитовым и агпаитовым типами.

Железистость соответствует или несколько ниже, чем в нормальных гранитах СССР, но выше, чем в щелочно-эмельных гранитах по Р.А. Дели [30]. Отношение $K_{арп} : f$ в гранитах массивов всегда выше единицы. Таким образом, все без исключения петрохимические параметры, представленные в табл. 10, указывают на принадлежность пород хайдайского комплекса к нормальным гранитам повышенной щелочности и нормальной глиноземистости. Лишь некоторые их разновидности, преимущественно жильные, отличаются избытком глинозема (табл. 11).

Среди жильных гранитов отмечаются нормальные по кислотности-щелочности, с близкими величинами коэффициентов агпаитности и железистости и даже с повышенной кислотностью (пробы 41–42). Последнее обстоятельство не следует рассматривать как противоречащее общему выводу, это лишь доказывает чрезвычайную неоднородность состава

Таблица 10

Петрохимическая характеристика гранитов хайдайского комплекса

Петрохимические параметры	Номер пробы		
	22	23	24
Na : K	1,1	1,1	1,2
Ca			
$\frac{Ca + Na}{Ca + Na} \cdot 100\%$	12	13	10
Si : Al	4,4	4,6	4,0
Na + K			
$\frac{Na + K}{Al} \cdot 100\%$	81	77	67
Al			
Fe			
$\frac{Fe + Mg}{Fe + Mg} \cdot 100\%$	64	63	61
A = K + Na	224	206	214
Al' = Al - (2Ca + K + Na)	+18	+28	+62
Al	276	266	302
B	54	68	93
s	80,4	80,9	79,1
a	14,8	13,6	14,0
b	3,6	4,4	6,1
c	1,2	1,1	0,8
$Q = s - (3a + 2c + b)$	30	33,5	29,4

Таблица 10 (окончание)

Петрохимические параметры	Номер пробы		
	30	31	32
Na : K	1,0	0,7	0,7
Ca			
$\frac{Ca + Na}{Ca + Na} \cdot 100\%$	10	16	16
Si : Al	4,4	4,5	4,5
Na + K			
$\frac{Na + K}{Al} \cdot 100\%$	74	73	70
Al			
Fe			
$\frac{Fe + Mg}{Fe + Mg} \cdot 100\%$	54	53	67
A = K + Na	207	198	192
Al' = Al - (2Ca + K + Na)	+45	+41	+50
Al	278	271	272
B	86	88	101
s	79,7	80,1	79,5
a	13,7	13,0	12,4
b	5,7	5,8	7,1
c	0,9	1,1	1,0
$Q = s - (3a + 2c + b)$	31,1	33,1	33,2

	Номер пробы				
	25	26	27	28	29
	1,3	1,6	0,9	1,1	1,2
	12	13	14	10	9
	4,2	4,6	4,8	4,6	4,7
	70	81	78	84	74
	63	58	59	70	62
	205	215	202	226	197
	+54	+13	+25	+18	+42
	291	266	259	270	265
	94	49	66	41	76
	79,4	81,5	81,5	81,5	81,6
	13,4	14,1	13,2	14,6	12,8
	6,2	3,2	4,3	3,1	4,9
	1,0	1,2	1,0	0,8	0,7
	31,0	33,6	35,6	33,0	37,9

	Номер пробы				
	33	34	35	36	37
	0,9	1,0	1,0	0,7	0,9
	9	10	10	12	8
	4,9	4,9	4,7	4,4	4,3
	94	92	91	81	80
	—	—	50	61	60
	240	237	238	225	228
	-6	-6	-5	+28	+39
	256	257	261	279	287
	—	—	13	46	64
	—	—	81,1	81,3	79,8
	—	—	15,7	14,8	14,7
	—	—	0,9	3,0	4,2
	—	—	2,3	0,9	1,3
	—	—	28,5	32,1	28,9

Таблица 11

Петрохимическая характеристика жильных гранитов хайдайского комплекса

Петрохимические параметры	Номер пробы		
	38	39	40
Na : K	3,6	0,9	0,7
Ca	27	22	16
$\frac{Ca + Na}{Ca + Na} \cdot 100\%$			
Si : Al	3,4	4,7	4,4
$\frac{Na + K}{Al} \cdot 100\%$	64	71	67
Al			
Fe	68	67	(64)
$\frac{Fe + Mg}{Fe + Mg} \cdot 100\%$			
A = K + Na	222	193	194
Al' = Al - (2Ca + Na + K)	-4	+27	+63
Al	346	272	287
B	14	39	(85)
s	79,4	83,0	80,9
a	15,2	12,7	12,6
b	1,0	2,6	5,5
c	4,4	1,7	1,0
Q = s - (3a + 2c + b)	24,0	38,9	35,6

Примечание. В скобки заключены значения, вычисленные по результатам анализов, в которых отсутствуют данные по FeO.

жильных тел, производных одного и того же расплава, в различных структурных и физико-химических условиях формирования [38, 137], которые будут рассмотрены ниже.

В координатах [(Mg + Fe) : Al] — [(Na + K) : Si] проявляется обычная для пород гранитного ряда обратная зависимость. Однако, несмотря на некоторые отличия петрохимии гранитов массивов и малых тел, фигуративные точки жильных пород не выходят за пределы контуров хайдайских гранитов, что подчеркивает общее направление эволюции тех и других разновидностей как относительно подвижных, так и относительно инертных компонентов.

ГРАНИТЫ АИНСКОГО КОМПЛЕКСА

По сравнению с другими гранитами района геохимия пород аинского комплекса наименее изучена. Между тем аинский гранитоидный массив — единственный геологический объект, в котором прослежена вертикальная петрографическая зональность и где представляется возможность изучить эволюцию процесса формирования пород комплекса.

Биотитовые граниты, слагающие нижнюю часть массива, доступную для изучения, довольно разнородны. Если сумма щелочных элементов

	Номер пробы				
	41	42	43	44	45
	1,3	1,3	2,3	1,8	1,0
	16	18	18	4	12
	4,3	4,3	4,1	4,1	4,3
	48	54	53	51	75
	53	57	58	—	67
	142	157	161	156	211
	+123	+81	+90	+142	+39
	295	292	301	306	280
	154	104	114	—	75
	80,4	81,2	80,8	—	80,1
	8,9	10,2	10,4	—	14,0
	9,8	6,8	7,1	—	4,9
	0,9	1,8	1,7	—	1,0
	42,1	40,6	39,1	—	31,2

и содержания титана более или менее постоянны, то количество кремнезема, глинозема и качественный состав щелочей изменяются достаточно широко (табл. 12). Между содержаниями SiO₂ и Al₂O₃ прослеживается четкая обратная линейная связь. Такой же характер связи, но менее отчетливый отмечен между кремнеземом и суммой щелочей.

Отношение Na : K (табл. 13) постоянно выше единицы. В то же время модалный номер плагиоклаза не поднимается выше 10%. Эти особенности свидетельствуют о принадлежности данных пород к лейкократовым гранитам, несмотря на постоянное присутствие в них биотита.

Отношения Si : Al высокие и в общем случае отвечают гранитам повышенной щелочности. Параметр Al' близок к нулю [+4 — (-4)] или отрицателен, что соответствует нормальным или недосыщенным по глиноземистости гранитам, вместе с тем параметр A значительно выше, чем в нормальных гранитах.

Коэффициент агаитности близок к 100. Абсолютные величины K_{агп} выше, чем железистость пород, или близки к ним. Несмотря на высокие содержания кремнезема, параметр Q несколько ниже, чем в нормальных гранитах, что указывает на недосыщенность пород кварцем.

Таким образом, биотитовые граниты аинского комплекса относятся к гранитам резко повышенной щелочности, слабо недосыщенным глиноземом.

Таблица 12

Химический состав гранитов аинского комплекса (в вес.% в пересчете на 100%)

Окислы	Биотитовые							
	46	47	48	49	50	51	52	53
SiO ₂	75,33	76,16	71,43	72,39	70,24	74,46	73,47	74,31
TiO ₂	0,03	0,18	0,10	0,12	0,17	0,11	—	0,01
Al ₂ O ₃	12,86	11,90	15,22	14,25	15,12	13,02	13,69	13,21
Fe ₂ O ₃	1,24	1,76	1,22	1,45	1,88	1,39	1,10	1,43
FeO								
MnO	0,05	0,01	0,07	—	—	—	0,03	0,04
CaO	0,33	0,50	0,64	0,74	0,68	0,67	0,78	0,45
MgO	0,01	0,65	0,01	0,30	0,37	0,40	0,04	0,04
K ₂ O	4,66	5,13	5,74	5,70	6,12	5,48	5,11	4,58
Na ₂ O	4,71	3,23	4,64	4,29	4,64	3,81	5,02	5,48
P ₂ O ₅	—	—	0,27	0,27	—	—	—	—
П.п.п.	0,79	0,48	0,67	0,49	0,79	0,66	0,76	0,45

Таблица 13

Петрохимическая характеристика гранитов аинского комплекса

Петрохимические параметры	Биотитовые						
	46	47	48	49	50	51	
Na : K	1,5	1,0	1,2	1,1	1,2	1,1	
$\frac{Ca}{Ca + Na} \cdot 100\%$	4	8	7	9	7	10	
Si : Al	5,4	5,4	4,0	4,3	4,0	4,9	
$\frac{Na + K}{Al} \cdot 100\%$	100	91	92	93	95	93	
$\frac{Al}{Fe + Mg} \cdot 100\%$	99	59	99	73	74	66	
A = K + Na	251	212	273	260	280	238	
Al' = Al - (2Ca + K + Na)	-12	+4	+3	-7	-4	-10	
Al	252	234	298	279	296	254	
B	16	43	18	26	34	29	
s	82,3	82,8	80,8	80,4	78,5	81,8	
a	16,6	13,7	17,3	17,3	18,7	15,8	
b	1,0	2,8	1,1	1,7	2,3	1,9	
c	0,1	0,6	0,8	0,6	0,5	0,5	
c	—	—	—	—	—	—	
Q = s - (3a + 2c + b)	31,3	37,7	26,2	25,6	19,1	31,5	

	Лейкократовые					Альбититовидные	
	54	55	56	57	58	59	60
	70,85	72,94	72,69	72,45	75,00	71,09	70,60
	—	0,18	0,18	—	—	—	—
	15,55	13,18	13,92	14,72	13,11	16,63	16,93
	1,56	1,23	1,34	0,91	0,98	0,51	0,42
	—	0,02	0,02	0,04	—	—	—
	0,07	0,93	0,63	0,21	0,26	0,09	0,15
	0,05	0,22	0,14	0,16	0,01	0,03	0,01
	5,58	5,12	5,27	5,35	6,08	5,0	4,10
	5,72	5,69	5,31	5,40	4,12	7,32	7,40
	—	—	—	—	—	—	—
	0,62	0,46	0,60	0,76	0,45	0,33	0,40

	Биотитовые		Лейкократовые					Альбититовидные	
	52	53	54	55	56	57	58	59	60
	1,5	1,8	1,6	1,7	1,5	1,5	1,0	2,4	2,7
	8	4	1	8	6	2	4	1	1
	4,6	4,8	3,9	4,7	4,4	4,3	4,9	3,6	3,5
	101	107	100	113	104	100	102	105	98
	94	95	91	73	81	76	100	87	98
	268	258	304	258	272	287	256	320	316
	-30	-34	-5	-66	-32	-6	-15	+6	+6
	268	258	304	258	272	287	256	326	332
	28	8	25	2	23	21	13	16	15
	80,5	81,3	78,2	80,6	79,9	79,6	82,2	77,5	77,4
	17,6	16,9	20,2	17,0	17,9	19,0	16,7	21,2	21,4
	1,8	0,5	1,6	0,1	1,5	1,4	0,8	1,1	1,0
	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,2
	0,1	1,3	0	2,3	0,7	0	0,3	—	—
	25,7	27,4	16,0	24,9	23,3	21,2	30,7	12,4	11,8

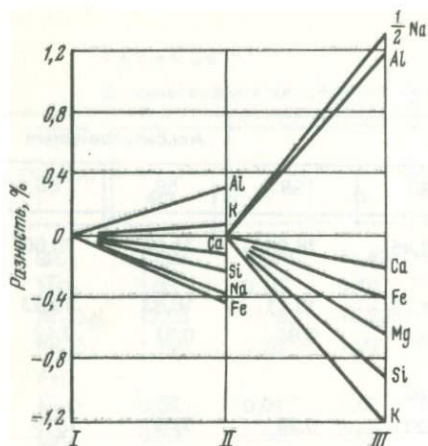


Рис. 7. Изменение среднего химического состава в ряду биотитовый (I) — лейкократовый (II) — альбититовидный (III) — граниты винского комплекса

Лейкократовые граниты в целом более однородны по химическому составу, чем биотитовые. Для них характерны стабильно высокие содержания щелочей, в сумме превышающие 10%, и несколько пониженные количества кремния. Отношение Na:K высоко и по классификации А.А. Беуса и А.А. Ситнина [8] отвечает кали-натриевым лейкократовым гранитам, а в отдель-

ных случаях — натриевым апогранитам. Об этом же свидетельствуют и значения модалного номера плагиоклаза, лишь в двух случаях из пяти превышающие 5%. Параметр Al' отрицательный. Остальные коэффициенты также указывают на резкую пересыщенность гранитов щелочами (см. табл. 13).

Альбититовидные граниты отличаются еще большей пересыщенностью щелочами и по своим петрохимическим характеристикам должны быть отнесены к натриевым апогранитам.

Для лейкократовых и альбититовидных гранитов характерна незначительная недосыщенность кварцем.

Сопоставление средних содержаний отдельных элементов в биотитовых, лейкократовых и альбититовидных гранитах комплекса обнаруживает существенные различия в соотношениях главных компонентов. Наиболее показателен противоположный по знаку характер изменения содержаний щелочей (рис. 7). От биотитовых гранитов к лейкократовым наблюдается незначительное сокращение количества натрия при почти постоянном количестве калия. Процесс же альбитизации лейкократовых гранитов сопровождается выносом калия и накоплением натрия. Поскольку степень обогащения натрием выше, чем вынос калия, то в альбититовидных гранитах несколько увеличена сумма щелочей. Главная масса петрогенных элементов (Si, Fe, Ca, Mg, K) в этом процессе выносилась за пределы массива. В то же время наряду с увеличением количества натрия возрастает количество алюминия. Интересно, что привнос алюминия осуществляется и при замещении биотитовых гранитов лейкократовыми, и при последующей их альбитизации. Степень накопления алюминия в апогранитах относительно лейкократовых гранитов в общем случае составляет 1,05—1,10. В гранитоидах аинского комплекса количество этого элемента возрастает в последующих разновидностях гранитов относительно предыдущих в 1,05—1,15 раза, что соответствует расчетному. Однако абсолютные содержания алюминия в породах комплекса значительно выше соответствующих в гранитах СССР.

Процесс перекристаллизации и замещения осуществлялся в щелочной среде. В случае лейкократовых гранитов этот процесс был двустадийным. Вначале происходил калиевый метасоматоз, сопровождавшийся замещением полевых шпатов и кварца микроклином с выносом натрия, замещением граната биотитом и перекристаллизацией биотита. Затем — натриевый метасоматоз, приведший к интенсивной альбитизации гранитов. Этот процесс сопровождался выносом калия, кремния и феррических компонентов. На этой стадии образовались, по-видимому, и альбититовидные граниты.

Несмотря на значительные различия гранитов аинского комплекса, все они по своим петрохимическим особенностям принадлежат к лейкократовым кали-натриевым ощелоченным гранитам нормальной глиноземистости.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРАНИТОВ РАЙОНА

Сравнительный петрохимический анализ разновозрастных гранитов района ранее не проводился главным образом из-за ограниченного количества аналитического материала. Необходимость же в нем очевидна, поскольку только такой анализ позволяет выявить особенности химизма гранитов, сформировавшихся в различной структурно-фациальной обстановке, имеющих различный возраст и принадлежащих к различным магматическим формациям.

В табл. 14 приведены средние содержания главных петрогенных элементов во всех разновидностях гранитов шаранурского комплекса и средний состав гранитов комплекса, высчитанный с учетом объемных соотношений этих разновидностей. Сопоставление их со средними значениями гранитов по Р.А. Дели и А.А. Беусу и А.А. Ситнину показывает,

Таблица 14

Средние содержания главных петрогенных элементов в гранитах шаранурского комплекса (в вес.%)

Элемент	Плагииграниты (4)		Адамеллиты (2)		Нормальные граниты (19)		Средний состав гранитов комплекса
	1	2	1	2	1	2	
Si	30,1–35,2	33,1	31,6–32,7	32,1	32,0–34,8	33,3	33,2
Al	6,5–8,3	7,4	8,4–8,8	8,6	7,2–9,5	8,6	8,4
Fe ⁺⁺⁺	0,7–2,4	1,4	0,9–1,2	1,1	0,3–1,1	0,8	0,9
Fe ⁺⁺	1,1–2,5	1,5	0,9–1,0	1,0	0,3–1,7	0,7	0,8
Ca	1,3–2,5	2,0	1,1–1,5	1,3	0,4–2,1	0,8	1,0
Mg	0,2–1,7	0,7	0,5–0,6	0,5	0,3–0,6	0,4	0,45
K	0,7–2,0	1,0	3,7–4,3	4,0	3,2–4,7	4,3	3,8
Na	3,0–3,6	3,2	2,5–3,4	3,0	1,3–2,8	1,6	1,9

Примечание. Здесь и далее в скобках указано число анализов. 1 — пределы содержания, 2 — среднее содержание.

Таблица 15

Средние содержания главных петрогенных элементов в гранитах хайдайского комплекса (в вес. %)

Элемент	Плагиограниты (1)	Адамеллиты (2)		Нормальные граниты (21)		Средний состав	
		1	2	1	2	гранитов массивов	жильных гранитов
Si	32,6	34,9–35,0	35,0	34,0–35,6	34,7	34,6	35,0
Al	9,3	8,1–8,3	8,2	7,0–8,8	7,8	7,8	7,7
Fe ⁺⁺⁺	0,4	0,3–0,6	0,5	0,2–0,9	0,6	0,6	0,7
Fe ⁺⁺	0,3	0,0–0,3	0,2	0,0–0,8	0,5	0,5	0,3
Ca	2,9	1,0–1,6	1,3	0,4–1,0	0,6	0,6	0,8
Mg	0,2	0,0–0,3	0,3	0,2–0,5	0,3	0,3	0,4
K	1,9	2,0–2,1	2,1	2,4–5,1	4,0	4,2	3,6
Na	4,0	2,2–2,6	2,4	1,8–2,8	2,4	2,5	2,0

Примечание. 1 — пределы содержаний, 2 — среднее содержание.

Таблица 16

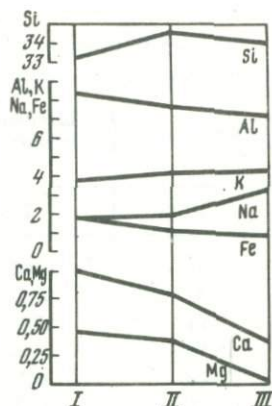
Средние содержания главных петрогенных элементов в гранитах аинского комплекса (в вес. %)

Элемент	Биотитовые граниты (8)		Лейкократовые граниты (5)		Альбититовидные граниты (2)		Средний состав гранитов комплекса
	1	2	1	2	1	2	
Si	32,8–35,6	34,2	32,4–35,0	33,8	33,5–33,0	33,3	33,9
Al	6,3–8,2	7,3	6,9–8,8	7,6	8,6–8,9	8,8	7,6
ΣFe	0,8–1,4	1,0	0,6–1,0	0,7	0,4–0,3	0,35	0,8
Ca	0,05–0,6	0,4	0,06–0,7	0,3	0,06–0,11	0,08	0,3
Mg	0,01–0,4	0,1	0,01–0,13	0,06	—	—	0,07
K	3,8–5,1	4,4	4,2–5,0	4,4	3,3–3,4	3,4	4,4
Na	2,4–4,2	3,4	3,1–5,4	4,1	5,4–5,5	5,5	3,9

Примечание. 1 — пределы содержаний, 2 — среднее содержание.

что они тяготеют к нормальным гранитам СССР, отличаясь от них лишь резко повышенным количеством алюминия. Граниты хайдайского комплекса (табл. 15) на первый взгляд представлены теми же разновидностями, что и шаранурские. Однако главная масса этих пород относится к нормальным гранитам, а более основные и более кислые разновидности, резко отличные от средних составов, характерны для их жильных диффе-

Рис. 8. Вариационная диаграмма средних составов гранитов шаранурского (I), хайдайского (II) и аинского (III) комплексов



ренциатов. На основании количественных соотношений тех и других гранитов по аналитическим данным рассчитаны средние содержания петрогенных элементов. Эти граниты близки к переходной разновидности между щелочно-земельными и щелочными гранитами по Р.А. Дели [30] и щелочным гранитам СССР по А.А. Беусу и А.А. Ситнину [8].

Породы аинского комплекса (табл. 16) представлены сильно измененными разновидностями, претерпевшими послемагматические преобразования. Из них наименее изменены биотитовые граниты, поэтому их состав использован для сопоставления с более древними образованиями и средними содержаниями в породах гранитного ряда (табл. 17). Средний же состав гранитов аинского комплекса близко к наиболее распространенной лейкократовой разновидности. Наличие альбититовидных гранитов, значительно отличающихся по составу от лейкократовых, мало влияет на средние содержания петрогенных элементов в породах комплекса вследствие весьма ограниченных масштабов их проявления.

Биотитовые граниты комплекса ближе всего соответствуют щелочным гранитам по Р.А. Дели [30], отличаясь от них повышенным количеством силикатной составляющей. Среди гранитов СССР [8] аналогов этим породам нет.

Это на первый взгляд незначительное обстоятельство имеет глубокий генетический смысл. По свидетельству А.А. Беуса и А.А. Ситнина [8], данные Р.А. Дели в большой степени соответствуют составу докембрийских платформенных гранитов. В то же время данные этих авторов (около 2000 химических анализов), исключая материалы по Русской платформе, собраны по гранитоидам складчатых областей Кавказа, Урала, Казахстана, Восточной Сибири, Восточного Забайкалья и Северо-Востока СССР.

Близость протерозойских гранитов района к соответствующим типам пород (по [8]) и отличие от них палеозойских гранитов, в свою очередь отвечающих щелочным гранитам (по Р.А. Дели), служат косвенным доказательством формирования аинских гранитов уже после консолидации складчатости района в субплатформенных условиях в отличие от шаранурских соскладчатых и хайдайских позднекладчатых гранитов.

Роль главных петрогенных элементов в формировании гранитов на различных этапах гранитообразования изменяется незначительно. Однако, как видно из вариационной диаграммы средних составов гранитов Приольхонья (рис. 8), эти отличия в большинстве своем однонаправленные.

Таблица 17

Средние содержания петрогенных элементов в гранитоидах (в вес. %)

Элемент	Щелочные граниты	Щелочноземельные граниты	Гранодиориты	Кварцевые диориты
1	2	3	4	5
Si	34,2	32,2	30,03	28,7
Al	6,5	7,6	8,4	8,5
Fe ⁺⁺⁺	2,0	1,5	1,3	2,0
Fe ⁺⁺	1,0	1,3	2,1	2,9
Ca	0,3	1,6	3,2	3,8
Mg	0,2	0,7	1,1	1,7
K	3,5	3,5	2,3	1,7
Na	3,4	2,6	2,7	2,5

Примечания. Данные колонок 2–5 рассчитаны по средним составам гранитов по Р.А. Дели [30]. Данные колонок 6–10 для гранитов СССР заимствованы из работы А.А. Беуса и А.С. Ситнина [8].

Так, каждый последующий этап гранитообразования отличался меньшей глиноземистостью и относительным значением фемического и известковистого компонентов. В то же время роль щелочных элементов на каждом из этих этапов возрастала. Поведение кремния в истории гранитного магматизма более сложно. Абсолютные значения содержания кремния максимальны в хайдайских гранитах и минимальны в шаранурских. Вместе с тем избыток кремнекислоты в расплаве отличает именно шаранурские граниты. Это следует из того, что описываемые граниты характеризуются минимальными количествами суммы щелочей и повышенной глиноземистостью. Количество кремния, связанное в полевых шпатах шаранурских гранитоидов, значительно ниже, чем в более молодых, что способствует, несмотря на пониженное содержание SiO₂ в этих гранитах, выделению свободного кремнезема в больших количествах, чем в других гранитах.

Аинские граниты, содержащие значительно больше SiO₂, чем шаранурские, отличаются высокими концентрациями щелочей, поэтому их кристаллизация происходила при относительном дефиците свободного кремнезема.

Хотя протерозойские граниты образовались из магм, близких по щелочности к нормальным, режим их кислотности—щелочности, по Д.С. Коржинскому [65], существенно отличался. В случае шаранурских гранитов это была "подкисленная магма", хайдайские граниты являются производными слабо "ощелоченной" или магмы нормальной кислотности. Палеозойские граниты аинского комплекса образовались из щелочных гранитных магм.

Таким образом, гранитный магматизм района на каждом из этапов качественно различался: плагиогранитный и кислый — в нижнем протерозе,

Аляскиты	Лейкократовые граниты	Нормальные граниты	Плагиограниты	Гранодиориты
6	7	8	9	10
34,6	34,3	33,4	32,3	31,1
6,0	6,1	6,4	7,3	7,3
0,6	0,7	0,7	0,8	1,0
0,8	0,7	1,2	1,4	2,0
0,4	0,4	1,0	1,7	2,2
0,2	0,2	0,4	0,5	0,8
3,9	3,3	3,4	1,4	2,5
2,3	2,7	2,3	3,6	2,4

зое, умеренной щелочности — в верхнем протерозе и щелочной — в палеозое. Подобная эволюция гранитного магматизма характерна и для других районов СССР, в частности для докембрия Кольского полуострова [5].

На рис. 9 представлены граниты района на петрохимической диаграмме А.Н. Заварицкого. За малым исключением, в той и другой части диаграммы фигуративные точки гранитов различных комплексов образуют обособленные поля: шаранурские расположены в наиболее низких, фемических участках, аинские — в верхних, наименее фемических, хайдайские занимают промежуточное положение. В целом граниты района на диаграмме образуют непрерывные линейные ареалы в известковой части диаграммы, вытянутые вдоль фемической оси, а в щелочной — субпараллельно линиям ассоциации пород А.Н. Заварицкого. При этом фигуративные точки протерозойских гранитов ложатся вблизи линии Лассен-Пик. Плагиограниты шаранурского комплекса и часть жильных гранитов хайдайского комплекса тяготеют к линии Мон-Пеле. Шаранурские граниты занимают на правой части диаграммы обширное поле между линиями Мон-Пеле и Йеллоустонского парка. Площадь, занимаемая гранитами из массивов хайдайского комплекса, ограничена и расположена в верхней части ассоциации Лассен-Пик.

Граниты аинского комплекса занимают обособленное положение на продолжении линии Йеллоустонского парка как в левой, так и в правой части диаграммы. Протерозойские же граниты отклоняются от соответствующих линий к фемической оси вследствие пониженных значений аортитового параметра. Узкие пределы колебаний параметра *c* при широком диапазоне изменения *b* приводят к тому, что в известковистой части точки

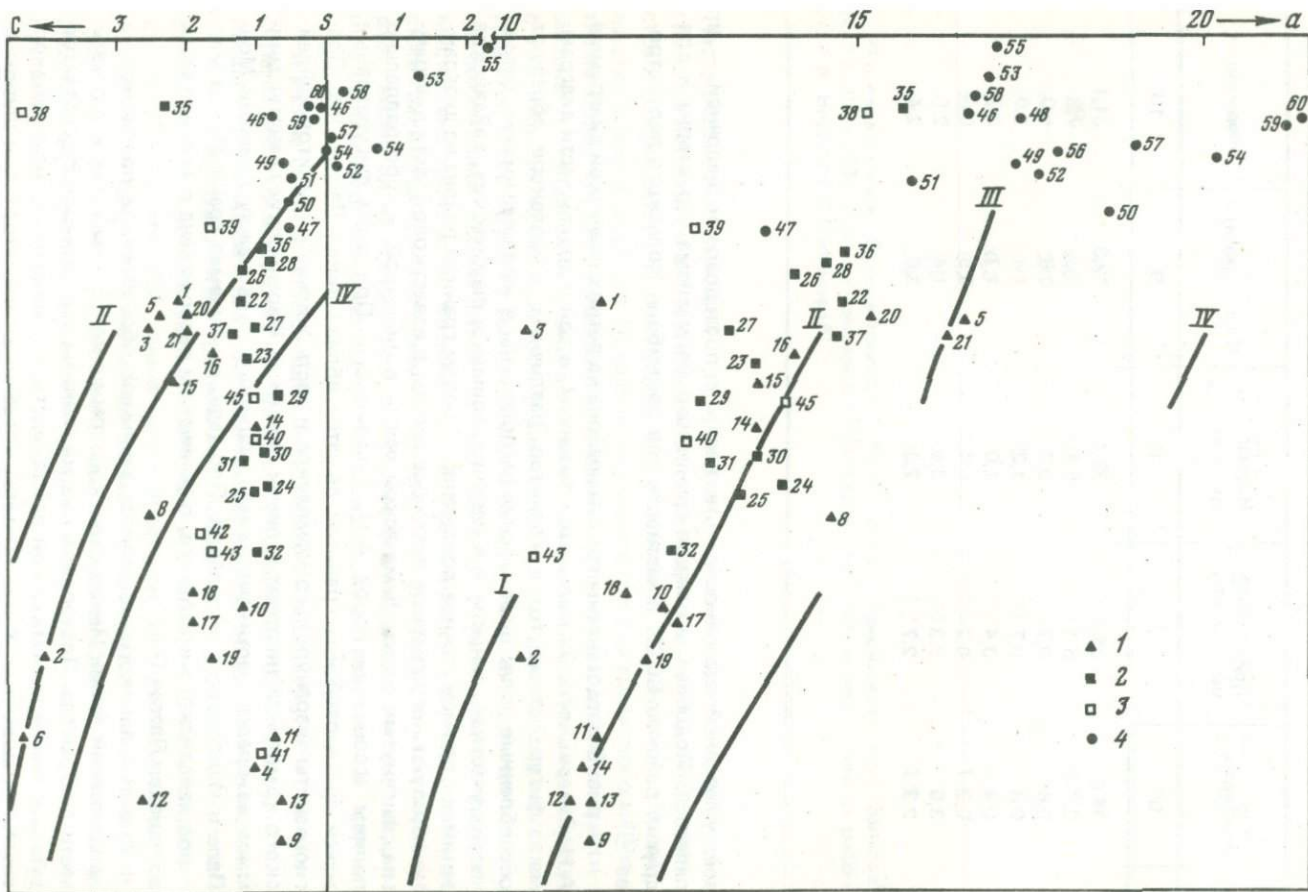


Рис. 9. Петрохимическая диаграмма гранитов Приольхонья (по А.Н. Заварицкому)

1 — граниты шаранурского комплекса; 2 — граниты массивов; 3 — жильные граниты хайдайского комплекса; 4 — граниты аинского комплекса

гранитов района расположены почти параллельно оси sb . В щелочной же части фигуративные точки аинских гранитов находятся вблизи оси sa , субпараллельно ей, вследствие постоянного количества фемического компонента и широких колебаний щелочности гранитов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТАХ РАЙОНА

Детальное изучение геохимии редких элементов в гранитоидах района, выявление типохимических особенностей главных минералов этих пород и поведения элементов в истории формирования региона проводили лишь в последние годы. В основном эти работы направлены на изучение геохимии жильных комплексов, в частности пегматитов.

Большое число полуколичественных определений и количественных анализов методом фотометрии пламени, выполненных в Иркутском геологическом управлении, не сопровождается количественным учетом минералов-концентраторов для каждого конкретного элемента. В этом случае огромный аналитический материал значительно теряет свою ценность, поскольку флуктуации содержания элемента в породе, вызванные изменениями количества минерала-концентратора, обычно шире, чем колебания концентраций, обусловленные изменчивостью условий минералообразующей среды [150]. Серьезной помехой изучению геохимии редких элементов в гранитоидах было и отсутствие единой общепринятой схемы магматизма.

Цель настоящего исследования заключается в следующем: 1) выявить характер геохимической специализации разновозрастных гранитов; 2) сопоставить особенности поведения редких элементов в гранитах и пегматитах, сформировавшихся в период одного тектоно-магматического цикла; 3) определить возможность использования элементов-индикаторов для расчленения разновозрастных гранитов.

Для решения поставленных задач изучен характер распределения трех групп редких элементов: щелочных (Li, Rb, Cs), щелочноземельных (Ba и Sr) и рудных (Cu, Zn, Pb и Sn). Главное внимание при изучении гранитов уделялось наиболее распространенным их разновидностям, на долю которых приходится главная часть объема пород интрузивных комплексов.

ЩЕЛОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

На рис. 10 представлены гистограммы содержаний Li, Rb и Cs в гранитоидных комплексах различного возраста, построенные на основе 360 определений по приближенно-количественной методике.

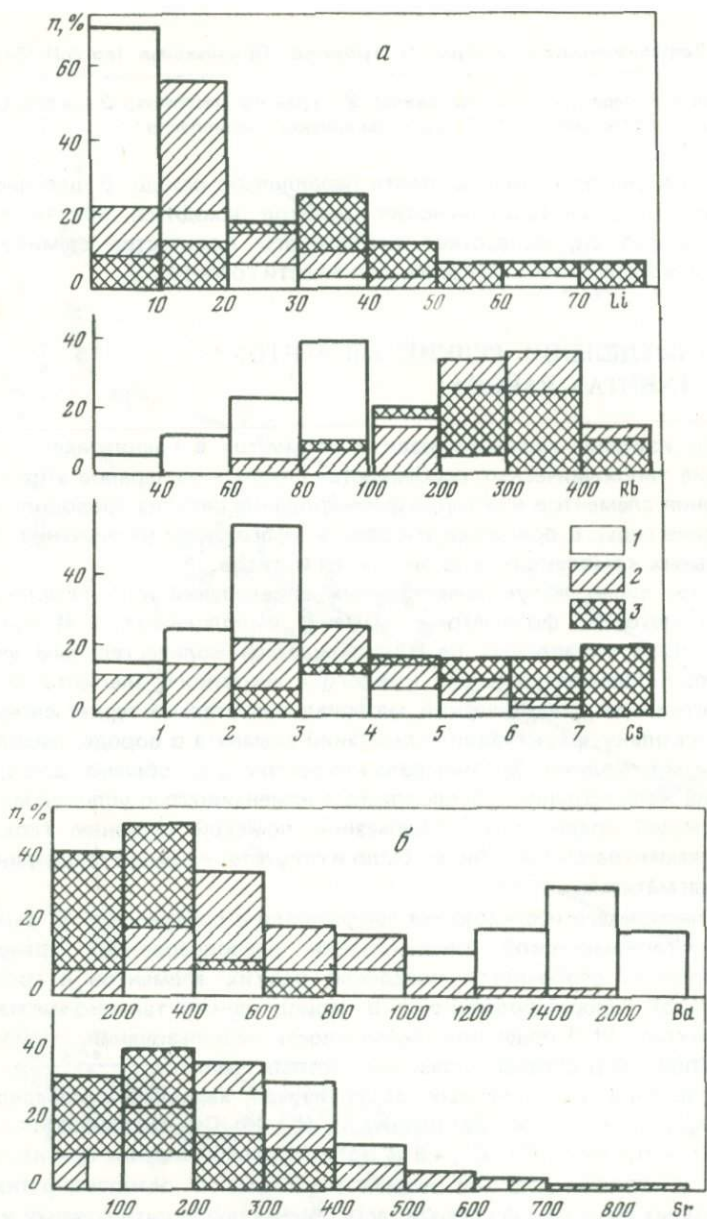
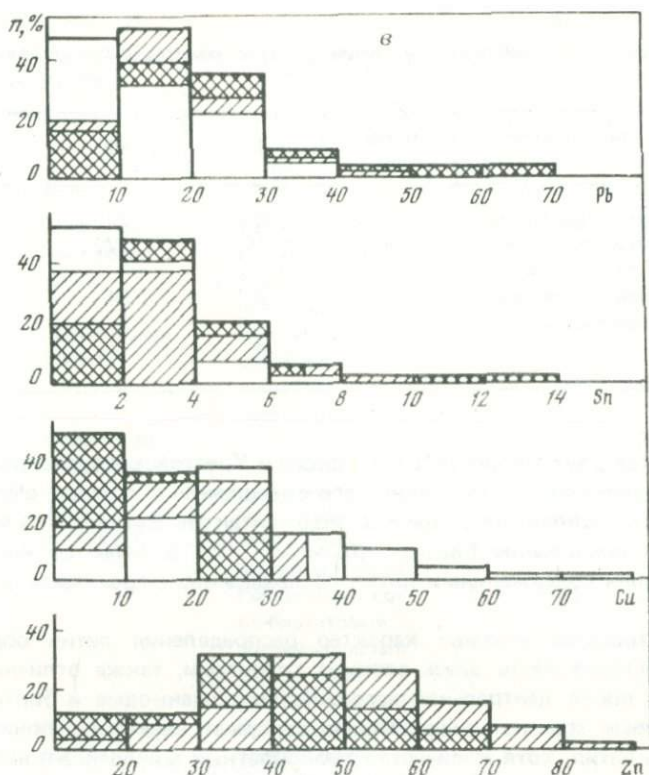


Рис. 10. Гистограммы содержаний элементов (в г/т) в шаранурских (1), хайдайских (2) и аинских (3) гранитах
 а - Li, Rb и Cs; б - Ba и Sr; в - Pb, Sn, Cu и Zn



Литий. Содержание лития в гранитах шаранурского комплекса колеблется широко — от 2 до 40 г/т, а в отдельных случаях и до 70 г/т. Однако наибольшая частота встречаемости характерна для концентраций менее 10 г/т. Количественные анализы подтверждают эти закономерности (табл. 18). Наибольшее количество лития зафиксировано в плагиоклаз-калишпатовых среднезернистых гранитах — 14 г/т.

Хорошо известно кристаллохимическое сродство Li с Mg и Fe²⁺, проявляющееся как на магматическом, так и на послемагматическом этапе формирования гранитоидов.

Замещение магния и двухвалентного железа литием в слюдах и амфиболах и накопление его именно в этих минералах гранитоидов [23, 150] не вызывают сомнений.

В шаранурских гранитах биотит по существу является единственным фемическим минералом, т.е. единственным концентратором лития. Как показано выше, содержание биотита в этих гранитоидах изменяется незначительно. Этим, по-видимому, объясняется отсутствие резких различий в концентрации лития для разновидностей гранитов комплекса.

В гранитах хайдайского комплекса наиболее часто встречаемые содержания лития (>50%) составляют ~20 г/т (см. рис. 10), хотя пределы гораздо шире — 6—40. Количественные определения дают такие же средние значения (табл. 19) — 24—45 г/т.

Т а б л и ц а 18

Средние содержания редких щелочей (в г/т) в гранитах шаранурского комплекса

Краткая характеристика пород	Число проб	Li	Rb	Cs
Плагиигранит с биотитом	2	6	92	2
Гранит плаггиоклаз-калишпатовый с биотитом	4	10	120	2
Гранит калишпат-плаггиоклазовый с биотитом	2	8	84	2
Среднее		8	104	2

В гранитах двух массивов, Булыкского и Крестовского, распределение лития не одинаково, хотя средние его содержания в породах обоих массивов близки. Биотитовые граниты эндоконтактов Булыкского массива, в которых содержание биотита достигает 10%, отличаются несколько повышенными содержаниями лития по сравнению с гранитами центральной части.

В Крестовском массиве характер распределения лития обратный. Эндоконтактовая часть здесь сложена гранитами, также отличными по составу от пород центральной части. Роговообманковые и биотит-роговообманковые граниты эндоконтакта содержат несколько пониженные количества лития, хотя количество темноцветных минералов в них выше, чем в центральной части. В этом сказывается различная изоморфная емкость биотита и роговой обманки в нормальных гранитах. В целом содержание лития в породах Булыкского массива несколько ниже, чем в породах Крестовского. Причинами геохимической неоднородности массивов служат различные геологические условия их становления, в частности тектоническая обстановка и морфология, влияющие на режим летучих и степень дегазации расплавов.

Средние содержания лития в гранитах аинского комплекса (табл. 20) несколько выше, чем в шаранурских и хайдайских гранитах, что согласуется с общей тенденцией возрастания количества лития от древних гранитов к молодым как в ряду комагматических серий пород, так и в самостоятельных интрузивах ([59] и др.).

Рубидий. Распределение рубидия в гранитоидах определяется его химическим и кристаллохимическим сродством к калию. Однако, несмотря на близкие количества калия в большинстве натрий-калиевых гранитов района, они существенно различаются по содержанию в них рубидия.

В шаранурских гранитах количество рубидия изменяется очень широко — от 20 до 300 г/т, наиболее распространенные его концентрации 80—100 г/т (см. рис. 10,а). Минимальные содержания рубидия характерны для калишпат-плаггиоклазовых гранитов и плаггиогранитов. При этом в последних концентрации рубидия несколько выше, чем в кали-натрие-

Т а б л и ц а 19

Средние содержания редких щелочей (в г/т) в гранитах хайдайского комплекса

Место отбора проб		Характеристика гранита	Число проб	Li	Rb	Cs
Булыцкий массив	Окраинная (восточная) часть	Биотитовый мелкозернистый	3	44	245	4
		Биотитовый порфиroidный	1	44	176	4
	Центральная часть	Биотитовый среднезернистый (содержание биотита >5%)	4	24	426	2
	Среднее по массиву			34	327	3
Крестовский массив	Окраинная (северная) часть	Биотит-роговообманковый мелкозернистый	2	37	235	2
		Роговообманково-биотитовый среднезернистый	1	42	252	2
	Центральная часть	Биотитовый среднезернистый	3	41	280	4
		Лейкократовый (содержание биотита <5%)	2	38	185	3
		Биотитовый среднезернистый	4	45	280	6
		Биотитовый порфиroidный	2	43	310	6
	Среднее по массиву			41	262	4
	Среднее по комплексу			38	294	4

Т а б л и ц а 20

Средние содержания редких щелочей (в г/т) в гранитах аинского комплекса

Характеристика гранита	Число проб	Li	Rb	Cs
Биотитовый крупнозернистый	9	—	430	12
Лейкократовый	5	39	387	10
Альбитовидный	2	8	253	6
Среднее по комплексу		42	394	10,5

вых гранитах. Такой характер распределения элемента обусловлен неравномерным его накоплением в различных минералах-концентраторах. Так, несмотря на то что кали-натриевые граниты содержат два калиевых минерала — калишпат и биотит, а плагиограниты — только биотит, более высокие количества биотита в последних обеспечили и повышенные концентрации рубидия, поскольку изоморфная емкость биотита на 1—2 порядка выше, чем калишпата. В плагиоклаз-калишпатовых гранитах содержания рубидия максимальны.

Вблизи контактов в гранитах отмечены пониженные количества рубидия (86 г/т), несмотря на то что породы эндоконтакта существенно не отличаются по составу от центральных частей тел, где концентрации рубидия достигают 141 г/т. Это обстоятельство обусловлено различным содержанием рубидия в минералах-концентраторах даже в пределах одного тела. В этом состоит одно из различий в распределении лития и рубидия. Как было показано выше, поведение лития определяется прежде всего количеством минерала-хозяина в породах и в меньшей мере их составом.

Среднее содержание рубидия в шаранурских гранитах составляет ~ 100 г/т, что почти в 2 раза ниже его кларка для кислых пород [14].

В гранитах хайдайского комплекса содержания рубидия варьируют в пределах 60—500 г/т, наиболее частые концентрации (25—35%) равны 200—400 г/т. Данные количественных определений совпадают с этими цифрами. Повышенные концентрации рубидия отмечаются в гранитах Булыкского массива, где среднее содержание его составляет 327 г/т. Максимальные количества элемента характерны для калишпатовых гранитов. Граниты с высокими содержаниями калишпата, но с низкими биотита также отличаются высоким количеством рубидия. Минимальные концентрации рубидия свойственны лейкократовым натриево-калиевым гранитам.

Эндоконтактные зоны Булыкского и Крестовского массивов содержат пониженные количества рубидия по сравнению с центральными. Эта закономерность прослеживается достаточно четко как в биотитовых, так и в роговообманковых гранитах.

В Крестовском массиве в отличие от Булыкского появляется еще один минерал-концентратор рубидия — мусковит. Хотя содержание его незначительно, мусковит, обладая меньшей изоморфной емкостью по сравнению с биотитом, несколько снижает содержание рубидия в породе. Кроме того, сам факт появления мусковита и альбита в этих гранитах свидетельствует о существовании метасоматического этапа формирования хайдайских гранитов, а следовательно, и о перераспределении элемента с выносом его в процессе альбитизации и кварц-мусковитового замещения за пределы массивов. Действительно, эндоконтактные части массивов содержат близкие количества элемента. Пониженные значения (см. табл. 19) отмечаются в центральных участках Крестовского массива, т.е. там, где наиболее проявлены мусковитизация и альбитизация.

Среднее значение рубидия в гранитах хайдайского комплекса составляет 294 г/т, что более чем в 2 раза превышает среднее для шаранурских гранитов и несколько выше кларкового. Для гранитов СССР среднее содержание Rb (180 г/т, высчитано нами по 160 пробам из Забайкалья,

Восточной Сибири, Средней Азии, с Кавказа и др.) значительно ниже, чем в гранитах хайдайского комплекса.

В гранитах аинского комплекса пределы колебаний рубидия уже, чем в хайдайских, хотя диапазон наиболее часто встречаемых концентраций также достаточно широк (200—400 г/т). Максимальные количества рубидия зафиксированы в биотитовых гранитах, где в отдельных пробах отмечено 500 г/т Rb. Обычными для них являются концентрации 400—450 г/т, что несколько выше средних, определенных по приближенно-количественной методике (см. рис. 10, а). В лейкократовых гранитах распределение рубидия крайне неравномерно, его содержания варьируют в пределах 200—450 г/т, что обусловлено прежде всего широкими колебаниями содержания калиевых минералов в гранитах. В целом снизу вверх вместе с сокращением количества биотита концентрации Rb заметно уменьшаются. Минимальные количества элемента фиксируются в альбитовидных гранитах (см. табл. 20). От биотитовых к альбитовидным гранитам количество рубидия сокращается почти вдвое.

Таким образом, в распределении рубидия в гранитах района отмечают две тенденции. Помимо общей закономерности повышения его количества от древних гранитов к молодым, которая отчетливо проявляется от шаранурских гранитов к хайдайским и аинским, наблюдается и обратная — сокращение содержания рубидия в конечных дифференциатах гранитоидов отдельных комплексов. Эта тенденция наиболее отчетливо проявилась в гранитах аинского комплекса, менее ясно — в гранитах Крестовского массива хайдайского комплекса.

Такие закономерности обусловлены сочетанием двух факторов — накоплением рубидия в минералах-концентраторах от ранних гранитоидов к поздним и сокращением количества этих минералов в конечных образованиях гранитных комплексов.

Цезий в гранитных породах обнаруживает постоянную положительную корреляцию с калием и рубидием. В гранитах шаранурского комплекса количество цезия достигает 7 г/т, однако наибольшая частота встречаемости (55%) соответствует 2—3 г/т, т.е. находится на пределе чувствительности метода. Количественные определения цезия в восьми пробах подтверждают эти концентрации.

В гранитах хайдайского комплекса эти содержания выше, в 26% случаев они составляют около 4 г/т. Максимальные количества цезия отмечены в гранитах Крестовского массива — 10 г/т, минимальные характерны для роговообманковых гранитов. Калишпатовые граниты с низким содержанием биотита, но с повышенной концентрацией рубидия отличаются низкими концентрациями цезия. Такое распределение цезия в хайдайских гранитах свидетельствует о его накоплении в биотитах в отличие от лития и рубидия, для которых характерны два и более минерала-концентратора в гранитах района.

В Крестовском массиве отмечено повышение содержания цезия от периферии к центральным частям, однако объяснить это дифференциацией вещества невозможно в связи с отличием минерального состава гранитов. Это явление может быть объяснено понижением количества биотита от центра массива к эндоконтам, где главный темноцветный

минерал гранитов — роговая обманка. Важным представляется и тот факт, что в жильных породах содержание цезия находится на уровне фонового для хайдайских гранитов в отличие от лития и рубидия, которым свойственны широкие колебания содержаний, особенно в пегматитах.

В гранитах аинского комплекса цезий рассеян весьма неравномерно. Более или менее заметный максимум на гистограмме содержаний отмечается в интервале 7—8 г/т, хотя частота их встречаемости едва превышает 20% (см. рис. 10, а). Среднее содержание по количественным определениям (10 г/т) несколько отличается от этих значений.

Максимальные количества цезия отмечены в биотитовых гранитах, где при среднем содержании 12 г/т отмечены концентрации, равные 16—20 г/т. В ксеногенных биотитовых гнейсо-гранитах эти количества возрастают до 70 г/т, однако подобные образования чрезвычайно редки, и поэтому такие пробы исключены из подсчета средних содержаний.

В лейкократовых гранитах обычны концентрации порядка 8—12 г/т. В вертикальном разрезе в этих породах количество цезия заметно изменяется — от 10—12 г/т в нижней части до 6—8 г/т — в верхней. В альбититовидных гранитах цезия еще меньше — около 6 г/т. В целом содержание цезия резко сокращается от биотитовых к альбититовидным гранитам.

Таким образом, поведение цезия в гранитах аинского комплекса совпадает с поведением лития и рубидия. В древних гранитах его распределение более равномерно, чем Li и Rb.

В связи с тем, что между приближенно-количественными и количественными определениями резких различий нет, кроме анализов цезия в аинских гранитах, по этим значениям высчитаны средние содержания щелочных элементов в разновозрастных гранитах района и для гранитоидов Приольхонья в целом (табл. 21), а также кларки концентраций элементов (по В.И. Вернадскому).

Минимальные концентрации щелочных элементов характерны для шаранурских гранитов: в хайдайских эти содержания выше, а в аинских — максимальны, причем крайние значения сильно различаются. Средние содержания элементов для гранитов района близки к аналогичным в гранитах хайдайского комплекса в связи с тем, что распространенность их в районе во много раз превышает распространенность гранитов шаранурского и аинского комплексов.

Кларки концентраций лития во всех разновидностях гранитоидов меньше единицы. Только в гранитах аинского комплекса содержание лития близко к кларковому. Ниже кларка и количества цезия в шаранурских и хайдайских гранитах, а также среднее содержание элемента в гранитах района. Аинские же граниты имеют аномально повышенные концентрации цезия. Иными закономерностями характеризуется распределение рубидия в гранитах района. Кларк концентрации рубидия в шаранурских гранитах меньше единицы, в хайдайских и аинских (и в целом для гранитов Приольхонья) — выше единицы. Как было показано, региональный кларк рубидия для гранитов отличается и от такового для гранитов смежных районов Сибири, Прибайкалья и Забай-

Таблица 21

Средние содержания (в г/т) и кларки концентраций лития, рубидия и цезия в гранитах Приольхонья

	Li	Rb	Cs
Средние содержания в гранитах:			
шаранурского комплекса	8	104	2
хайдайского комплекса	38	294	4
аинского комплекса	42	394	10
Приольхонского района в целом	35	286	4,4
Кларк элемента (по А.П. Виноградову [14])	40	200	5
Кларки концентраций элемента в гранитах:			
шаранурского комплекса	0,20	0,52	0,40
хайдайского комплекса	0,95	1,47	0,80
аинского комплекса	1,05	1,97	2,0
Приольхонского района в целом	0,87	1,43	0,90

калья. Подобная тенденция в поведении рубидия была отмечена раньше [173] для минералов из пегматитов Восточной Сибири.

Резко различается величина отношения $K : Rb$ в шаранурских (336) и хайдайских (143) гранитах. В аинских оно менее показательно (112). Известно, что в генетически связанных сериях гранитных пород отношения $K : Rb$ близки [150]. В породах, не имеющих такой связи, значения отношения $K : Rb$ могут быть близкими, но могут и сильно отличаться.

Таким образом, граниты района характеризуются резко различными концентрациями щелочных элементов и величинами отношения $K : Rb$. Эти их особенности можно использовать в качестве надежных типохимических признаков.

БАРИЙ И СТРОНЦИЙ

Барий накапливается преимущественно в калиевых минералах. Однако известное кристаллохимическое сродство его не только с калием, но и с кальцием способствует вхождению бария практически во все минералы гранитоидов, кроме кварца.

В гранитах шаранурского комплекса распределение бария крайне неравномерно — 200–3000 г/т и выше. Обычные содержания бария равны 1400–2000 г/т. Они характерны для калиево-натриевых разновидностей с величиной отношения $Na : K$ 1–1,5. В гранитах с отношением $Na : K$ меньше единицы эти содержания выше. Обратная связь между величиной отношения $Na : K$ и содержанием бария характерна только для гранитов, содержащих оба полевых шпата. В плагиоклазовых гранитах такая закономерность не прослеживается: эти породы отличаются несколько пониженными содержаниями элемента. В табл. 22 представлены результаты количест-

Т а б л и ц а 22

Средние содержания бария и стронция (в г/т) в гранитах шаранурского комплекса

Характеристика гранита	Число проб	Ba	Sr
Биотитовый плагиогранит	2	2538	320
Биотитсодержащий плагиоклаз-калишпатовый	4	3180	490
Биотитсодержащий калишпат-плагиоклазовый	2	2974	472
Среднее по комплексу		2970	444

Т а б л и ц а 23

Средние содержания бария и стронция (в г/т) в гранитах хайдайского комплекса

Место отбора проб	Характеристика гранита	Число проб	Ba	Sr	
Булыкский массив	Восточный эндоконтакт	Биотитовый мелкозернистый	3	389	283
		Биотитовый порфировидный	1	1270	420
	Центральная часть	Биотитовый среднезернистый	4	458	291
	Среднее по массиву			534	304
Крестовский массив	Северный эндоконтакт	Биотит-роговообманковый мелкозернистый	2	1212	270
		Роговообманково-биотитовый среднезернистый	1	1180	210
		Биотитовый среднезернистый	3	1015	150
	Центральная часть	Лейкократовый	2	781	235
		Биотитовый среднезернистый	4	895	240
		Биотитовый порфировидный	2	770	138
Среднее по массиву			953	208	
Среднее по комплексу			743	256	

венных определений бария и стронция в гранитах комплекса. Они несколько выше, чем данные анализов по приближенно-количественной методике (см. рис. 10,б).

В эндоконтактах тел количество бария несколько выше, чем в центральной части. Здесь зафиксирована и максимальная концентрация элемента — 3620 г/т.

В гранитах хайдайского комплекса содержания бария значительно ниже (табл. 23), чем в шаранурских. Хотя дисперсия содержаний высокая, наиболее частыми из них (35%) являются 400—600 г/т (см. рис. 10,б). В то же время результаты количественных определений, так же как и в случае шаранурских гранитов, гораздо выше.

Максимальные значения содержаний бария (1270 г/т) наблюдаются в эндоконтактовых порфириовидных гранитах Булыкского массива и вообще в эндоконтактовых частях массивов. Так, в биотит-роговообманковых гранитах эти значения достигают 1212 г/т. В биотитовых гранитах центральных частей содержание элемента более стабильно — 770—895 г/т. Распределение бария в гранитах комплекса отличается чрезвычайной неоднородностью и противоречивостью. С одной стороны, в эндоконтактах отмечены повышенные содержания бария, с другой — именно в приконтактовых участках зафиксированы минимальные концентрации. В гранитах Булыкского массива средние значения содержаний бария почти в 2 раза ниже, чем в Крестовском. Эта многоплановость поведения элемента обусловлена различным сочетанием минералов-концентраторов в породе. Так, граниты, содержащие роговую обманку, биотит и калишпат, характеризуются высокими содержаниями бария; в плагиоклазовых гранитах эти содержания ниже.

В целом содержания бария в гранитах хайдайского комплекса в 4 раза ниже, чем в шаранурских.

В аинских гранитах диапазон колебаний концентраций бария значительно уже — 60—800 г/т. Наиболее распространенные содержания бария (в 48 случаях из 100) составляют 200—400 г/т. Максимальные количества определены в биотитовых гранитах (табл. 24), минимальные — в альбититовидных гранитах.

В участках, обогащенных ксеногенным биотитом, количество бария достигает 650 г/т. В пределах Аинского массива наблюдается отчетливая линейная прямая зависимость между содержанием в породе калиевых минералов и концентрацией бария. Лейкократовые граниты с ничтожным количеством биотита (~1%) отличаются двукратным превышением количества бария по сравнению с альбититовидными. Это свидетельствует об уменьшении содержаний элемента в калишпатах поздних генераций.

Среднее содержание бария в гранитах аинского комплекса в 2 раза ниже, чем в хайдайских, и в 7 раз ниже, чем в шаранурских гранитах. От древних гранитов к молодым и от ранних парагенезисов к поздним в пределах отдельных массивов намечается общая тенденция к уменьшению количества бария. Подобное направление эволюции элемента выдерживается не везде. Так, в гранитоидах Байкальской глыбы известно и

Т а б л и ц а 24

Средние содержания бария и стронция (в г/т) в гранитах аинского комплекса

Характеристика* гранита	Число проб	Ba	Sr
Биотитовый крупнозернистый	9	431	214
Лейкократовый	5	264	136
Альбититовидный	2	128	65
Среднее по комплексу		338	172

обратное поведение бария: увеличение его концентраций от древних гранитов к молодым [29].

Стронций накапливается обычно в плагиоклазах кислых пород, изоморфно замещая кальций. Однако известны его высокие концентрации и в калишпатах, нередко даже в больших количествах, чем в плагиоклазах [173].

В гранитах шаранурского комплекса отмечается положительная корреляция Sr с Ca. Минимальные содержания стронция зафиксированы в плагиоклазовых гранитах, отличающихся повышенным количеством кальция. Это явление характерно только для плагиоклазовых гранитов, образовавшихся *in situ*. В плагиоклазосодержащих гранитах шаранурского и хайдайского комплексов эти содержания довольно высоки. По-видимому, в этих гранитах слабо проявилась дифференциация вещества и их микрокомпонентный состав в большей мере диктовался составом исходных гнейсов. Подобные закономерности поведения стронция и щелочей характерны и для анатектических гранитов.

Незначительно возрастает количество стронция от периферии к центру гранитных тел, а в общем случае — от ранних стадий кристаллизации расплава к поздним. Как показывают многочисленные результаты определений элемента по приближенно-количественной методике, вариации его содержания чрезвычайно многообразны — от десятков до 700 г/т. Наибольшая частота встречаемости отвечает его концентрациям 300–400 г/т.

В хайдайских гранитах содержания стронция ниже, обычными являются количества 200–300 г/т. Однако и в этих гранитоидах прослеживается тенденция накопления стронция от ранних стадий кристаллизации к поздним. Такое поведение стронция в истории кислого магматизма протерозоя также указывает на существование перерыва во времени между шаранурскими и хайдайскими гранитами. Иначе сохранялась бы тенденция накопления стронция как от древних гранитов к молодым, так и от ранних парагенезисов к поздним внутри этих комплексов.

Породы повышенной основности, такие, как роговообманковые граниты эндоконтакта Крестовского массива, содержат несколько большее количество стронция, чем биотитовые граниты в этом же экзокон-

такте. В более основных гранитах Булыкского массива концентрации стронция выше, чем в породах Крестовского массива, в которых проявлены процессы альбитизации.

Таким образом, распределение стронция является сложной функцией его кристаллохимических свойств, физико-химических условий кристаллизации пород, исходного содержания стронция, в породе и расплаве и степени преобразования стронцийсодержащих гранитов на послемагматическом этапе. Это подтверждается и распределением элемента в гранитах аинского комплекса, хотя им свойственны и иные особенности поведения стронция.

В аинских гранитах количество стронция закономерно сокращается от биотитовых гранитов к альбититовидным. В биотитовых гранитах эти содержания близки к средним для хайдайского комплекса, в лейкократовых они в 1,5 раза ниже. Именно эти граниты определили характер гистограмм частоты встречаемости содержаний элемента в гранитах комплекса (см. рис. 11). Обычными являются концентрации 100–200 г/т. Диапазон колебаний (20–400 г/т) во много раз уже, чем в протерозойских гранитах.

Трехкратное сокращение содержаний стронция от биотитовых гранитов к альбититовидным, без сомнения, обусловлено очищением минералов-концентраторов от примеси этого элемента. Объяснить это явление изменением состава пород невозможно хотя бы потому, что содержание ни одного из минералов, кроме полевых шпатов, не подвержено столь значительной дисперсии в этих породах.

Такая разноплановость поведения стронция в гранитах различных комплексов является следствием разномасштабности послемагматических преобразований в них.

В табл. 25 представлены средние содержания бария и стронция и кларки их концентраций в гранитах района.

Средние содержания, рассчитанные по 420 результатам приближенно-количественных определений, в некоторых случаях сильно отличаются от полученных при количественных спектральных определениях (см. табл. 22–25). Это относится прежде всего к шаранурским гранитам. Данные обеих методик для хайдайских и аинских гранитов близки (соответственно 670 и 743, 310 и 338 для Ba; 263 и 256, 280 и 172 для Sr). По приближенно-количественной методике проанализировано несравнимо большее количество проб, т.е. они обеспечивают большую представительность гранитов района. Несмотря на это, мы отдали предпочтение количественным определениям, для которых точность анализов, выполненных Е.С. Костюковой с применением минеральных стандартов, выше. Учитывая малое количество проб (46) для вычисления регионального кларка, представленные в табл. 25 цифры содержаний бария и стронция в древнейших гранитах района следует считать предварительными, требующими дальнейшего уточнения.

Региональный кларк Ba для гранитов соответствует кларку для кислых пород земной коры. Однако в конкретных гранитных комплексах эти кларки различаются. В шаранурских гранитах он в 3,5 раза выше кларка (по А.П. Виноградову), в других эти величины ниже.

Т а б л и ц а 25

Средние содержания (в г/т) и кларки концентраций бария и стронция в гранитах Приольхонья

	Ba	Sr
Средние содержания элемента в гранитах:		
шаранурского комплекса	2970	444
хайдайского комплекса	743	256
аинского комплекса	338	172
Приольхонского района в целом	850	257
Кларк элемента (по А.П. Виноградову [14])	830	300
Кларки концентраций элемента в гранитах:		
шаранурского комплекса	3,50	1,48
хайдайского комплекса	0,89	0,85
аинского комплекса	0,41	0,57
Приольхонского района в целом	1,02	0,86

Кларк стронция для гранитов района также близок к кларку для кислых пород земной коры. В шаранурских гранитах среднее содержание стронция выше почти в 1,5 раза, а в более молодых гранитах, как и у бария, — ниже.

Весьма показательны индикаторные отношения $K : Ba$ и $Ba : Sr$. По мнению Г. Мейнеля [90], отношение $K : Ba$ является надежным критерием дифференциации гранитных магматитов. В коагматических сериях пород это отношение закономерно возрастает, в кислых породах, производных одного магматического очага, они близки.

В табл. 26 представлены отношения $K : Ba$ и $Ba : Sr$ в гранитах изученных комплексов, свидетельствующие о достаточном различии разновозрастных гранитоидов по этим геохимическим параметрам. Особенно показательно отношение $K : Ba$, закономерно возрастающее от древних гранитов к молодым. Согласно правилу Г. Мейнеля, это подтверждает их генетическую автономность. Отношение $Ba : Sr$ закономерно уменьшается в этом направлении. Таким образом, коэффициенты концентрации Ba и Sr и их индикаторные отношения свидетельствуют о закономерном однонаправленном поведении рассеянных элементов в гранитах района и могут использоваться как надежные критерии их возраста.

В распределении щелочных элементов, с одной стороны, и Ba и Sr — с другой, отмечены противоположные тенденции. Так, максимальные количества бария и стронция содержатся в древних гранитах шаранурского комплекса. В хайдайских гранитах их содержания ниже, а в аинских — минимальные. Максимальные концентрации щелочных элементов, наоборот, наблюдаются в гранитах аинского комплекса, тогда как в древних породах они значительно ниже.

Такое поведение рассеянных элементов соответствует известному принципу Д.С. Коржинского [64]: активность щелочных элементов возрастает с повышением щелочности среды минералообразования, и наоборот.

Отношения К : Ва и Ва : Sr в гранитах района

Граниты комплекса	К : Ва	Ва : Sr
Шаранурского	12,8	6,7
Хайдайского	56,5	2,9
Аинского	130,0	1,96

Действительно, каждый этап гранитного магматизма отличался от предыдущего все большим возрастанием щелочности: кислый — в нижнем протерозое, нормальный и слабощелочной — в верхнем протерозое и щелочной — в палеозое. Эти особенности химизма пород отразились и в распределении элементов-примесей в разновозрастных гранитах района: в каждом следующем этапе возрастала роль более щелочных элементов по сравнению с менее щелочными.

РУДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Рудные элементы (Pb, Zn, Sn, Cu) характеризуются по результатам приближенно-количественных анализов, а свинец, кроме того, и по данным количественных определений. Несмотря на качественную характеристику содержаний рудных элементов, некоторые закономерности поведения их в гранитах района выявляются вполне отчетливо.

Свинец. На рис. 10,в представлено распределение свинца в гранитах района¹. В шаранурских гранитах наибольшая частота встречаемости соответствует концентрации 10 г/т. В хайдайских гранитах количество свинца более высокое — 20 г/т. Почти такие же концентрации (25 г/т) свинца свойственны гранитам аинского комплекса, однако пределы колебания содержаний свинца в этих гранитах гораздо шире — 10—70 г/т.

Отмечается дисперсия в распределении свинца и в породах отдельных массивов хайдайского комплекса. В эндоконтактах Крестовского массива содержания свинца низкие (2-6 г/т), в то время как в центральной части концентрации элемента во много раз выше (10—44 г/т). Подобная закономерность отмечена и в шаранурских гранитах, хотя контрастность концентраций здесь ниже.

В целом, несмотря на изменчивость содержаний свинца в гранитах района, средние его количества близки к кларку для кислых пород, хотя в породах различного возраста и заметно отличаются от него.

Количественные определения содержаний свинца (табл. 27) в гранитах района (19 проб) сопоставимы с приближенно-количественными. В шаранурских гранитах средние концентрации несколько ниже кларка для кислых пород земной коры; в аинских же кларк концентрации выше единицы. Содержание свинца в гранитах хайдайского комплекса и реги-

¹ По данным 112 приближенно-количественных определений.

Т а б л и ц а 27

Средние содержания Pb, Sn, Cu, Zn (в г/т) и кларки концентраций этих элементов в гранитах района

	Pb	Sn	Cu	Zn
Средние содержания элемента в гранитах:				
шаранурского комплекса	15	3	22	40
хайдайского комплекса	20	3	16	48
аинского комплекса	26	5	12	37
Приольхонского района в целом	21	3,3	16	46
Кларк элемента (по А.П. Виноградову [14])				
	20	3	20	60
Кларк концентрации элемента в гранитах:				
шаранурского комплекса	0,75	1,00	1,10	—
хайдайского комплекса	1,00	1,00	0,80	0,80
аинского комплекса	1,13	1,67	0,60	0,62
Приольхонского района в целом	1,05	1,10	0,80	0,77

ональный кларк Pb для гранитов района соответствуют кларку кислых пород по А.П. Виноградову, но несколько выше среднего содержания свинца в гранитоидах по К. Турекьяну и К. Ведеполу [194].

Интересно, что коэффициент накопления свинца (отношения содержания элемента в поздних парагенезисах к содержанию в ранних) в шаранурских гранитах гораздо ниже, чем в хайдайских. Это является косвенным свидетельством в пользу значительно большей степени дифференциации верхнепротерозойских гранитов.

Олово содержится в допалеозойских гранитах в количествах, отвечающих кларку элемента, в палеозойских эти количества выше. В некоторых пробах биотитовых гранитов аинского комплекса содержание элемента достигает 13 г/т, что более чем в 4 раза выше кларка.

Среднее содержание Sn для гранитов района равно 3,3 г/т, т.е. несколько превышает кларк для нормальных гранитов по А.П. Виноградову. Если же рассматривать особенности гранитов по составу петрогенных элементов, то содержания олова в допалеозойских гранитах, которые богаче кальцием, чем палеозойские, также выше кларка [194]. Таким образом, в целом средние содержания олова в гранитах района выше, чем средние в соответствующих гранитоидах земной коры.

В гранитах хайдайского комплекса концентрация элемента незначительно увеличивается от периферии к центру массивов. В одном из тел гранитоидов шаранурского комплекса отмечена обратная тенденция. По-видимому, такое обогащение эндоконтактов оловом происходит на послемагматическом этапе метасоматоза этих тел, связанного с кислым магматизмом последующего тектоно-магматического цикла, что и предопределило обогащение элементом приконтактовых частей, где пе-

рекристаллизация пород проявлена наиболее отчетливо. Увеличение количества олова вблизи контактов отмечается в случае резкого увеличения содержания биотита в гранитах. Таким образом, распределение элемента согласуется с обычным его поведением в гранитных породах: происходит повышение концентраций олова к концу процесса или с увеличением в породе количества его минерала-концентратора.

Медь во всех гранитах района, кроме шаранурских, содержится в количествах, несколько ниже кларковых. От древних гранитов к молодым эти количества закономерно уменьшаются (см. рис. 10,б). Заметной дифференциации содержания меди в пределах отдельных массивов не наблюдается. Региональным кларком по предварительным данным (90 анализов) можно считать 16 г/т, однако распределение меди в гранитах района чрезвычайно неравномерно. Известно, что в пегматитах района встречаются халькопирит и другие медистые минералы. Некоторые пробы из эндоконтактов тел шаранурских гранитов показали аномально высокие содержания, равные 60–64 г/т. В одной из проб жильного гранита с магнетитом обнаружено 120 г/т Cu.

Цинк. Поведение цинка детально изучено только в хайдайских и аинских гранитах (62 анализа). В верхнепротерозойских гранитах содержания цинка изменяются в пределах 10–100 г/т. Наиболее частые количества (40–50 г/т) несколько ниже кларка этого элемента для кислых пород. В аинских эти количества еще ниже.

Отмечено снижение содержания цинка в пределах Крестовского массива от ранних парагенезисов минералов (зона северо-восточного эндоконтакта) к поздним — 66 и 30 г/т соответственно. Подтверждается положительная корреляция элемента с кальцием [194].

Таким образом, предварительный анализ распределения рудных элементов в гранитоидах района показал, что содержание двух из них, Pb и Sn, находится на уровне кларков для кислых пород земной коры или несколько превышает их, тогда как количества Cu и Zn ниже кларковых. При этом поведение данных элементов в разные этапы формирования гранитоидов района было различным, что дает основание использовать рудные минералы только как дополнительные типохимические признаки гранитов. Это особенно важно при определении принадлежности пространственно удаленных жильных образований к гранитам того или иного комплекса, если решение вопроса по геологическим данным невозможно.

МЕТАСОМАТИТЫ ГРАНИТНОГО СОСТАВА

На региональную метасоматическую гранитизацию в центральной части Западного Прибайкалья обратили внимание лишь в последние годы ([36, 49, 51, 58, 80] и др.). Между тем эти явления, тесно связанные с многоактной историей магматизма, представляя несомненный интерес для ее реконструкции.

Наибольшим распространением метасоматиты пользуются в центральной части района, вдоль северной и северо-западной границ Бирхинского

массива и в меньшей мере в других частях. Пространственно они тяготеют к массивам верхнепротерозойских хайдайских гранитов и палеозойским гранитам аинского комплекса. Широко распространены эти образования также на левобережье нижнего течения р. Анги и междуречье Анги—Горхон (район Шаман-горы).

Метасоматические образования, приуроченные к силикатным породам, имеют состав гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и сиенитов. В местах взаимодействия метасоматических растворов с карбонатными породами образуются инфильтрационные, преимущественно магнезиальные скарны.

Региональный метасоматизм района требует самостоятельного исследования, нами лишь сделана попытка решить вопрос о генетической и временной (прямой или косвенной) связи этих пород с гранитами района. С этой целью изучены гранитные метасоматиты эндоконтакта Бирхинского массива и пространственно близкие к ним скарны.

В пользу метасоматического происхождения этих образований свидетельствует целый ряд признаков, характерных для региональных зон гранитных и щелочных метасоматитов земной коры ([22, 73, 120, 181] и др.): развитие вдоль региональных тектонических структур, весьма ограниченные обычно размеры сечений относительно длины и вследствие этого переход их по простиранию из пород одного состава в другие, что приводит к появлению самых разнообразных новообразований уже в пределах одной такой зоны; повсеместная сохраняемость дометасоматических структур и часто текстурных особенностей первичных пород; насыщенность минералов газово-жидкими включениями и появление минералов, типичных для гранитов, на значительном от них удалении в породах иного состава (калишпат, кислый плагиоклаз, кварц, мусковит); минеральные парагенезисы, свидетельствующие о смене щелочной среды минералообразования на кислую в соответствии с режимом кислотности-щелочности послемагматических растворов [65].

Наиболее отчетливо метасоматическая гранитизация проявилась в фельдшпатизации и биотитизации практически всех древних пород силикатного состава, как мафических, так и сиалических. Этот процесс носит региональный характер, однако в отдельных конкретных участках степень переработки пород различна и обусловлена прежде всего местными условиями проницаемости пород. Локальное проявление процесса в сочетании с максимальной метасоматической переработкой исходных пород диагностируется легко и вместе с тем является идеальным объектом для изучения стадийности и направленности процесса.

Ранее уже отмечались [45] случаи изменения габбро-диоритов Бирхинского массива вблизи его южного эндоконтакта с образованием псевдодаек по схеме плагиоклаз (№ 52–65) + диоксид + роговая обманка ± биотит (неизменные породы) → плагиоклаз (№ 45–58) + биотит + роговая обманка → плагиоклаз (№ 40–45) + биотит + кварц ± микроклин (центральные части псевдодаек).

В Нарын-Кунтинской долине прослеживается мощная (около 0,5 км) зона метасоматически-измененных пород с постепенными переходами от габбро-диоритов к породам, соответствующим по составу гранит-

аплитам. Текстура пород в участках, где преобразование их незначительно, массивная, как и у неизменных габбро-диоритов. В местах, где степень изменения высокая, повсеместно развита гнейсовая текстура. Структура таких пород гранобластовая или очковая. Этот факт свидетельствует о том, что масштабы метасоматического преобразования зависели главным образом от проницаемости пород, обусловленной их физической неоднородностью. Там, где проницаемость была низкой, габбро-диориты претерпели лишь незначительную перекристаллизацию и бластез. Катаклазированные породы подверглись более интенсивной метасоматической гранитизации — до появления гранит-аплитов. Мощная зона метасоматически измененных пород в эндоконтакте Бирхинского массива свидетельствует о существовании здесь широкой, вытянутой вдоль контактов полосы интенсивно катаклазированных пород.

Это подтверждает высказанное ранее положение [49] о возникновении "скручивающих" нагрузок на Бирхинский и другие интрузивные массивы в плане изометричной формы в условиях сдвиговых нагрузок по разломам северо-восточного простирания, ограничивающих район с северо-запада и юго-востока. Это вызвало срыв и частичное относительное перемещение эндо- и экзоконтактов, сопровождавшиеся дроблением пород как самого массива, так и боковых толщ. Совершенно очевидно, что степень дробления эндоконтактных частей была тем интенсивнее, чем меньшую мощность они имели. Таким образом, по степени изменения габброидов Бирхинского массива в его периферических частях можно предположить, что мощность их в северном и западном эндоконтактах минимальна.

Метасоматические образования северной части Бирхинского массива, протянувшиеся в широтном направлении полосой мощностью около 200 м, более однородны по составу. Это гнейсовидные породы с лепидогранобластовой структурой. Главными минералами их являются плагиоклаз, микроклин, кварц, роговая обманка и биотит. Из аксессуарных широко развит сфен. Меньшим распространением пользуются циркон и апатит. Содержание темноцветных минералов довольно высокое и местами превышает 20%. По мере приближения к неизменным породам массива возрастает количество плагиоклаза. В центральной части разреза среди плагиоклаз-микроклиновых пород появляются линейные участки существенно кварц-мусковитового состава и приуроченные к ним кварцевые обособления. Здесь же и за пределами этих участков отмечаются кварц-альбитовые аплитовидные породы.

Начальные стадии изменения габбро в разных частях района не одинаковы. В большинстве случаев начало процесса фиксируется биотитизацией темноцветного минерала габброидов и раскислением плагиоклаза без увеличения его количества. Реже, но тоже достаточно часто биотитизация сопровождается калишпатовым бластезом. Степень насыщения пород калишпатом чрезвычайно непостоянна — от единичных зерен до 30% и более. Процесс калишпатизации сопровождается резким сокращением количества плагиоклаза в породе почти без изменения общего количества темноцветных минералов. Натриевый метасоматоз приводит к заметному увеличению количества силикатных минералов. Вообще между натрие-

вым и калиевым компонентами в таких породах прослеживается отчетливая обратная связь. Последнее обстоятельство, по мнению некоторых авторов, является отличительным признаком подобных образований [27].

В зоне северного эндоконтакта массива, насыщенного пегматитами, отмечаются линзы и гнезда калишпатов с ихтиоглиптами кварца, распространенные вблизи жильных тел. Хотя количество их невелико, они интересны тем, что вокруг них развиваются отмеченные выше биотит-калишпатовые парагенезисы. Таким образом, к породам очковой структуры среди габброидов в отдельных случаях применим гетерофазный механизм образования по К. Менерту [91], когда наряду с изолированными калишпатовыми бластами, явно метасоматического генезиса встречаются пространственно приуроченные к ним, но предшествующие во времени макроинъекции кварц-калишпатового состава.

Для всех зон метасоматически измененных пород характерна полигенетичность. Явления динамического метаморфизма повсеместно предшествуют собственно метасоматическим преобразованиям. Степень проявления этих процессов пропорциональна. Динамометаморфические изменения массивных пород подготавливают пути миграции растворов. Однако повсеместные гнейсовые текстуры метасоматитов не только следствие сохранения первичного строения пород, но и, по мнению Ф.А. Летникова и А.С. Ескина [80], результат их перекристаллизации в условиях динамических нагрузок.

Главные разновидности гранитных метасоматитов, развитых в эндоконтактной части Бирхинского массива, — гнейсовидные породы диоритового, гранитного и аплитового состава.

Гнейсовидные метасоматиты диоритового состава — породы серого цвета, порфиоровидной структуры, с обильными гнездами калишпатов. Главные минералы: плагиоклаз, биотит, роговая обманка, калишпат.

Плагиоклаз серого или буро-серого цвета образует слабо удлинённые кристаллы величиной до 2 мм, с мельчайшими вростками кварца и альбита преимущественно со стороны торцовых частей кристаллов.

Биотит — коричневато-черный минерал, в виде крупных параллельно ориентированных чешуек величиной до 3 мм, присутствует в породе повсеместно в количестве до 30%. Железистость его высокая — 75–78%¹. Показатель преломления $N_g = 1,665$. Пониженное значение показателя преломления относительно железистости, по-видимому, объясняется высоким содержанием TiO_2 — около 4,5%.

Роговая обманка сильно корродирована биотитом и сфеном. Отдельные ее зерна имеют скелетную структуру. Менее измененные кристаллы также сильно насыщены биотитом. Характерна пятнистая окраска — темно-зеленая, почти черная, иногда со слабым бурым оттенком, с участками зеленого цвета. Плеохроизм светлоокрашенных зерен от светло-зеленого цвета по N_p (иногда с желтым оттенком) до зеленого по N_g .

Зерна калишпата величиной 0,6 см, серого цвета с розовым оттенком. Кристаллы удлиненной, нередко веретенообразной формы полупрозрач-

¹ Определена аналитическим путем.

ны. Частые пертитовые вроски альбита по спайности иногда имеют вид тончайших диагональных извилистых прожилков. По данным рентгеноструктурного анализа содержание альбитового компонента составляет 5–10%. Калишпат представлен максимальным микроклином с рентгеновской триклинностью ($\Delta\rho$) 0,85–0,95.

Гранитные метасоматиты, близкие по составу к нормальным гранитам, кварц-плагиоклаз-калишпатового состава с биотитом, роговой обманкой и сфеном. Плагиоклаз ксеноморфный, отвечающий основному олигоклазу, белый, иногда светло-серый. Макроскопически он легко отличается от розовато-серого калишпата. Количество альбита в калишпате не превышает 5%, $\Delta\rho = 0,9$. Биотит буровато-черный, лейстовый, показатель преломления 1,668, железистость 78%. Содержание двуокиси титана (4,4%) также высокое. Роговая обманка почти всегда идиоморфна, слабо удлинена согласно линейности текстуры. Плеохроирует от темно-зеленого до светло-зеленого цвета. Часты микровключения кварца, биотита и сфена. Сфен также идиоморфен, содержание его колеблется от единичных зерен до 3% и, как правило, положительно коррелируется с величиной кристаллов. Некоторые кристаллы сфена достигают величины 2 x 3 мм.

Очень непостоянно содержание кварца — 12–30%. Обычно при уменьшении его количества возрастает содержание темноцветных минералов и сфена. Заметна обратная линейная связь между количествами кварца и калишпата. Все это определяет широкое изменение состава сиалических метасоматитов — от граносиенитового до гранодиоритового.

Гранитные метасоматиты гранит-аплитового состава отличаются от предыдущей разновидности наличием в них кислого олигоклаза или альбита. Из темноцветных минералов встречается биотит. Количества калишпата и плагиоклаза в большинстве случаев близки с небольшим преобладанием последнего.

Во всех этих разновидностях встречаются зоны плагиоклаз-кварц-мусковитового состава, кварцевые обособления и линейные участки альбититов.

В наиболее распространенных гранитных метасоматитах гранодиоритового состава изучено распределение некоторых редких элементов в зависимости от их минерального состава (табл. 28). Линия опробования пересекает зону метасоматитов в северо-западном эндоконтакте Бирхинского массива — от слабо измененных габброидов массива до роговообманковых сланцев метаморфического комплекса.

Содержания щелочных элементов в этих пробах обычно ниже, чем в гранитах хайдайского и аинского комплексов, но значительно выше, чем в шаранурских гранитоидах. Отчетлива положительная корреляция между количествами калиевых минералов и редких щелочей. Максимальные значения лития характерны для метасоматитов центральных зон с высоким содержанием темноцветных минералов — там, где они претерпели перекристаллизацию. Высокие количества роговой обманки в исходных породах, как магматических, так и метаморфических, не оказывают такого влияния. Слабо переработанные породы, несмотря на высокое (20–30%) количество фемических минералов (биотит, роговая обманка,

Т а б л и ц а 28

Минеральный состав метасоматитов (в вес. %) и содержание в них редких

Номер пробы	Место отбора пробы	Кварц	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Биотит
АИ-1140	На контакте с неизмененными габбро-диоритами	12,4	41,5	16,1	10,3
АИ-1142	В 20 м от контакта	17,3	35,4	24,2	12,1
АИ-1143	Центральная часть (метасоматит в 50 м от контакта)	24,8	29,6	26,2	11,3
АИ-1144	В 80 м от начала линии опробования	21,5	39,4	18,1	6,2
АИ-1145	В 100 м от начала линии опробования	19,3	38,1	19,4	7,6
АИ-1146	В 115 м от начала линии опробования, вблизи контакта с амфиболовыми сланцами	21,7	41,1	14,2	15,0
АИ-1146а	Амфиболовый сланец, слабо переработанный вблизи контакта	16,8	48,4	8,2	5,6
Среднее (без учета пробы 1146а)		19,5	37,5	19,7	10,4

Т а б л и ц а 29

Содержания К и Na (в вес. %), Rb и Cs (в г/т) и их соотношения в минералах

Метасоматическая зона	Минерал	К	Na
Биотит-микроклинового замещения	Микроклин (2)	9,40	0,62
	Биотит (2)	8,32	0,02
Кварц-мусковитового замещения	Микроклин (1)	9,35	0,55
	Плагиоклаз (3)	0,44	7,55
	Мусковит (2)	7,52	0,49
Альбитизации	Плагиоклаз (2)	0,39	7,30

пироксен), отличаются аномально низкими содержаниями этого элемента.

Рубидий и цезий концентрируются в породах с повышенными количествами калишпата и биотита, причем прямая связь их с биотитом (проба АИ-1146) более отчетлива. Распределение этих щелочных элементов

элементов (в г/т)

Роговая обманка	Прочие	Li	Rb	Cs	Ba	Sr
17,9	1,8	12	180	2	4350	1530
9,1	1,9	16	260	12	4280	510
7,0	1,1	20	268	14	1756	630
11,9	2,9	28	184	3	3820	627
14,2	1,4	29	127	2	3010	549
6,6	1,4	27	263	14	3438	150
19,0	2,0	18	157	2	1800	680
11,1	1,8	22	214	8	3441	666

гранитных метасоматитов

Rb	Cs	K : Na	K : Rb	Rb : Cs
397	8	15,2	236	49,6
1795	270	416	46,3	6,65
562	11	17,0	166	51,1
22	4	0,06	200	5,50
368	14	15,5	205	24,8
19	4	0,05	205	4,75

аналогично распределению в гранитах хайдайского комплекса. Иная тенденция прослеживается в поведении лития. Содержания его к центру тела увеличиваются и в породах с низким содержанием биотита. Здесь роль минерала-концентратора переходит, по-видимому, к новообразованной роговой обманке.

Максимальные количества бария зафиксированы в наименее измененных габбро-диоритах, подвергшихся окварцеванию и калишпатовому бластезу. Минимальные — в наиболее кислых метасоматитах (проба АИ-1143), в которых больше, чем в других, кварца и калишпата; стронция в них, наоборот, больше. Средние содержания этих элементов в гранитных метасоматитах выше, чем в гранитоидах района; особенности же распределения аналогичны. Однако в этом сказывается, по-видимому, не столько их генетическое родство, сколько обычные закономерности поведения бария и стронция, свойственные кислым породам.

Изучено распределение щелочных элементов в микроклине и биотите из гранитных метасоматитов гранодиоритового состава (табл. 29). Высокие содержания рубидия и цезия в этих минералах свидетельствуют о том, что главная масса цезия и рубидия метасоматитов концентрируется в них. В остальных минералах эти содержания ничтожны. Здесь же представлены минералы из других парагенезисов — кварц-мусковитового и альбитового. Микроклин из зон кварц-мусковитовых агрегатов содержит большие количества рубидия и цезия, чем биотит из участков биотит-микроклинового замещения. В мусковитах эти значения ниже, чем в микроклинах и тем более в биотитах. Еще меньше щелочных элементов накапливается в плагиоклазах из зон альбитизации.

Таким образом, главными минералами-концентраторами щелочных элементов в гранитных метасоматитах района являются биотит, микроклин и мусковит. В биотитсодержащих породах щелочи концентрируются в биотитах и микроклинах, в безбиотитовых — главным образом в микроклине. В мусковитах эти содержания ниже, и сам минерал имеет весьма ограниченное распространение. Несмотря на существенные отличия этих пород от гранитов, некоторые индикаторные отношения ($K : Na$, $K : Rb$) в их главных минералах близки к соответствующим из нормальных гранитов магматического происхождения.

ПЕГМАТИТЫ

Состав, строение пегматитовых тел и связанная с ними полезная минерализация находятся в зависимости от ряда геологических факторов: состава исходного расплава, структурного положения, состава вмещающих пород, формы пегматитовых тел, тектонического режима пегматитообразования, глубинности процесса и др.

Для выявления влияния этих факторов на процесс становления пегматитов служат различные признаки пегматитовых тел. В одних случаях для этой цели используются особенности минерального состава, закономерно изменяющегося от периферии к центру тел, а также в пределах пегматитовых полей от одних тел к другим, в других — структуры пегматитов, в третьих — способ образования или одновременно несколько признаков, в четвертых — структуры пегматитовых тел и минеральный состав зон ([15, 16, 55, 139, 176] и др.).

При минералого-геохимических исследованиях удобна минералогическая характеристика пегматитов, поскольку, помимо последовательности кристаллизации минеральных парагенезисов и условий становления пегматитовых тел, она дает возможность восстановить закономерности размещения полезной минерализации и тем самым определить их промышленную ценность.

Подавляющее большинство работ по пегматитам посвящено тем из них, с которыми в той или иной степени связаны какие-либо полезные ископаемые. Это определило наиболее широкое применение минералогических и геохимических критериев при систематизации и оценке промышленных типов пегматитов.

В условиях массового изучения большого количества пегматитовых тел, отличающихся размером, составом, генезисом и возрастом, более приемлема характеристика по структурам пегматитов. Такой подход дает возможность классификации самых различных пегматитовых образований по одному четко диагностируемому признаку. Однако и этот признак не является универсальным, поскольку отражает главным образом тектонические условия формирования тел.

Многообразие пегматитовых образований обусловлено прежде всего химизмом материнского расплава и термодинамическими условиями их кристаллизации. Каждое конкретное пегматитовое тело можно рассматривать как автономную физико-химическую систему лишь условно, даже если в какой-то период формирования в нее не поступают дополнительные порции расплава или раствора, поскольку по крайней мере два из главных ее параметров — температура и давление в значительной мере определяются *P-T* режимом окружающей среды.

Приуроченность пегматитовых полей к районам, сопряженным с глубинными разломами, и активное проявление тектонических движений даже после консолидации складчатости практически исключают возможность изоляции пегматитовмещающих полостей от поступления в них дополнительных порций растворов или флюидов [15].

В связи с этим под такой системой следует понимать совокупность пегматитовых образований, принадлежащих к одному тектоно-магматическому этапу развития района, образовавшихся в близких термодинамических условиях и связанных с единым источником исходного вещества. Только в таком понимании пегматитовый процесс представляет собой относительно автономную систему, эволюционирующую в связи с закономерными изменениями температуры, давления, состава расплава и послемагматических растворов.

Исходя из этого, наиболее общим признаком самых разнообразных пегматитовых образований можно рассматривать отношение периодов пегматитообразования к различным этапам геологического развития региона.

При изложении фактического материала по внутреннему строению, минералогии и химизму пегматитов района мы придерживаемся классификации, предложенной нами ранее [47].

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ

Приольхонский пегматитовый район приурочен к Саяно-Становому комплексу кристаллических пород, выделенному Д.С. Коржинским [61]. С.П. Плешанов [115], а позднее В.А. Кузнецов [69] все пегматитовые поля, расположенные вдоль южных границ Сибирской платформы, объединили в Байкало-Саянский пегматитовый пояс, в состав которого входит и Ольхонское поле [143]. Г.Г. Родионов [126] рассматривает **пегматитовый пояс** как область развития пегматитовых тел, приуроченных к структурам первого порядка. В пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы выделяются Северо-Байкальский, Западно-Байкальский и Восточно-Саянский пегматитовые пояса. Под пегматитовым полем предлагается понимать группы тел, приуроченные к структурам второго порядка. Однако в складчатых областях структуры низших порядков нередко являются долгоживущими геотектоническими элементами, контролирующими магматическую деятельность и в той или иной мере метаморфические и послемагматические процессы. В связи с этим с такими структурами бывают связаны разобценные во времени и пространстве интрузивные комплексы, вмещающие разновозрастные пегматитовые образования. Поэтому целесообразнее рассматривать **пегматитовые поля** по аналогии с рудными полями как участки земной коры, сложенные однородными и близкими по возрасту породами, включающими серию сближенных пегматитовых образований, пространственно обособленных от других участков. Кроме того, предлагается использовать понятие **пегматитовый район**, представляющий собой совокупность несколь-

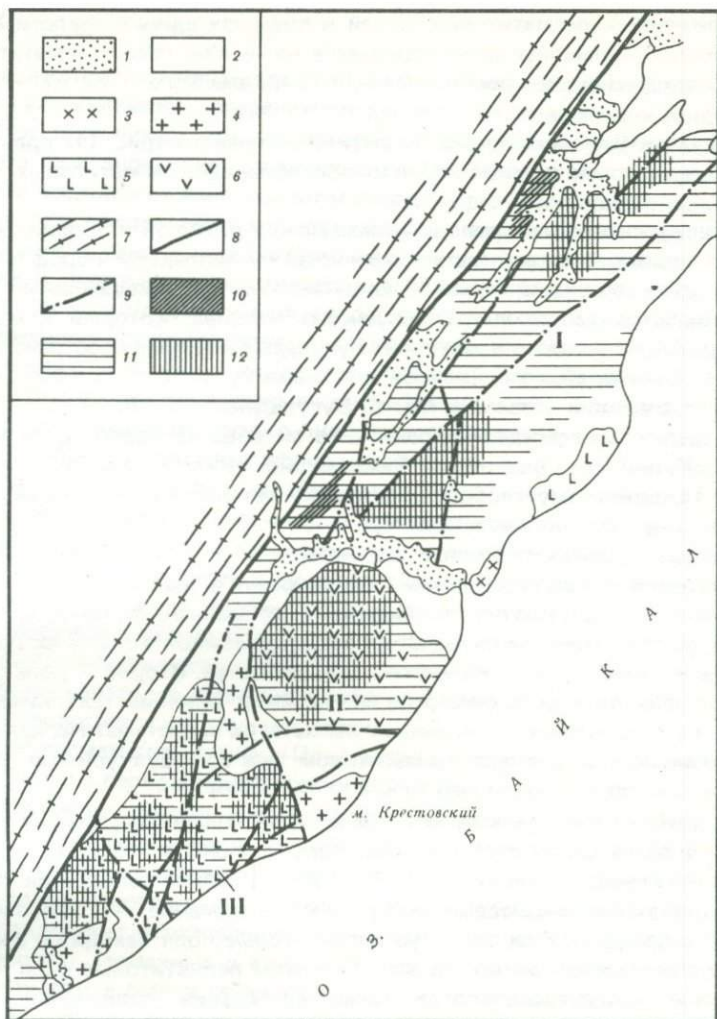


Рис. 11. Схематическая карта распространения допалеозойских пегматитов различных типов в пределах Намшинурского (I), Бирхинского (II) и Бугульдейского (III) пегматитовых полей.

1 — рыхлые отложения; 2 — метаморфические образования; 3 — палеозойские граниты; 4 — верхнепротерозойские граниты; 5 — основные и щелочные породы озерского комплекса; 6 — габброиды Бирхинского массива; 7 — граниты приморского комплекса; 8 — Главный разлом; 9 — оперяющие разрывные нарушения; 10–12 — площади распространения пегматитов: 10 — метаморфических, 11 — магматических позднесинскладчатых, 12 — магматических постскладчатых

ких сближенных пегматитовых полей в пределах единой геологической структуры. Приольхонье рассматривается нами как такой пегматитовый район, входящий в состав Западно-Байкальского пегматитового пояса.

В пределах Приольхонского пегматитового района (рис. 11) правомерно выделение пяти пространственно обособленных пегматитовых полей [44].

Намшинурское поле, расположенное между р. Ангой и проливом Ольхонские ворота, сложено метаморфическим комплексом пород ольхонской и цаган-зобинской серий. В Бирхинском поле вмещающими породами являются габброиды Бирхинского массива, который находится между р. Ангой и падью Крестовой. Бугульдейское поле пространственно отвечает Бугульдейскому основному массиву и расположено между урочищем Булык и устьем р. Малой Бугульдейки. Аинское поле расположено целиком в пределах гранитного массива на водоразделе между заливом Усть-Анга и бухтой Ая. Тажеранское пегматитовое поле приурочено к Тажеранскому габбро-сиенитовому гетерогенному массиву, расположенному в районе мыса Улан-Нур.

Вопросы генетической связи пегматитовых полей и более дробных подразделений с геологическими структурами в настоящее время рассматриваются в двух аспектах. Первый — отношение пегматитов к различным этапам развития складчатых областей земной коры и их приуроченности к структурным элементам этих областей. Второй — роль геологических факторов в размещении пегматитов, влияние тектонического режима на становление и эволюцию пегматитов и систематическая связь распределения минералов в пегматитовом теле со структурными особенностями этих тел.

Обобщение литературного материала по региональному структурному контролю размещения пегматитовых полей и поясов позволило сделать следующие главные выводы [17]: 1) поля гранитных пегматитов тяготеют к структурам, испытавшим активное воздымание, — геоантиклиналям; 2) в пределах этих структур пегматитовые поля находятся в наиболее активных элементах — крыльях. При этом пегматитовые поля не располагаются непосредственно в зонах сочленения подвижных и неподвижных геотектонических областей, т.е. в зонах краевых швов.

Главные региональные особенности геологических структур находят отражение в распределении пегматитовых тел в пределах пегматитовых полей, в приуроченности их к структурным элементам высших порядков, в условиях кристаллизации и, наконец, в структурно-морфологических особенностях тел. Известно, что на состав, строение и полезную минерализацию пегматитов наряду с другими определяющими факторами влияют морфология и генезис вмещающих полостей. С.П. Плешанов [115], изучая морфологические типы пегматитов центральной части Восточного Саяна, показал, что, кроме физических свойств вмещающих пород, типа их деформаций и природы трещиноватости, важное значение для морфологии полостей имеет способ их приоткрывания в момент внедрения пегматитового вещества.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Морфология пегматитовых тел района крайне разнообразна. Главные причины ее разнообразия определяются характером вмещающих полостей и поздними тектоническими процессами, вызывающими деформацию как в период их становления, так и позднее. Отмечаются случаи пересечения двух или нескольких жил, при этом иногда образуются причудливые формы, нередко рассматриваемые как сложные пегматитовые тела. Наряду с обычными в районе кулисообразными жилами отмечены жилы с поперечными и диагональными смещениями. Если амплитуда смещений значительно больше мощности жил, то образуются короткие в плане линзы, расположенные кулисообразно и представляющие собой перемещенные блоки одного тела. Если амплитуда смещений меньше мощности тела, то образуются коленообразные тела. Кроме того, постпегматитовые деформации вызывают нередко будинаж и "растаскивание" жил. В связи с этими особенностями классификацию пегматитовых тел по их современной морфологии проводить крайне трудно и нецелесообразно. С практических позиций важнее генетическая классификация морфологии полостей, вмещающих пегматитовые тела, т.е. морфологии тел, отвечающей времени их формирования. При этом анализу подвергаются не только внедренные, или, что то же самое, инъекционные, тела, но и пегматитовые жилы, образовавшиеся *in situ* — в процессе метаморфической дифференциации вещества или метасоматического замещения, поскольку их образование также связано с эволюцией поля напряжений на различных этапах развития геологических структур района.

Во всех пегматитовых полях Приольхонья полости, вмещающие пегматитовые тела, в первом приближении могут рассматриваться как первичная группа систем трещин и как наложенная трещиноватость. Первичные системы трещин генетически разнообразны и даже в пределах одного поля могут быть сильно разорваны во времени. Так, в метаморфической толще даже во время одного этапа складкообразования заложение трещин отслоения предшествует образованию трещин отрыва в замковых частях складок. Трещины, связанные с пликативными деформациями слоев разной компетентности, и другие гетерокинетические пространства еще более удалены во времени от трещин внутрислоевых отслоений. Однако всю трещиноватость, связанную со складкообразованием, обычно принимают за первичную для отличия ее от наложенной трещиноватости, сопровождающей образование дизъюнктивных структур. В пегматитовых полях, находящихся в пределах массивов интрузивных пород, первичная трещиноватость образуется в процессе формирования массива за счет внутренних деформаций при кристаллизации из расплава. Это системы приконтактовых, концентрических, радиальных и других трещин отдельности, объединяемых понятием "контракционные трещины".

Так же разнообразна наложенная трещиноватость, обусловленная разрывной тектоникой. Особенностью этих систем трещин является их приуроченность к крупным разломам. Ориентировка и форма трещин в каждом отдельном случае строго определены направлением напряжений. Тем не менее общий рисунок трещиноватости чрезвычайно сложен вследствие

двух главных причин: 1) трещины, сопровождающие развитие разрывных дислокаций, приурочены не только к главным разломам, но и к их производным; 2) главные дизъюнктивные дислокации, будучи долгоживущими структурами, претерпели многократную смену напряжений, в результате чего трещины, заложенные ранее как трещины отрыва, могли подновляться, испытывая сколовые напряжения, и наоборот. Все это усложняет дешифровку полостей, вмещающих пегматиты. Тем не менее в каждом отдельном случае почти всегда удается отличить прототрещины от тектонических трещин, а среди тектонических полостей — трещины, связанные с пликвативными дислокациями, от оперяющих разрывные нарушения благодаря их одновременности и характерной для каждой из этих систем конфигурации полостей, вмещающих пегматитовые тела.

По времени образования пегматиты Приольхонья подразделяются прежде всего на допалеозойские и палеозойские. Однако по отношению к господствующей в районе складчатости северо-восточного простирания допалеозойские пегматиты должны быть расклассифицированы более дробно, поскольку часть из них интенсивно смята в складки в процессе главного, верхнепротерозойского этапа складкообразования района и потому рассматривается ниже как доскладчатая группа тел; другая часть залегает согласно с вмещающими породами и, судя по взаимоотношениям с ними, отвечает заключительной стадии складкообразования, когда вмещающие породы еще сохраняли пластичность — позднесинкладчатые тела; третья группа тел характеризуется повсеместными секущими контактами как с вмещающими породами, так и с ранними пегматитовыми жилами. Это постскладчатые тела¹.

Допалеозойские пегматиты образуют Намшинурское, Бирхинское и Бугульдейское пегматитовые поля. Палеозойские пространственно смещены на восток, район их распространения ограничен Аинским и Тажеранским полями.

Рассмотрим подробнее каждое из пяти пегматитовых полей.

Допалеозойские пегматиты

Намшинурское поле — крупнейшее в Приольхонье, по площади оно составляет более 300 км². Насыщенность метаморфических пород пегматитовыми образованиями неравномерна. Наибольшее количество тел в 1 км² приходится на юго-западную часть поля. Здесь на площади 70 км² закартировано около 1000 пегматитовых жил. В направлении на восток плотность насыщения пегматитами заметно сокращается. Общее количество пегматитовых тел Намшинурского поля — более 3000, из которых большую часть составляют позднесинкладчатые тела. Меньшим распространением пользуются доскладчатые и постскладчатые пегматиты.

Доскладчатые пегматитовые тела, представленные вытянутыми согласными жилами простой пластинообразной формы, пространственно тяго-

¹ Принципиально близкую, но менее дробную классификацию предложил в 1939 г. А.А. Якжин [180] для пегматитов Северо-Западного Прибайкалья (Букачанское поле). Он выделил "древние катаклазированные" пегматиты и "молодые некатаклазированные слюдяные" пегматиты.

теют к северо-западной и западной частям поля. Характерные особенности этих тел — постепенные переходы от вмещающих гнейсов в пегматиты, участие этих тел в процессе складкообразования вмещающей толщи, постоянные катакластические структуры. Мощность их изменяется в широких пределах — от 20–30 см до 1,5–2,5 м, длина — от 3–4 до 50 м. Эти тела, по-видимому, приурочены к участкам повышенной проницаемости, ориентированным согласно слоистости вмещающих гнейсов.

Позднесинскладчатые пегматитовые тела распространены более или менее равномерно по всей площади Намшинурского поля. Это пластинообразные жилы и линзы северо-восточного или широтного простирания с крутым падением (50–90°) на северо-северо-запад и юго-юго-восток, залегающие в полостях отслоения на крыльях складок. Мощность мелких жил редко превышает 30–50 см, длина составляет 30–40 м. Жилы этого типа, как правило, не имеют апофиз, но, нередко разветвляясь и соединяясь с другими подобными жилами, образуют сложную параллельно ветвящуюся сеть (рис. 12). Некоторые из этих тел имеют седловидную форму. Иногда в местах разветвлений мощность их значительно возрастает, во много раз превышая мощность отдельных жил. Часто такие раздувы имеют в плане прямоугольную форму. Повсеместным распространением пользуются более крупные тела мощностью до 3–4 м при длине 100 м и более. На севере и в центральной части поля отмечаются хорошо выдержанные по простиранию мощные пегматитовые жилы, приуроченные к трещинам отрыва в антиклинальных структурах высших порядков.

Постскладчатые жилы и линзы, реже штокообразные тела имеют диагонально, продольно и поперечно секущее положение по отношению к линейности вмещающих пород. Генеральное простирание этих тел — субмеридиональное и северо-западное (340–0–5°). Падение крутое, однако отмечаются случаи весьма пологого падения или даже горизонтального залегания тел. Мощность до 10 м и более, длина до 70–80 м. Часты апофизы. Продольно секущие жилы в разрезе наряду с секущими контактами имеют согласные, что нередко затрудняет их диагностику. Однако в отличие от позднесинскладчатых пегматитовых тел эти тела представлены преимущественно короткими мощными линзами, тяготеющими к разрывным структурам субмеридионального простирания. Характерной особенностью постскладчатых пегматитов является то, что они залегают во всех разновидностях метаморфических пород. Так, на левобережье р. Анги встречена интересная жила, залегающая частью в амфиболитах и частью в мраморах ольхонской серии. Метаморфические породы в этом месте образуют флексуобразный изгиб, меняя общее субширотное простирание на субмеридиональное. В месте изгиба залегают данная жила субширотного простирания с падением на юг. Западная ее часть, секущая амфиболиты, претерпела незначительный продольный и поперечный катаклиз; восточная интенсивно смята вместе с вмещающими мраморами и будинирована.

Таким образом, называть эти пегматиты некатаклизированными можно только очень условно, поскольку они претерпели по крайней мере три этапа тектоно-магматической активизации в палеозойское, мезозойское и кайнозойское время. Тем не менее степень динамометаморфических пре-

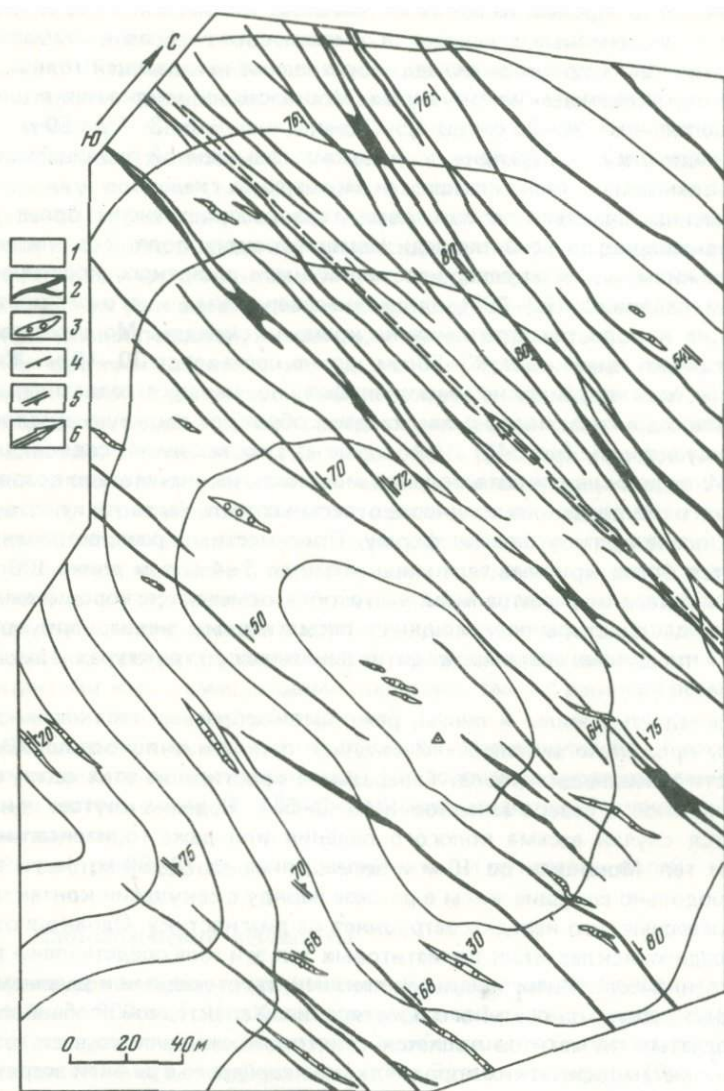


Рис. 12. Схематическая геологическая карта участка горы Шаман

1 — метаморфические породы ольхонской серии; 2 — позднесинскладчатые пегматитовые тела; 3 — кварцевые жилы; 4—6 — элементы залегания: 4 — жил, 5 — вмещающих пород, 6 — ось складки и направление погружения ее шарнира

образований в них гораздо ниже, чем в предшествующих им пегматитовых телах.

Бирхинское поле, приуроченное к одноименному массиву основных пород площадью 100 км^2 , расположено в центральной части Приольхонья. Наиболее насыщены пегматитовыми телами центральная и юго-восточная части поля. Общее количество пегматитовых тел более 1500. Главную

массу составляют вытянутые пластинообразные жилы и линзы с четкими ровными контактами позднеинскладчатых пегматитов субширотного и северо-восточного простирания. Все они характеризуются крутым падением ($55-90^\circ$). Мощность их изменяется от нескольких десятков сантиметров до 3–5 м. Контакты с вмещающими породами четкие, резкие. Интересно, что даже во внутренних частях массивов вмещающие габбро и габбро-диориты часто имеют катакластические текстуры, направленность которых почти всегда совпадает с трещиноватостью, контролирующей размещение пегматитов. В северной и юго-восточной частях Бирхинского поля пегматиты этого морфологического типа образуют скопления переплетающихся, следующих друг за другом и кулисообразно расположенных мелких жил. Значительно реже встречаются крупные жилы мощностью до 10 м и длиной до 200 м, отличающиеся от крупных и мелких тел только величиной. Некоторые из них протягиваются на расстояния 250 м и более, сохраняя малую мощность (0,5–0,8 м). Пегматитовые тела этого морфологического типа залегают как в первичных контракционных трещинах, так и в трещинах скола этой же ориентировки (рис. 13).

Постскладчатые пластинообразные пегматитовые жилы, линзы, штоки и жилы S-, реже V- и Z-образной формы имеют преимущественно северо-западное и субмеридиональное простирание. Падение их всегда крутое. Отмечаются жилы с субширотным простиранием, имеющие падение пологое до горизонтального. Мощность этих тел нередко достигает 20–30 м при длине до 80–100 м, хотя некоторые пластообразные жилы имеют длину до 200 м. Пегматитовые тела этого типа выполняют системы трещин отрыва и контракционные трещины. Большая часть постскладчатых пегматитов Бирхинского поля тяготеет к эндоконтактовым участкам одноименного массива.

Бугульдейское поле в отличие от Бирхинского имеет блоковое строение. Суммарная площадь выхода на поверхность пегматитоносных блоков составляет около 100 км^2 . Несмотря на некоторые отличия в геологическом строении этого массива, структурно-морфологические особенности пегматитов Бугульдейского поля чрезвычайно близки к аналогичным образованиям Бирхинского поля. По данным А.В. Сорокина, А.М. Рябых, П.В. Калашникова и А.Н. Иванова, в пределах Бугульдейского массива известно более 1000 пегматитовых тел. Пластинообразные жилы и вытянутые линзы позднеинскладчатых тел распространены более или менее равномерно по всей площади поля. В западной части поля они имеют преимущественно субширотное простирание, в южной — северо-восточное и субширотное, в восточной — субширотное. Падение крутое на юго-юго-восток и северо-северо-запад.

Постскладчатые тела тяготеют к разломам субмеридионального простирания. Главную массу составляют мощные линзовидные и штокообразные крутопадающие тела. Однако отмечаются жилы северо-восточного и субширотного простирания, имеющие пологое погружение до горизонтального, а также тела, изменяющие угол падения с глубиной от почти вертикального до горизонтального.

Особый тип допалеозойских пегматитов составляют послемагматические пегматитовые тела выполнения. Характерными особенностями этих

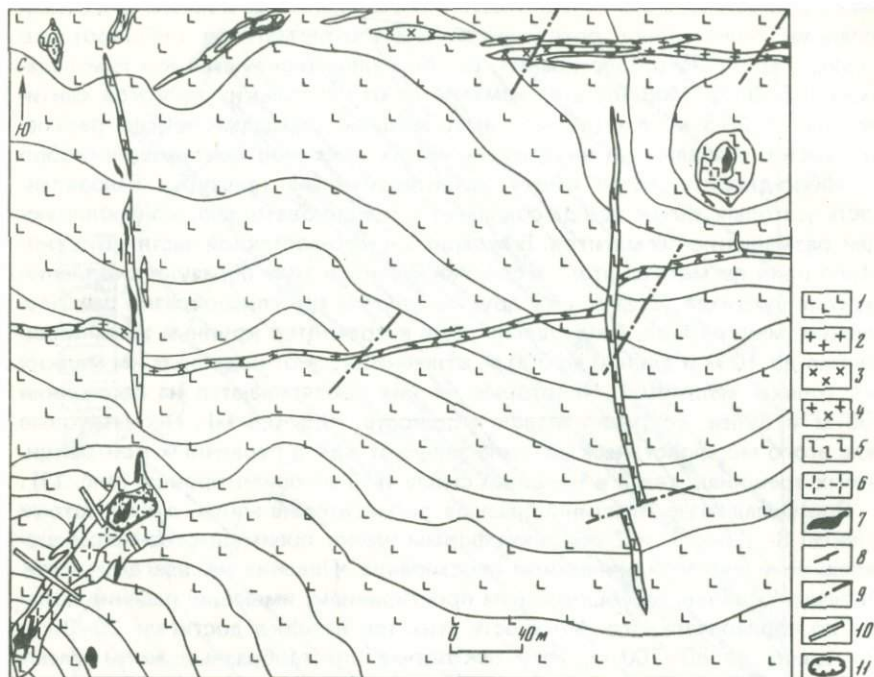


Рис. 13. Схематическая геологическая карта северной части Бирхинского поля
 1 — габбро-диориты; 2–6 — пегматиты: 2 — аплитовой, 3 — гранитной, 4 — нерасчлененные аплитовой и гранитной, 5 — апографической, 6 — блоковой структур; 7 — кварцевые ядра или отдельные тела; 8 — элементы залегания; 9 — разрывы; 10 — каналы; 11 — карьер

тел являются точное подобие конфигурации обоих контактов, ориентировка длинных осей кристаллов плагиоклаза, кварца, турмалина в приконтактных частях перпендикулярно контактам. В процентном отношении это наименее распространенный тип допалеозойских пегматитовых тел. Единичные жилы выполнения встречаются в южной части Намшинурского поля, в северо-западной — Бирхинского и в северо-восточной части — Бугульдейского. Мощность этих тел обычно не превышает первых десятков сантиметров. В северо-восточной части Бугульдейского поля встречены прожилки пегматитового материала, повторяющие трещинную отдельность вмещающих габбро-диоритов и нередко образующие правильные геометрические фигуры — треугольники, параллелепипеды и пр.

Палеозойские пегматиты

Палеозойские пегматиты значительно меньше распространены как по площади, так и по количеству тел, чем допалеозойские. В пределах Тажеранского поля отмечаются участки измененных габброидов и биотитовых гнейсов, где залегают и допалеозойские и палеозойские пегматиты. Однако непосредственных взаимоотношений между этими пегматитами не наблюдалось.

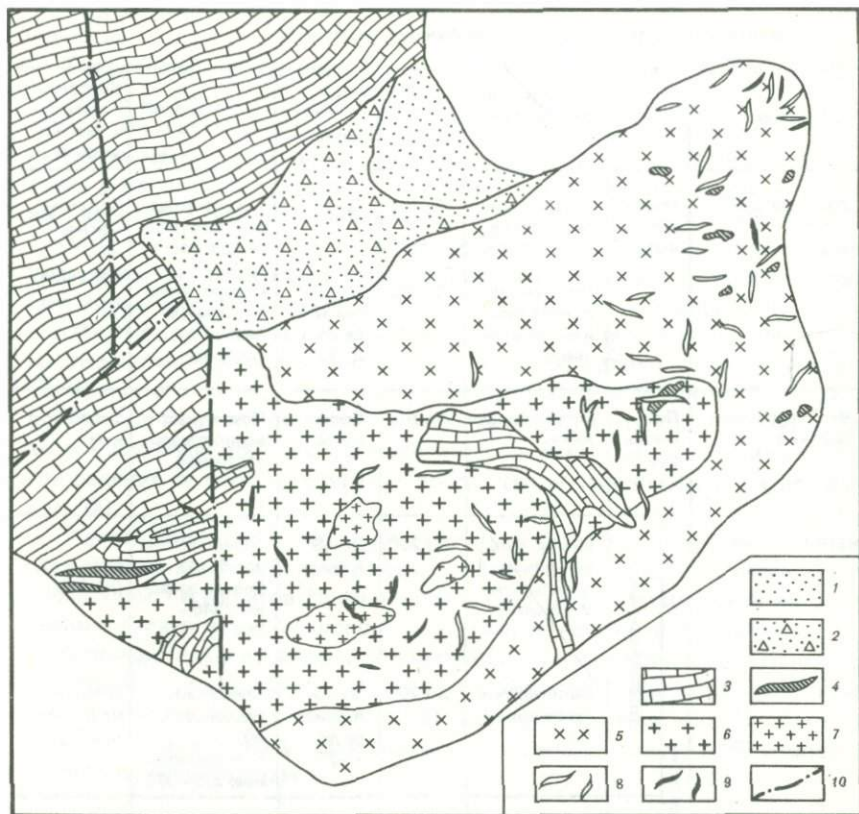


Рис. 14. Геолого-петрографическая схематическая карта Аинского массива (составил А.Н. Иванов)

1 — аллювиальные отложения; 2 — делювиально-пролювиальные отложения; 3 — кальцитовые графитосодержащие мраморы с прослоями доломит-кальцитовых мраморов и амфиболовых сланцев; 4 — роговообманковые сланцы; 5–7 — граниты аинского комплекса: 5 — биотитовые, 6 — лейкократовые, 7 — альбитовидные; 8 — пегматитовые жилы; 9 — кварцевые жилы, 10 — разрывные нарушения

Аинское поле расположено на вытянутом в северо-восточном направлении водоразделе между бухтой Ая и заливом Усть-Анга, сложенном лейкократовыми гранитами, и имеет площадь около 2 км^2 (рис. 14). Пегматитовые тела здесь представлены шпировидными обособлениями, линзами и жилами. "Амебовидные" по форме шпировые тела постепенно переходят во вмещающие граниты. Несмотря на почти изометричную форму этих тел, они всегда слегка вытянуты в направлении на северо-северо-восток. Частые ксенолиты гранитов в пегматитах также имеют постепенные переходы в мелкозернистый пегматит. Встречаются линзовидные пегматитовые тела длиной от 2–3 до 15–20 м, мощность их редко превышает первые десятки сантиметров. Ориентировка близка к меридиональной, контакты четкие. Эти тела носят черты внедренных,

Таблица 30

Структурно-морфологическая классификация пегматитов

Возраст	Тип	Преимущественная форма тел	Размеры, м		Простираение тел	Контакты с вмещающими породами	
			Длина	Мощность			
Палеозойский	Инъекционные	Мощные линзы и штоки	До 100	До 30	Северо-западное, северное, северо-восточное. Северо-западное, северо-восточное, северное	Секущие Согласные Секущие	
		Пластинообразные тела и вытянутые линзы	До 200	От долей метра до 2-3			
Верхнепротерозойский	Инъекционные	Постмагматические	Маломощные жилы	До 10	Доли метра	Преимущественно северо-восточное	Согласные
		Постскладчатые	Штоки, мощные линзы и жилы S- и V-образные тела	До 200	До 40 и более	Северо-восточное, 5, 50 Северо-западное, 340-360	Секущие
			Маломощные жилы и линзы	До 20	От долей метра до 1-2	Северо-восточное, 50-60 Северо-западное, 270-300	Продольно секущие
		Позднесинскладчатые	Пластинообразные тела и вытянутые линзы	До 250 и более	До 10	Северо-восточное, 55-75	Согласные
Маломощные пластинообразные тела	До 100		От долей метра до 3	Северо-восточное, 50-90 Северо-западное, 275-290	То же		
Нижнепротерозойский	Метаморфические	До складчатые	Смятые в складки и жилы	30-50	От долей метра до 2	Северо-восточное	Согласные с постепенным переходом во вмещающие породы

Примечание. В графе "Простираение тел" главные максимумы на розах-диаграммах подчеркнуты. В графе "Контакты с вмещающими породами" показано отношение к плоскостной ориентировке текстур вмещающих пород.

инъекционных жил и должны рассматриваться как эпигенетические.

Тажеранское поле, площадь которого более 8 км^2 , характеризуется высокой степенью насыщения пегматитами. Пегматитовые тела представлены здесь двумя морфологическими типами — маломощными протяженными жилами и крупными линзовидными телами или штоками, вытянутыми в одном направлении. Жилы длиной 100 м и более следуют в одном направлении почти без перерывов и прослеживаются на расстояния до 1 км и более. Часто при сохранении общего простирания они изменяют угол падения от вертикального до почти горизонтального. Крутопадающие жилы нередко меняют азимут падения на противоположный. Простые вытянутые линзовидные тела мощностью до 3—4 м, имеющие почти повсеместно субмеридиональное простирание, представляют главную массу тел Тажеранского поля. Крупные линзовидные тела и вытянутые штоки, сложенные амазонитовыми пегматитами, редки и пространственно тяготеют к щелочным породам Тажеранского массива. Одни из них имеют пологое падение на восток, другие — почти вертикальное. Общее число тел более 200.

Черты общности и различия структурно-морфологических признаков пегматитовых тел нашли отражение в структурно-морфологической классификации пегматитов Приольхонья (табл. 30), составленной на основе анализа параметров большего количества пегматитовых тел района.

В основу классификации положены следующие принципы: 1) последовательность становления пегматитов района; 2) характер выполнения пегматитовмещающих полостей; 3) форма и размеры тел; 4) положение в пространстве (главные максимумы на розах-диаграммах); 5) отношение к вмещающим породам.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВМЕЩАЮЩИХ ПОЛОСТЕЙ

Наибольшим распространением среди пегматитов Приольхонья пользуются позднесинскладчатые тела. В пределах метаморфической толщи они залегают в полостях, сопровождающих формирование складчатых структур. Механизм образования таких полостей детально изучен Г.Г. Родионовым [125]. По его мнению, главную роль в формировании жильных полостей играют следующие типы деформаций: 1) деформации изгиба с отслоениями (трещины внутри- и межпластового отслоения, в которых формируются жилы или вытянутые линзы, залегающие согласно с вмещающими породами); 2) деформации разрыва хрупких пластов при пластическом течении пород¹ (самостоятельного типа жил почти не дают, но часто образуют мощные раздувы в жилах позднесинскладчатых пегматитов); 3) деформации изгиба с разрывом растянутых пластов (трещины отрыва в местах перегиба слоев, вмещающие крупные линзы и плитообразные тела).

Г.Г. Родионов убедительно доказывает, что формирование этих тел соответствует времени складкообразования, т.е. образование полостей, их приоткрывание и внедрение пегматитового вещества следуют непосред-

¹ Будинаж-структуры по Н.Г. Судовикову [145].

ственно друг за другом. Не отрицая такой последовательности в формировании пегматитов, о чем свидетельствуют широко распространенные позднесинскладчатые тела, следует подчеркнуть, что приоткрывание этих полостей происходило и после формирования складчатости за счет напряжений отрыва, сопровождающих разрывные нарушения.

В пределах Бирхинского и Бугульдейского полей позднесинскладчатые тела, несмотря на различный генезис вмещающих их полостей, имеют общие структурно-морфологические признаки, обусловленные, по-видимому, не столько конфигурацией трещин, сколько характером их приоткрывания. Так, все жилы этого типа протяженны и несут следы продольных смещений, характерных для сдвиговых дислокаций. Постоянно совпадает ориентировка тел, залегающих в контракционных трещинах и в трещинах скола [44].

Однако представленный механизм образования пегматитов вмещающих полостей не охватывает всего разнообразия жильных тел Приольхонья. В частности, он не объясняет формирования пегматитовых тел, имеющих повсеместно секущие контакты с вмещающими породами, причем эти пегматитовые тела пересекают не только структуры, вмещающие позднесинскладчатые пегматиты, но и сами эти тела.

Постскладчатые пегматиты как в метаморфической толще Намшинурского поля, так и среди основных пород Бирхинского и Бугульдейского полей тяготеют к разломам субмеридионального простирания. Эта группа тел приурочена к трещинам отрыва и к первичной системе трещиноватости северо-западного — субмеридионального простирания. S-образная форма весьма характерна для полостей трещин отрыва. Пегматиты неправильной или V-образной формы залегают в местах пересечения крупных трещин различного генезиса или небольших разломов, образующихся в случае соединения систем трещин одного простирания при сбросо-сдвиговых смещениях. Главная же масса постскладчатых пегматитов приурочена к следующим генетическим системам трещиноватости [44]: а) трещинам отрыва субмеридионального и северо-западного простирания, оперяющим разрывные дислокации северо-восточного направления; б) трещинам отрыва северо-западного простирания, образующимся в узких блоках северо-восточной ориентировки, расположенных в зонах сближенных сместителей; в) трещинам иного генезиса этого же простирания.

Таким образом, пегматитовмещающие полости, возникающие под действием напряжений одного направления, генетически могут быть связаны с дислокациями как пликативными, так и дизъюнктивными. Поэтому при статистической обработке материала по морфологии и структурному положению пегматитов Приольхонья главное внимание уделялось следующим вопросам: 1) пространственной связи пегматитов различных генетических групп с геологическими структурами района; 2) степени выполнения существующих систем полостей инъекционными пегматитами; 3) последовательности приоткрывания и выполнения существующих полостей трещин; 4) режиму напряжений, существовавшему в районе в период формирования пегматитов различных генетических групп.

На рис. 15 представлены сводные розы-диаграммы трещиноватости и простирания пегматитовых тел Намшинурского, Бирхинского и Бугуль-

Рис. 15. Сводные розы-диаграммы трещиноватости (1) и простирания допалеозойских пегматитов (2)



дейского полей Приольхонья, сравнительный анализ которых показывает неравномерное выполнение пегматитами различных систем трещин. Пегматитовый расплав максимально использовал трещины северо-восточной и субширотной ориентировки, в меньшей мере — субмеридиональную систему трещин и почти не выполнял северо-западную ($310-330^\circ$). Это могло произойти вследствие двух причин: либо ввиду сложившихся условий напряжений района эта система трещин не могла приоткрываться, либо, что более вероятно, ее вообще не существовало во время формирования допалеозойских пегматитов. Заложение ее относится, по-видимому, к поздним этапам активизации.

На сферограммах залеганий допалеозойских пегматитов в пределах трех крупнейших полей Приольхонья главные максимумы I и II дают позднесинскладчатые пегматиты на всех проекциях. Элементы залегания этих тел изменяются в широких пределах: в Намшинурском поле азимуты простирания северо-восток 40° — восток 90° , азимуты падения северо-запад $330-340^\circ$ и юго-восток $140-150^\circ$, углы падения $50-90^\circ$; в Бирхинском и Бугульдейском — соответственно $60-90^\circ$, $340-30$ и $150-170^\circ$, $40-90$ и $40-100^\circ$, $350-0^\circ$, $180-190^\circ$ и $120-130^\circ$, $60-90^\circ$. Несмотря на существенное различие в диапазонах простираний пегматитовых тел, общими для всех позднесинскладчатых тел являются северо-восточные и субширотные простирания. Постскладчатые пегматиты дают еще более четкие максимумы простираний: $340-5^\circ$ — в Намшинурском поле, $340-10^\circ$ — в Бирхинском и $330-10^\circ$ — в Бугульдейском.

Главные максимумы позднесинскладчатых и постскладчатых пегматитов не перекрывают друг друга. Из этого не следует, что единичные тела позднесинскладчатых пегматитов не ложатся на максимумы постскладчатых, и наоборот. Подавляющее большинство пегматитов не только приурочено к трещинам определенной ориентировки, но выполнение их происходило не одновременно, о чем свидетельствуют взаимоотношения между позднесинскладчатыми и постскладчатыми телами.

Следовательно, в пределах различных полей Приольхонья, различающихся возрастом и составом вмещающих пород, их структурно-текстурными особенностями и генезисом, размещение пегматитов было подчинено одним общим закономерностям, при этом каждая возрастная группа тел приурочена к системам трещин определенной ориентировки, игнорируя другие существующие.

Участки распространения допалеозойских пегматитов различных морфологических типов частично перекрываются, тем не менее четко фиксируется приуроченность их к определенным структурным элементам. Доскладчатые метаморфические пегматиты залегают в непосредственной

близости от Главного разлома в сложнодислоцированных породах, претерпевших метаморфические преобразования в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. Позднесинскладчатые магматические пегматиты Намшинурского поля приурочены к гнейсам и кристаллическим сланцам ольхонской серии, выполняя трещины внутрипластовых отслоений на крыльях складок различных порядков и трещины отрыва антиклинальных структур низших порядков. В пределах Бирхинского и Бугульдейского полей им отвечают тела, залегающие в полостях трещин скола и контракционных трещинах такого же простирания. Постскладчатые тела в пределах Намшинурского, Бирхинского и Бугульдейского полей связаны с трещинами отрыва, оперяющимися разрывные дислокации, и с трещинами контракции, имеющими субмеридиональное и северо-восточное простирание.

П.М. Хренов [162] предложил тектоно-физическую модель напряжений, с помощью которой попытался объяснить заложение разломов и оперяющих их систем трещин, а также образование складчатых структур района. Предложенная им модель справедлива как частный случай напряжений, характерных для одного этапа деформаций. Возможно, при подобного типа тектонической нагрузке произошло заложение главных пликтивных и дизъюнктивных структур района, унаследованных в последующей геологической истории района, на что указывает обширный геологический материал ([109, 116–118] и др.). Действительно, формирование различных систем трещин с которыми связаны магматические пегматиты, происходило в условиях взбросо-сдвиговых напряжений по зоне Главного разлома. Однако трудно предположить, что за длительную историю формирования района создавались напряжения только этого плана. По-видимому, Главный разлом являлся не только зоной разрядки напряжений, но и элементом их перераспределения. Так, горизонтальные напряжения сжатия, возникавшие в этом участке земной коры и направленные под любым углом к сместителю (кроме 0 и 90°), разлагаются на два составляющих: взбросовое — перпендикулярное простиранию плоскости сместителя и сдвиговое — параллельное сместителю. Точно так же при любом направлении напряжений растяжения (кроме 0 и 90°) регион испытывал сбросо-сдвиговые напряжения¹.

Важно подчеркнуть, что, по-видимому, формирование интрузивных массивов озерского комплекса и более молодых магматических образований с момента их внедрения также проходило в условиях сдвиговых напряжений, что предопределило и соответствующую ориентировку контракционной трещиноватости.

Верхнепротерозойская складчатость района, с которой по времени образования совпадает внедрение главной массы допалеозойских пегматитов, обусловлена взбросо-сдвиговыми напряжениями. При этом пластичные породы метаморфической толщи сминались в складки северо-восточного простирания, а более жесткие массивы основных пород озерского комплекса испытывали дизъюнктивные дислокации.

¹ На преобладающее значение тангенциальных напряжений в формировании пегматитолокализирующих структур в Северо-Западном Прибайкалье указывал еще в 1939 г. А.А. Якжин [180].

Распространяя понятия "позднесинскладчатые" и "постскладчатые" на залегающие в интрузивных массивах пегматиты (производные тех же гранитов, по времени образования отвечающие пегматитам метаморфической толщи), мы подчеркиваем тем самым, что тектонические напряжения, приведшие к складкообразованию метаморфической серии, в равной мере воздействовали и на магматические комплексы, вмещающие эти тела.

Последовательность формирования пегматитов Приольхонья увязывается с историей геотектонического развития Западного Прибайкалья. Образование метаморфических пегматитов соответствует этапу высокотемпературного наложенного метаморфизма пород ольхонской серии и ее региональной мигматизации. Становление позднесинскладчатых пегматитовых тел, имеющих субширотные и северо-восточные простирания, можно объяснить только с позиций правостороннего взбросо-сдвига по зоне Главного разлома, с перемещением юго-восточного крыла на юго-запад. При такого типа напряжениях приоткрывались полости субширотного и северо-восточного простирания как в метаморфической толще, испытывающей складчатые деформации, так и в пределах интрузивных массивов, но были закрыты субмеридиональные и северо-западные системы полостей. Метаморфические пегматиты на этом этапе сминались в складки вместе с вмещающими породами и подвергались переориентировке, параллельной линейности пликативных структур. Таким образом, в сосуществующих полостях трещин и разломов создавалась динамическая разность давлений. Пегматитовый расплав выполнял только те из них, в которых возникало относительное разряжение. Этот период соответствует времени интенсивного воздымания региона, завершения верхнепротерозойской складчатости и консолидации метаморфических толщ района.

Открытие полостей субмеридионального и северо-западного простирания происходило при смене знака сдвиговых напряжений на противоположный. С этими системами трещин связаны постскладчатые пегматиты Приольхонья. При этом многочисленные позднесинскладчатые тела испытывали осевые смещения, характерные для трещин скола. Они перенесли продольный катаклиз; нередко отмечается срыв и перемещение экзоконтактов с последующей метасоматической переработкой приконтактовых частей жил. Образование и открытие существовавших полостей на этом этапе становления пегматитов Приольхонья происходило вследствие напряжений отрыва, возникавших вдоль зон разрывных нарушений северо-восточного простирания. Развитие дизъюнктивных структур явилось естественным результатом разрядки напряжений в консолидированной толще.

На конечном этапе становления постскладчатых пегматитов вновь наблюдалась смена сдвиговых напряжений, что способствовало приоткрыванию субширотных и северо-восточных трещин и разломов, по которым поступали постмагматические растворы, вызывающие кварц-мусковитовое и кварцевое замещения пегматитов. Более позднее окварцевание пространственно приурочено как к продольным, так и к поперечным разрывным структурам. Этому периоду геологической истории района соответствовало, по-видимому, снятие напряжений, способствовавшее

равномерному проникновению гидротерм по тектоническим ослабленным зонам вдоль всех крупных дизъюнктивных дислокаций.

Аинское пегматитовое поле — единственный район в Приольхонье, где пегматиты залегают в материнских гранитах, о чем свидетельствуют форма тел и взаимоотношения пегматитов с гранитами. Морфология этих пегматитов имеет типичные черты сингенетических пегматитов. Мало-мощные линзы, имеющие секущие контакты, залегают в полостях, образование которых явилось следствием естественной кристаллизации пород массива, на что указывает полное отсутствие катакластических структур вблизи тел и непосредственно в пегматитах. Однако преимущественная северо-северо-восточная ориентировка этих тел, совпадающая с простиранием большей массы пегматитовых тел Тажеранского поля, свидетельствует о закономерной ориентировке контракционной трещиноватости. Этот факт указывает также на то, что режимом тектонических напряжений района предопределен не только план наложенной трещиноватости, но и первичные системы трещин, в том числе прототрещиноватость интрузивных массивов.

Таким образом, положение протерозойских доскладчатых и позднесинскладчатых пегматитов Приольхонья повсеместно контролировалось режимом напряжений, приведшим к образованию складчатости северо-восточного простирания; постскладчатые пегматиты залегают в трещинах отрыва, опоряющих разрывные дислокации, и прототрещинах, совпадающих с ориентировкой систем трещин отрыва; палеозойские — в прототрещинах материнских гранитов Аинского поля. В пределах Тажеранского поля они залегают как в первичных, так и в наложенных системах трещин; все пегматитовые тела каждого из выделенных типов характеризуются общностью структурно-морфологических признаков. Главным фактором в размещении и становлении пегматитов явился тектонический режим напряжений, обусловленный близостью Саяно-Байкальского краевого шва — важного элемента разгрузки и перераспределения тектонических напряжений, возникавших в этом участке земной коры.

СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ

При изучении внутреннего строения и минерального состава пегматитовых тел мы обращались к типичным телам, которые могли бы отражать особенности строения и состава абсолютного большинства пегматитовых тел, приуроченных к одному этапу развития региона. Отклонения от этих характерных черт строения и состава в отдельных телах оговорены особо.

Известно, что изменение минералого-геохимических особенностей пегматитов в процессе их становления фиксируется в последовательно кристаллизующихся структурных зонах пегматитовых тел. В соответствии с этим сопоставление состава пегматитов, принадлежащих к различным тектоно-магматическим этапам, производится только по структурно-парагенетическим комплексам аналогичных стадий формирования.

Пегматитовые тела, в которых проявлены только структуры магматического периода кристаллизации (аплитовая, графическая и гипидио-

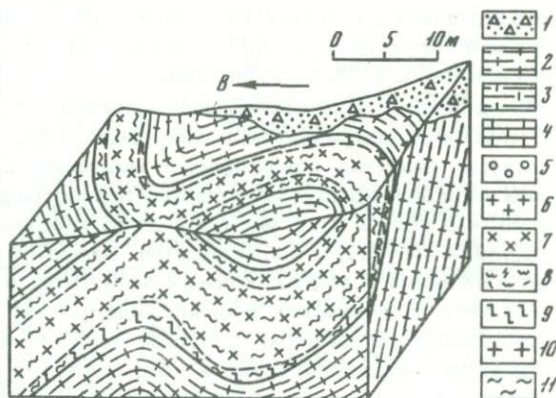


Рис. 16. Схема расположения наиболее полно изученных пегматитовых тел Приольхонья

1 — доскладчатые жилы; 2 — позднекладчатые жилы; 3 — постскладчатые жилы; НДС, НСС, НПС — доскладчатые, позднеинскладчатые и постскладчатые тела Намшинурского поля соответственно, БСС и БПС — позднеинскладчатые и постскладчатые тела Бирхинского и Бугульдейского пегматитовых полей

Рис. 17. Блок-диаграмма пегматитовой жилы

1 — рыхлые отложения; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — роговообманковые гнейсы и сланцы; 4 — мраморы; 5 — кварцевые обособления в пегматитах; 6–10 — пегматиты: 6 — аплитовой, 7 — гранитной, 8 — графической, 9 — апографической, 10 — блоковой структур; 11 — зоны катаклаза



морфнозернистая) или только метаморфические структуры, рассматриваются как незамещенные. В замещенных телах наряду с первичными структурами появляются структуры перекристаллизации и метасоматического замещения: апографическая, пегматоидная, блоковая, кварцевое ядро. В части тел отсутствуют наиболее поздние структуры пегматитового процесса: кварцевое ядро или блоковый пегматит и кварцевое ядро.

На рис. 16 представлена схема размещения наиболее детально опробованных и охарактеризованных пегматитовых жил в пределах Намшинурского, Бирхинского и Бугульдейского полей.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПЕГМАТИТЫ

Раннепротерозойские пегматитовые тела, предшествующие главной позднепротерозойской складчатости района и выделенные в группу доскладчатых тел, представлены повсеместно недифференцированными маломощными жилами и линзами, большая часть которых сложена мелкозернистыми пегматитами гранобластовой структуры. От зальбандов к центру тел наблюдается постепенное укрепление зерен минералов. Кристаллы плагиоклаза ориентированы параллельно удлинению тел. Отмечаются линейные участки, обогащенные порфиробластами более или менее равномерно рассеянных крупных идиоморфных кристаллов калишпата. Структура таких участков порфиробластовая. В центральных частях тел иногда встречается микроклиновый пегматит графической структуры с равномерно рассеянными мелкими чешуйками биотита. Текстура пегматитов всегда гнейсовая.

На рис. 17 представлена блок-диаграмма доскладчатой пегматитовой жилы НДС-1, залегающей в биотитовых гнейсах северной части Намшинурского поля. Жила сложена мелкозернистым пегматитом гранобластовой структуры. К центральной части величина кристаллов значительно увеличивается. Пегматиты интенсивно катаклазированы, причем степень катаклаза в направлении от лежачего бока к центру возрастает. В лежачем эндоконтакте отмечается прерывистая зона пегматитов с апографической структурой. В антиклинальных изгибах жилы мощность этой зоны больше, чем в других участках. Степень катаклаза апографического пегматита ниже, хотя его текстура и в этой части тела тоже гнейсовидная, как и в пегматитах гранобластовой структуры. Состав тел существенно плагиоклазовый. Микроклин присутствует лишь в виде крупных включений длиной до 3 см преимущественно в центральной части тела. По плоскостям катаклаза развит мелкочешуйчатый биотит, особенно интенсивно — в местах развития порфиробласт микроклина. Большим распространением калишпат пользуется в пегматитах апографической структуры. Интересно, что вблизи этих зон количество микроклина в пегматитах гранобластовой структуры увеличивается. Несмотря на повышенные содержания калишпата в апографических пегматитах в целом, эндоконтактные части тела обеднены им. Всячий эндоконтакт сложен существенно плагиоклазовым пегматитом гранобластовой структуры, постепенно переходящим во вмещающий гнейс, в котором также встречаются бласты калишпата и цепочковидные инъекции кварц-плагиоклазового материала.

Из аксессуарных минералов встречаются редкие рассеянные изометричные зерна граната, идиоморфные кристаллы турмалина и ортита. Постоянно присутствует магнетит. В центральной части тел, кроме того, отмечаются апатит и циркон.

Главными особенностями этих тел являются бластокатакластические и гранобластовые структуры, гнейсовые текстуры и постепенный переход во вмещающие их биотитовые гнейсы.

В табл. 31 представлен минеральный состав доскладчатых пегматитовых тел. Состав приконтактных зон близок к составу вмещающих гнейсов. К центру тел увеличивается содержание микроклина и кварца, при

Т а б л и ц а 31

Минеральный состав доскладчатых пегматитов (в об. %)

Минерал	Эндоконтактовая зона (3)	Центральная зона (3)
Калиевый полевой шпат	10,5	16,1
Плагиоклаз	49,2	48,8
Кварц	29,7	30,0
Биотит	8,4	4,3
Мусковит	0,2	0,1
Гранат	1,1	—
Магнетит	0,9	0,3
Ортит	—	0,4

П р и м е ч а н и е. В скобках указано число подсчетов.

этом сокращается количество биотита и плагиоклаза. В зальбандах тел неравномерно рассеяны мелкие частые зерна граната и магнетита, количество которых в центре тел ничтожно. Здесь встречаются чаще, чем в эндоконтакте, ортит и турмалин.

Мусковит в этих жилах редок. Единичные чешуйки его, вытянутые параллельно общей линейности, располагаются в интерстициях между кварцем и полевыми шпатами. Структуры перекристаллизации обычно отсутствуют. Судя по приуроченности калишпатовых включений к линейным зонам продольного катаклаза, калишпатовый бластез, сопровождавшийся перекристаллизацией биотита, носит наложенный характер и по времени проявления отвечает, по-видимому, следующему, верхнепротерозойскому этапу магматизма и с доскладчатыми пегматитами генетически не связан.

Близость собственных парагенезисов пегматитов к парагенезисам вмещающих гнейсов, постепенные переходы между ними, постоянная приуроченность к биотитовым и гранат-биотитовым мигматизированным гнейсам и другие признаки свидетельствуют об образовании этих пегматитов в период регионального метаморфизма и мигматизации пород ольхонской серии в процессе метасоматического замещения при метаморфизме или дифференциации при частичном выплавлении лейкосомы. Они аналогичны метаморфическим пегматитам Мамского района [176].

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПЕГМАТИТЫ

В количественном отношении и по площади распространения позднепротерозойские пегматиты являются главной разновидностью пегматитов в Приольхонье. Среди них наиболее часты маломощные, протяженные, нередко переплетающиеся, с пережимами и раздувами дайковые тела позднесинкладчатых пегматитов. Мощные линзы, штокообразные тела и тела S-, V- и Z-образной формы постскладчатых пегматитов пользуются меньшим распространением. Вместе с тем именно для них характерны многообразие форм и сложность внутреннего строения.

В большинстве пегматитовых тел этого типа выделяются все известные структурно-парагенетические зоны пегматитов с характерными структурами: аплитовой, гипидиоморфнозернистой, графической, апографической, пегматоидной, блоковой. Кроме того, довольно часты неяснографическая структура, структура сахаровидного аплита и пластинчатого альбита.

Несмотря на гораздо более простое строение позднеинскладчатых пегматитов, что является их постоянным отличительным признаком от постскладчатых пегматитов, одноименные структуры в тех и других телах схожи. По минеральному же составу эти структурно-парагенетические комплексы довольно разнообразны, вследствие чего наблюдаются как близкие, так и резко различные парагенезисы в тех и других пегматитовых телах.

ПОЗДНЕСИНСКЛАДЧАТЫЕ ПЕГМАТИТОВЫЕ ТЕЛА

Тела позднеинскладчатых пегматитов представлены обычно незамещенными жилами и линзами. Они сложены преимущественно пегматитами аплитовой, гранитной и графической структур. Аплитовая структура характерна для пегматитов краевых зон, мощность которых 2–5 см, и лишь в единичных случаях, обычно на выклинивании жил, достигает 15 см. Текстура пегматитов эндоконтакта всегда гнейсовая. Гипидиоморфнозернистая структура свойственна пегматитам центральных частей жил. Часто отмечаются согласные участки пегматитов с порфиробластовой структурой, в которых зерна микроклина (реже олигоклаза) образуют крупные выделения на фоне общей массы породы. На долю пегматитов гранитной структуры приходится до 70% объема тел. Графический пегматит слагает прерывистые зоны, расположенные вблизи контакта, либо между аплитовой оторочной и пегматитами гранитной структуры, либо среди последних. Несмотря на то что графический пегматит не образует сплошной зоны, его положение в пегматитовых жилах обнаруживает строгую закономерность. В относительно пологозалегающих телах пегматиты графической структуры тяготеют к лежащему контакту и флангам тел, в крутопадающих — слагают преимущественно нижние части тел и почти не встречаются в апикальных. Как правило, состав этих тел кварц-микроклиновый.

Довольно часто в позднеинскладчатых телах отмечаются зоны апографической структуры, слагающие центральные части тел или их лежащие эндоконтакты. При этом повсеместно пластинчатые ихтиоглипты кварца ориентированы вдоль тел согласно гнейсовидности текстур. Для всех пегматитов характерен продольный катаклиз с последующим бластезом. Иногда первичные структуры нацело переработаны до бластомилонитов.

В ряде замещенных тел, кроме апографических, наблюдаются порфиroidные и значительно реже пегматоидные структуры, приуроченные большей частью к лежащим эндоконтактам. Мощность их невелика — до 15 см, однако в отдельных жилах достигает 30–50 см (жила 2051, Шаман-гора). В зонах катаклаза, имеющих как продольно, так и поперечно секущее положение относительно осевой поверхности тел, развиты

сахаровидные альбитовые агрегаты аплитовой структуры и плагиоклазовые пегматиты с неяснографической структурой. Повсеместно в таких агрегатах отмечаются мелкие правильно огранные зерна граната.

В отдельных жилах Намшинурского поля и в некоторых линзовидных телах северной части Бирхинского проявляются особые виды зональности, которые можно охарактеризовать понятиями "обратная" и "мозаичная".

Обратная зональность проявляется в крутопадающих телах, в которых перекристаллизации и метасоматическому замещению подвержены оба контакта. Таким образом, первичные минеральные парагенезисы магматического этапа кристаллизации в них расположены во внутренних частях тел, а поздние структуры перекристаллизации — на периферии. В отличие от прямой зональности пегматитовых тел, когда последовательность формирования структурно-парагенетических зон направлена от периферии к центру, в телах с обратной зональностью эта последовательность имеет обратное направление — от центра к периферии. Таковы, например, жилы 2052, БСС-36 и др.

Мозаичная зональность проявилась в телах, претерпевших поперечный катаклиз и незначительные смещения отдельных блоков относительно друг друга. Такие тела разбиты на многочисленные разновеликие блоки, которые в местах катаклаза претерпели рекристаллизацию. Рекристаллизация пегматитов в этих телах наблюдается и в участках, где нет видимых смещений. По-видимому, этот процесс приурочен не только к зонам катаклаза, но и к зонам повышенной микротрещиноватости, т.е. к тем участкам, где суммарная поверхностная энергия минералов, претерпевших динамические нагрузки, резко возросла. Эти тела сложены блоками с пегматоидной структурой, между которыми развиты пегматиты с гранобластовой структурой. Такое строение имеют жилы 2004, 2005 и др.

В пределах Бирхинского и Бугульдейского пегматитовых полей отмечаются единичные тела, сложенные мелкозернистыми гранит-аплитами и графическими пегматитами существенно кварц-микроклинового состава с очень низким содержанием темноцветных минералов, в которых отсутствуют пегматиты гипидиоморфнозернистой структуры. Для них также характерен продольный катаклиз. Часты крупные, согласно ориентированные кристаллы микроклина и маломощные линзовидные кварцевые прожилки. В этих телах и других жилах, в которых проявлен поперечный и диагональный катаклиз, наряду с мелкозернистыми агрегатами также встречаются участки мелкоблокового сложения.

Все эти явления, значительно усложняющие внутреннее строение пегматитовых тел, проявлены во многих позднесинкладчатых телах, хотя интенсивность их не одинакова. Часто в пегматитах позднесинкладчатых тел встречаются ксенолиты вмещающих пород — преимущественно амфиболитов, биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов. Обычно они сохраняют плитчатую отдельность и первоначальный состав, хотя краевые их части перекристаллизованы и обогащены силикатическим веществом. Плагиоклаз повсеместно серицитизирован. Отмечаются ксенолиты вмещающих пород, нередко повернутые относительно экзоконтактов или имеющие состав, отличный от состава боковых пород. Так, в районе

Таблица 32

Минеральный состав пегматитов позднеинскладчатых тел (в об.%)

Минерал	Поле				
	Намшинурское (14)				
	Зона				
	1	2	3	4	1
Калиевый полевой шпат	20,6	35,3	56,3	36,6	14,0
Плагиоклаз	37,4	26,4	13,6	27,1	42,2
Кварц	27,9	29,7	28,0	31,4	28,0
Биотит	11,2	4,8	1,5	1,0	12,1
Мусковит	2,1	0,3	—	0,1	2,3
Турмалин	—	0,7	—	1,4	—
Гранат	—	1,2	—	1,5	0,6
Магнетит	—	0,5	0,1	0,1	0,5
Ортит	—	—	0,2	0,2	—
Прочие	0,8	1,1	0,3	0,6	0,3

Примечание. 1 — эндоконтактовая; 2 — гранитной структуры; 3 — графической структуры; 4 — апографической структуры.

Шаман-горы в пегматитовых телах, залегающих среди биотитовых гнейсов, встречаются ксенолиты амфиболовых сланцев. На водоразделе между бухтами Сахюрты и Ушатой в пегматитовом теле, залегающем в мраморах ольхонской серии, отмечаются ксенолиты амфибол-биотитовых гнейсов.

В табл. 32 представлен минеральный состав позднеинскладчатых пегматитов Намшинурского, Бирхинского и Бугульдейского полей. Состав одноименных зон в пегматитах различных полей различается незначительно. Эндоконтактовые оторочки аплитовой структуры во всех телах имеют существенно кварц-плагиоклазовый состав. Количество микроклина в этих зонах несколько выше в пегматитовых телах Намшинурского поля по сравнению с аналогичными Бирхинского и особенно Бугульдейского. Биотит в пегматитах, залегающих в основных породах озерского комплекса, распространен несколько шире, чем в пегматитах из метаморфической толщи. Пегматиты гранитной, графической и апографической структур Бирхинского и Бугульдейского полей обогащены также калишпатом и магнетитом. Плагиоклаза и турмалина в них меньше. Другие минералы содержатся в соизмеримых количествах.

В пределах отдельных пегматитовых тел состав структурных зон существенно различен. Эндоконтактовые оторочки насыщены биотитом. Значительно выше, чем в центральных зонах, содержание в них мусковита. Плагиоклаз преобладает над калишпатами, а содержание кварца несколько понижено. Из акцессорных минералов отмечаются единичные зерна граната. Непосредственно в эндоконтактах неравномерно рассеяны кристаллы магнетита и титаномагнетита.

	Поле						
	Бирхинское (12)			Бугульдейское (7)			
	Зона						
	2	3	4	1	2	3	4
	38,9	59,3	49,2	10,9	48,3	58,8	52,0
	24,4	11,0	14,0	45,5	15,1	11,3	12,2
	30,3	27,4	30,4	29,2	30,4	28,4	31,4
	3,6	2,3	2,5	12,5	4,1	1,3	3,7
	0,5	—	0,2	0,9	0,3	—	—
	0,7	—	1,1	—	0,4	—	0,2
	0,3	—	1,8	—	0,3	—	0,3
	0,4	—	—	0,8	0,6	—	—
	0,1	—	0,2	—	0,2	—	—
	0,8	—	0,6	0,2	0,3	0,2	0,2

Пегматиты гипидиоморфнозернистой структуры характеризуются значительным преобладанием калишпатов над плагиоклазами. По сравнению с приконтактовыми участками в них резко сокращается количество биотита и мусковита. В небольшом количестве почти всегда присутствуют турмалин, гранат, ортит, апатит, циркон и др. Пегматиты гранитной структуры обогащены акцессорными минералами в большей мере, чем другие зоны недифференцированных тел. В отличие от пегматитов гранитной структуры в графических пегматитах почти не встречаются акцессорные минералы. Эти зоны почти биминеральны; помимо микроклина и кварца, в них содержатся лишь плагиоклаз и биотит.

Состав пегматитов апографической структуры отличается меньшим постоянством. В некоторых телах содержание калишпатов близко к количеству плагиоклаза, в других — калиевых полевых шпатов в 3–5 раз больше. Во всех позднеинскладчатых телах от пегматитов гранитной структуры и особенно аплитовой к пегматитам апографической повышается содержание кварца и калишпата.

Биотит встречается повсеместно, хотя содержание его, как правило, не высоко (0,5–4,5%). Мусковит редок, мельчайшие пластинки его приурочены к интерстициям и плоскостям спайности в полевых шпатах. Более крупные пластинчатые кристаллы мусковита (до 1,5 см²) в парагенезисе с кварцем и плагиоклазом приурочены к участкам перекристаллизации приконтактовых зон. Из акцессорных минералов присутствуют турмалин, гранат, ортит, реже апатит. Из рудных часто встречается магнетит. В северо-восточной части Намшинурского поля почти во всех телах позднеинскладчатых пегматитов, преимущественно в эндо-

контактных участках, встречаются мелкие рассеянные чешуйки графита.

Таким образом, несмотря на морфологическое разнообразие позднесинскладчатых пегматитовых тел и залегание их в различных по составу вмещающих породах, они характеризуются целым рядом общих признаков строения: 1) все они имеют интрузивные контакты с боковыми породами, часто перемещенные ксенолиты, указывающие на внедрение расплава, магматическую зональность; 2) в пегматитах этих тел широко развиты бластокатакластические и лепидобластические структуры; 3) процессы перекристаллизации проявлены слабо, при этом структуры замещения и перекристаллизации приурочены к флангам тел или зонам катаклаза; 4) полнодифференцированные тела отсутствуют.

Все эти признаки свидетельствуют о том, что особенности внутреннего строения позднесинскладчатых тел определены главным образом неспокойными условиями тектонической обстановки в момент их становления и в послепегматитовый период. Формирование этих тел в напряженном состоянии вызвало развитие протокатакластических структур, привело к потере летучих и в итоге к отсутствию аутометасоматических преобразований. Растворы, способствовавшие развитию бластеза, замещению эндоконтактных частей жил и перекристаллизации пегматитов в участках высокой эффективной пористости, поступали уже после становления позднесинскладчатых тел преимущественно в их эндоконтактные части.

Минеральный состав пегматитов различных полей (Намшинурского, Бирхинского и Бугульдейского) также близок. Общими являются и закономерности распределения главных минералов по различным зонам пегматитовых тел: 1) все позднесинскладчатые тела сложены микроклиновыми или плагиоклаз-микроклиновыми пегматитами с преобладанием калишпатов над плагиоклазами (в 1,5—5 раз). Собственно плагиоклазовые пегматиты образуют только приконтактные оторочки, мощность которых, как правило, не превышает 10 см. Максимальные содержания калишпатов отмечены в графических пегматитах всех разновидностей тел; 2) биотит и мусковит концентрируются в пегматитах аплитовой и гипидиоморфнозернистой структур и тяготеют главным образом к эндоконтактам тел; 3) акцессорные минералы наиболее характерны для пегматитов гипидиоморфнозернистой и апографической структур; 4) в телах различных пегматитовых полей наиболее изменчивый состав свойствен пегматитам аплитовой и апографической структур, на долю которых приходится незначительный объем тел. Пегматиты гипидиоморфнозернистой и графической структур, слагающие большую часть их объема, отличаются более или менее постоянным составом.

Постскладчатые пегматитовые тела

Постскладчатые пегматитовые тела дифференцированы, преимущественное развитие в них имеют структуры перекристаллизации и замещения. Пегматиты магматического периода кристаллизации в этих телах характеризуются теми же особенностями, что и аналогичные зоны позднесинскладчатых жил. Но в отличие от них в постскладчатых пегматитовых телах гипидиоморфнозернистая и порфиروبластовая структуры развиты

ограниченно; они характеризуются более или менее массивными структурами.

Положение этих тел относительно линейности текстур и складчатости района продольное, диагональное и вкрест секущее. Продольно секущие тела Намшинурского поля, согласные в плане, трудно отличимы по морфологии от линзовидных позднесинскладчатых жил. Однако внутреннее строение этих тел резко различается. Наряду с магматическими в них широко представлены апографическая и пегматоидная структуры. Важным диагностическим признаком этих тел является прямая зональность, т.е. развитие метасоматических комплексов в центральных частях жил в отличие от позднесинскладчатых, в которых структуры перекристаллизации и замещения всегда приурочены к эндоконтактам или зонам катаклаза.

Наибольшим распространением в постскладчатых телах пользуются пегматиты апографической структуры. Образование этих структур обычно связывается с перекристаллизацией пегматитов графической структуры [97, 98] или пегматитов блокового строения [123]. Учитывая подчиненное развитие в телах этого типа графической и блоковой структур, а также развитие апографических пегматитов в доскладчатых пегматитовых телах, где графические пегматиты практически отсутствуют, можно предположить, что образование их связано с перекристаллизацией широко представленных в районе пегматитов с гипидиоморфнозернистой структурой, подобно образованию графических сростаний из стекла в присутствии H_2O , полученных экспериментально [193]. Они могли возникнуть и в процессе многократной последовательной перекристаллизации [186] в течение длительного периода становления пегматитов.

Пегматоидная структура в продольно секущих жилах характерна для центральных частей тел. Положение их относительно пегматитов апографических структур более или менее симметричное. Кварцевые же обособления чаще располагаются не по оси тел, а между зонами апографического пегматита и центральной или среди пегматитов апографической структуры. Положение их обычно секущее относительно других структур, а иногда и самого пегматитового тела. В некоторых телах встречаются два и более кварцевых обособления, одни из которых тяготеют к центру тел, другие — к периферии. В жиле НПС-4 кварцевые обособления в виде уплощенных линз расположены во взаимно перпендикулярных плоскостях, при этом одно из них совпадает с простираем тел, а другое сечет краевые зоны и выходит в экзоконтат. В большинстве продольно секущих жил кварцевое ядро отсутствует (рис. 18).

Поперечно секущие жилы Намшинурского поля и постскладчатые пегматитовые тела Бирхинского и Бугульдейского полей, за малым исключением, полнодифференцированы. Эндоконтактовая оторочка аплитовой структуры в отличие от аналогичной оторочки синскладчатых тел либо прерывиста, либо отсутствует. Мощность ее составляет 0–10 см. Часто приконтактовые участки сложены пегматитом гранитной, графической или апографической структуры. Гранитная структура имеет подчиненное значение. В тех телах, где развиты пегматиты гранитной структуры, они слагают внешнюю зону. Иногда вблизи контактов в ней отмечаются порфиоровые включения полевых шпатов. Несколько большим

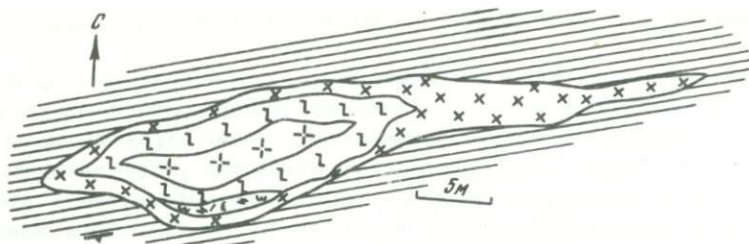


Рис. 18. Схематический план продольно секущей жилы, залегающей в биотитовых гнейсах ольхонской серии. Условные обозначения те же, что и на рис. 17

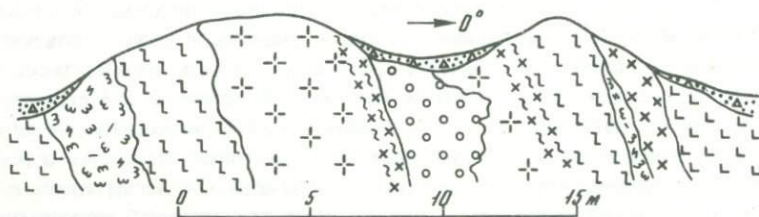


Рис. 19. Схематический разрез через постскладчатую пегматовую жилу в северной части Бирхинского поля. Условные обозначения те же, что и на рис. 13 и 17

развитием эта зона пользуется в телах, залегающих в мраморах, но и в этом случае на долю пегматитов гранитной структуры приходится менее 1/5 объема пегматитового тела. Основная часть тел сложена пегматитом апографической структуры.

Характерной особенностью постскладчатых тел является уменьшение роли пегматитов апографической структуры от верхних частей крутопадающих тел к корневым, где они нередко переходят в пегматиты гранитной или графической структуры. Эта тенденция распространяется на многие постскладчатые пегматитовые тела, изученные на глубину. Однако в некоторых из них, например в жиле Взорванная, апографический пегматит развит в нижних частях тела, в то время как со стороны лежащего контакта в верхней части широким развитием пользуется графическая его разновидность (рис. 19).

В зонах апографических пегматитов отмечаются участки псевдографических кварц-турмалиновых и кварц-гранатовых агрегатов (жила БПС-26).

В южной части Намшинурского поля ранее описана [44] жила НПС-1 (рис. 20), в которой среди пегматитов апографической структуры развита линейная зона сахаровидного альбитового аплита. Подобная зональность характерна и для некоторых жил Бирхинского и Бугульдейского полей. Во всех случаях участки развития альбитовых пегматитов аплитовой структуры или сахаровидных аплитов приурочены к зонам катаклаза. Блоковый пегматит характерен для большинства постскладчатых пегматитовых тел Намшинурского, Бирхинского и Бугульдейского полей. Эта зона последовательно располагается за пегматитом апографической

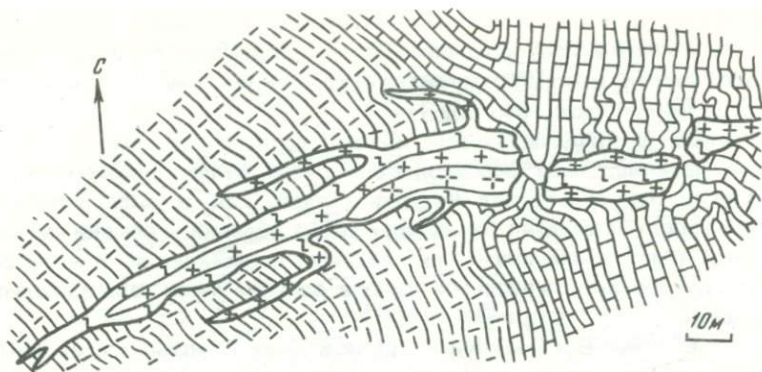


Рис. 20. Схематический план поперечно секущей жилы. Условные обозначения те же, что и на рис. 17

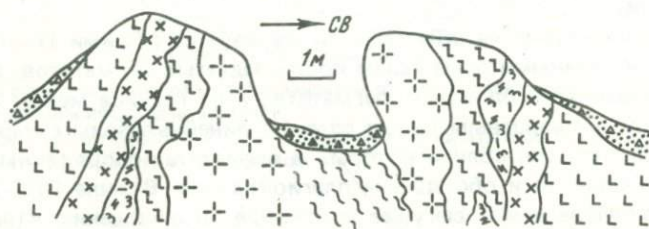


Рис. 21. Схематический разрез через пегматитовую жилу в юго-восточной части Бугульдейского поля. Условные обозначения те же, что и на рис. 13 и 17

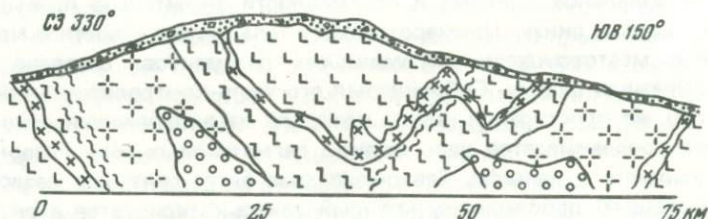


Рис. 22. Схематический разрез через пегматитовую жилу в западной части Бирхинского поля. Условные обозначения те же, что и на рис. 13 и 17

или графической структуры. Центральные участки тел сложены, как правило, блоковым пегматитом, среди которого находится кварцевое ядро. Переходы между зонами блокового пегматита и кварца в одних случаях неровные, в других—четкие. Часто в кварцевых ядрах встречаются реликты плагиоклаза, биотита, магнетита.

В одних пологозалегающих жилах центральные зоны смещены в сторону всякого контакта. В других подобной закономерности не наблюдается. Интересное отличие пологозалегающих маломощных тел заключается в том, что в них редко проявляется отчетливая зональность, свойственная

крутопадающим телам. В них часто отсутствуют блоковые структуры, а иногда появляются повторяющиеся зоны, придающие пегматитам подобие полосчатости, которая отмечается обычно лишь в пегматитах, залегающих среди материнских гранитов [147].

Смещение центральных зон к одному из флангов тела — довольно обычное явление, чаще всего оно связано с булавообразной формой тел. Иногда смещено только кварцевое ядро. Так, в жиле Взорванная кварцевое ядро разобщено на несколько обособлений, и все они смещены на фланги тел, причем два из них взаимно пересекаются. В жиле 2054 Намшинурского поля кварцевое ядро в верхней части тела выходит за его пределы.

На юго-востоке Бугульдейского поля в двух крупных жилах (БПС-1 и БПС-2) кварцевые зоны слагают до 30% объема, при этом они расположены строго симметрично вдоль осевой поверхности жил, вытягиваясь от фланга к флангу. На рис. 19 и 21 представлены схематические разрезы по двум постскладчатым телам Бирхинского и Бугульдейского пегматитовых полей.

Внутреннее строение этих тел характеризуется общими закономерностями, свойственными всем телам постскладчатых пегматитов. Однако в жиле Взорванная в блоковых пегматитах и на границе между блоковой структурой и кварцевым ядром развиты линейные зоны сахаровидного альбитового аплита, вблизи которых в пегматитах сопряженных зон отмечаются катаклаз и обогащение плагиоклазами. В жиле БПС-1 кварцевое обособление имеет секуще положение по отношению к пегматитовому телу и также интенсивно катаклазировано.

Особый интерес представляют тела неправильной формы, приуроченные к пересекающимся под различными углами разломам. Эти тела имеют отчетливое зональное строение и по мощности значительно превышают отдельные жилы и линзы. Примером такого тела служит известное Нарын-Кунтинское месторождение керамических пегматитов. В плане тело имеет V-образную форму. Субширотная его часть контролируется разломом такого же простирания, вдоль которого на продолжении основной ветви тела прослеживается цепь мелких пегматитовых жил. Разлом отчетливо выражен в рельефе. Северо-западная ветвь связана с разломом соответствующего простирания, который также фиксируется в рельефе и подчеркивается цепью кулисообразно расположенных жил.

Внутреннее строение главного тела месторождения близко к строению других крупных постскладчатых жил района (рис. 22). Эндоконтактовые части сложены пегматитом аплитовой структуры кварц-плагиоклазового состава, с биотитом и роговой обманкой. Широким развитием пользуются гранитная и графическая структуры, переходящие в апографическую. Центральная часть представлена пегматитом блокового строения плагиоклаз-микроклинового состава, с гигантскими кристаллами полевых шпатов и крупными обособлениями кварца, часто с розовым оттенком. Параллельно главной ветви тела проходит поздний разлом, по которому северо-западный фланг жилы смещен на юго-запад. Зона катаклаза интенсивно биотизирована. По плоскости сместителя развиваются пластины биотита, достигающие 0,8 м в длину.

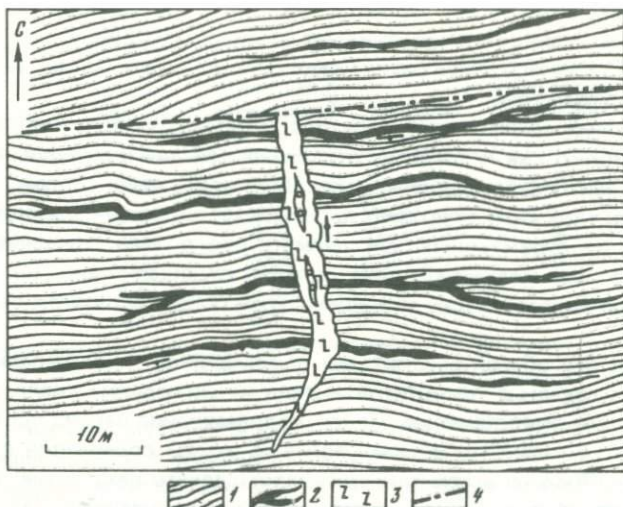


Рис. 23. Схематический план постскладчатой поперечно секущей жилы, пересекающей серию позднеинскладчатых жил

1 — биотитовые гнейсы; 2 — тела позднеинскладчатых пегматитов; 3 — жилы постскладчатых пегматитов; 4 — разлом

В районе оз. Намши-Нур отмечено несколько полнодифференцированных тел, залегающих в биотитовых гнейсах. Интересно, что линзообразное тело НПС-7, расположенное в непосредственной близости от них в кварц-плагиоклазовых сланцах, дифференцировано неполно. На севере Бирхинского поля вытянутые жилы субмеридионального простираения отличаются исключительно простым строением: они на 70–80% сложены пегматитами апографической структуры, в которых по оси тел или со смещением к висячему боку залегают удлиненные кварцевые обособления, имеющие секущее положение по отношению к другим структурным разновидностям пегматитов или по отношению к самим жилам.

Подобное же строение имеет жила НПС-3 (рис. 23), залегающая в биотитовых гнейсах центральной части Намшинурского поля. Эта жила пересекает почти под прямым углом серию маломощных позднеинскладчатых тел. Большая часть ее объема представлена апографическим пегматитом. Приконтактные участки тел сложены пегматитом гранитной структуры существенно плагиоклазового состава. Вдоль осевой линии расположены кварцевые обособления, два из которых в длину превышают 5 м.

Простое строение имеют постскладчатые жилы, залегающие в мраморах. Детально изучены два тела — НПС-15 и НПС-26. Первое из них — крутопадающая линзовидная жила мощностью до 6 м, образованная пегматитами аплитовой, гранитной, графической и апографической структур, причем основная часть объема жилы приходится на пегматиты с гранитной и апографической структурами. Вторая жила, залегающая субгоризонтально в мраморах левобережья р. Кучелги, сложена пегматитами гранитной и

апографической структур. Несмотря на иное положение во вмещающих породах, она имеет близкое строение с жилой НПС-15. В жиле НПС-26 со стороны лежачего бока развита мощная зона (до 0,5 м) пегматитов аплитовой структуры.

Минеральный состав пегматитов постскладчатых тел изменяется чрезвычайно широко как в пределах отдельных зон, так и в различных пегматитовых телах. Наибольшим колебаниям подвержены содержания полевых шпатов. При этом отчетливо прослеживается общая закономерность. Если одна из структурных зон пегматитового тела содержит меньше плагиоклаза или калишпата, чем соответствующая зона другого тела, то и в целом первое из них обогащено этим полевым шпатом относительно другого.

Учитывая это обстоятельство, мы подразделили по минеральному составу постскладчатые пегматитовые тела на микроклин-плагиоклазовые и плагиоклаз-микроклиновые. Такое подразделение весьма условно, тем более что во многих пегматитах полевые шпаты содержатся в близких количествах. Вместе с тем оно позволяет сделать некоторые выводы о влиянии состава вмещающих пород на состав пегматитов. Так, пегматитовые тела Намшинурского поля, залегающие в мраморах, отличаются существенно плагиоклазовым составом.

В этом плане интересен состав жилы НПС-1, расположенной в зоне контакта между мраморами и амфиболовыми сланцами. Ее западная часть пересекает сланцы, а восточная, частично смещенная и будинированная, — мраморы. Состав пегматитов той и другой части различается значительно (табл. 33). Тем не менее эти различия все же подтверждают влияние состава вмещающих пород на состав пегматитов, в частности обогащение их плагиоклазами в случае залегания в мраморах. Так, в западной части тела содержание полевых шпатов несколько ниже, чем в восточной, при этом количества калишпата и плагиоклаза близки. Противоположный фланг тела обогащен плагиоклазом за счет калишпата. На контакте с мраморами появляются специфические минералы — тремолит и пирит, вообще не характерные для пегматитов района.

В табл. 34 представлен минеральный состав пегматитов Намшинурского поля, изменяющийся чрезвычайно широко. При этом диапазон колебаний между структурными зонами одного тела гораздо больший, нежели между аналогичными зонами различных тел. Количество полевых шпатов колеблется особенно сильно: калишпат от 8,9% в приконтактных зонах микроклин-плагиоклазовых пегматитов до 51,6% в плагиоклаз-микроклиновых; плагиоклаз — соответственно от 49,7 до 16,7%. В кварцевых ядрах сохраняются лишь единичные реликтовые зерна этих минералов. Содержание кварца в тех и других пегматитах близко. Биотита несколько больше в плагиоклаз-микроклиновых пегматитах. В целом же главные различия этих пегматитов заключаются в преобладании того или иного полевого шпата.

Состав структурных зон различается гораздо сильнее. Так, в приконтактных участках независимо от того, пегматитами какой структуры — аплитовой, гранитной или апографической — они сложены, наблюдаются максимальные количества плагиоклаза, биотита, магнетита и минималь-

Таблица 33

Минеральный состав жилы НПС-1 (в об.%)

Минерал	Западная часть жилы	Восточная часть жилы	Минерал	Западная часть жилы	Восточная часть жилы
Калиевый полевой шпат	31,4	26,7	Турмалин	3,0	2,6
Плагиоклаз	28,5	36,4	Пирит	—	0,2
Кварц	33,6	30,9	Тремолит	—	0,1
Биотит	2,1	1,8	Прочие	0,2	0,3
Гранат	1,2	1,1			

ные — калишпата, мусковита и акцессорных минералов. В пегматитовых жилах, залегающих в мраморах, содержание биотита в эндоконтакте также выше, хотя по сравнению с эндоконтактами из биотит- и амфибол-содержащих пород количество его несколько понижено. Пегматиты гранитной структуры имеют, как правило, плагиоклаз-калишпатовый состав, т.е. микроклин в количественном отношении преобладает над плагиоклазом. Однако на состав тел как микроклин-плагиоклазовых, так и плагиоклаз-микроклиновых пегматитов они не оказывают существенного влияния ввиду их ограниченного развития. Здесь широко представлены наиболее широко распространенные акцессорные минералы—турмалин, гранат, ортит, апатит и др.

Зона графических пегматитов характеризуется в различных телах наиболее стабильным составом. Содержание калишпата в них в 2–3 раза выше, чем плагиоклаза. Второстепенные и акцессорные минералы либо отсутствуют, либо содержатся в незначительных количествах. Определяющее влияние на состав пегматитовых тел имеют зоны апографической структуры, так как на ее долю приходится обычно около половины объема тел. В некоторых телах содержание калишпата и плагиоклаза в пегматитах этих зон примерно одинаково, в большинстве же случаев один из них несколько преобладает. Апографические пегматиты содержат большое количество акцессорных минералов. В них широко представлены гранат и турмалин, как в виде единичных правильно ограниченных кристаллов, так и в сростаниях с кварцем. Встречаются ортит, сфен, апатит, циркон, рудные минералы и др. В участках кварц-мусковитового замещения в них появляется мусковит; в основном от тяготеет к центральным частям тел. В жиле Мусковитовая, где кварц-мусковитовое замещение проявлено наиболее интенсивно, содержание мусковита в центральных участках превышает 20%.

Близким минеральным составом характеризуются пегматиты Бирхинского поля (табл. 35). Минеральный состав зон этих пегматитовых тел соответствует аналогичным телам Намшинурского поля. Незначительные различия заключаются в повышенном количестве биотита как в эндоконтактных участках, так и в целом в пегматитовых телах. Приконтактные зоны этих пегматитов часто содержат роговую обманку. В них выше

Таблица 34

Минеральный состав постскладчатых пегматитов Намшинурского поля

Минерал	Микроклин-плагиоклазовый (4)					
	Зона					
	1	2	3	4	5	6
Калиевый полевой шпат	8,9	31,2	48,4	21,3	22,9	—
Плагиоклаз	49,7	29,3	23,0	36,2	30,7	6,5
Кварц	28,8	30,4	27,1	36,6	38,8	92,2
Биотит	10,7	6,2	1,0	0,5	0,2	—
Мусковит	—	0,7	0,4	4,1	6,9	1,3
Гранат	0,6	0,6	—	0,7	0,2	—
Турмалин	—	0,4	—	0,4	0,2	—
Магнетит	1,1	0,7	—	—	—	—
Ортит	—	0,2	—	—	—	—
Прочие	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1	—

Примечание. Здесь, а также в табл. 35 и 36 1 — эндоконтактовая; 2 — гранитной структуры; 3 — графической структуры; 4 — апографической структуры; 5 — пегматоидной и блоковой структур; 6 — кварцевое ядро.

Таблица 35

Минеральный состав постскладчатых пегматитов Бирхинского поля (в об. %)

Минерал	Микроклин-плагиоклазовый (7)					
	Зона					
	1	2	3	4	5	6
Калиевый полевой шпат	10,2	15,6	35,3	25,3	26,3	—
Плагиоклаз	50,4	42,4	35,5	30,6	27,3	3,0
Кварц	23,3	30,7	26,9	35,2	38,8	95,2
Биотит	12,1	6,2	2,3	3,1	2,6	0,6
Мусковит	0,4	0,4	—	1,1	1,0	1,0
Гранат	—	1,2	—	1,5	0,9	—
Турмалин	—	1,6	—	2,1	1,8	—
Магнетит	2,2	1,0	—	—	—	—
Ортит	—	—	—	—	0,3	0,2
Роговая обманка	0,6	0,3	—	—	—	—
Прочик	0,8	0,8	—	1,1	1,0	—

(в об. %)

	Плагиоклаз-микроклиновый (3)					
	Зона					
	1	2	3	4	5	6
	12,6	40,2	51,6	43,0	39,1	—
	44,7	19,4	16,7	20,2	21,8	4,3
	28,5	29,4	30,2	32,4	34,2	94,8
	11,9	7,1	1,1	0,8	0,6	—
	—	1,2	0,4	2,1	3,2	0,9
	—	0,8	—	0,8	0,5	—
	—	1,3	—	0,5	0,5	—
	1,8	0,5	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—
	0,5	0,1	—	0,2	0,1	—

Плагиоклаз-микроклиновый (4)

	Плагиоклаз-микроклиновый (4)					
	Зона					
	1	2	3	4	5	6
	16,5	46,9	69,7	50,2	58,6	—
	44,3	21,2	10,9	15,1	15,2	2,3
	23,4	25,1	27,4	28,3	30,3	97,0
	12,6	4,4	1,5	1,9	1,6	0,7
	—	—	0,5	0,8	1,1	—
	—	0,7	—	1,4	1,0	—
	—	0,5	—	1,3	2,2	—
	2,0	0,4	—	—	—	—
	—	—	—	0,4	—	—
	0,6	0,5	—	—	—	—
	0,6	0,4	—	0,6	—	—

Таблица 36

Минеральный состав постскладчатых пегматитов Бугульдейского поля

Минерал	Микроклин-плагиоклазовый (3)					
	Зона					
	1	2	3	4	5	6
Калиевый полевоый шпат	9,8	28,0	41,3	23,4	27,5	—
Плагиоклаз	49,6	31,8	29,4	34,9	30,3	5,3
Кварц	25,1	29,3	27,2	34,2	35,7	92,8
Биотит	11,8	6,1	2,0	1,8	2,1	0,5
Мусковит	—	0,4	—	1,2	1,4	1,4
Гранат	0,5	1,3	—	1,6	0,8	—
Турмалин	—	1,1	—	2,3	1,3	—
Магнетит	1,8	0,9	—	—	—	—
Ортит	—	0,2	—	—	0,2	—
Роговая обманка	0,9	0,4	—	—	—	—
Прочие	0,5	0,5	0,1	0,6	0,7	—

содержание магнетита. Мусковит редок, количество его в 5–10 раз ниже, чем в пегматитах Намшинурского поля, особенно в его юго-западной части. В плагиоклаз-микроклиновых пегматитах Бирхинского поля содержания калишпатов максимальны для постскладчатых пегматитов района. В некоторых крупных телах разведаны запасы кварц-калишпатового сырья. Таковы жилы Нарын-Кунта, Взорванная, Кащерка и др.

Пегматиты Бугульдейского поля также близки по составу к пегматитам Намшинурского. Минеральный состав структурных зон аналогичен соответствующим зонам в телах из других полей района (табл. 36). Главные различия заключаются в появлении некоторых аксессуарных минералов, отсутствующих или имеющих меньшее распространение в Намшинурском и Бирхинском полях. В некоторых жилах наряду с сахаровидным альбитом появляется клевеландит. Здесь описаны в аксессуарных количествах [86, 143] полихромный турмалин, лепидолит и розовый берилл, тяготеющие к апикальным частям тел. Некоторые из крупнейших жил Бугульдейского поля представляют известный интерес как источники керамического сырья. Таковы жилы БПС-1, БПС-2 и др.

Суммируя изложенный фактический материал по внутреннему строению и минеральному составу пегматитов, можно определить основные их закономерности.

1. Полнодифференцированы главным образом пегматитовые тела, имеющие форму штоков, линз и мощных коротких жил, а пластинообразные тела с малой относительно длины мощностью неполнодифференцированы.

(в об. %)

	Плагиоклаз-микроклиновый (2)					
	Зона					
	1	2	3	4	5	6
	14,8	43,8	51,7	45,1	46,5	—
	43,2	20,4	17,1	18,6	17,2	3,6
	24,5	26,3	27,9	28,6	31,2	95,2
	13,9	6,4	2,6	1,7	1,6	0,4
	—	—	0,5	2,3	0,9	0,8
	—	0,9	—	1,4	1,0	—
	—	0,7	—	1,6	1,2	—
	2,4	0,7	—	—	—	—
	—	—	—	0,2	—	—
	0,7	0,5	—	—	—	—
	0,5	0,3	0,2	0,5	0,4	—

2. Линзовидные тела, залегающие в мраморах и кварц-плагиоклазовых сланцах, в отличие от тел, расположенных в биотитовых гнейсах или габброидах, неполнодифференцированы.

3. Пологозалегающие тела, за исключением отмеченных в пункте 2, как правило, зональны, причем зоны блокового пегматита и кварцевые ядра тел смещены в сторону висячих контактов.

4. Кварцевые обособления и зоны альбитовых пегматитов аплитовой структуры в ряде тел имеют секущее положение по отношению к ранее сформированным структурам.

5. Бластические и бластокатакластические структуры в этих телах имеют ограниченное развитие.

Все это свидетельствует о существовании относительно спокойных условий во время становления постскладчатых тел. Важное значение приобретали морфологический и структурный факторы дифференциации, а также состав вмещающих пород. Кварцевое и альбитовое замещение тел отвечают, по-видимому, новой тектонической активизации района, что обусловило секущее положение этих зон в различных пегматитовых телах всех крупнейших пегматитовых полей.

Минеральный состав пегматитов постскладчатых тел также характеризуется рядом общих черт.

1. Все постскладчатые тела сложены плагиоклаз-микроклиновыми или микроклин-плагиоклазовыми пегматитами с близкими количествами того и другого полевых шпатов или с некоторым преобладанием одного из них.

2. Состав тел определяется главным образом составом пегматитов апографической структуры, на долю которых приходится большая часть тел, магматические структуры имеют ограниченное распространение.

3. Пегматиты, залегающие в мраморах, более обогащены плагиоклазами, чем тела, приуроченные к силикатным породам.

4. В общем случае пегматиты, залегающие в основных породах озерского комплекса, обогащены калишпатами по сравнению с пегматитовыми телами Намшинурского поля.

5. Наибольшим разнообразием минерального состава отличаются пегматиты гранитной и апографической структур, при этом определяющее значение в количестве акцессорной минерализации тел имеют апографические пегматиты, поскольку они значительно преобладают в количественном отношении.

6. Блоковые структуры широко развиты лишь в крупных штокообразных, линзовидных и V-образных телах. Поскольку тела этих морфологических типов встречаются преимущественно в габброидных породах озерского комплекса, то и интересные в промышленном отношении керамические пегматиты приурочены пространственно к Бирхинскому и Бугульдейскому пегматитовым полям, располагаясь в их эндоконтактных частях, где процессы наложенной минерализации развиты наиболее интенсивно.

Закономерности распределения главных и акцессорных минералов в постскладчатых пегматитовых телах свидетельствуют о наличии как автометасоматических преобразований с характерной зональностью, так и наложенных процессов метасоматического замещения, не связанных с конкретными телами. Однако прямая зональность, отмеченная во всех постскладчатых телах, указывает на отсутствие разрыва во времени между этими процессами в жилах. В этом заключается коренное отличие постскладчатых тел от синскладчатых, в которых метасоматические преобразования проявились после их становления. Это, кроме того, является косвенным доказательством разновозрастности позднесинскладчатых и постскладчатых тел.

Плагиоклазовые жилы выполнения и замещения

Особую группу среди постскладчатых тел образуют плагиоклазовые жилы выполнения, встреченные в центральной части района. Они маломощны и протяженны, однако, несмотря на это, в них развита отчетливая зональность. Приконтактные участки сложены плагиоклазовым пегматитом, в котором кристаллы плагиоклаза ориентированы перпендикулярно оси тел. Центральные части представлены пегматитом пегматоидной структуры, в котором всегда отмечаются вытянутые кварцевые гнезда. Участки перехода от мелкозернистого пегматита к крупнозернистому насыщены турмалином и мусковитом. Кристаллы турмалина в большинстве случаев также ориентированы перпендикулярно контактам (рис. 24).

На границе с кварцевыми обособлениями отмечаются вытянутые кристаллы акцессорного берилла. Микроклин не характерен для этих

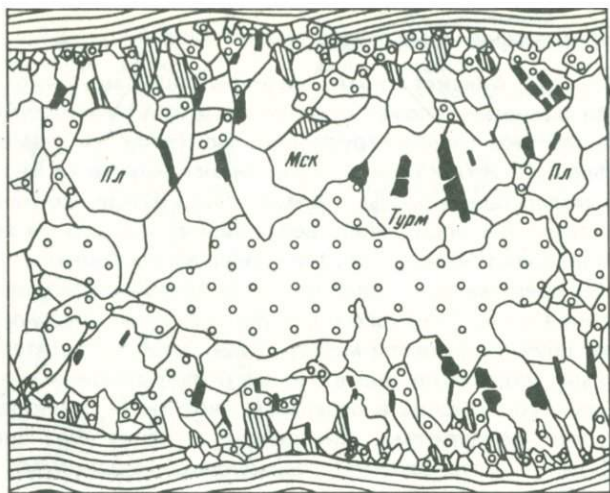


Рис. 24. Зарисовка в плане участка постмагматической жилы Змейка (1/5 натур. вел.)

пегматитов, однако как второстепенный минерал он присутствует в участках перехода от эндоконтактовых зон к кварц-мусковит-турмалиновому агрегату. Состав жил выполнения в процентном отношении близок к кварц-мусковитовому комплексу посткладчатых тел.

Плагиоклазовые жилы замещения образуются в случае перекристаллизации и замещения вмещающих пород, близких по составу к пегматитам, под действием, по-видимому, тех же факторов, которые вызывают замещение и перекристаллизацию в пегматитовых телах и отложение вещества в жилах выполнения. Они имеют ограниченное развитие.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПЕГМАТИТЫ

Пегматитовые тела Аинского и Тажеранского полей близкого минерального и химического составов отличаются по морфологии, обусловленной положением одних тел в материнских гранитах, а других — за их пределами [178]. Некоторые различия отмечаются и во внутреннем строении этих тел. Как среди гранитов Аинского массива, так и в пределах Тажеранской интрузии большая часть тел представлена неполнодифференцированными жилами, которые отличаются от полнодифференцированных не только более простой морфологией и внутренним строением, но и минеральным составом. Во всех полнодифференцированных телах встречаются амазонит и более разнообразная аксессуарная минерализация. Недифференцированные пегматитовые тела практически не амазонитоносны¹.

¹ Ниже для удобства дифференцированные пегматитовые тела, содержащие амазонит, нередко называются амазонитовыми, а недифференцированные жилы, не содержащие амазонита, — неамазонитовыми.

Недифференцированные пегматитовые тела

Пегматитовые тела Аинского поля, не содержащие амазонита, представлены линзами и жилами, сложенными пегматитами с гипидиоморфнозернистой или апографической структурой. Контакты их с вмещающими породами большей частью резкие. Приконтактные части тел, а иногда и короткие маломощные жилы, несмотря на резкие контакты, отличаются от вмещающих пород лишь величиной слагающих их минералов. Более крупные тела отличаются от гранитов еще и составом.

На рис. 25 представлены схематический план и разрез неполнодифференцированной жилы Аинского поля. Жила залегает среди лейкократовых гранитов, причем контакты между гранитами и пегматитами довольно постепенные. Эндоконтактные ее части представлены пегматитами гранитной структуры и лишь в отдельных участках — среднезернистыми апографическими пегматитами. Внутреннее строение тела чрезвычайно просто. Большая часть сложена неравнозернистыми пегматитами с апографической структурой, среди которых отмечаются линзовидные выделения графических пегматитов. Подобные выделения часты и непосредственно во вмещающих гранитах. Реже отмечаются кварц-олигоклазовые пегматиты неяснографической структуры. Вообще структуры кварц-альбит-олигоклазового и кварц-альбитового замещения весьма характерны для этих пегматитов и вмещающих их пород. Наиболее отчетливы эти преобразования в многочисленных ксенолитах, где, кроме обычной перекристаллизации контактовых участков, отмечаются многочисленные причудливые обособления кварц-плагиоклазового состава с постепенными переходами в биотитовые гнейсы, а также обогащенные кварцем и альбитом линейные зоны вдоль многочисленных микротрещин в ксенолитах.

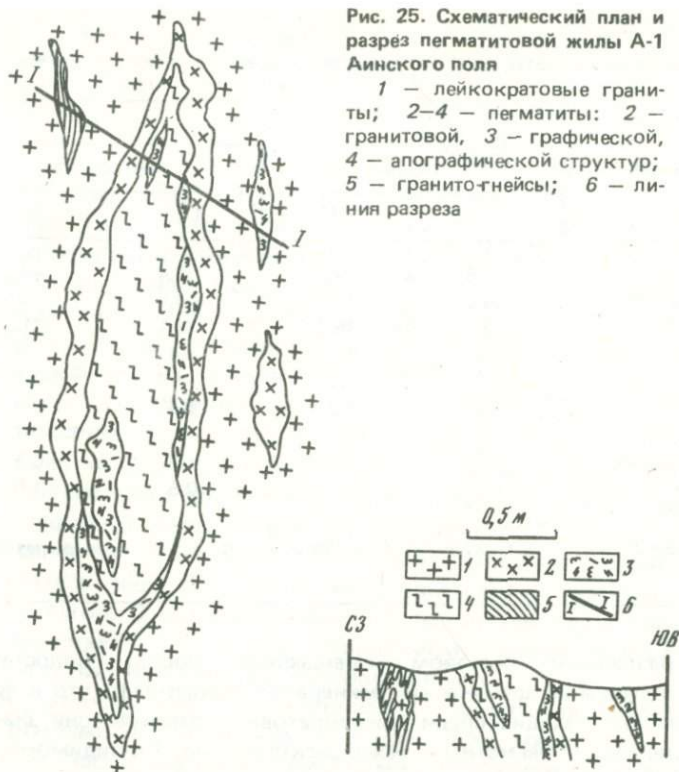
По содержанию полевых шпатов неамазонитовые пегматиты Аинского поля можно подразделить на микроклин-плагиоклазовые и плагиоклаз-микроклиновые. Первые из них имеют незначительное распространение.

В Тажеранском поле маломощные недифференцированные жилы, как правило, не имеют аплитовых приконтактных оторочек, чем отличаются от допалеозойских и сходны с аинскими аналогичными маломощными жилами. Эндоконтактные зоны обычно сложены пегматитами графической или апографической структуры. Гипидиоморфнозернистая структура не характерна для этих пород и имеет весьма подчиненное развитие. Центральные участки тел всегда сложены апографическими пегматитами. Величина блоков калишпата в них нередко достигает 10—15 см, т.е. значительно больше, чем в других местах района. Ориентировка ихтиоглиптов часто строго перпендикулярна контактам. Интересно, что такое строение имеют и протяженные жилы, достигающие длины нескольких сот метров, и короткие линзы, длина которых едва достигает 2—3 м.

Многие жилы несут следы продольного катаклаза. Это свойственно преимущественно телам с субмеридиональной ориентировкой и крутым падением. При этом возникают бластокатакластические и порфиробластовые структуры. Более мощные тела неамазонитовых пегматитов, имеющие зональное строение, также на 70—80% сложены апографически

Рис. 25. Схематический план и разрез пегматитовой жилы А-1 Аинского поля

1 — лейкократовые граниты; 2—4 — пегматиты: 2 — гранитовой, 3 — графической, 4 — апографической структур; 5 — гранито-гнейсы; 6 — линия разреза



ми пегматитами. Пегматоидные, блоковые структуры и кварцевые ядра в этих телах не наблюдались.

Обычно в маломощных пегматитовых телах Тажеранского поля калишпат преобладает над плагиоклазами. Однако отмечаются и существенно плагиоклазовые пегматиты. Такова, например, жила Береговушка, расположенная в прибрежной части правого склона бухты Улан-Нур среди интенсивно биотитизированных ортоамфиболитов.

Минеральный состав неамазонитовых пегматитов прост (табл. 37). Биотит в них приурочен к эндоконтактовым участкам тел. Мусковит образует мелкие чешуйки преимущественно в интерстициях между кристаллами других минералов. Гранат рассеян в виде мелких хорошо ограниченных кристаллов. Из других акцессорных минералов встречаются турмалин, роговая обманка, магнетит, ортит и некоторые другие.

Пегматиты существенно плагиоклазового состава отличаются от плагиоклаз-микроклиновых пониженными количествами кварца, слюды и акцессорных минералов. В плагиоклазовых и микроклиновых пегматитах встречается роговая обманка, причем в последних ее значительно меньше. Пегматиты Аинского и Тажеранского полей близки по составу. Незначительные, но однонаправленные отличия отмечены для содержаний калишпата, плагиоклаза и кварца. Вместе с тем они отличаются по количеству биотита в 5—10 раз. Последнее обстоятельство можно объ-

Т а б л и ц а 37

Минеральный состав (в об. %) палеозойских пегматитов (без амазонита)

Минерал	Поле			
	Аинское		Тажеранское	
	1 (3)	2 (3)	1 (3)	2 (7)
Калишпат	15,6	44,7	18,4	48,7
Плагиоклаз	50,6	17,4	44,5	10,5
Кварц	32,8	35,8	29,1	31,3
Биотит	0,5	1,2	5,4	5,9
Мусковит	0,1	0,3	—	0,7
Гранат	0,4	0,6	0,4	0,8
Турмалин	—	—	—	0,6
Роговая обманка	—	—	1,7	0,5
Прочие	—	—	0,5	1,0

Примечание. 1 — микроклин-плагиоклазовые; 2 — плагиоклаз-микроклиновые.

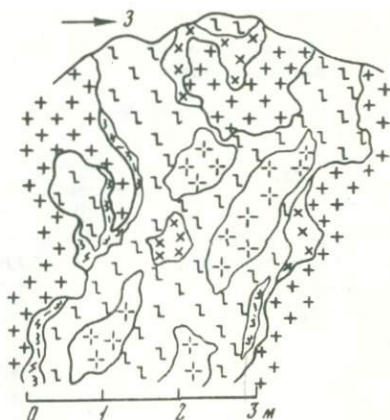
яснить различным составом вмещающих пород. Сопоставление средних содержаний фемических минералов показывает, что в аинских пегматитах, залегающих среди лейкократовых гранитов, они значительно меньше, чем в пегматитах Тажеранского поля. По-видимому, и повышенные количества калишпата в последних обусловлены влиянием вмещающих пород, богатых калием. Из акцессорных минералов, помимо апатита, циркона и монацита, встречающихся в пегматитах того и другого поля, в пегматитах Тажерана постоянно отмечаются ортит, циртолит, сфен, реже фергусонит, менделеевит и др.

Дифференцированные пегматитовые тела

В Аинском поле дифференцированные пегматитовые тела единичны. Они отличаются от недифференцированных не только внутренним строением, но и морфологией. Это "амебовидные" шлировые тела амазонитовых пегматитов, характеризующиеся сложной зональностью, главная особенность которой заключается в том, что в них нет обычной для допалеозойских пегматитовых тел симметричности. От вмещающих гранитов к центру тел обычно отмечается такая последовательность зон: пегматиты аплитовой или гипидиоморфнозернистой структуры, затем апографический и блоковый пегматиты. Графический пегматит и кварцевое ядро не имеют строго определенного положения среди амазонитовых пегматитов.

Подобная зональность проявляется и около крупных ксенолитов, и вблизи многочисленных глубоких "залювов" гранитов внутри амебовидных тел. Эти обстоятельства обусловили сложность внутреннего строения амазонитсодержащих пегматитовых тел.

Рис. 26. Схематический разрез (вкрест простирания) через жилу А-3 амазонитосодержащих пегматитов Аинского поля. Условные обозначения те же, что и на рис. 25



На рис. 26 представлен разрез одной из жил амазонитовых пегматитов. Границы жилы постепенные. Пегматитов аплитовой структуры практически нет. Зон эндоконтакта представлена графическим и апографическим пегматитами, реже — пегматитами гипидиоморфнозернистой структуры.

Большая часть жилы сложена мелко-, средне- и крупнокристаллическими пегматитами апографической структуры, среди которых залегают разобщенные гнезда блоковых пегматитов. Пегматиты гипидиоморфнозернистой структуры по составу и строению близки к гранитам, отличаясь лишь более крупными кристаллами главным образом полевых шпатов. Среди апографических пегматитов часты также выделения, представляющие собой, по-видимому, слабо переработанные ксенолиты гранитов. Кварцевых обособлений нет.

Среди относительно мелкозернистых пегматитов вблизи контактов отмечаются редкие крупные кристаллы микроклина, некоторые из них насыщены многочисленными ихтиоглиптами кварца. Величина таких кристаллов 5–7 см. Пегматиты блокового строения содержат гораздо более крупные монокристаллы белого микроклина и амазонита, однако их величина также небольшая — 15–20 см и лишь в единичных случаях превышает 30 см. Содержание амазонита изменяется в пределах 15–35%, редко достигая 45%, хотя калишпат постоянно преобладает над плагиоклазами. Из плагиоклазов встречаются олигоклаз и альбит. Биотит и гранат повсеместны. Мусковит и акцессорные минералы (турмалин, флюорит и др.) редки.

Минеральный состав (табл. 38) пегматитов различных структурных зон существенно отличается. В приконтактных участках количество плагиоклаза всегда выше, чем в центральных. Здесь же и в пегматитах апографической структуры широко распространен гранат. Часто в эндоконтакте отмечается магнетит. Количество калишпата к центру тел возрастает за счет амазонита, содержание белого микроклина в этом направлении незначительно сокращается. Подобная тенденция отмечена и в поведении биотита. Количество кварца положительно коррелируется с количеством калишпата. В целом прослеживается прямая связь между содержанием микроклина и величиной его кристаллов.

Турмалин приурочен к трещинам, а флюорит повсеместно развит в микропустотах. Апатит и циркон очень редки и распространены более или менее равномерно по всем зонам пегматитовых тел.

Т а б л и ц а 38

Минеральный состав (в об. %) палеозойских амазонитовых пегматитов Аинского поля

Минерал	Пегматит		
	мелкозернистый (3)	апографический (2)	блоковый (2)
Калишпат (в том числе амазонит)	37,6	45,2	47,9
Плагиоклаз	21,4	31,4	36,1
Кварц	25,2	15,2	12,4
Биотит	31,2	34,4	36,5
Мусковит	2,8	2,6	1,4
Гранат	0,8	—	—
Турмалин	2,2	2,1	1,6
Флюорит	—	0,4	0,1
	0,2	0,1	0,1

Сопоставление амазонитовых пегматитов Аинского поля с плагиоклаз-микроклиновыми неамазонитовыми выявляет поразительное их сходство, отличия заключаются лишь в морфологии этих тел. Кроме того, в амазонитовых пегматитах гораздо сильнее проявлена альбитизация.

Вообще между интенсивностью альбитизации и количеством амазонита в пегматитах Аинского поля отчетливо наблюдается прямая зависимость. Эта закономерность распространяется не только на пегматиты, но и на граниты. Присутствие амазонитовых пегматитов в наиболее альбитизированных лейкократовых гранитах и отсутствие их в неальбитизированных и в альбититовидных гранитах (т.е. замещенных полностью) весьма конкретно определяют их место в истории формирования гранитов Аинского массива.

Одной из особенностей амазонитовых пегматитов Приольхонья является высокое содержание кварца: на 8—12% выше, чем в обычных амазонит-содержащих пегматитах, и на 5—7% выше, чем в пегматитах Южного Прибайкалья.

В **Тажеранском поле** дифференцированные тела характеризуются рядом особенностей. Среди этих тел, залегающих в габброидах и сиенитах, только единичные крупные линзовидные тела амазонитоносны. Эти жилы приурочены к южной части щелочной интрузии.

Неамазонитовые дифференцированные тела представлены крупными жилами длиной до 100 м. Мощность их обычно невелика 2—6 м. Одна из таких жил, представленная на рис. 27, имеет северо-восточное простирание с падением на северо-запад под углом 45°. Юго-западный фланг жилы обнажен по вертикали на 10 м ниже, чем северо-восточный. Последний имеет простое строение, в нем выделяются зоны гранитной, графической и апографической структур, среди которых залегают линзообразные обособления кварца. Юго-западная часть имеет более сложное зональ-

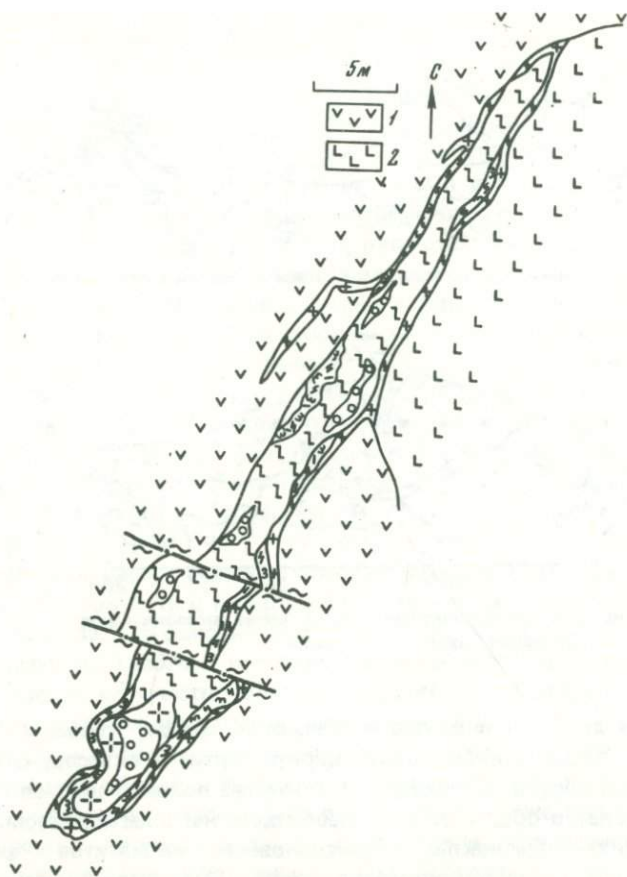


Рис. 27. Схематический план жилы ИУ-951, залегающей среди сиенитов (1) и габброидов (2) Тажеранского поля

ное строение с правильной концентрической зональностью. Здесь, помимо пегматитов названных структурных зон, развиты блоковые пегматиты и кварцевое ядро. Кварцевые гнезда обособлены и тяготеют к контактам жилы, преимущественно к висячему. Отмечаются незначительные смещения отдельных участков тела по системам поперечных трещин, которые не привели к серьезному усложнению внутреннего строения жилы. Повсеместно проявляется незначительный продольный и поперечный катаклиз.

Жилы этого типа имеют широкое распространение. Простираение их в большинстве случаев северо-северо-восточное ($5-40^\circ$), падение северо-западное под относительно малыми углами ($30-50^\circ$). Во всех телах отмечаются многочисленные кварцевые обособления. Блоковые структуры редки. Состав жил плагиоклаз-микроклиновый с биотитом и роговой

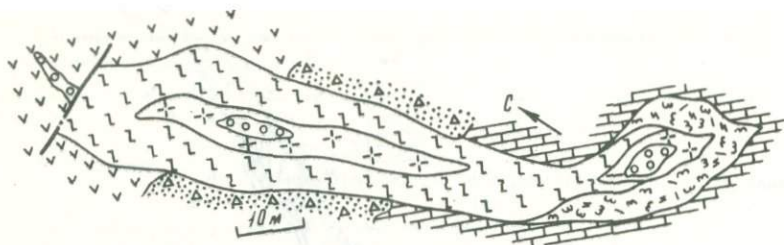


Рис. 28. Схематический план амезонитовой жилы Западной Тажеранского поля

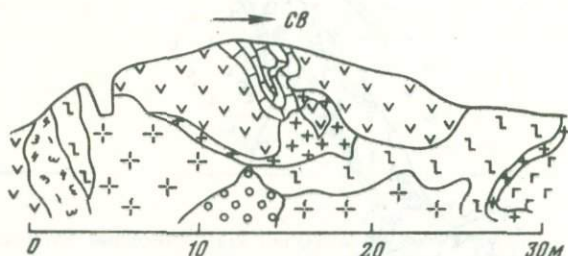


Рис. 29. Схематический разрез через амезонитовую жилу Северной Тажеранского поля

обманкой. Из других минералов встречаются гранат, турмалин (преимущественно трещинный), магнетит, циркон, ортит, в аксессуарных количествах — берилл, рутил и флюорит. Количества полевых шпатов близки, однако калишпат в общем случае преобладает над плагиоклазом. Среди апографических плагиоклаз-микроклиновых пегматитов развиты пегматиты существенно плагиоклазового (№ 15) состава с неяснографической структурой — наименее распространенная разновидность палеозойских пегматитов.

Крупные линзовидные тела амезонитосодержащих пегматитов редки. На рис. 28 представлено одно из таких тел — жила Западная. Юго-восточная ее часть расположена ниже по склону, поэтому по сравнению с северо-западной вскрыта эрозионным срезом гипсометрически ниже на 25 м, что дает возможность проследить ее строение не только в плане, но и на глубину в пределах этого интервала. Жила Западная имеет северо-западное простирание с почти вертикальным залеганием. Длина ее около 120 м, максимальная мощность 25 м. Зоны эндоконтакта сложены пегматитом аплитовой структуры, местами — апографической. Мощность этой зоны изменяется от 0 до 10–20 см. К ней примыкает прерывистая зона графического пегматита. В апикальной части жилы эта зона практически отсутствует, образуя лишь маломощное вытянутое обособление вблизи эндоконтакта, а в нижней части жилы графический пегматит слагает мощную зону (2–6 м), примыкающую к зальбандам. В пределах зоны развиваются участки апографической структуры. Центральная часть жилы сложена пегматитами блокового строения, среди которых залегают

кварцевые обособления. Зона блокового пегматита прерывается в месте пережима жилы на расстоянии около 35 м от ее южного конца.

На рис. 29 показан разрез по жиле Северная. Приконтактные ее участки сложены пегматитом аплитовой или апографической структуры, западный эндоконтакт — графическим пегматитом. Большая часть тела представлена крупнозернистыми пегматитами апографической и блоковой структур. В центральной части расположено кварцевое ядро. Интересными особенностями этого тела являются его контакты с самыми различными по составу вмещающими породами: сиенитами, габброидами и мраморами. Кварцевое ядро выходит в верхней части тела непосредственно в зоне эндоконтакта. Со стороны западного фланга пегматиты блокового строения также развиваются в приконтактной части, оторочка с аплитовой структурой здесь не превышает 5 см. Отмечается катаклиз преимущественно поперечный. В трещинах развиты мелкие единичные пластины биотита и линзы мелкочешуйчатого биотитового агрегата, крупные пластины биотита редки. Амазонит встречается в пегматитах графической, апографической и блоковой структур.

Эндоконтактные участки сложены существенно плагиоклазовым пегматитом. На контакте с габброидами отмечаются иризирующие кристаллы плагноклаза. Содержание биотита в этих зонах достигает 10—12%. Во вмещающих габбро, непосредственно в экзоконтакте, также резко увеличивается количество биотита. Широко распространен здесь магнетит, гранат и другие акцессорные минералы редки.

Пегматиты апографической структуры имеют плагиоклаз-микроклиновый состав, обычно с высоким содержанием амазонита (табл. 39). Однако содержание плагиоклаза в этих зонах также велико. Здесь же наблюдаются прожилковидные обособления, обогащенные альбитом, амазонит вблизи них, как правило, имеет более яркую окраску. Содержание биотита высокое, но распространен он очень неравномерно, образуя крупные скопления. Кроме широко распространенных акцессорных минералов граната и турмалина, отмечаются фергусонит, циртолит, ортит, менделеевит, берилл, циркон, тантало-ниобаты, сфен, апатит, рутил, флюорит, клиноцоизит, пирохлор, монацит, торит, висмутин, молибденит и пироморфит, частым минералом этих зон является магнетит. Пегматиты блокового строения обогащены амазонитом. Плагиоклаз этих зон мелкокристаллический. Кварц-плагиоклазовый агрегат слагает промежутки между крупными блоками амазонита и белого микроклина. В этих зонах так же широко распространены акцессорные минералы. Кварцевые ядра содержат до 10% плагиоклаза. Повсеместно наблюдаются секущие пластинки биотита, особенно чистые в тех местах, где эти трещины протяженны и выходят за пределы тел.

Сравнительный анализ внутреннего строения, морфологии и минерального состава пегматитов Аинского и Тажеранского полей позволил выявить следующие общие черты и особенности пегматитов.

1. Пегматитовые тела, представленные недифференцированными жилами плагиоклаз-микроклиновых пегматитов, и крупные амазонито-

Т а б л и ц а 39

Минеральный состав пегматитов жилы Северная Тажеранского поля
(в об. %)

Минерал	Пегматиты (2)			
	эндокон- такта	апографи- ческой струк- туры	блоковой структуры	кварцевого ядра
Калишпат (в том числе амазонит)	26 —	40 23	48 30	— —
Плагиоклаз	39	25	12	6,7
Кварц	28	28	33	89
Биотит	4,5	4,2	2,2	4,0
Мусковит	—	0,3	0,2	—
Гранат	0,5	0,7	0,7	—
Турмалин	—	0,3	0,5	—
Магнетит	1,5	0,5	0,5	—
Флюорит	0,5	1,0	0,9	0,3

вые тела характеризуются близким минеральным составом и внутренним строением.

2. Морфология крупных амазонитовых тел в пределах этих полей различна: в Аинском поле это удлинённые "амебовидные" тела, в Тажеранском — мощные жилы.

3. Амазонитовые тела характеризуются зональным строением с более интенсивной метасоматической переработкой, чем тела, не содержащие амазонита; при этом в них широко проявлены процессы не только автометасоматических [1—8], но и постпегматитовых преобразований.

4. Крупные тела неамазонитовых пегматитов Тажеранского поля не имеют аналогов среди пегматитовых тел Аинского поля.

5. Все амазонитсодержащие пегматиты в Тажеранском массиве тяготеют к разрывной структуре северо-восточного (38°) простирания, субпараллельной Главному разлому и прослеживающейся как в Аинском, так и в Тажеранском пегматитовом поле.

Близость минерального состава пегматитов Аинского и Тажеранского полей, однонаправленность процессов замещения и пространственной общность позволяют считать эти образования производными одного магматического очага, причем пегматиты, залегающие в гранитах Аинского поля, являются эндогранитной фацией, а пегматиты Тажеранского поля — экзогранитной фацией пегматитовых тел. Индивидуальные отличия различных тел обусловлены литологией вмещающих пород, удаленностью от материнских гранитов, степенью автометасоматических преобразований и разным характером процессов метасоматического замещения, не связанного с конкретными жилами.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВ

Каждая структурно-минералогическая зона в пегматитовом теле представляет собой минеральную ассоциацию со своим набором минералов и взаимоотношениями между ними, соответствует определенному периоду становления тела и, таким образом, характеризует условия ее кристаллизации.

Сравнительный анализ различных генераций минералов в последовательно кристаллизующихся парагенезисах дает возможность проследить эволюцию этих условий во время становления пегматитовых тел. Типоморфные и типохимические особенности этих минералов могут служить минералого-геохимическими индикаторами не только обособленных парагенезисов, но и каждого пегматитового тела в целом. Сопоставление таких особенностей в пегматитовых телах различных тектоно-магматических этапов формирования региона показывает изменение условий пегматитообразования в течение длительного времени развития данного участка земной коры.

В действительности картина усложняется в связи с многостадийностью пегматитового процесса. При этом если автономность формирования первичных структур в каждом из выделенных типов пегматитовых тел различного возраста не вызывает сомнений, то процессы наложенных метасоматических преобразований, как показано выше, в большинстве случаев оторваны от конкретных тел и проявляются не только в пегматитах и вмещающих их породах, но также и в большинстве пегматитовых тел предыдущих этапов формирования.

Таким образом, на одном из этапов пегматитообразования в районе в разновозрастных пегматитовых телах могут образоваться общие генерации минералов, отличающиеся целым рядом типоморфных признаков, но отвечающие единому времени их становления и являющиеся производными единых постмагматических растворов.

В постскладчатых пегматитовых телах Приольхонья аллометасоматическая переработка пегматитов следует непосредственно за автометасоматическими преобразованиями. По-видимому, растворы при этом поступали по пегматитоподводящим каналам в центральные части этих тел. Действительно, всякому дополнительному поступлению растворов предшествовали тектонические подвижки, способствовавшие приоткрыванию пегматитовмещающих полостей по наиболее ослабленным плоскостям. В период становления тела такой плоскостью служит осевая поверхность жилы, а после становления — его контакты.

В этом мы видим причину размещения наложенных метасоматических парагенезисов во внутренних частях (вдоль осевой поверхности) постскладчатых пегматитовых тел, а в предшествовавших им доскладчатых и позднесинскладчатых пегматитовых телах — в зоне эндоконтакта. При этом близость минеральных парагенезисов замещающих комплексов свидетельствует об одновременности процессов замещения в пегматитах всех типов за счет одних и тех же растворов.

Все эти особенности нашли отражение в схеме (табл. 40), иллюстрирующей последовательность становления минералого-парагенетических ком-

Таблица 40

Последовательность образования минерало-парагенетических комплексов

Тип		Комплекс		
		метаморфический	магматический	
		Стадия		
		образования до складчатых тел	образования поздне складчатых тел	образования пост складчатых тел
Постскладчатые	Жилы выполнения			
	Жилы замещения			
	Инъекционные тела			<i>Кв-Мкл-Пл</i> и <i>Кв-Пл-Мкл</i> пегматиты
Позднеин-складчатые			<i>Кв-Пл-Мкл</i> пегматиты	
Доскладчатые	Метаморфические дифференциаты и пегматитовые мигматиты	<i>Кв-Мкл-Пл</i> пегматиты		

Примечание. Здесь и далее приняты следующие сокращения минералов: *Ав* — альбит, *Ап* — анортит, *Амф* — амфибол, *Бе* — берилл, *Бт* — биотит, *Гр* —

плексов в допалеозойских пегматитах. Все последовательно кристаллизующиеся разновидности одноименных минералов ниже для удобства названы генерациями. В количественном отношении развитие этих комплексов в телах различных типов не равнозначно, поэтому при выделении генераций не удастся избавиться от некоторых элементов условности. Так, в телах с хорошо сохранившимися первичными структурами, как

сов в допалеозойских пегматитах

Тип		Комплекс				
		магматический	послемагматический			
		Стадия				
		автометасоматических преобразований	аллометасоматических преобразований			
			микроклинизации	кварц-мусковитового замещения	кварцевого замещения	альбитизации
Постскладчатые	Жилы выполнения			Выполнение полостей <i>Кв-Пл-Мск</i>	Образование кварцевых гнезд и линзообразных обособлений в центральных частях тел	
	Жилы замещения			Замещение гранитных и аплитовых жил <i>Кв-Би-Мкл</i> , <i>Кв-Мск-Пл</i>		
	Инъекционные тела		<i>Кв-Мкл</i> комплексы, пегматоидные структуры пегматитов с <i>Мск</i>	Образование крупных блоков микроклина и пластинок биотита	Замещение центральных зон пегматитов <i>Кв-Пл-Мск</i> комплексом	Образование кварцевых зон и прожилков кварц-альбитового агрегата
Позднеин-складчатые				Замещение эндоконтактов <i>Кв-Пл-Мск</i> комплексом	Замещение кварцем всех минеральных агрегатов	
Доскладчатые	Метаморфические дифференциаты и пегматитовые мигматиты	<i>Кв-Мкл-Пл</i> пегматиты		Развитие лейст мусковита в парагенезисе с <i>Кв</i> и <i>Пл</i>		

гранат, *Кв* — кварц, *КПШ* — калиевый полевой шпат, *Мкл* — микроклин, *Мск* — мусковит, *Пл* — плагиоклаз, *Турм* — турмалин.

правило, слабо развиты поздние структуры перекристаллизации; и наоборот, в пегматитах с широким развитием метасоматической перекристаллизации первичные структуры сохраняются лишь в реликтах. Поэтому проследить образование всех генераций минералов в пределах одного тела не удастся. Автометасоматические преобразования развиты в крупных телах постскладчатых пегматитов. Обычно именно эти жилы подвержены

Таблица 41

Генерации минералов в допалеозойских пегматитах

Минерал	Стадия							
	становления доскладчатых тел	становления синскладчатых тел	становления постскладчатых тел	автометасоматического преобразования	микроклинизации	кварц-мусковитового замещения	кварцевого замещения	альбитизации
Калиевый полевой шпат		I	II	III	IV	V		
Плагиоклаз (№ 35—10)	I	II	III	IV		V	VI	
Альбит								I
Кварц	I	II	III	IV		V	VI	
Биотит	I	II	III		IV			
Мусковит				I		II		III ?
Гранат	I	II	III			IV		
Турмалин				I		II		III—IV
Ортит	I	II	III			IV ?		
Берилл						I		II
Магнетит	I	II	III					

Таблица 42

Генерации минералов в палеозойских пегматитах

Минерал	Стадия				
	первичной кристаллизации	автометасоматоза	кварц-мусковитового замещения	кварцевого замещения	альбитизации
Микроклин	I	II			
Плагиоклаз (№ 24—10)	I		II	III	
Альбит					
Кварц	I	II	III	IV	
Биотит	I	II			
Мусковит			I		
Гранат	I				
Турмалин			I		
Ортит	I		II		
Берилл			I		
Магнетит	I				

максимальным наложенным процессам замещения, что также затрудняет выявление предшествующих им комплексов минералов.

Главное внимание уделялось породообразующим и наиболее распространенным акцессорным минералам. Минералы, встречающиеся только в одной разновидности пегматитов, а также те из них, для которых был невозможен отбор мономинеральных фракций, в работе не характеризуются. Породообразующие минералы пегматитов — плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит и мусковит; главные акцессорные — гранат, турмалин, ортит, берилл, апатит и магнетит. При изучении минералов выделялись только достоверные генерации (табл. 41).

Минералогия допалеозойских и палеозойских пегматитов рассмотрена отдельно в связи с резко различными условиями их формирования: первые из них приурочены к периоду первично-геосинклинального режима развития региона, вторые — к субплатформенному этапу. В палеозойских пегматитах выделяются четыре генерации "сквозных" минералов, т.е. минералов, встречающихся во всех зонах; таковы плагиоклаз и кварц. Микроклин образует три генерации, биотит — две.

Для сопоставления минералого-геохимических особенностей первичных (магматических комплексов) пегматитовых тел использованы минералы наиболее широко распространенных пегматитов гранитной структуры. Поэтому первые генерации минералов в палеозойских пегматитах выделены также из пегматитов этой структуры: плагиоклаз I, кварц I, микроклин I, биотит I. В участках аутометасоматического замещения с образованием блоковых структур — кварц II, микроклин II (белый и амазонит), биотит II. В кварц-мусковит-плагиоклазовом замещающем комплексе — плагиоклаз II, кварц III, мусковит. В зонах кварцевого замещения — кварц IV, плагиоклаз III. В зонах альбитизации — альбит (табл. 42).

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ДОПАЛЕЗОЙСКИХ ПЕГМАТИТОВ

Плагиоклаз и кварц встречаются во всех пегматитовых образованиях района. Калиевый полевой шпат и биотит распространены широко, однако в некоторых минеральных ассоциациях, преимущественно поздних стадий перекристаллизации, они отсутствуют. Мусковит, наоборот, чрезвычайно редок в ранних структурах пегматитовых тел.

Плагиоклаз

Главные разновидности плагиоклазов следующие: плагиоклаз I — в до складчатых пегматитах гранобластовой структуры; плагиоклаз II — в пегматитах гипидиоморфно-зернистой структуры позднесинскладчатых тел; плагиоклаз III — в пегматитах гипидиоморфно-зернистой структуры постскладчатых тел; плагиоклаз IV — из зон аутометасоматических преобразований постскладчатых пегматитовых тел; плагиоклаз V — в кварц-мусковитовом комплексе; плагиоклаз VI — в зонах кварцевого замещения. Все эти разновидности плагиоклаза представлены преимущественно олиго-

Таблица 43

Средние содержания анортитовой (An) составляющей и некоторых элемен

Возраст	Генерация плагиоклаза	Число проб	An	Содержание, вес. %	
				K	Na
Допалеозойский	I	2	32	0,40	He опр.
	II	4	28	0,65	8,80
	III	4	26	0,63	8,25
	IV	2	24	0,67	9,10
	V	7	22	0,47	8,57
	VI	7	17	0,40	9,80
	Альбит	5	8	0,30	8,62
Палеозойский	Из мелкозернистого пегматита	3	22	0,56	He опр.
	Из блокового амазонитового пегматита	3	15	0,76	"

клазом. В зонах альбитового замещения встречается, кроме того, плагиоклаз VII — альбит; отмечающийся в единичных случаях клевеландит и альбит пертитовых вростков в самостоятельную генерацию не выделяются.

Плагиоклаз I — главный минерал доскладчатых тел — представлен мелкими вытянутыми, часто катаклазированными зернами, нередко окруженными каймой новообразованных плагиоклазов, более кислых по отношению к центральным частям. Содержание анортитовой составляющей 28—35%. Цвет серый, иногда со слабым бурым оттенком, который часто сохраняется в шлифах. Эта окраска возникла, по-видимому, во время интенсивного катаклаза доскладчатых пегматитов и окисления магнетита до гематита. По сравнению с другими генерациями плагиоклаз I характеризуется минимальными содержаниями редких щелочей и повышенными — Ba (табл. 43). От плагиоклазов из пегматитов аплитовой и графической структур доскладчатых тел плагиоклаз I существенно не отличается.

Плагиоклаз II образует обычно гипидиоморфные зерна, вытянутые параллельно контактам. Такая ориентировка сохраняется и в некатаклизированных пегматитах. Цвет серый, реже розовый. Обычно представлен олигоклазом последних номеров, в единичных случаях — андезином № 30—32. В эндоконтактовых частях тел, залегающих в габброидах Бирхинского и Бугульдейского полей, содержание анортитовой составляющей в плагиоклазе II несколько выше, чем в гнейсах и сланцах Намшинурского поля. Средний состав плагиоклаза II — 28% анортитовой составляющей. Содержание калия 0,65%, хотя в части проб достигает 0,8%. По содержанию редких элементов эта генерация близка к плагиоклазу I. Плагиоклаз из пегматитов графической структуры по составу почти не отличается от

тов в плагиоклазах

	Содержание, г/г						
	Li	Rb	Cs	Pb	Sn	Ba	Sr
2	10	He обн.	2	He обн.	200	100	
4	12	4	3	2	200	56	
5	16	4	3	2	48	60	
6	19	4	6	2	60	120	
6	20	5	6	3	740	730	
6	32	3	10	4	80	100	
5	12	4	6	3	40	36	
5	49	6	32	3	100	40	
17	20	26	40	5	42	20	

среднего, а из пегматитов аплитовых структур в общем случае отличается повышенной основностью.

Плагиоклаз III встречается в постскладчатых пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры в виде удлинённых или изометричных кристаллов. Состав его изменяется в широких пределах: обычно это олигоклаз № 25—28, однако в жиле НПС-1 в контакте с мраморами содержание анортитовой составляющей достигает 35%. Цвет минерала светло-серый. Содержание калия 0,4—0,7%. В отличие от предыдущих генераций количество редких щелочей незначительно повышено, а содержание Ba понижено.

Плагиоклаз IV пользуется меньшим распространением. Он ассоциирует с кварцем и мусковитом в центральных частях крупных пегматитовых тел, где образует блоки длиной до 15 см. Чаще всего он встречается в кварц-плагиоклазовом агрегате, замещая микроклин и плагиоклаз III по границам зерен или микротрещинам. Таким образом, зоны перекристаллизации, содержащие плагиоклаз III, характеризуются не только кристаллизацией с увеличением крупности зерен, но и рекристаллизацией. Содержание анортитовой составляющей в плагиоклазах IV равно 22—27%. Цвет белый или светло-серый. Количество редких щелочей, особенно Rb, по сравнению с предыдущими генерациями несколько повышено (до 25 г/т). В участках замещения плагиоклаза III плагиоклазом IV сохраняется ориентировка кристаллов и двойниковых швов предыдущей генерации. В случае замещения плагиоклазом микроклина ориентировка двойниковых швов совпадает со спайностью по {001} и {010}, причем предпочтение отдается тем плоскостям, которые совпадают с ориентировкой швов в соседних кристаллах плагиоклаза. Пертитовые вростки альбита располагаются, как правило, по плоскостям {001}.

Плагиоклаз V широко представлен в участках кварц-мусковитового замещения, образуя нередко крупные блоки изометричной формы размером до 20 см. Но обычно это мелкие кристаллы олигоклаза № 20—25 белого цвета. В плагиоклазах ранних генераций проявляется интенсивная серицитизация, замещению подвергаются прежде всего краевые части кристаллов. По сравнению с предыдущими генерациями в плагиоклазах V в 1,5—2 раза ниже количество калия, незначительно меньше примеси Ba, а содержания редких щелочей повышены.

Плагиоклаз VI наблюдается в зонах кварцевого замещения в виде бесцветных полупрозрачных слабо удлинённых или изометричных кристаллов. Содержание анортита составляет 15—20%. Характерны низкие содержания калия (0,35—0,40%). Количество Ba несколько повышено по сравнению с плагиоклазом V, а Rb — максимально для плагиоклазов из допалеозойских пегматитов.

Плагиоклаз VII широко распространён в составе кварц-альбитового агрегата во многих пегматитовых телах. Мощные зоны альбитизации развиты в пегматитах приконтактных участков Бирхинского массива. Эта генерация плагиоклаза представлена альбит-олигоклазом (№ 8—12) и альбитом (№ 5—10). Преимущественно альбит развивается по трещинам, но часто центрами альбитизации в зернах микроклина являются пертитовые вросстки. В этом случае пертиты распада, не имеющие полисинтетических двойников, в процессе перекристаллизации образуют четкие альбитовые двойники, ориентирующиеся в микроклине перпендикулярно контактам вростков. Иногда в центральных частях пегматитовых тел образуются зоны блокового строения с крупными (до 30 см) кристаллами альбит-олигоклаза (№ 8—15). В отличие от кварц-альбитовых агрегатов плагиоклаз здесь ассоциирует с турмалином и бериллом. Иногда в таких зонах наряду с белым альбит-олигоклазом присутствует бесцветный альбит. Содержания рассеянных элементов в альбитах минимальны.

В плагиоклазах всех зон, помимо отмеченных выше элементов-примесей, содержится до 20 г/т Ti, до 100 г/т Zr, 10—30 г/т Σ Ln, 10 г/т Y. Плагиоклазы V и VI содержат до 10 г/т Be. В небольших количествах постоянно присутствуют Sn (2—5 г/т) и Pb (2—10 г/т); их содержания увеличиваются от ранних генераций к поздним. Отмечается строгая положительная корреляция между этими двумя элементами и редкими щелочами. Большинство элементов-примесей в плагиоклазах содержатся в небольших количествах. Часто флуктуации их содержаний в пределах одной генерации больше, чем разница между генерациями. Отчетливо выделяются повышенными количествами Rb, Sn и Pb лишь поздние генерации плагиоклазов (V и VI). Исключительно закономерны поведения Ca и Ba, содержания которых стабильно уменьшаются от ранних генераций плагиоклаза к поздним (см. табл. 43).

Калиевый полевой шпат

Калиевый полевой шпат представлен пятью генерациями: микроклин широко развит в позднесинкладчатых телах; микроклин II — в гипидиоморфнозернистых структурах постскладчатых тел; микроклин III — в зо-

нах автометасоматического замещения этих тел; микроклин IV — в участках калишпатизации; микроклин V — в кварц-мусковитовом комплексе.

Микроклин I — наиболее распространенная разновидность микроклинов в допалеозойских образованиях — является главным минералом позднескладчатых тел. Его кристаллы серого или розовато-серого цвета по краям зерен повсеместно корродированы плагиоклазом. Мелкие вроски новообразованного кварца, мусковита, плагиоклаза развиваются и в центральных участках зерен. Неизменный микроклин сохраняется лишь в реликтовых участках. Микроклин I представлен промежуточным микроклином с рентгеновской триклинностью ($\Delta\rho$) 0,68–0,84 (среднее по четырем определениям 0,75, табл. 44). Содержания Li, Rb, Cs и Pb в нем минимальны, а Ba — максимальны.

Микроклин II пользуется меньшим распространением в связи с тем, что пегматиты гипидиоморфнозернистой структуры в постскладчатых телах имеют ограниченное развитие. Кристаллы его, достигающие величины 3–4 см, белого цвета, иногда с розовым оттенком. Микроклиновая решетка в большинстве случаев отчетлива. Содержание редких щелочей в 1,5–2 раза выше, чем в микроклине I. Характерно повышенное содержание Na (1,0–1,4%) по отношению ко всем другим генерациям. Количество Sr минимально. $\Delta\rho = 0,8$.

Микроклин III распространен только в постскладчатых пегматитах. Образование его связано с автометасоматической перекристаллизацией крупных тел. По своим оптическим константам и триклинности он очень близок к микроклину IV, однако четко диагностируется. Представлен микроклин-пертитом с содержанием альбитовой составляющей до 15–18%, рентгеновская триклинность $\Delta\rho$ равна 0,8–0,9. Содержания Li, Rb, Cs, Pb, Sn несколько выше, чем в микроклине II, и ниже, чем в микроклине IV.

Микроклин IV распространен во всех допалеозойских пегматитах. Он образует порфиробласты в доскладчатых телах, удлинённые кристаллы в зонах биотит-микроклинового замещения позднескладчатых тел и блоки микроклин-пертитов в пегматитах блокового строения постскладчатых тел. Цвет белый. Величина кристаллов, нередко правильной огранки, достигает иногда более полуметра. В связи с тем что микроклинизации подвергаются почти все минеральные агрегаты пегматитовых тел, микроклин IV находится в самых разнообразных ассоциациях ранних генераций минералов, во всех структурах пегматитов. В некоторых случаях микроклин IV развивается по плагиоклаз-микроклиновому пегматиту микрографической структуры.

По видимому, образование мирмекитовых вростков в плагиоклазах начинается именно на этой стадии пегматитообразования. Мирмекитовые вростки имеют стержневидную или червеобразную форму и развиваются как в краевых, так и в центральных частях зерен плагиоклаза. Развитие микроклина IV по плагиоклазу приводит к образованию псевдомирмекитов. Микроклин IV часто представлен микроклин-пертитом. $\Delta\rho = 0,88$ –1,0. Содержания K, Cs, Sr, Li и Pb в них выше, чем в других разновидностях, Ba — ниже, и Na — минимальны.

Таблица 44

Рентгеновская триклинность ($\Delta\rho$) и средние содержания некоторых элемен

Возраст	Генерация микроклина	Число проб	$\Delta\rho$	вес. %	
				K	Na
Допалеозойский	I	8	0,76	8,30	1,10
	II	8	0,80	8,40	0,90
	III	10	0,87	8,80	1,20
	IV	4	0,94	10,90	0,50
	V	4	0,95	10,20	0,72
Палеозойский	Из мелкозернистого пегматита	3	0,90	11,30	0,46
	Из блокового амазонитового пегматита	2	0,95	12,10	0,40

Примечание. В микроклинах IV—V и в микроклинах из палеозойских пегматитов по возможности исключено влияние пертитовых вростков.

Таблица 45

Химический состав микроклинов (в вес. %)

Пегматитовое поле	Число проб	Окислы					
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Na ₂ O ₃
Бирхинское	2	65,32	18,04	0,10	0,09	14,14	2,30
Бугульдейское	2	65,28	18,81	0,13	0,06	13,55	2,16

Примечание. Пересчитано на сумму 100%.

Микроклин V пользуется меньшим распространением, чем предыдущие генерации. Он отличается высокой степенью упорядоченности кристаллической решетки ($\Delta\rho = 0,9-1,0$), минимальными содержаниями Ba, максимальными — Li и Rb. Близки к микроклину V по составу редкие кристаллы калишпатов из участков кварцевого замещения пегматитовых тел, однако количество Rb в них несколько выше (до 830 г/т).

Во всех генерациях микроклинов отмечаются незначительные примеси Mn, Ti, Cr, Ni, реже V, эпизодически Cu и В. Как уже указывалось, микроклинам допалеозойских пегматитов района свойственна высокая упорядоченность решетки кристаллов. В отличие от других районов Восточной Сибири, где ранние генерации калиевого полевого шпата, включая начальные периоды постмагматического замещения, характеризуются свойства-

тов в микроклинах

г/т							
Li	Rb	Cs	Pb	Sn	Ba	Sr	
2	260	6	He обн.	2	250	50	
4	290	10	5	2	200	40	
5	407	12	10	2	200	60	
8	550	20	20	3	110	85	
8	750	22	15	3	100	90	
3	710	13	20	6	150	40	
13	2000	170	40	8	100	30	

ми ортоклаза и промежуточного микроклина, в приольхонских пегматитах рентгеновская триклинность микроклинов редко опускается ниже 0,75. Помимо ограниченного содержания элементов, которые могли бы тормозить процессы упорядочения кристаллической решетки калишпатов, важным обстоятельством является, по-видимому, длительная тектоническая активность района.

В табл. 45 представлены химические анализы микроклинов блоковых структур из постскладчатых пегматитов Бирхинского (Нарын-Кунта) и Бугульдейского полей. Содержания главных петрогенных элементов близки к теоретическим. Главными достоинствами этих полевых шпатов являются низкое содержание примесей — $(Fe_2O_3 + FeO + TiO_2) < 0,15\%$, $(CaO + MgO) \ll 1,0\%$, высокие значения суммы щелочей (более 13%) и отношения $K_2O : Na_2O \geq 4^1$. Эти параметры значительно превышают требования к самым высоким сортам полевошпатового сырья для электроизоляционной, художественно-фарфоровой, абразивной, электродной и стекольной отраслей промышленности.

Микроклин Нарын-Кунтинского месторождения является керамическим сырьем экстракласса. Как видно из табл. 45, и в Бугульдейском поле отмечен полевой шпат такого же качества.

Биотит образует в допалеозойских пегматитах четыре генерации: биотит I — в доскладчатых пегматитах гранобластовой структуры; биотит II — в позднесинкладчатых пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры; биотит III — в мелкозернистых пегматитах эндоконтактных зон

¹ Цифры соответствуют крайним значениям требований к химическому составу керамического сырья для различных отраслей промышленности, определенным ГОСТом.

Таблица 46

Показатели преломления и средние содержания некоторых элементов в био

Возраст	Генерация биотита	Число проб	Ng	вес, %	
				K	Na
Допалеозойский	I	1	1,653	6,20	He обн.
	II	4	1,648	5,50	"
	III	5	1,644	6,10	0,04
	IV	4	1,639	9,20	0,02
	Поздний секущий биотит	2	1,641	9,70	0,03
Палеозойский	Из мелкозернистого пегматита	2	1,668	8,20	0,05
	Из блокового пегматита	4	1,665	8,12	0,03

Таблица 47

Химический состав биотитов (в вес. %)

Возраст	Генерация биотита	Номер пробы	f (в %)	Окислы				
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Из допалеозойских пегматитов	II	ИН-369	82	35,26	3,89	14,15	5,03	20,25
	III	ИО-688	79	35,46	4,41	15,57	4,63	18,47
	IV	ИН-724	76	35,03	3,81	16,55	3,91	18,68
Из палеозойских пегматитов		ИН-337	96	35,99	1,44	16,53	2,96	26,68

постскладчатых тел и биотит IV — в зонах микроклинизации постскладчатых тел.

Биотит I слагает мелкочешуйчатые агрегаты по плоскостям катаклаза в плагиоклазовых доскладчатых пегматитах, ориентированные субпараллельно контактам. Реже он образует мелкие, различно ориентированные пластинки в участках, менее подверженных катаклазу. Содержания редких щелочей и свинца в биотитах этой генерации минимальны по сравнению с последующими (табл. 46), бария — максимальны (500–1000 г/т); Ng = 1,650–1,655.

Биотит II широко распространен в микроклиновых пегматитах позднескладчатых тел в виде вытянутых пластинок, расположенных в интерстициях между кристаллами полевых шпатов или между калишпатами и

титах

г/т								
Rb	Cs	Pb	Sn	Ba	Sr	Zn	Nb	Ni
450	36	He обн.	20	740	40	300	He опр.	20
748	135	2	12	400	40	200	4	15
1224	240	4	20	350	38	200	10	10
2576	336	4	24	260	32	100	20	10
2184	464	6	24	140	28	100	30	2
3620	1500	10	30	75	22	280	70	He обн.
6816	3100	10	34	65	13	260	He опр.	"

Окислы								
MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	Сумма	H ₂ O	F
0,76	0,93	6,55	8,07	0,08	4,95	99,98	5,60	0,40
0,51	0,47	7,39	8,23	0,78	3,63	99,55	3,26	0,40
0,34	0,23	8,14	8,85	0,23	3,60	99,37	3,54	0,60
0,97	0,35	0,84	8,57	0,11	3,95	96,39	2,94	1,05

кварцем. Эта генерация характеризуется повышенной общей железистостью (f = 82%, табл. 47) и относительно высокими концентрациями бария (300–600 г/т). В ней резко повышено содержание лития, в связи с чем показатели преломления несколько ниже; Ng = 1,645–1,650.

Биотит III слагает скопления в плагиоклаз-микроклиновых пегматитах постскладчатых тел, образованные правильно ориентированными чешуйками черного цвета. Иногда отмечаются столбчатые кристаллы до 1 см по оси z. Содержание редких щелочей выше, чем в ранних генерациях, а бария и стронция понижены; Ng = 1,640–1,648, f = 79%.

Биотит IV образует крупные пластины в зонах блокового строения, выполняющие контракционные трещины или развивающиеся на контактах между блоками микроклина и кварца. Цвет их черный с бурым оттенком.

ком. Общая железистость $f = 76\%$. В участках замещения плагиоклазов биотитом этой генерации в последнем сохраняются мелкие каплевидные или стержневидные вроски кварца. Часты мелкие выделения граната и сфена. Подобные псевдомирмекитовые и другие включения весьма характерны для биотита IV. Содержания Li, Rb, Cs, Pb и Sn в нем максимальны, а Ba и Sr — минимальны. Важной особенностью биотита IV является повышенное (9,2–9,7%) содержание K.

Во всех разновидностях железисто-магнезиальных слюд содержатся (в г/т) Ni 8–60, Co 10–80, V 10–80, Cr 10–100, Sc 10–70, Cu 10–30, Zn 100–500, Ti 10–15, Zr 200–300, до 4,5% TiO_2 , в некоторых пробах отмечено 10–40 г/т Nb. Биотиты, ассоциирующие с минералами редких земель, содержат, кроме того, до 30–40 г/т элементов иттриевой группы. В пегматитовых телах с интенсивно проявленной альбитизацией отмечаются секущие лейсты биотита черного цвета. В связи с ограниченным распространением эта разновидность в самостоятельную генерацию не выделена, однако представляет интерес как самый поздний биотит среди доскладчатых пегматитов района. Содержание главных элементов и наиболее распространенных примесей в биотитах этой разновидности близко к таковым в биотите IV. Несколько повышенное количество зафиксировано только для Li и Cu. Поздние генерации биотитов содержат бериллий — 5–10 г/т. Содержание фтора и бора повышается незначительно: F — от 0,40 до 0,50%, B — до 10 г/т.

Для всех биотитов района характерны высокие показатели преломления. В.В. Потапьев [121] указывает на обратную связь между содержаниями фтора и величиной показателя преломления биотитов из гранитоидов. В биотитах рассмотренных здесь генераций содержание фтора редко превышает 0,5% против расчетных 2–4%. По-видимому, этим и объясняются их высокие показатели преломления.

В табл. 47 приведены химические анализы биотита различных генераций. Несмотря на отмеченные различия в количестве рассеянных элементов, состав петрогенных элементов в них весьма близок. Значительные различия отмечаются лишь в содержании MgO , количество которого закономерно возрастает от первых генераций к последующим в биотитах из допалеозойских пегматитов. Суммарное содержание железа в этом же направлении уменьшается.

Таблица 48

Средние содержания некоторых элементов в мусковитах из допалеозойских

Генерация мусковита	Число проб	вес. %		г/т	
		K	Na	Rb	Cs
Ia	4	9,20	не обн.	376	6
Ib	4	8,20	0,51	394	12
IIa	2	7,16	0,58	420	15
IIb	2	7,76	0,57	460	20
III	2	8,44	0,58	944	86

Постоянное присутствие в биотите IV микровключений граната и сфена на фоне понижения в этой генерации содержания TiO_2 и общей железистости, а также широкие пределы колебаний железистости в них, по-видимому, свидетельствуют о перекристаллизации биотита IV с выделением Fe и Ti и об образовании ими самостоятельных минералов.

Мусковит

Ранее в пегматитах Приольхонья было выделено [173] пять генераций мусковита. Однако две из них имеют ограниченное развитие. Это мелкочешуйчатый серицитовидный мусковит, постоянно присутствующий в малых количествах в участках кварцевого замещения, и чрезвычайно редкий зеленовато-желтый мусковит в зонах растворения кварца. Достаточно широко представлены три генерации мусковита: мусковит I — в зонах автометасоматического замещения тел, мусковит II — в кварц-мусковитовом комплексе и мусковит III — из участков альбитового замещения. Мусковит I дает две разновидности, отличающиеся по времени образования; а) из участков автометасоматических преобразований позднесинскладчатых тел; б) то же, постскладчатых тел.

Мусковит Ia образует мелкие бесцветные со слабым серебристым оттенком чешуйки, ориентированные вдоль осевых плоскостей жил. Величина их достигает 1–1,5 см². В отличие от других генераций в четырех изученных пробах этой разновидности Na не обнаружен (табл. 48). Соответственно количество K несколько выше, а Ba и Sr — максимальное. Мусковит Ib по оптическим свойствам неотличим от мусковита Ia, он лишь несколько крупнее. Однако в распределении элементов-примесей наблюдаются существенные отличия. Содержания редких щелочей в мусковите Ib повышены, а количество Ba и Sr несколько ниже.

Мусковит II — наиболее распространенная генерация, особенно в пегматитах Намшинурского поля. Это крупнопластинчатый мусковит, до 60 см², в жиле Мусковитовая величина пластин достигает даже 100 см². Здесь он представлен двумя разновидностями: а) образующийся в результате замещения пегматитов кварц-мусковитовым комплексом, б) развивающийся по биотиту. Существенных отличий в содержаниях рассеянных элементов в них не зафиксировано. Незначительные отличия обнару-

пегматитов

г/т						
Pb	Sn	Ba	Sr	Zn	Nb	Ni
2	3	300	30	30	не опр.	не опр.
2	5	300	28	34	20	10
6	5	180	20	34	10	6
4	10	200	20	46	10	2
2	5	100	15	42	40	2

Таблица 49

Химический состав мусковита II (в вес. %)

Окислы	Номер пробы			Окислы	Номер пробы		
	ИО-853	ИО-722	ИН-733		ИО-853	ИО-722	ИН-723
SiO ₂	44,13	44,05	44,35	MgO	0,3	0,50	0,59
TiO ₂	0,27	0,75	1,20	K ₂ O	10,46	9,99	10,46
Al ₂ O ₃	36,16	34,39	34,30	Na ₂ O	0,82	1,35	0,65
Fe ₂ O ₃	2,79	2,40	2,21	П.п.п.	4,45	5,0	4,80
FeO		0,92	0,93	Сумма	100,15	100,07	99,86
MnO	0,04	0,02	0,02	F	4,0	0,07	0,09
CaO	0,70	0,70	0,35				

живаются лишь в естественно повышенном количестве Li и элементов группы железа в мусковите, замещающем биотит. Концентрации редких щелочей в мусковите II несколько повышены по сравнению с мусковитом I, а Ba и Sr — понижены.

В табл. 49 приведены химические анализы мусковита II из пегматитов Бирхинского (ИО-722), Бугульдейского (ИБ-853) и Намшинурского (ИН-723) пегматитовых полей. Последняя проба представлена мусковитом, развивающимся по биотиту. Как видно при сопоставлении содержания минералообразующих окислов, их составы близки.

Мусковит III пользуется значительно меньшим распространением, чем предыдущие генерации. Он образует мелкие бледно-зеленые чешуйки, ассоциирующие с бериллом и альбитом. По высоким содержаниям Rb и Cs мусковит III резко отличается от других разновидностей. Концентрации Ba и Sr в нем минимальны, а Pb — максимальны по сравнению с ранними генерациями.

В жиле БПС-7, которая залегает в габбро-диоритах Бугульдейского поля, отмечается мусковит в ассоциации с лепидолитом. Эта разновидность мусковита также приурочена к зоне альбитового замещения, но по времени образования соответствует генерации Iб.

Однако содержания редких щелочных элементов в ней резко повышены, а Ba и Sr — минимальны для района. Эти отличия обусловлены специфическим режимом становления жилы БПС-7 [86], а именно спокойными условиями ее формирования.

Кроме отмеченных в табл. 48 элементов-примесей, в мусковитах постоянно присутствуют V (10–20 г/т), Cu (10–30), Zn (50–60), Ga (20–30), Tl (10–30 г/т).

Кварц

Кварц — один из самых распространенных минералов в пегматитах района. Он встречается как в первичных структурах пегматитов, так и во всех замещающих их комплексах. Кварц ранних парагенезисов

допалеозойских тел бесцветен или имеет молочно-белую окраску, зерна его всегда ксеноморфны. Часто он содержит большое число газово-жидких включений. В зонах перекристаллизации наряду с бесцветным встречается дымчатый и розовый кварц. Последний характерен для пегматитов блокового строения. По данным полуколичественных спектральных анализов, кварц из эндоконтакта и центральной части жилы Нарын-Кунта содержит Al, Na, Fe и Ti 50–200 г/т, Ва – 100 г/т. Из других элементов-примесей отмечены Cr, V, Cu, Ga, Mn и Ca.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ДОПАЛЕЗОЙСКИХ ПЕГМАТИТОВ

Акцессорные минералы в пегматитах Приольхонья отличаются широким разнообразием. Наиболее часто встречаются минералы следующих классов: самородные (графит), сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, молибденит, халькозин, ковеллин, борнит), окислы (магнетит, титаномагнетит, корунд, касситерит), фосфаты (апатит, монацит, ксенотим), силикаты (турмалин, гранаты, берилл, пироксены, амфиболы, сфен, циркон, эпидот). Широко распространены низкотемпературные и гипергенные минералы: серпентин, хлорит, тальк, вермикулит, малахит, азурит и др.

При изучении акцессорной минерализации пегматитов главное внимание уделялось "сквозным" минералам. Такими являются гранат, турмалин, ортит, берилл, магнетит.

Гранат

Гранаты Приольхонья изучались А.В. Сорокиным [143], А.С. Ескиным [33], В.А. Ширяевой [168] и др. При этом в поле зрения исследователей оказались гранаты из самых разнообразных пород: эклогитов, амфиболитов, гранат-биотитовых гнейсов и пегматитов разного возраста.

В допалеозойских пегматитах района выделяется пять генераций минерала: гранат I гранобластовых структур доскладчатых тел; гранат II гипидиоморфнозернистых структур позднесинскладчатых тел; гранат III постскладчатых тел; гранат IV зон кварц-мусковитового замещения; гранат V зон альбитового замещения. Все они принадлежат к альмандиновому ряду и отличаются от гранатов вмещающих гнейсов повышенным содержанием суммарного железа и марганца и более низкими концентрациями CaO, MgO и TiO₂.

Гранат I встречается в виде мелких зерен красновато-бурого или красного цвета. Кристаллы его чистые, полупрозрачные, без включений других минералов. Содержание спессартиновой молекулы в этой генерации граната минимально, пироповой – максимально. Всегда в небольших количествах присутствуют примеси Y, Yb, Cr, Zn, Sn, V, Ga, Na и K. Цериевые редкие земли не обнаружены.

Гранат II образует мелкие темно-красные и малиново-бурые кристаллы, неравномерно рассеянные между зернами полевых шпатов и кварца, или включения в них. В отличие от граната I в нем отмечаются элементы цериевых редких земель, резко повышены содержания Mn, Zn и Pb.

Гранат III образует правильные, часто крупные кристаллы в плагиоклаз-микроклиновых пегматитах постскладчатых тел. Цвет их бурый,

Таблица 50

Химический состав гранатов (в вес. %)

Возраст	Генерация	Номер пробы	Окислы		
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Из допалеозойских пегматитов	I	ИН-344	40,50	0,05	20,75
	II	ИН-229	39,70	0,05	20,60
	III	ИО-50	39,50	0,06	19,50
	IV	ИО-51	38,50	0,07	20,50
	V	ИК-448	39,00	0,07	20,55
Из палеозойских пегматитов		ИА-327	38,50	0,02	20,75

иногда с черным налетом на гранях. В этой и последующих генерациях граната налет окислов марганца на грани весьма характерен. Распределение рассеянных элементов близко к гранату II. Несколько повышены содержания Na и K — до 0,1%.

Гранат IV присутствует иногда в гораздо больших количествах, чем другие генерации, составляя до 5–7% объема. Крупные буровато-красные кристаллы ромбо-додикаэдрической формы достигают 3 см в диаметре. Нередки включения кварца, иногда мелкие чешуйки слюды. В жиле Взорванная отмечались случаи выполнения трещин турмалин-гранатовым агрегатом, при этом вдоль стенок открытых трещин развивается игольчатый турмалин, а центральные части выполнены гранатом. Гранат IV содержит по сравнению с другими генерациями минимальное количество MgO и максимальные — иттрия (более 0,005%), иттербия (до 0,008%) и цериевых лантаноидов (Cl — 0,001, Nd — 0,003, La — 0,003%).

Гранат V встречается в виде двух разновидностей: псевдографических сростаний с кварцем или в виде правильных кристаллов, приуроченных к прожилкам кварц-альбитового агрегата, преимущественно постскладчатых пегматитов. Кварц-гранатовые сростания образуют изометричные обособления. Обе эти разновидности близки по составу. Содержание спессартиновой составляющей достигает 30%, что выше, чем в других генерациях гранатов из допалеозойских пегматитов. Для них характерны высокие содержания CaO, минимальные — MgO и FeO (табл. 50).

От первых генераций к последним закономерно повышается количество MnO и снижается — MgO. Содержания остальных компонентов от генерации к генерации изменяются незначительно и без отчетливой закономерности. Пробы ИО-50 и ИО-51 дают относительно низкие количества CaO. Такие же содержания CaO отмечаются и в гранатах из пегматитов Намшинурского поля. В то же время, по данным В.А. Ширяевой

Окислы						
	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Сумма
	0,97	24,37	6,83	3,05	3,55	100,07
	0,89	21,20	10,59	4,56	2,60	100,19
	1,62	24,46	11,45	2,12	1,30	100,01
	0,70	24,72	12,60	1,88	1,07	100,04
	0,95	19,80	14,24	4,26	1,21	100,08
	0,97	19,90	14,75	5,51	0,05	100,45

[168], здесь отмечаются пробы с содержанием CaO до 6,60%. По-видимому, особенностью генераций III и IV являются не пониженные количества CaO, а широкий диапазон его колебаний. От ранних к поздним генерациям граната возрастают содержания лантаноидов, свинца и галлия и уменьшаются количества примесей W, Ti, V, Zr, Na, K и Zr.

Важная минералогическая особенность гранатов — степень их насыщения включениями других минералов. Если гранат I очень однороден, то в гранатах генераций II и III наблюдаются вросстки кварца, серицита, реже биотита, а гранат V образует сростания с кварцем.

Турмалин

Турмалин широко распространен в позднескладчатых и постскладчатых пегматитах. Он образует четыре генерации. Турмалин I встречается в зонах аутометасоматических преобразований пегматитовых тел, турмалин II — в кварц-мусковитовом комплексе, турмалин III — в зонах альбитового замещения, турмалин IV (полихромный) встречен в единственной жиле БПС-7 Бугульдейского поля и специально нами не изучался.

Турмалин I образует кристаллы в виде крупных призм черного цвета до 1 см² в сечении. Встречается чаще всего в ассоциации с калишпатом и кварцем, однако отмечены и другие ассоциации: плагиоклаз—кварц—турмалин, плагиоклаз—кварц—турмалин—гранат. Эта генерация по составу (табл. 51) заметно отличается от последующих прежде всего более высокими концентрациями TiO₂ и CaO.

Турмалин II — наиболее распространенная генерация, встречается в позднесинскладчатых и постскладчатых пегматитах, преимущественно в южной части Намшинурского поля, в парагенезисе с кварцем и мусковитом. Это крупные вытянутые кристаллы черного цвета, достигающие

Таблица 51

Химический состав турмалинов (в вес. %)

Генера-ция турмалина	Номер пробы	Окислы					
		SiO ₂	TiO ₂	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
I	3803	35,85	1,26	0,16	3,02	12,19	27,54
II	ИО-16	35,30	0,91	0,11	6,18	9,08	27,81
	ИО-715	36,12	0,22	0,17	4,17	11,26	28,86
	ИО-616	26,27	0,41	0,27	7,11	5,78	34,03
III	ИО-696	36,30	0,40	0,18	8,01	5,59	31,25

Примечания. Анализы выполнены В.А. Ширяевой с применением методов атомной абсорбции [100]. Анализы пересчитаны на 100%.

5 см в длину и 1,5–4 см² в сечении, разбитые, как правило, сетью поперечных трещин, выполненных кварцем и плагиоклазом. Иногда крупные кристаллы турмалина II развиваются в плагиоклазовых пегматитах апрографической структуры. Он отличается от других генераций повышенным содержанием Fe и Na.

Турмалин III образует вытянутые, нередко игольчатые кристаллы черного цвета в ассоциации с альбит-олигоклазом зон альбитового замещения. Здесь, на границе с кварцевыми ядрами, встречаются кварц-турмалиновые псевдографические агрегаты. Содержания MnO и Li₂O в этой генерации турмалина по сравнению с другими повышены. Особенно закономерно от ранних турмалинов к поздним изменяются концентрации главных петрогенных элементов. Отчетливо увеличивается роль Al₂O₃ в поздних генерациях, уменьшаются содержания железа, CaO, MgO и TiO₂. H₂O, F и редкие щелочи в этом отношении мало показательны. Все генерации турмалинов относятся, по классификации А.С. Поваренных [119], к шерлитам.

Первые упоминания о полихромном турмалине принадлежат А.В. Соколкину [143]. В общем это нехарактерный минерал для приольхонских пегматитов. Образование редкометалльных минералов возможно в обычных керамических пегматитах с кларковыми содержаниями редких металлов в случае их кристаллизации в закрытой системе [86]. Малое содержание биотита — концентратора редких щелочей — способствует накоплению Li, Rb, и Cs в остаточном растворе. По мере понижения температуры и давления количество этих элементов в минералах постепенно возрастает, вплоть до появления типичных редкометалльных минералов.

Полуколичественные анализы указывают на постоянное присутствие в турмалинах всех генераций Be (2–10 г/т), Sn (до 10), Ga (30–100), Ni (до 10), V (до 30), Sr (до 30), Y (до 10), Ce, La (до 30 г/т). При этом содержание некоторых элементов-примесей закономерно изменяется от ранних турмалинов к поздним. Так, увеличивается количество Be и Ga, а содержание Sr, Ni, V падает. Турмалины из жилы Нарын-Кунта содержат, кроме того, до 10 г/т Cu и до 100 г/т Zn.

Окислы							
CaO	MgO	B ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	F	H ₂ O ⁺
1,68	3,02	10,24	0,08	1,91	He обн.	0,05	3,00
1,38	2,74	10,11	0,17	2,16	0,005	0,08	3,00
0,79	2,71	10,51	0,08	2,26	He обн.	0,08	2,80
0,31	0,90	10,38	0,07	1,83	0,01	0,05	2,60
0,60	1,05	11,05	0,13	2,18	0,01	0,10	3,20

Ортит

Ортит отмечается во всех типах пегматитов Приольхонья. Он образует в допалеозойских пегматитах четыре генерации. Ортит I встречается в доскладчатых жилах, ортит II широко распространен в позднекладчатых телах, ортит III встречается реже, преимущественно в пегматитах гранитной структуры постскладчатых тел, ортит IV — в участках кварц-мусковитового замещения.

Ортит I представлен уплощенными вытянутыми кристаллами, неравномерно рассеянными в плагиоклазовых пегматитах Намшинурского поля. Для них характерна бурая плотная рубашка гидроокислов железа. Специально состав охристых дворики и гидроокисных рубашек не изучался, однако во всех выделенных генерациях они значительно отличаются друг от друга по цвету, плотности и мощности. Отчетливая ассоциация — биотит, плагиоклаз и магнетит.

Ортит II — самая распространенная генерация в пегматитах района. Он отмечался во всех описанных позднеинскладчатых жилах. Наиболее широко ортит развит в пегматитах центральной части Намшинурского поля, в пределах Бирхинского и Бугульдейского полей его несколько меньше. Кристаллы ортита мелкие, до 15–20 мм в длину, плоские, часто нацело разрушенные. Иногда по ним образуются псевдоморфозы гидроокислов железа. С поверхности отмечались пустоты, имеющие форму кристаллов орита. В ортите II в отличие от других разновидностей наблюдаются наиболее мощные радиоактивные дворики. Ортит I и II содержат минимальное количество Th по сравнению с другими генерациями, а также Sn, Ca, Mn, Sr, Ti. Концентрации Pb, Ni, Al, La и Ce в них несколько повышены.

Ортит III рассеян в виде мелких, нередко изометричных зерен вдоль эндоконтактов постскладчатых тел. Иногда кристаллы его имеют шестоватую форму с округлым сечением. Спектр редких элементов близок к имеющемуся у предыдущих генераций, за исключением присутствия в нем Zr (0,001 г/т).

Таблица 52

Химический состав ортитов (в вес. %) [168]

Окислы	I	II	Окислы	I	II
SiO ₂	33,84	30,06	MnO	0,45	2,13
TiO ₂	0,27	1,53	K ₂ O	0,32	0,20
Al ₂ O ₃	19,45	11,85	Na ₂ O	0,39	0,23
Fe ₂ O ₃	10,94	8,52	H ₂ O ⁺	2,72	2,47
FeO	2,17	8,86	TR ₂ O ₃	10,18	18,96
CaO	16,83	11,85	ThO ₂	0,72	1,54
MgO	1,07	1,32	С у м м а	99,35	99,52

Таблица 53

Состав редкоземельных элементов в ортитах (в отн. % от суммы)

Элемент	I	II	Элемент	I	II
La	8,70	36,48	Gd	11,18	He опр.
Ce	32,19	47,74	Dy	0,44	"
Pr	5,30	8,26	Ho	He опр.	"
Nd	22,32	6,83	Er	"	"
Sm	9,25	0,30	Y	10,62	0,39

Примечание. В табл. 52 и 53 I — проба 0—10 из пегматитов Намшинурского поля; II — проба 0—164 из палеозойских пегматитов Тажеранского поля.

Ортит IV описан во многих постскладчатых телах района. Почти полное отсутствие рубашки гидроокислов железа, темно-бурый цвет и положение в интерстициях между кристаллами плагиоклаза или плагиоклаза и кварца отличают эту разновидность от всех предыдущих. На севере Намшинурского поля встречены кристаллы ортита IV, достигающие 1 см в сечении при длине 2—3 см. Более крупные кристаллы отмечались только в палеозойских пегматитах. В.А. Ширяевой [168] определен химический состав ортита III (табл. 52 и 53). Состав других генераций не изучался. Тем не менее некоторые закономерности по содержанию элементов-примесей вполне определенно прослеживаются от ранних генераций к поздним.

Магнетит и титаномагнетит

Магнетит — чрезвычайно распространенный минерал пегматитов первого этапа. Он встречается преимущественно в эндоконтактах и в пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры. Выделяются по крайней мере три его генерации в допалеозойских телах: магнетит I — в доскладчатых, магнетит II — в позднесинскладчатых, магнетит III — в постскладчатых телах. Первые генерации обычно представлены мелкими правильными кристаллами, поздние — крупными, иногда уплощенными неправильными

ми зернами. Весьма закономерно поведение элементов-примесей. В магнетите I содержание Ti достигает 3%, т.е. эта генерация представлена титано-магнетитом. В магнетите III количество титана сокращается до 0,1%. Интересно, что магнетиты палеозойских пегматитов содержат еще меньше Ti — до 0,011%. Кроме титана, в ранних магнетитах обнаружены Mg (до 0,1%), V (до 0,03%), Ca, Al, Mn (до 0,1%). Почти всегда фиксируется иттрий — до 0,001%. В поздних генерациях количество примесей сокращается, кроме Y, концентрации которого возрастают до 0,01%.

Апатит, циркон, берилл и сфен

Апатит распространен в пегматитах Приольхонья чрезвычайно широко, но крупных кристаллов не образует. Это затрудняет, а иногда делает и невозможным отбор мономинеральных фракций апатита для его минералого-геохимического исследования. Мелкие желтовато-зеленые зерна апатита встречаются и в структурах первичного этапа кристаллизации, и в зонах метасоматических преобразований: в кварц-мусковитовом комплексе, в участках кварцевого замещения и эпизодически в кварц-альбитовом агрегате.

Циркон встречается также во всех разновидностях пегматитов района, как правило, в виде мелких удлиненных кристаллов, но в посткладчатых пегматитах отмечаются и более крупные, размером до 1,5 см. В отдельных случаях отмечаются изометричные зерна циркона. Из элементов-примесей постоянно присутствуют Be, Mg, Pb, Fe, Ti, Nb, V, Ca, Al, Mn, Ga, Y, Yb.

Берилл пользуется меньшим распространением. Чаще всего в кварц-мусковитовом комплексе на границе с участками кварцевого замещения в аксессуарных количествах встречаются редкие мелкие кристаллы зеленого берилла. В некоторых жилах с широко проявленным альбитовым замещением имеются призмы зеленого, голубого и бесцветного берилла. Спектральными анализами по приближенно-количественной методике в бериллах всегда фиксируются в небольших количествах (0,0001—0,01%) Fe, Mg, Ca, Zn, Cu, Mn, Ga, B, V, Cr. Наиболее закономерно поведение щелочных элементов. В пегматитах, лишенных редкометаллической минерализации, выделяются четыре генерации берилла. Берилл I — зеленый минерал из кварц-мусковитового комплекса, берилл II — голубой, приуроченный к границам между кварцевыми обособлениями и зонами альбитизации, берилл III — белый или желтовато-белый в кварц-альбитовом агрегате, здесь же встречаются уплощенные бесцветные кристаллы берилла IV. Иногда берилл последней генерации развивается по ранним, образуя вокруг них тонкую бесцветную корочку или замещая их. В табл. 54 приведены содержания щелочных элементов в бериллах четырех генераций. Максимальные количества Na_2O и Li_2O зафиксированы в зеленом берилле, Rb_2O и Cs_2O — в голубом, K_2O — в бесцветном. От I генерации берилла к III уменьшается количество Na_2O и Li_2O , а от I и II генераций к III — также Rb_2O и Cs_2O . Однако в последней генерации берилла содержание щелочей несколько увеличивается.

Таблица 54

Содержание щелочных элементов в бериллах (в вес. %)

Генерация берилла	Цвет	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
I	Зеленый	0,12	0,57	0,2432	0,0109	0,6226
II	Голубой	0,05	0,44	0,1507	0,0423	0,9964
III	Белый	0,13	0,15	0,0678	0,0066	0,3350
IV	Бесцветный	0,17	0,24	0,1291	0,0067	0,5109

Сфен образуется вблизи контактов в пегматитах, залегающих в основных породах. Иногда на некотором удалении от контакта наблюдаются мелкозернистые шпирообразные выделения, обогащенные сфеном, — вероятно, результат интенсивной переработки ксенолитов вмещающих габброидов. Интересно, что такие обособления встречаются и в палеозойских пегматитах Тажеранского поля, залегающих в габброидах. Величина кристаллов редко превышает 0,5–1 см. Отмечены многочисленные случаи замещения сфеном титаномагнетита. Полуколичественные анализы обнаруживают в сфене постоянные примеси Sn, Pb, Bi, Ga, Fe, Nb, V, Na, Al, Mn, Sr, Ba, Y, Yb, La, Ce.

МИНЕРАЛЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЕГМАТИТОВ

Главными породообразующими минералами палеозойских пегматитов являются плагиоклаз, кварц, микроклин и биотит. Акцессорные минералы представлены чрезвычайно широко, главное внимание уделялось тем из них, которые распространены и изучены в допалеозойских пегматитах.

Породообразующие минералы

Плагиоклаз — постоянный минерал всех пегматитовых зон. Плагиоклаз I в эндоконтактах преобладает над калишпатом. Здесь он образует удлиненные кристаллы, ориентированные параллельно контактам. Содержание анортитовой составляющей стабильно — 20–24%. В пегматитах, залегающих среди мраморов и габброидов Тажеранского поля, отмечаются более основные плагиоклазы (№ 28), среди которых встречаются иризирующие разновидности. Содержания редких щелочных элементов в этой генерации, а также Pb и Sn минимальны, а Ba и Sr — выше, чем в более поздних плагиоклазах (табл. 55). Плагиоклаз II представлен олигоклазом № 13–17. Он ассоциирует с кварцем, микроклином и мелкочешуйчатым мусковитом в апографических пегматитах, развиваясь по полевым шпатам первой генерации. В случае замещения им плагиоклаза I в плагиоклазе II образуются мелкие каплевидные зерна кварца. В то же время плагиоклаз III, встречающийся в блоковом пегматите крупных жил, характеризуется максимальной концентрацией калия. По-видимому,

часть калия, высвобождавшегося при замещении микроклина плагиоклазом, связывалась в новообразованном олигоклазе. Плагиоклаз III пользуется меньшим распространением и существенно не отличается по составу от плагиоклаза второй генерации (см. табл. 55; 56).

Плагиоклаз IV представлен альбитом (№4 —12, преимущественно № 6—9). Он развивается в интерстициях между кристаллами и в различно ориентированных трещинах во всех зонах пегматитов. Иногда в ассоциации с ним отмечается мелкая желтовато-зеленая слюдка или салатного цвета серицитовый агрегат. Интересно, что это явление широко развито и в гранитах Аинского поля, но имеет несколько иной, площадной характер. Здесь альбит-серицитовый агрегат развивается по границам зерен кварца и полевых шпатов. Содержание элементов-примесей в альбитах минимальны. В плагиоклазах ранних генераций, кроме отмеченных элементов, встречаются V (до 10 г/т), Nb (10—30), Pb (до 20), Cu (до 10), Ga (до 20), Tl (10—30), В (10—30), Zr (до 300), V (10—40 г/т).

Микроклин I — серого или белого цвета, распространен в пегматитах эндоконтактов. Кристаллы его величиной до 1 см имеют гипидиоморфные или ксеноморфные очертания. Рентгеновская триклинность 0,80—0,92, содержание альбитовой молекулы 0—10%. Микроклин II встречается в тех же структурных зонах, что и амазонит. Как правило, это микроклин-пертит, однако встречаются кристаллы, не затронутые распадом. Рентгеновская триклинность соответствует максимальному микроклину — 0,90—1,0. Содержание альбита достигает 20%, однако в отличие от микроклина I это альбит пертитов замещения.

Амазонит — разновидность микроклина III голубовато-зеленого цвета — встречается в пегматитах графической, апографической и блоковой структур. Содержание его тем больше в породе, чем крупнозернистее структура. Обильны перитовые вростки. $\Delta\rho = 0,94—1,00$. Характерна четкая микроклиновая решетка. Постоянно вместе с амазонитом встречается белый микроклин II, иногда составляющий часть того же кристалла.

Содержание Na закономерно уменьшается от ранних генераций микроклина к поздним¹ (см. табл. 44). В этом же направлении повышается количество редких щелочей, свинца и олова, концентрации этих элементов в амазонитах максимальны. Из других элементов отмечаются Ba, Sr, Ti (10—20 г/т), и Y (до 10 г/т).

Биотит повсеместно встречается в ассоциации с микроклином. В плагиоклазовых пегматитах он распространен только в эндоконтактах тел, залегающих в основных породах и мраморах Тажеранского поля. Пластинчатые кристаллы биотита I темно-зеленого, а в тонких пластинках — ярко-зеленого цвета, концентрируются в эндоконтактах тел; $N_g = 1,670—1,668$. Характерны высокие по сравнению с биотитами допалеозойских пегматитов концентрации Li, Rb и Cs (см. табл. 46).

Биотит II образует крупные пластины или столбчатые кристаллы в пегматитах блокового строения в ассоциации с амазонитом. Положение

¹ Без учета альбита пертитовых вростков.

Таблица 55

Содержания К, Na (в вес. %) и элементов-примесей (в г/т) в минералах пег

Пегматит	Структурная зона	Минерал	Число анализов	К	Na	
Жила с амазонитом	Гранит экзо-контакта	Микроклин	4	10,30	Не опр.	
		Плагиоклаз	3	0,50	"	
	Мелкозернистая	Микроклин	2	11,30	0,46	
		Плагиоклаз	6	0,58	Не опр.	
		Биотит	2	8,20	0,05	
	Графическая	Микроклин (амазонит)	1	11,80	0,50	
		Биотит	1	8,16	0,06	
		Апографическая и блоковая	Микроклин в том числе амазонит	5 3	12,20 12,40	0,42 0,40
			Плагиоклаз	3	0,76	Не опр.
		Биотит	2	8,12	0,03	
Жила без амазонита	Мелкозернистая	Микроклин	2	10,60	0,50	
		Плагиоклаз	1	0,52	Не опр.	
		Биотит	1	Не опр.	"	

Таблица 56

Содержания К, Na (в вес. %) и элементов-примесей (в г/т) в минералах

Пегматит	Структурная зона	Минерал	Число анализов	К	Na	
Жила с амазонитом	Мелкозернистая	Микроклин	2	10,16	2,12	
		Плагиоклаз	2	0,54	6,89	
		Биотит	1	6,93	0,03	
	Графическая	Микроклин (амазонит)	1	9,68	2,16	
		Биотит	2	5,6	0,02	
	Апографическая и блоковая	Микроклин в том числе амазонит	6	9,70	2,18	
			4	9,66	2,20	
		Плагиоклаз	3	0,55	7,84	
		Альбит	1	0,168	7,48	
		Биотит	2	6,57	0,03	
	Жила без амазонита	Мелкозернистая	Микроклин	2	10,24	1,88
			Плагиоклаз	3	0,86	6,45
			Биотит	2	6,76	0,02

матитов Аинского поля

	Li	Rb	Cs	Pb	Ba	Sr	Sn
3	966	15	19	150	40	4	
4	45	6	30	35	24	2	
3	710	13	35	90	30	2	
6	57	8	24	50	20	2	
—	3016	276	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
10	1989	312	63	72	26	4	
—	7200	13 200	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
12	1660	135	50	95	40	15	
13	2000	170	72	100	30	14	
18	240	20	35	60	30	10	
—	6816	3100	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
3	277	9	31	830	81	2	
3	45	5	3	16	19	3	
—	1400	104	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	

пегматитов Тажеранского поля (жилы Северная и УБ-1)

	Li	Rb	Cs	Pb	Ba	Sr	Sn
16	1436	80	26	160	62	2	
Не обн.	21	8	20	30	80	2	
—	3788	1879	4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
14	1456	32	30	80	200	6	
—	5760	2720	10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
20	1560	100	36	70	80	12	
24	1600	168	38	60	25	10	
5	29	9	48	80	160	10	
2	16	2	Не опр.	13	32	Не опр.	
—	4444	2268	12	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
Не обн.	688	5	20	1000	200	3	
"	28	8	26	260	110	2	
—	1640	570	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	

Т а б л и ц а 57

Содержание редких элементов группы железа в биотитах (в г/т)

Генерация биотита	Номер пробы	Cr	Ni	V	Co	Sc
I	ИУ-915	18	42	24	9	4
II	ИУ-929	9	17	33	11	6
Биотит трехщинный	ИУ-937	10	15	35	14	6
Биотит по гранату	ИУ-938	16	20	52	12	10

крупнопластинчатого биотита по отношению к ранним структурам пегматитовых тел секущее. Цвет зеленовато-черный. В шлифах плеохроирует от желтовато-зеленого до темно-зеленого; $N_g = 1,666-1,662$. Общая железистость составляет 96%. Содержания редких щелочей минимальны в биотитах из мелкозернистых (неамазонитовых) пегматитов. В биотитах из пегматитов с амазонитом концентрации щелочей в 1,5–2 раза выше. В апографических и блоковых пегматитах эти элементы содержатся в еще больших количествах. От ранних генераций к поздним несколько возрастает количество свинца и резко повышается содержание бериллия (3,8 – 11 г/т). Количество фтора во всех разновидностях примерно одинаково – около 1%, что в 2–2,5 раза выше, чем в биотитах из допалеозойских пегматитов.

В гранитах Аинского поля и залегающих в них пегматитах, а также в мелкозернистых пегматитах Тажеранского поля часто встречается биотит, развивающийся по гранату. По времени образования он отвечает, очевидно, биотиту II и соответствует ему по составу. Отличие фиксируется только в содержании элементов группы железа (табл. 57).

Так, биотит II отличается от ранней генерации пониженными концентрациями Cr и Ni, количество V, Co и Sc, наоборот, в нем несколько выше. Биотит, развивающийся по гранату, не отличается по содержанию Cr от биотита I. По количеству Ni он занимает промежуточное положение между биотитом I и биотитом II, повышенные концентрации V и Sc отличают его от других генераций. Содержание элементов группы железа в биотитах из допалеозойских пегматитов постоянно выше: по Cr в 2–6 раз, Co в 2–10 раз, Ni в 1,5–2 раза, V в 2–3 раза, Sc в 1,5–8 раз.

Оптические характеристики и распределение элементов в минералах пегматитов Аинского и Тажеранского полей (см. табл. 55 и 56) свидетельствуют о генетическом единстве этих пегматитов. Некоторые отличия обусловлены составом вмещающих пород и особенностями их формирования, поскольку пегматиты Аинского поля являются эндогранитовой фацией пегматитов, а Тажеранского поля – экзогранитовой фацией [178].

Акцессорные минералы

Из акцессорных минералов широким распространением среди палеозойских пегматитов пользуются гранат, ортит, турмалин. Берилл встречается так же редко, как в допалеозойских пегматитах. Флюорит этих пегматитов описан А.А. Коневым в Тажеранском поле и авторами — в Аинском поле. Присутствие флюорита в парагенезисе с минералами пегматитов — еще одно доказательство малоглубинных условий их формирования.

Гранат представлен правильными, обычно мелкими кристаллами в плагиоклаз-микроклиновых пегматитах Аинского и Тажеранского полей. В зонах перекристаллизации пегматитов с образованием биотита II зерна граната интенсивно корродированы и замещаются биотитом. В мелкозернистых структурах плагиоклазов гранат имеет розовую окраску, в блоковых — малиново-красную. От гранатов допалеозойских пегматитов он отличается (см. табл. 50) пониженными содержаниями SiO_2 , TiO_2 , суммарного железа и MgO . Количество Al_2O_3 незначительно, а CaO и MnO в 1,5–2 раза выше. Все разновидности граната представлены альмандином с содержанием спессартиновой молекулы до 35%. Из элементов-примесей зафиксированы Pb (до 10 г/т), Ga (до 100), Ge (1–3), Cu (до 10), Na (до 0,1%), Zr (до 30 г/т), Y (2–10 г/т). В гранатах, ассоциирующих с ортитом, фергусонитом и другими минералами редких земель, отмечаются, кроме того, La , Ce , Nd , Yb .

Ортит встречается как в амазонитовых пегматитах, так и в жилах без амазонита. В жиле Северная он образует крупные плоские кристаллы величиной до 5 x 8 см. Цвет его смоляно-черный, иногда со слабым бурым оттенком. Ортит преимущественно тяготеет к линейным трещинным зонам. Жил, лишенных ортитовой минерализации, практически нет, однако в большинстве случаев количество его ничтожно — это единичные мелкие, иногда начело разлозившиеся кристаллы. Высокие содержания ортита отмечены в ряде жил, залегающих одновременно в мраморах и сиенитах Тажеранского поля (Береговушка и Северная). От ортитов из допалеозойских пегматитовых тел ортиты Тажеранского поля отличаются пониженными количествами Fe_2O_3 , CaO , K_2O и Na_2O . Несколько выше в них содержания TiO_2 , FeO , MgO , MnO и значительно больше — TR_2O_3 и ThO_2 (см. табл. 52). Отмечаются и качественные отличия в спектре редкоземельных элементов: в ортитах из палеозойских пегматитов повышены концентрации элементов цериевой группы за счет иттриевой (см. табл. 53).

Турмалин в палеозойских пегматитах пользуется меньшим распространением, чем в допалеозойских. В пегматитах Тажеранского поля встречаются довольно крупные кристаллы турмалина в ассоциации сальбит-олигоклазом и кварцем, а также трещинный турмалин, развивающийся в виде маломощных корочек или игольчатых кристаллов по стенкам трещин. В пределах Аинского поля развит только трещинный турмалин.

Флюорит встречается в мелких пустотах, преимущественно мелкозернистых пегматитов, в парагенезисе с кварцем и серицитом. По-видимому, образование их идет в стадию растворения кварца, непосредственно за

альбитизацией пегматитов. Флюорит представлен мелкими, до 2 x 2 см, кристаллами кубической формы, фиолетового цвета. Образуются, как правило, друзы кристаллов от 3 до 10 мелких индивидов, однако отмечены и одиночные правильные зерна флюорита. В других пегматитовых образованиях района флюорит не встречался.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ

Главные особенности пегматитов (крупнозернистость, богатство редкими элементами) первоначально объяснялись их кристаллизацией из остаточного расплава [190]. Эти представления были развиты А.Е. Ферманом [157, 158], который разделил пегматитовый процесс на геофазы в зависимости от температуры их образования. К.А. Власов [16] показал, что пегматитовый расплав-раствор представляет собой фазии и фазы интрузивов, формирующихся в их верхних частях в результате скопления летучих и легкоплавких соединений. А.И. Гинзбург и Г.Г. Родионов [21] связали особенности состава гранитовых пегматитов с глубиной кристаллизации из расплава, показав тем самым, что многообразие типов пегматитов обусловлено не только различным составом исходного расплава, но и условиями глубинности тел. А.И. Гинзбург [19] выделил в пегматитовом процессе этапы кристаллизации в зависимости от изменения в нем роли щелочей.

В.Д. Никитин [98], развивая взгляды А.Н. Заварицкого [37], показал возможность перекристаллизации кислых пород под воздействием не только автотасоматических, но и наложенных, аллотасоматических процессов. Сторонники метаморфической гипотезы — Г. Рамберг [122], Д.А. Великославинский и др. [13] — объясняют образование пегматитов за счет сегрегации и селективного плавления пород в процессе регионального метаморфизма. Д.С. Коржинский [60] вслед за К. Ландесом, Ф. Хессом и В. Шеллером считает, что магматический этап пегматитообразования завершается кристаллизацией гранитных и графических структур. Последующие процессы минералообразования и перекристаллизации он связывает с гидротермальными растворами.

Традиционные споры среди исследователей пегматитов по поводу их происхождения связаны, как правило, со стремлением авторов к универсальной трактовке их генезиса. Между тем не только пегматиты вообще, но и близкие по составу пегматитовые тела могут образоваться различным образом ([18, 183] и др.). В настоящее время имеются как геологические, так и экспериментальные доказательства возможности образования гранитных пегматитов магматическим путем [191]. Однако это не значит, что крупнокристаллические породы гранитного состава не могут возникнуть при метасоматозе или при кристаллизации из высокотемпературных растворов.

Задача состоит в том, чтобы в каждой группе пегматитов, в каждом районе иметь критерии происхождения жил разного типа для дифференцированного подхода к их оценке, метода поисков и разведки. Например, изучение мусковитовых пегматитов Восточной Сибири показало их ге-

терогенность [170]. Преобладают инъекционные пегматитовые тела — собственно пегматиты по А.Е. Ферсману. Кроме того, мусковитоносными являются пегматиты, первично образовавшиеся метаморфическим путем, а затем испытавшие метасоматическое преобразование, а также пегматитоподобные жилы, сформированные целиком на послемагматическом этапе непосредственно в метаморфических породах. Послемагматические процессы, в том числе процессы мусковитизации, сглаживают первичные различия, приводят к конвергенции гетерогенных объектов.

Исследователи Западного Прибайкалья — представители различных генетических школ — рассматривали дайковый комплекс кислых пород района с разных позиций: как результат расслоения основных магм, инъекции гигантомигматитов и дифференциации гранитных интрузий.

Как показано выше, в Приольхонье выделяется несколько возрастных и генетических групп пегматитов: нижнепротерозойские метаморфические (доскладчатые); верхнепротерозойские магматические (позднесинкладчатые) и постскладчатые (жилы выполнения и замещения); палеозойские магматические. Каждая из этих групп пегматитов характеризуется набором присущих ей геологических, минералогических и геохимических признаков. Формирование пегматитов рассмотрено на фоне геологической истории развития района, где неоднократно создавались условия, приведшие к образованию пегматитов.

МЕТАМОРФИЧЕСКОЕ ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЕ

Метаморфические пегматиты пространственно тяготеют к метаморфическим породам, претерпевшим преобразования в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В пользу метаморфического генезиса этих жил свидетельствуют их постоянная приуроченность к гнейсам, постепенные переходы на контактах с вмещающими породами, аналогичный им минеральный и близкий химический состав. Хотя количество метаморфических пегматитовых тел относительно небольшое, процесс перекристаллизации захватывал обширные площади.

Минеральные парагенезисы вмещающих гнейсов, отвечающие высокотемпературной амфиболитовой фации и алмадин-диопсид-роговообманковой субфации гранулитовой фации, свидетельствуют о достижении температур порядка 550–650°C [33]. На такие же температуры указывают Н.А. Божко и Л.И. Демина [10] на основе анализа парагенезисов минералов с учетом их химического состава. Наличие характерных полосчатых текстур в мигматизированных гнейсах подтверждает этот диапазон цифр [91]. Еще одним косвенным индикатором высоких температур кристаллизации пегматитов может служить состав магнетита. Магнетит доскладчатых жил содержит 2–3% TiO_2 . Такое количество двуокиси титана в магнетитах кислых пород соответствует температуре кристаллизации около 650°C [184].

Прямые определения палеотемператур образования метаморфических пегматитов проводились нами ранее по гранат-биотитовому геотермомет-

Таблица 58

Химический состав сосуществующих биотитов и гранатов в метаморфических

Минерал	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Биотит	1	35,84	3,34	13,15	5,13	21,20	0,79
	2	35,02	3,87	15,06	6,42	18,30	0,81
	3	34,90	3,38	14,30	6,07	20,74	0,94
Гранат	1	40,45	0,05	20,75	0,97	24,35	6,83
	2	39,94	0,10	21,16	1,39	23,64	7,20
	3	40,87	0,58	21,02	1,21	24,30	6,72

Примечание. В последней колонке высчитан коэффициент кальциевости гранатов для диаграммы распределения кальция между гранатом и плагиоклазом (см. рис. 33). Содержание анортита в плагиоклазах составляет 28–35%.

ру Л.Л. Перчука [111, 112]. Полученные значения мало отличаются от выше приведенных — около 680°C (табл. 58 и рис. 30).

На диаграмме температурной зависимости распределения кальция между гранатом и сосуществующим с ним плагиоклазом (рис. 31) поле палеотемператур образования метаморфических пегматитов ограничено интервалом 600–620°C.

Таким образом, несмотря на некоторый разброс цифр, полученных по различным геотермометрам, представляется несомненным тот факт,

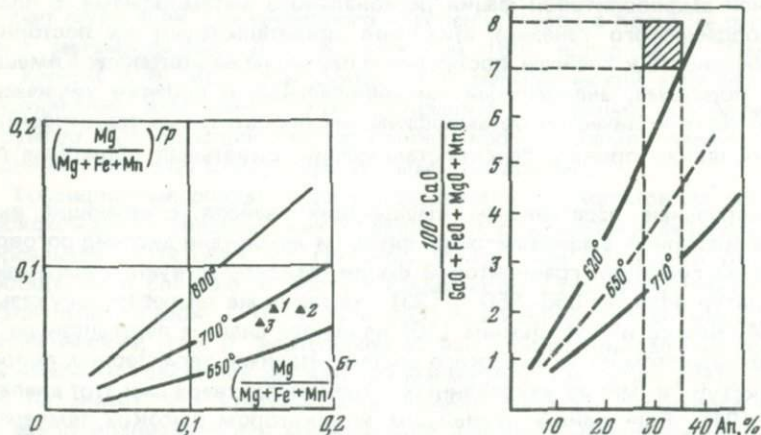


Рис. 30. Температурная зависимость магниальности биотитов и гранатов из метаморфических пегматитов на диаграмме Л.Л. Перчука [112]

Рис. 31. Температурная зависимость распределения кальция между гранатом и сосуществующим с ним плагиоклазом [112] в метаморфических пегматитах. Заштрихованной площадью ограничены значения палеотемператур образования этих пегматитов

пегматитах (в вес. %)

CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	Mg · 100	CaO · 100
					Mg + Fe + Mn	CaO+FeO+MgO+MnO
0,80	6,65	8,29	0,08	4,73	16	—
0,84	7,40	8,20	0,10	3,98	18	—
0,71	6,11	7,84	0,10	4,91	14	—
3,05	3,55	Не обн.	Не обн.	Не обн.	7	8
3,07	3,80	Не обн.	Не обн.	Не обн.	7	8
2,66	2,64	Не обн.	Не обн.	Не обн.	6	7

что при региональном метаморфизме парапород ольхонской серии возникли температуры, достаточные для селективной дифференции вещества вмещающих гнейсов и обособления в них плагиопегматитовых тел ([115, 135] и др.).

Преимущественная приуроченность метаморфических пегматитов к северо-западной части Намшинурского поля свидетельствует о том, что условия метаморфического пегматитообразования существовали повсеместно. Участки распространения пегматитов тяготеют к висячему боку Главного разлома — к наиболее подвижной части района [116]. Образование этих жил происходило главным образом при перекристаллизации, без переплавления субстрата. Тем не менее наличие в некоторых жилах магматических структур свидетельствует о достижении температур, при которых могла происходить выплавка кварц-полевошпатовой эвтектики.

МАГМАТИЧЕСКОЕ ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЕ

Магматические пегматиты, или собственно пегматиты в понимании А.Е. Ферсмана, составляют главную массу пегматитов района. Образование магматических пегматитов происходило на завершающих стадиях верхнепротерозойского этапа кислого магматизма. С периодом завершения верхнепротерозойской складчатости совпадает становление позднесинскладчатых пегматитов. После консолидации метаморфической толщи внедряются широко распространенные в районе постскладчатые пегматиты.

А.В. Сорокин [143] относил пегматитовые тела метаморфической толщи к архейским гигантомигматитам, в то время как аналогичные образования внутри интрузивных массивов считал производными каледонских гранитов и диоритов. Обширный геологический материал по-

следних лет свидетельствует об общей природе этих пегматитов. Основанием для такого заключения послужили представленные выше структурно-морфологическая характеристика пегматитовых тел, минеральный состав и геохимические особенности минералов пегматитов.

Наличие в пегматитовых телах мелкозернистых эндоконтактных оторочек, собственно магматических структур (графической, гипидиоморфнозернистой), многочисленных ксенолитов вмещающих пород, часто повернутых относительно первичного залегания или отличающихся от пород экзоконтакта по составу, залегание в самых разнообразных породах (гнейсах, сланцах, мраморах, габброидах) — все эти факты свидетельствуют в пользу магматического генезиса этих пегматитов.

Чрезвычайно интересными в этом плане являются особенности взаимоотношений пород ксенолитов с пегматитами. Многочисленные данные свидетельствуют о том, что химическое взаимодействие между расплавом и вмещающими породами на магматическом этапе весьма ограничено, интенсивный обмен петрогенными и другими элементами происходит в основном на послемагматическом этапе, когда элементы переходят в раствор. Действительно, ксенолиты, в изобилии встречающиеся в пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры, всегда сохраняют угловатую форму, обусловленную трещинами отдельности боковых пород: плитчатую в пегматитах метаморфической толщи и пирамидальную или параллелепипедоидальную форму в телах, залегающих в основных породах озерского комплекса.

Важной особенностью магматического этапа становления пегматитов является инертность (отсутствие реакционных взаимоотношений) последующих парагенезисов минералов по отношению к предыдущим.

Таким образом, существование магматического способа образования в допалеозойских пегматитах подтверждается целым рядом геологических и минералого-петрографических фактов. Более сложным представляется вопрос о генетической связи пегматитов и гранитов района, который будет рассмотрен ниже.

Последовательная смена минеральных ассоциаций в пегматитовых телах, по мнению большинства исследователей, зависит от закономерного изменения роли щелочей и летучих в пегматитовом процессе в зависимости от термодинамических условий их становления как на магматическом, так и на послемагматическом этапе независимо от природы расплава.

И.И. Гинзбург [23] выделяет кальциево-натриевую (плагиоклазовую), калиевую (микроклиновую), литиевую (сподуменовую), натриевую (альбитовую), позднюю калиевую (мусковитовую) и позднюю литиево-калиевую (лепидолитовую) стадии¹. Подобная закономерность в изменении режима щелочей отмечается и в пегматитах Приольхонья.

Кальциево-натриевая стадия отчетливо проявилась в позднесинкладчатых и постскладчатых пегматитах, где плагиоклазовые пегматиты аплитовой структуры слагают эндоконтакты. Как указывают И.И. Гинзбург и другие исследователи, обогащение кальцием приконтактных

¹ И.И. Гинзбург называет их этапами.

зон связано в значительной мере с влиянием вмещающих пород. Действительно, аплитовые оторочки плагиоклазового состава в пегматитовых телах, залегающих в карбонатных породах или габброидах, имеют более широкое развитие, чем в телах из биотитовых и других гнейсов. Однако относительное обогащение плагиоклазом эндоконтактных частей тел повсеместно отмечается и в тех случаях, когда вмещающие породы имеют близкий к пегматитам минеральный состав.

Широким распространением пользуются гипидиоморфнозернистые пегматиты, слагающие основную массу инъекционных тел позднесинскладчатых пегматитов. Образование их соответствует периоду повышения роли калия (пегматиты кали-натриевого состава). Калиевый этап процесса характеризуется образованием графических пегматитов, особенно широко развитых в постскладчатых пегматитах. Для них характерно ограниченное развитие гипидиоморфнозернистых структур.

В существенно микроклиновых пегматитах на фоне графической структуры отмечаются шлировидные обособления плагиоклаз-микроклиновой графики, а участками — и собственно плагиоклазовых пегматитов графической структуры. В литературе известны случаи магматического образования пегматитов графических структур плагиоклазового состава наряду с микроклиновыми [185] в результате дифференциации расплава. Не исключено, что подобного рода явления имели место и в пегматитах Приольхонья, поэтому участки плагиоклазовой графики могут рассматриваться как одновременные или более ранние по отношению к микроклиновой графике.

Специальных исследований по определению температур и давлений пегматитообразующей среды нами не проводилось. По классификации А.И. Гинзбурга и Г.Г. Родионова [21] пегматиты района относятся к пегматитам формаций больших и весьма больших глубин (8—10 км), с температурой кристаллизации около 700°C и давлением более 10 кбар [126].

Поскольку магматический этап заканчивается кристаллизацией кварц-полевошпатовой зтектики с образованием микроклиновой графики [11, 157, 196], то дозтектическая кристаллизация протекала при температурах выше 650°C [4, 73].

Дополнительным геотермометром могут служить пертиты распада. Большая часть ленточных микроклин-пертитов образуется на послемагматическом этапе. Однако в пегматитах гипидиоморфнозернистой структуры отмечаются линейные, с очень тонкими прожилками "пленочные" микроклин-пертиты [186] или "мезопертиты" по П. Мишо [192], образование которых соответствует температурам 660—715°C.

Таким образом, термодинамические условия становления магматических допалеозойских пегматитов, по-видимому, характеризуются температурами не ниже 650—700°C при высоком давлении порядка 10 кбар и выше.

В палеозойских пегматитах магматический этап отличается некоторым своеобразием. Кальциево-натриевая стадия процесса проявлена слабо. Зоны аплитового пегматита плагиоклазового состава от-

мечаются преимущественно на контакте с габбровыми роговиками и мраморами, что можно объяснить исключительно влиянием вмещающих пород. Чрезвычайно широко развиты микроклиновые пегматиты графической структуры, слагающие основную массу неизменных пегматитовых тел. По-видимому, температура начала кристаллизации в палеозойских пегматитах была близка к температуре эвтектики, что предопределило ограниченное развитие пегматитов аплитовых и гранитных структур. Исходный расплав этих пегматитов был в большей мере обогащен летучими компонентами и редкими элементами. Поэтому уже на магматическом этапе наблюдается кристаллизация минералов этих элементов. Весьма примечательно поведение в этом процессе Ti . Он входит почти целиком в состав часто встречающегося сфена, а в магнетите содержания Ti очень низкие, редко достигают 0,1%, в отличие от допалеозойских магматических пегматитов, где количество Ti в магнетитах на порядок выше. Этот факт свидетельствует о мало-глубинных условиях формирования палеозойских пегматитов и температурах кристаллизации около $650^{\circ}C$ [184]. Примечателен факт пересечения пегматитами скарнов на границе щелочных пород Тажеранского поля с мраморами. Образование этих скарнов, по мнению А.А. Колева, и В.С. Самойлова [58], происходило в мало-глубинных условиях (менее 3 км).

Перечисленные особенности пегматитов, а также наличие в них микромиарол и отсутствие протокатакластических структур — все это свидетельствует об образовании палеозойских пегматитов на малых глубинах и, по-видимому, при незначительной роли дополнительного давления тектонического происхождения.

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ИЗМЕНЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ

Метасоматические образования в пегматитах имеют двоякий характер. Это участки аутометасоматического замещения ограниченно распространенные, преимущественно развитые в постскладчатых пегматитах, и зоны аллометасоматического изменения, образующиеся в разные периоды формирования пегматитов различных типов.

Аутометасоматические преобразования, следующие непосредственно за кристаллизацией из расплава, только в единичных случаях приводят к значительной переработке первичных структур и образованию специфичных минеральных зон, обогащенных редкими щелочами. Формирование пегматитовых тел в спокойной тектонической обстановке и кристаллизация исключительно графических зон могут привести к накоплению редких щелочей и летучих к концу процесса и кристаллизации редкометалльных парагенезисов даже в пегматитовых телах с кларковыми содержаниями этих элементов [86]. Аутометасоматическое кварцевое и альбитовое замещения тоже могут приводить к выносу большого количества щелочных элементов из замещаемых калишпатовых зон, что в случае кристаллизации в закрытой системе вызывает на завершающей щелочной стадии процесса образование редкометаль-

ных зон в керамических пегматитах, как это отмечалось в жиле БПС-7.

Однако в большинстве случаев послемагматические преобразования в пегматитах вызываются наложенными растворами. Последовательность процессов аллометасоматической переработки пегматитов обычно соответствует волне кислотности по Д.С. Коржинскому [62]: ранняя щелочная стадия, стадия возрастания кислотности и поздняя щелочная стадия. Кроме этих трех главных стадий, в гранитах и пегматитах иногда выделяют заключительную нейтральную стадию, а также стадию максимальной кислотности — между стадиями возрастания кислотности и нового повышения щелочности [169].

Наиболее ранние процессы биотитизации и микроклинизации с образованием крупных порфириовидных включений в доскладчатых и позднесинскладчатых телах и блоковых микроклиновых зон в постскладчатых жилах соответствуют ранней щелочной стадии. В отличие от калиевой стадии магматического этапа в раннюю щелочную стадию послемагматического этапа происходит замещение плагиоклаза микроклином, перекристаллизация ранее образованных калишпатов, частичное замещение калишпатом кварца, образование либо собирательная перекристаллизация биотита. Широко распространен трещинный биотит, пересекающий кварц-микроклиновые и микроклин-биотитовые агрегаты и по времени образования, по-видимому, завершающий раннюю щелочную стадию, поскольку последующие парагенезисы (кварц-мусковит, кварц-плагиоклаз, кварц-мусковит-плагиоклаз), развивающиеся по биотит-микроклиновым агрегатам, захватывают и трещинный биотит.

Процесс калишпатизации охватывает все пегматитовые образования доверхнепротерозойского и верхнепротерозойского возраста. Однако наиболее широко он проявлен в постскладчатых телах. Рассматривать его как результат эволюции состава растворов, поступивших в пегматитовмещающую полость, нельзя, так как зоны метасоматоза нередко пересекают контакты пегматитовых тел. Секущее положение трещинного биотита относительно ранее сформированных структур, в том числе и биотит-микроклиновых зон, свидетельствует о неоднократном приоткрывании трещин.

Стадия возрастания кислотности обычно проявляется в гидролизе полевых шпатов [113] с образованием кварц-мусковитового агрегата или кварц-мусковит-плагиоклазового замещающего комплекса. В постскладчатых телах эта стадия проявлена интенсивнее, чем в позднесинскладчатых и особенно в доскладчатых телах. Но и в постскладчатых пегматитовых телах степень ее проявления очень неравномерна. В одних телах, например в жиле Мусковитовая, кварц-мусковитовый комплекс развит очень широко, в других (жилы Взорванная, Нарын-Кунта и др.) — он практически отсутствует. Причина этого явления кроется, вероятно, в составе вмещающих пород. Известно, например, что мусковитовые пегматиты тяготеют к высокоглиноземистым породам и практически не встречаются в породах, богатых кальцием, магнием, калием ([3, 134, 176] и др.). Гидролиз калишпата происходит только при снижении химического потенциала калия. Поскольку

алюметасоматоз протекает при активном взаимодействии растворов с вмещающими породами, состав последних оказывает влияние на развитие процессов мусковитизации: в высокоглиноземистых породах они усиливаются, а в породах, обогащенных щелочными и щелочно-земельными элементами, ослабляются.

Постепенная смена при понижении температуры щелочной среды на кислотную приводит вначале к активизации натрия с образованием олигоклаза по калишпатам, а затем — к гидролизу обоих полевых шпатов. Олигоклазовое (или олигоклаз-альбитовое) замещение в районе проявлено шире, чем собственно кварц-мусковитовое. На этой стадии образуются микроклин-плаггиоклазовые пегматиты, преимущественно апографической структуры. Это самая распространенная разновидность структур в пегматитах района. Апографические пегматиты отличаются наибольшим разнообразием и количеством акцессорных минералов (гранат, апатит, берилл, ортит, турмалин и др.). Важным источником акцессорной минерализации является биотит, интенсивно замещающийся на этой стадии с высвобождением фемических компонентов и редких элементов [41].

На стадии максимальной кислотности все ранее образованные ассоциации минералов подвергаются замещению кварцем. При этом последовательность растворения их такова. Вначале замещаются микроклин и биотит, затем мусковит и плаггиоклаз. Во внутренних частях постскладчатых тел на этой стадии образуются мощные кварцевые обособления. В синскладчатых и доскладчатых телах процессы замещения проявлены менее интенсивно, они приурочены к линейным зонам катаклаза и милонитизации, а также к краевым частям тел.

По-видимому, на этой же стадии пегматитообразования во вмещающих породах образуются кварцевые жилы, состав которых в общем случае близок к кварцевым обособлениям в пегматитовых телах. Естественно, возникает вопрос об источнике кремнекислоты. Согласно многочисленным экспериментальным данным ([131, 161, 187] и др.), наиболее вероятным поставщиком кремнекислоты в растворы являются вмещающие породы, высвобождающие SiO_2 при разложении силикатов и кварца. Повышенная растворимость SiO_2 характерна для зон тектонических нарушений в связи с дроблением и милонитизацией. В таких зонах растворение кварца может происходить даже при весьма умеренных температурах — менее 200°C .

Поздняя щелочная стадия характеризуется образованием кварц-альбитового агрегата, развивающегося как по кварцевым обособлениям, так и по ранее образованным минеральным ассоциациям. В отличие от перехода через нейтральную среду к стадии максимальной кислотности, этот переход не фиксируется промежуточным образованием каких-либо новых породообразующих минералов. Секущее положение кварц-альбитовых зон в некоторых пегматитовых телах Приольхонья — следствие резкой смены температур и давлений, обусловленных тектоническими подвижками.

Степень замещения ранее образованных пегматитов на каждой из стадий послемагматического процесса не равнозначна. Так, на ранней

щелочной стадии в некоторых участках тел образуются крупные блоки микроклина — почти без вростков кварца. Однако вблизи них всегда присутствует апографический пегматит, обогащенный плагиоклазом, кварцем и темноцветными минералами. Таким образом, калишпатизация допалеозойских пегматитов сопровождается перераспределением вещества без существенного изменения состава тел. В зонах же кварцевого замещения происходит замещение всех минералов, в реликтах сохраняются лишь магнетит, роговая обманка и плагиоклаз. На многих стадиях процесса одновременно происходит замещение пегматитов и их перекристаллизация.

На послемагматическом этапе пегматитообразования метасоматическому замещению подвергаются и вмещающие породы. Близкие к пегматитам по составу породы в процессе перекристаллизации и замещения дают начало метасоматическим жилам замещения. Как правило, это маломощные линзы, кулисообразно расположенные в гнейсах. Нередко замещению подвергаются дайки гранитного или аплитового состава, тогда образуются мелкозернистые пегматиты, в которых исходные породы наблюдаются лишь в реликтах. Если степень замещения невелика, то участки замещения, обычно приуроченные к зонам дробления, имеют прожилковидную форму. Довольно часто замещению подвергаются зоны контакта с образованием послемагматических "жил", часть которых сложена замещенными пегматитами, а другая — измененной породой. В крутопадающих телах замещены нередко оба эндоконтакта. Во всех случаях сохраняются характерные метасоматические контакты замещающих комплексов с первичными породами и реликты замещаемых пород.

Меньшим распространением пользуются жилы выполнения. Состав их отвечает биотит-кварц-микроклиновому или кварц-мусковитовому комплексу постскладчатых пегматитов. Абсолютная повторяемость конфигурации обоих контактов, ориентировка кристаллов перпендикулярно контактам, а также минеральный состав свидетельствуют об их становлении в результате медленного выполнения приоткрывающихся полостей, одновременно с послемагматическим этапом формирования допалеозойских пегматитов района. На это же указывает их пространственная близость и приуроченность к центральной части района, где наиболее интенсивно проявлены процессы метасоматического замещения.

В палеозойских пегматитах из процессов замещения наиболее широко проявлены микроклинизация и альбитизация, т.е. ранняя (калиевая) и поздняя (натровая) щелочные стадии. В части тел на ранней щелочной стадии образуются блоковые структуры микроклинового состава. В большинстве жил, где отсутствуют блоковые структуры, на этой стадии образуются существенно микроклиновые пегматиты апографической структуры. В процентном отношении это самая распространенная разновидность замещенных палеозойских пегматитов в пределах как Тажеранского, так и Аинского пегматитового поля. Однако процесс калишпатизации в пределах Тажеранского поля проявился гораздо интенсивнее, чем в пегматитах Аинского поля. По-видимому, важное значение на этой стадии имели богатые щелочами вмещающие породы

Тажеранского поля. Тот факт, что калишпатизации подвержены не только крупные тела, но и маломощные протяженные жилы, свидетельствует о наложенном характере процесса и общем источнике растворов.

Стадия возрастания кислотности проявилась в этих телах менее отчетливо, чем в допалеозойских, в связи с щелочным составом вмещающих пород. Кварц-мусковитовый комплекс для них не характерен, хотя в различных пегматитовых телах степень гидролиза микроклина различна. В крупных телах амазонитовых пегматитов образуются линейные зонки существенно плагиоклазового состава с ортитом, менделеевитом и другими редкоземельными минералами. Эти же акцессории образуются и в виде неравномерно рассеянных скоплений или единичных кристаллов. Аналогичные явления, относимые к архейской редкоземельной формации больших глубин, наблюдаются в пегматитах Южно-Прибайкалья.

Стадия максимальной кислотности проявилась в отдельных крупных телах амазонитовых пегматитов, а также в более мелких жилах без амазонита. Кварцевое замещение апографических пегматитов привело к образованию так называемых "антипегматитов", в которых реликты плагиоклаза имеют форму псевдоихтиоглиптов, более или менее равномерно расположенных в монолитном кварце.

Поздняя щелочная стадия проявилась более отчетливо. Она нашла выражение в многочисленных прожилковидных зонах кварц-альбитового агрегата, вдоль которых происходит частичная перекристаллизация замещаемого микроклина. Альбит развивается и по границам зерен, и по спайности в микроклинах. В некоторых амазонитовых жилах образуются довольно крупные кристаллы (до 10 см) белого полупрозрачного альбита. Изучение В.М. Макагоном [84] газовой-жидких включений в микроклинах и альбитах из зон альбитизации показало, что образование их соответствует температурам порядка 200–250°С. Известно, что амазонитовая окраска появляется только при соблюдении одновременно двух условий: упорядоченности кристаллической решетки калишпата до состояния максимального микроклина и наличия элементов-примесей, деформирующих его кристаллическую решетку. Постоянная ассоциация амазонита с альбитом свидетельствует о том, что максимальной упорядоченности калишпата достигали на стадии альбитизации [178]. Амазонитовая окраска возникла только в тех кристаллах упорядоченного микроклина, которые содержали достаточно высокие концентрации элементов-примесей, вызывающих энергохроматическую окраску максимального микроклина. Такими элементами обычно считают рубидий, железо и свинец. Содержания Rb и Fe в амазонитах и неокрашенных микроклинах близки. Повышенные содержания в амазонитах отмечены только для Pb.

Участки растворения кварца с образованием серицитоподобного агрегата желтовато-зеленого мусковита и кристаллов флюорита в пустотах пространственно разобщены с зонами альбитизации. Приуроченность поздней мусковитизации к калиевым минералам свидетельствует о дефиците калия в растворах и заимствовании его из калишпатов при их

замещении. Процесс растворения кварца предшествует образованию позднего мусковита, так как последний нередко развивается по стенкам пустот. Это явление характерно не только для пегматитов, но и для гранитов Аинского массива. По-видимому, здесь имеет место поздняя стадия нейтрального состояния послемагматических растворов.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕГМАТИТОВ ПРИОЛЬХОНЬЯ

Рассмотренные выше геологоструктурные и минералого-геохимические особенности пегматитов позволяют предложить классификацию пегматитов Приольхонья (табл. 59). В основу классификации положены следующие признаки: 1) возраст пегматитов; 2) отношение к главной (верхнепротерозойской) складчатости; 3) способ образования; 4) степень замещения на послемагматическом этапе.

Как показал геологоструктурный анализ, в геологической истории пегматитообразования в районе многократно возникали условия, приведшие к образованию разновозрастных пегматитов, отличающихся целым рядом признаков: морфологией, составом, специализацией. Главные причины, вызвавшие образование самых разнообразных по составу и строению пегматитовых тел, следующие.

1. Многоактность процессов пегматитообразования.
2. Различный состав исходного пегматитового вещества.
3. Различные условия глубинности их формирования.
4. Широкое развитие процессов постмагматической перекристаллизации, приводящих к значительной флуктуации состава как самих пегматитов, так и слагающих их минералов в пределах одной генетической группы.
5. Гетерогенность процессов пегматитообразования: становление метаморфических тел в процессе дифференциации вещества при метаморфизме, кристаллизация магматических пегматитов из расплава, образование постмагматических пегматитовых жил в результате замещения других пород субгранитного состава или выполнения путем кристаллизации из растворов постепенно приоткрывающихся полостей.

Все пегматитовые образования района близки по минеральному составу. Главные минералы этих тел — плагиоклаз, кварц и микроклин, т.е. все эти образования относятся к группе гранитных пегматитов.

Пегматиты всех генетических групп в той или иной степени подвержены метасоматическому замещению на послемагматическом этапе. В части тел это замещение проявлено незначительно, они сохранили специфические признаки первого этапа формирования — это незамещенные пегматиты. В замещенных пегматитовых телах первичные структуры нацело переработаны. Этот процесс, протекавший во всех допалеозойских пегматитовых телах одновременно, привел к выравниванию химического и минерального состава пегматитов. Поэтому замещенные пегматиты всех типов достаточно близки по минеральному составу. Однако, несмотря на интенсивные процессы конвергенции, разновозрастные пегматиты сохранили специфические особенности морфологии, внутреннего строения и состава, отмеченные в предыдущих главах.

Генетическая классификация пегматитов Приольхонья

Возраст	Генетические группы	Тип пегматитов	Морфология и строение тел	Ассоциации минералов	Характер замещений в пегматитах	
Палеозойский	Магматические	Замещенные	Зональные жилы и линзы, тела сложной формы	<i>КПШ, Кв, Пл, Бт</i> (\pm <i>Гр</i> , <i>Турм</i> , ортит и др.)	Микроклинизация, плагиоклазизация, кварцевое замещение альбитизация	
		Незамещенные	Маломощные пластинообразные недифференцированные жилы	<i>КПШ, Кв, Пл, Бт</i> (\pm <i>Гр</i> , ортит и др.)	Микроклинизация	
Верхнепротерозойский	Послемагматические	Посткладчатые	Жилы замещения	Маломощные, преимущественно согласные недифференцированные жилы	<i>КПШ, Кв, Пл, Бт, Мск</i>	Альбитизация
			Жилы выполнения	Маломощные и протяженные зональные жилы разного залегания	<i>Пл, Кв, КПШ, Мск</i> (\pm <i>Бт</i> , <i>Турм</i>)	То же
	Магматические	Посткладчатые	Замещенные	Зональные секущие жилы и линзы, тела сложной формы и штокообразные тела	<i>Пл, Кв, КПШ, Бт, Гр</i> (\pm <i>Мск</i> , ортит, <i>Турм</i> , <i>Амф</i>)	Микроклинизация, кварц-мусковитовое и кварцевое замещение, альбитизация
			Незамещенные	Согласные и секущие жилы и линзы, преимущественно зональные	<i>КПШ, Кв, Пл, Бт</i> (\pm <i>Гр</i>)	Слабая мусковитизация
		Позднесинкладчатые	Замещенные	Согласные и секущие жилы гранитной, графической и апографической структур. Характерна фланговая и обратная зональность	<i>КПШ, Кв, Пл, Бт</i> (\pm <i>Гр, Мск, Турм</i>)	Микроклинизация, кварц-мусковитовое и кварцевое замещение, альбитизация

Таблица 59 (окончание)

Возраст	Генетические группы	Тип пегматитов		Морфология и строение тел	Ассоциации минералов	Характер замещений в пегматитах
Верхне-протерозойский	Магматические	Позднесинскладчатые	Незамещенные	Согласные недифференцированные жилы	<i>КПШ, Кв, Бт (±Пл, Гр)</i>	Слабая мусковитизация
Нижне-протерозойский	Метаморфические	Доскладчатые	То же		<i>Пл, Кв, Бт (±КПШ, ортит, Мск)</i>	Слабая микроклинизация биотитизация и окварцевание

Так, метаморфические тела, близкие по составу к позднесинскладчатым, смяты в складки, имеют бластокатакlastические структуры и существенно плагиоклазовый состав. Позднесинскладчатые магматические в отличие от постскладчатых слагают пластообразные тела. Кроме того, в них хорошо проявлена магматическая зональность и слабо-постмагматическая. Постскладчатые пегматитовые тела имеют, как правило, секущее положение по отношению к ранее образовавшимся жилам и вмещающим их породам. В них наиболее интенсивно проявлены процессы метасоматического замещения. Это преимущественно тела зонального строения, тогда как доскладчатые и синскладчатые жилы незональны. Постмагматические жилы замещения отличаются характерными метасоматическими контактами с вмещающими гнейсами, гранитами и аплитами, а от жил выполнения отличаются плагиоклаз-микроклиновым составом. Дифференциация материала в них отсутствует. В жилах выполнения минералы ориентированы перпендикулярно контактам в отличие от всех других пегматитовых тел района.

Палеозойские пегматиты имеют достаточно обособленное положение в пределах района. Специфический состав главных и акцессорных минералов, концентрации многих элементов позволяют надежно отличать их от допалеозойских.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ И ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ

В двух предыдущих главах работы была дана геологическая, минералогическая и геохимическая характеристика гранитов и пегматитов. Настоящая глава посвящена вопросам эволюции состава кислых пород по времени — как от одного тектоно-магматического этапа к другому, так и внутри этапов. Здесь же будут рассмотрены связи жильных производных гранитных магм, в особенности пегматитов, с материнскими очагами.

Если вопросы эволюции состава пород будут разбираться исключительно в плане геохимическом, то для доказательства связей пегматитов с гранитами будет привлечен и геолого-минералогический материал.

ПОВЕДЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОВ

Петрогенные элементы

Естественная близость состава гранитных пород определяется соотношением двух наиболее контрастных составляющих — фемических и сиалических компонентов. Несмотря на относительно незначительное количество темноцветных минералов в гранитах, они несут обширную информацию главным образом о характере исходного субстрата и режиме P - T условий генерации расплава [54]. Известно, например, что начальные стадии гранитизации с выплавлением кварц-полевошпатовой эвтектики не переводят в расплав темноцветные минералы, которые в этом случае могут свидетельствовать о составе исходной породы. Однако и после перехода в расплав фемических компонентов и последующей кристаллизации расплава соотношение их в минералах исходного субстрата и гранитов в большой мере сохраняется [112].

На диаграмме $\Sigma Fe - (Ca + Mg) - Al$ (см. рис. 6) контур шаранурских гранитов перекрывает поле вмещающих их гнейсов, тем самым подтверждается вывод о том, что образование этих гранитов — следствие гранитизации метаморфических пород района. Дальнейшая эволюция расплава идет в сторону повышения роли Al за счет Ca , Mg и Fe . Вместе с тем в последующих парагенезисах гранитов роговая обманка уступает место биотиту. Эти изменения свидетельствуют о понижении P и

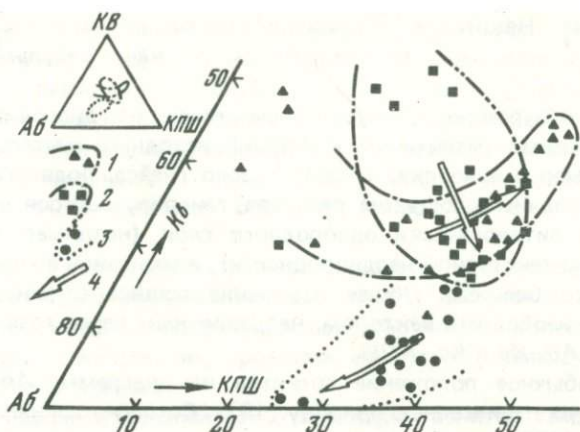


Рис. 32. Положение гранитов района (1 – шаранурских, 2 – хайдайских, 3 – аинских) на диаграмме $Ab-Kfs-K_2O$ (4 – эволюция гранитоидов)

Т гранитообразования [189], что сопряжено, по-видимому, с общим воздыманием района.

Значительную эволюцию испытывают при этом и сиалические компоненты, причем на различных стадиях процесса, как было показано выше, эти изменения нередко разнонаправлены.

Достаточно отчетливое представление об относительных изменениях состава гранитов дает диаграмма альбит – кварц – калишпат (в пересчете на нормативные составы) (рис. 32). Контуры гранитов шаранурского, хайдайского и аинского комплексов тяготеют к точке тройного минимума и частично перекрывают друг друга.

Вместе с тем направление изменений баланса сиалического вещества в них различно.

В шаранурских гранитах эти изменения суммируются как результат нескольких разнонаправленных процессов. На первом этапе в процессе мигматизации пород ольхонской серии происходит постепенная замена плагиоклазовых и калишпат-плагиоклазовых гранитов нормальными гранитами с близкими содержаниями двух полевых шпатов. Последующие этапы развития региона, характеризующиеся региональной калишпатизацией пород, приводят к значительному обогащению шаранурских гранитов калишпатами. Этот процесс сопровождался замещением плагиоклаза и выносом за пределы тел натрия, кальция и феррических компонентов. Одновременно происходило относительное обогащение гранитов кварцем.

Роль калия возрастает еще на магматическом этапе. Несмотря на различия состава вмещающих пород, во всех гранитах от ранних парагенезисов к поздним возрастает величина отношения $K:Na$, что, по свидетельству Ф.А. Летникова [79], также указывает на снижение P и T .

Таким образом, геохимическая эволюция шаранурских гранитов соответствует регрессивному этапу метаморфических преобразований

пород региона. Некоторое обогащение пород кварцем происходило, по-видимому, еще на стадии расплава как результат снятия давления.

Значительный разброс фигуративных точек на диаграмме можно объяснить резкими различиями в составе исходных метаморфических пород, например амфиболита и биотитового гнейса, подвергшихся гранатизации, различным составом расплава, генерирующегося даже в пределах одного литологически однородного слоя (например, вследствие его структурно-текстурной неоднородности), и различной интенсивностью калишпатового бластеза. Общее изменение состава шаранурских гранитов можно изобразить вектором, направленным через точку тройного минимума от $Ab-Kv$ к $Kv-KPШ$.

Такое необычное положение гранитов на диаграмме $Ab-Kv-KPШ$ подтверждает их палингенную природу [197]. Согласно данным О. Таттла и Н. Боуэна [195], магматические граниты тяготеют к положению термального трога между альбитом и ортоклазом и к точке тройного минимума. Шаранурские же граниты на этой диаграмме отвечают положению гранитов зон "фельшпатизации" в результате привноса гранитообразующих агентов [182].

Образование шаранурских гранитов являлось многостадийным процессом и в первом приближении соответствовало механизму образования гранитных и пегматитовых мигматитов, предложенному Н.Г. Судовиковым [146]: метаморфическая дифференциация, расплавление и внедрение; метасоматическая перекристаллизация и образование кислых пород. Отличие заключается лишь в том, что метасоматическое замещение этих гранитов происходило не только при воздействии метамагматических растворов, но и под влиянием послемагматических растворов — в последующие периоды активизации региона.

Магматическая природа гранитов хайдайского комплекса доказана геологическими данными в первой части работы. Породы комплекса не несут отчетливых следов наложенной перекристаллизации. Процессы замещения в них имели локальный характер. На уровне современного аэрозионного среза отсутствуют какие-либо признаки значительной дифференциации расплава в период становления массивов. Все это обусловило достаточную монотонность состава гранитов.

На диаграмме $Ab-Kv-KPШ$ контур распространения фигуративных точек состава хайдайских гранитов имеет эллипсоидную форму, ориентированную длинной осью вдоль линии $Kv-KPШ$. Частотный максимум этих гранитов совпадает с точкой тройного минимума; можно наметить эволюцию их состава в сторону термального трога. Все это подтверждает их магматический генезис [91]. Вместе с тем вектор геохимической эволюции гранитов имеет несколько необычное направление — в сторону $Ab-KPШ$, с небольшим отклонением к калишпатовому компоненту. Только отдельные точки выпадают из контура гранитов в стороны альбит-кварц и кварц-калишпат. Это явление, подробно рассмотренное выше, связано с локальным перераспределением щелочных элементов как в пределах отдельных массивов, так и от одного гранитного тела к другому.

В процессе перекристаллизации гранитов происходило их обогащение вначале калием, затем натрием. В случае локальной альбитизации пород это явление было связано лишь с перераспределением щелочных элементов. Процесс же калишпатового бластеза имел более региональный и глубинный характер, поэтому суммарный вектор эволюции показывает смещение измененных пород в сторону калиевого полевого шпата за счет главным образом кварца и в меньшей степени альбита.

Обогащение гранитного расплава щелочами произошло, по-видимому, еще во время его образования. Этот вывод достаточно обоснован петрохимическими характеристиками, согласно которым исходный расплав, давший начало хайдайским гранитам, отнесен к нормальным ощелоченным гранитным магмам.

Таким образом, геохимическая эволюция гранитов хайдайского комплекса на магматическом и послемагматическом этапах направлена в сторону обогащения щелочами, и преимущественно калием. Равномерно кристаллические гипидиоморфнозернистые структуры гранитов, хорошо выдержанный по площади и вертикали состав, а также представленные здесь особенности геохимической эволюции указывают на кристаллизацию гранитов в условиях термостатирования, с положительным температурным градиентом, при направленном тепловом потоке [79]. Снижение давления в кристаллизующемся расплаве было обусловлено либо подъемом расплава, либо снижением тектонических нагрузок. Возможно, имели место оба фактора, поскольку внедрение расплава соответствовало заключительному этапу Верхнепротерозойской складчатости, общему воздыманию региона и снятию горизонтальных напряжений в этом участке земной коры.

Аинские граниты на диаграмме *Аб—Кв—КПШ* занимают обособленное положение. Их фигуративные точки лежат ниже точки тройного минимума, в области термального трога. При этом составы альбититовидных гранитов смещены в сторону альбита.

От биотитовых гранитов к лейкократовым происходит значительное обогащение пород щелочами, т.е. граниты магматического этапа формирования отвечают стандартному полю магматических пород. Автометасоматические преобразования выразились в значительном обогащении гранитов плагиоклазом за счет кварца и калишпата.

Таким образом, в аинских гранитах направления геохимической эволюции на магматическом и послемагматическом этапах различны. Расплав эволюционировал в сторону обогащения калием и натрием — в этом проявилась обычная для кислых магм дифференциация; на послемагматическом этапе граниты претерпели интенсивное альбитовое замещение, характерное для малоглубинных, преимущественно гилабиссальных интрузий. Итак, на каждом последующем тектоно-магматическом этапе формирования гранитов района все более возрастала роль щелочных элементов — калия и особенно натрия. Обогащение щелочами характерно не только для процесса кристаллизации конкретных гранитных комплексов, но и в целом — от древних комплексов к молодым. В этом же направлении понижается роль фемических компонентов.

Редкие элементы

Количество петрогенных элементов в гранитах, как было показано выше, зависит от многих факторов: состава вмещающих пород и исходного расплава, *P-T* условий их становления, характера и степени переработки послемагматическими растворами. Действие этих факторов приводит к значительным отличиям в составе пород — производных различных стадий одного процесса и тем более разновозрастных образований. Однако, как справедливо отмечают В.В. Могаровский и В.С. Лутков [92], вариации геологических факторов часто недостаточны, чтобы обусловить изменения минерального состава пород, но вполне достаточно, чтобы отразиться на поведении редких элементов, являющихся более чуткими индикаторами петрогенетических процессов. Особенно это касается рассеянных элементов, не образующих собственных минералов, но постоянно присутствующих во многих породообразующих и аксессуарных минералах. Ниже рассмотрено поведение лишь некоторых из них: лития, рубидия, цезия, бария и стронция. Распределение этих элементов в гранитах изучено по валовым пробам.

Щелочные элементы концентрируются в калишпатовых гранитах, особенно содержащих биотит, а литий, кроме того, и в роговообманковых гранитах. В шаранурских гранитах литий и рубидий накапливаются в плагиоклаз-калишпатовых разновидностях, где содержания их по сравнению с другими выше в 1,2–1,5 раза. Именно эти граниты претерпели максимальный калишпатовый бластез на поздних этапах активизации района. Степень обогащения гранитов щелочными элементами в период их становления по имеющимся аналитическим данным рассчитать невозможно.

В гранитах хайдайского комплекса наибольшее количество щелочных элементов приурочено к биотитовым среднезернистым гранитам. В более ранних по времени кристаллизации роговообманково-биотитовых гранитах их меньше, а в лейкократовых эти содержания минимальны. Таким образом, на магматическом этапе формирования хайдайских гранитов прослеживается отчетливая связь редких щелочных элементов с калишпатовым и биотитом. На послемагматическом этапе произошло значительное перераспределение щелочей. Калишпатовый бластез способствовал накоплению рубидия и цезия, а альбитизация — выносу Li, Rb и Cs за пределы тел. В этом кроется одна из причин значительных вариаций в содержаниях щелочных элементов в породах различных массивов комплекса.

В аинских гранитах незначительное понижение концентраций щелочных элементов на конечных стадиях становления гранитов отмечается еще на магматическом этапе. Максимальные содержания щелочей характерны для биотитовых гранитов. От биотитовых к лейкократовым гранитам в связи с сокращением количества микроклина и биотита уменьшаются концентрации всех редких щелочей, хотя и в калишпате и в биотите эти количества возрастают. На послемагматическом этапе происходит интенсивный вынос редких щелочей их гранитов комплекса. Количество рубидия, цезия и особенно лития резко понижаются как в самих гранитах, так и в слагающих их минералах.

В целом для гранитного магматизма района характерна обычная для кислых пород тенденция накопления щелочных элементов от древних гранитов к молодым. Так, от шаранурских гранитов к аинским количество лития и цезия возрастает в 5 раз, а рубидия — почти в 4 раза. При этом, несмотря на близкие к кларковым средние концентрации рубидия и цезия в гранитах района, в аинских гранитах эти количества вдвое превышают кларки рубидия и цезия для кислых пород.

Барий и стронций. В поведении бария и стронция обнаруживается много общего. В шаранурских гранитах эти элементы концентрируются в биотитсодержащих плагиоклаз-калишпатовых гранитах в силу кристаллохимического сродства бария и стронция к калию и стронция к кальцию.

В хайдайских гранитах наибольшие количества бария и стронция характерны для порфиroidных биотитовых и среднезернистых рогово-обманково-биотитовых гранитов эндоконтактов. К более поздним гранитам содержания этих элементов уменьшаются. Порфиroidные биотитовые граниты центральных частей массивов содержат минимальные количества бария и стронция. От ранних разновидностей гранитов к поздним еще на магматическом этапе происходит резкое сокращение количеств этих щелочноземельных элементов. Такая закономерность прослеживается даже в близких по минеральному составу породах, т.е. сокращение количества этих элементов-примесей вызвано "автолизией" минералов-концентраторов бария и стронция: биотита, плагиоклаза и микроклина. На послемагматическом этапе процесс самоочистки минералов продолжался, что привело к дальнейшему уменьшению содержаний Ba и Sr в гранитах хайдайского комплекса.

Аналогично поведение бария и стронция в аинских гранитах: Незначительное отличие заключается в том, что в процессе автometасоматического замещения гранитов аинского комплекса вынос этих элементов происходил значительно быстрее. Замещение олигоклаза и микроклина альбитом, наиболее "чистым" минералом из полевых шпатов, способствовало выносу за пределы массива не только бария и стронция, но и всех других редких элементов.

От шаранурских гранитов к хайдайским количество бария сокращается в 4 раза, стронция — почти в 2 раза, а от шаранурских гранитов к аинским — в 8 и 2,5 раза соответственно. Таким образом, в поведении Ba и Sr прослеживается отчетливая тенденция к уменьшению их количества от ранних гранитов к поздним как в пределах одного комплекса, так и от одного комплекса к другому.

Рассмотрение поведения элементов в истории магматизма Приольхонья показывает, что оно аналогично классическим примерам и соответствует принятой в настоящее время схеме эволюции метаморфических и магматических явлений в регионе [36]. Данные о концентрациях элементов, особенно о концентрациях редких элементов, могут быть использованы для суждения о принадлежности той или иной породы гранитного состава к определенному комплексу.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЕГМАТИТОВ

Петрогенные элементы

Химический состав допалеозойских пегматитов изучался многими исследователями главным образом, в целях определения качества керамического сырья. Однако анализы приводятся для зональных пегматитов и не дают полного представления о составе пегматитов района. В связи с этим, ниже приведены оригинальные аналитических данные, за исключением пробы 1-28, заимствованной у А.М. Рябых.

Допалеозойские пегматиты сопоставлены по мелкозернистым разновидностям гипидиоморфнозернистых и гранобластовых структур (табл. 60). Как показано выше, на долю пегматитов этой структуры приходится большая часть объема тел, образовавшихся на первом этапе кристаллизации, поэтому в первом приближении эти цифры дают представление о составе пегматитов начального периода их становления: метаморфического в доскладчатых телах и магматического в позднесинкладчатых и постскладчатых. Химические составы этих пегматитов близки. Отличия характерны лишь для щелочных элементов, для других петрогенных элементов они невелики. Тем не менее эти отличия всегда закономерны. Так, от доскладчатых пегматитов к позднесинкладчатым и особенно к постскладчатым увеличиваются сумма щелочных элементов и количество кремния, содержания же титана, железа, магния и кальция

Таблица 60

Химический состав пегматитов гипидиоморфнозернистой структуры

Окислы	Пегматиты					
	доскладчатые			позднесинкладчатые		
	Номер пробы					
	61	62	Среднее	6	7	8
SiO ₂	71,40	72,13	71,76	72,46	72,90	73,00
TiO ₂	0,21	0,18	0,20	0,04	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	14,65	13,58	14,11	14,50	14,86	14,28
Fe ₂ O ₃	0,83	0,97	0,90	0,50	0,36	0,51
FeO	1,14	1,09	1,12	0,32	0,36	0,36
MnO	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,02
CaO	1,41	1,29	1,35	1,25	0,64	0,74
MgO	0,93	0,88	0,91	0,27	0,23	0,47
K ₂ O	2,61	3,57	3,09	6,91	7,75	6,92
Na ₂ O	6,18	5,87	6,03	3,12	3,02	3,05
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,10	0,06	0,06
П.п.п.	0,44	0,30	0,37	0,43	0,41	0,60
H ₂ O	0,16	0,09	0,12	0,05	0,03	0,04

уменьшаются. Нижнепротерозойские пегматиты отличаются от верхнепротерозойских соотношением щелочных элементов: в последних K₂O постоянно преобладает над Na₂O, что в общем случае достаточно отчетливо отразилось и в минеральном составе этих пегматитов.

На послемагматическом этапе становления пегматитов резко возрастает роль отдельных элементов.

В табл. 61 приведены химические анализы замещенных допалеозойских пегматитов, отвечающих ранней щелочной стадии процесса.

В отличие от незамещенных постскладчатых пегматитов гипидиоморфнозернистой структуры содержание K₂O в них выше, а SiO₂ несколько меньше. Повышенное содержание CaO объясняется залеганием этих тел в основных породах Бирхинского поля. Сравнение пегматитовых зон показывает, что существенного изменения в остальных компонентах пород на ранней щелочной стадии не происходит.

Дальнейшая эволюция кислотности-щелочности растворов сопровождается замещением ранее образованных минеральных зон. Поскольку в доскладчатых телах стадия повышения кислотности и последующие проявлены слабо, то в табл. 62, представлен химический состав пегматитов соответствующих стадий процесса лишь для позднесинкладчатых и постскладчатых тел.

Кварц-мусковитовое замещение сопровождается существенным изменением содержаний главных элементов как в позднесинкладчатых, так и постскладчатых пегматитах.

(в вес. % в пересчете на 100%)

	Пегматиты						
	позднесинкладчатые			постскладчатые			
	Номер пробы						
	31	Среднее	15	16	33	42	Среднее
	72,67	72,76	74,05	73,39	73,52	73,59	73,68
	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,01	0,03
	14,62	14,56	14,08	14,37	14,07	14,68	14,30
	0,26	0,41	0,35	0,87	0,39	0,31	0,48
	0,86	0,48	0,72	0,47	0,47	0,27	0,47
	0,16	0,07	0,18	0,01	0,07	Не опр.	0,06
	0,54	0,79	0,72	0,62	0,75	0,32	0,60
	0,39	0,31	0,42	0,27	0,39	0,15	0,31
	6,54	6,85	5,14	6,24	5,54	6,54	5,86
	3,45	3,16	3,49	3,22	4,17	3,65	3,63
	0,09	0,08	0,10	0,04	0,08	Не опр.	0,05
	0,37	0,45	0,64	0,42	0,52	0,44	0,50
	0,02	0,04	0,07	0,03	Не опр.	0,04	0,03

Таблица 61

Химический состав пегматитов блоковой структуры (в вес. %)

Жила	Окислы			
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Нарын-Кунта	72,90	0,03	14,28	0,34
Взорванная	72,46	0,07	14,90	0,23

Примечание. Состав пегматитов рассчитан на основании объемных соотношений минералов.

Таблица 62

Химический состав замещенных пегматитов (в вес. %) в пересчете на 100%

Окислы	Позднесинккладчатые				
	Замещение				
	кварц-мусковитовое			кварцевое	альбитовое
	№ 9	№ 20	Среднее	№ 5	№ 3
SiO ₂	74,52	73,84	74,08	81,69	73,72
TiO ₂	0,06	0,03	0,05	0,07	0,06
Al ₂ O ₃	13,93	15,40	14,63	9,63	14,89
Fe ₂ O ₃	0,71	0,24	0,48	0,32	0,51
FeO	0,32	0,25	0,29	0,72	0,79
MnO	0,02	0,03	0,03	0,01	0,04
CaO	0,86	0,59	0,73	0,90	0,43
MgO	0,29	0,17	0,23	0,27	0,48
K ₂ O	4,75	4,80	4,78	3,34	2,71
Na ₂ O	3,66	3,66	3,66	2,75	5,62
P ₂ O ₅	0,05	0,13	0,09	0,03	0,10
П.н.п.	0,71	0,86	0,79	0,37	0,61
H ₂ O	0,12	Не опр.	0,06	0,01	0,04

В позднесинккладчатых телах вынос K₂O составляет более 2%, несколько увеличиваются содержания Na₂O и SiO₂. В постскладчатых количество калия уменьшается еще более существенно. Отмечается незначительное увеличение содержания Al₂O₃, SiO₂ и Na₂O. Повышение концентраций Na характерно для начального периода кварц-мусковитового замещения. Для Приольхонского пегматитового района это весьма важный процесс, поскольку собственно кварц-мусковитовое замещение этой стадии имеет ограниченное развитие. Во многих телах начало стадии

Окислы					
FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O
0,29	0,92	0,30	7,60	3,10	0,24
0,31	1,05	0,32	6,90	3,76	0,16

Постскладчатые						
Замещение						
кварц-мусковитовое			альбитовое			
№ 4	№ 29	Среднее	№ 43	№ 44	№ 45	Среднее
74,70	74,44	74,57	74,25	73,62	74,14	74,00
0,06	0,03	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02
15,11	15,01	15,06	15,27	15,53	15,38	15,39
0,50	0,31	0,41	0,23	0,71	0,63	0,54
0,32	0,32	0,32	0,25	0,22	0,32	0,26
0,02	0,03	0,02	0,01	0,07	0,04	0,04
0,82	0,86	0,84	0,59	0,54	0,59	0,57
0,27	0,35	0,33	0,27	0,43	0,14	0,28
2,96	3,07	3,00	1,91	2,74	2,04	2,23
4,32	4,44	4,38	6,60	5,44	6,20	6,08
0,07	0,06	0,06	0,14	0,18	0,10	0,14
0,79	1,00	0,89	0,42	0,46	0,39	0,42
0,06	0,08	0,07	0,04	0,03	0,01	0,03

возрастания кислотности фиксируется в образовании плагиоклазовых пегматитов апографической структуры с обильным турмалином, редкими зернами граната и единичными — берилла. Иногда вслед за этим процессом развиваются зоны кварцевого замещения, а собственно кварц-мусковитовый комплекс отсутствует. По-видимому, это происходит в случае недосыщения раствора летучими, без которых процесс гидролиза полевых шпатов затруднен (113, 126) и др.).

Таблица 63

Химический состав палеозойских пегматитов (в вес. % в пересчете на 100%)

Номер пробы	Окислы			
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
46	75,16	0,01	13,88	0,04
ИУ-966	74,95	Не обн.	14,08	0,03
1-28	75,60	"	14,28	0,07
ИН-326	75,41	0,01	14,32	Не обн.

Примечание. Пробы 46 — апографический амазонитовый пегматит (жила Западная); ИУ-966 — пегматит гипидиоморфнозернистой структуры (жила УМ-1);

В соответствии с принципом Д.С. Коржинского на этой стадии процесса повышается роль менее щелочных элементов по отношению к более щелочным.

В стадию максимальной кислотности растворов происходит выпадение мономинерального кварца. Кварцевое замещение сопровождается выносом всех петрогенных элементов. Последовательность разложения минералов, как правило, следующая: вначале разлагаются микроклин и биотит, затем роговая обманка, кварц и другие минералы. Частые реликты темноцветных минералов и плагиоклаза в зонах кварцевого замещения, а также новообразованные турмалин, гранат и гидроокислы железа нередко обуславливают повышенные содержания CaO, FeO, Fe₂O₃ и MgO в этих зонах (см. табл. 62, проба 5).

При новом повышении щелочности главная роль принадлежит натрию. Замещение полевых шпатов, слюд и кварца сопровождается выпадением альбита, новообразованных кварца и мусковита. При замещении темноцветных минералов кварц-альбитовым агрегатом, практически лишенным примесей, в раствор переходит широкая гамма компонентов, дающая начало аксессуарным минералам, главными из которых являются апатит, гранат и берилл.

Метасоматическое замещение пегматитов на послемагматическом этапе приводит к выносу за пределы тел многих элементов. На этом этапе формируются широкие геохимические и минеральные ореолы вокруг пегматитовых тел, а также происходит перекристаллизация пород экзоконтактов [24, 72, 173, 176]. В метаморфической толще эти изменения выразились в перекристаллизации биотита и замещении его мусковитом, раскислении плагиоклаза, микроклинизации и окварцевании. В габбро-диоритах озерского комплекса вокруг крупных дифференцированных тел происходит еще более существенные изменения по схеме: $Pl (№ 52-65) + Di + Prg + T-Mgn \pm Bt$ (неизмененные породы) $\rightarrow Pl (№ 45-58) + Bt + Prg + Cfs \rightarrow Pl (№ 40-45) + Bt + Cfs + Kfs \pm Msk$ (экзоконтакт).

Палеозойские пегматиты заметно отличаются от соответствующих им допалеозойских и по химическому составу (табл. 63).

	Окислы					
	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.
	0,22	0,21	0,19	7,65	2,43	0,21
	0,92	0,30	0,21	5,42	3,66	0,43
	1,00	0,47	Не опр.	4,32	4,25	Не опр.
	0,86	0,39	0,20	5,27	3,35	0,19

1-28 — гипидиоморфнозернистый пегматит; ИН-326 — апографический пегматит с амазонитом (жила А-3).

Главные отличия заключаются в более высоких содержаниях SiO₂ и FeO и пониженных — Fe₂O₃, CaO, MgO и TiO₂. Пегматиты Тажеранского поля (пробы 46 и ИУ-966) несколько богаче щелочами, чем аинские пегматиты (пробы 1-28 и ИН-326). Пегматиты магматического этапа становления (пробы ИУ-966 и 1-28) обогащены плагиоклазом и биотитом, что отразилось в повышенных содержаниях натрия, железа и кальция.

В отличие от допалеозойских пегматитов процесс калишпатизации в палеозойских пегматитах в раннюю щелочную стадию сопровождался интенсивным замещением плагиоклаза, частично кварца и выносом за пределы тел натрия и кремния. Важную роль в этом процессе играли редкие щелочи Rb и Cs. Известно [174], что с уменьшением давления увеличивается возможность вхождения элементов с большим ионным радиусом на позиции элемента-аналога, имеющего меньший ионный радиус. Эта закономерность прослеживается не только в палеозойских пегматитах по отношению к более глубинным допалеозойским, но и в пределах одного тела по вертикали. Так, калий-рубидиевое отношение в пределах апографической зоны в жиле Береговушка сокращается соответственно от 15 до 10 в биотитах и от 90 до 70 в микроклинах в интервале около 20 м по вертикали.

Вынос элементов пегматитовых тел за их пределы на ранней щелочной стадии приводит к замещению блоковых пород. В сиенитах появляются широкие ореолы кварца, в габбро по пироксену и амфиболу образуется биотит, плагиоклаз при этом раскисляется. Непосредственно в экзоконтакте нередко образуется микроклин.

Стадии возрастания и максимальной кислотности в палеозойских пегматитах имеют подчиненное значение. Особенностью этого периода формирования пегматитов является подвижное состояние элементов редких земель. Переход системы к нейтральному состоянию приводит к образованию ортита, менделеевита и циртолита. При этом новообразованный плагиоклаз, свидетельствующий о некотором повышении активности натрия, обеднен этими элементами. В допалеозойских пегматитах тенденция понижения роли щелочных элементов

по отношению к элементам с менее щелочными свойствами в стадию возрастания кислотности выражена менее отчетливо. Поздняя щелочная стадия проявлена весьма широко, однако имеет более локальный характер, чем ранняя щелочная стадия. Альбитизация характерна только для крупных тел амазонитсодержащих пегматитов. Замещение альбитом полевых шпатов не приводит к значительному изменению состава пегматитов, хотя сопровождается выносом калия, лития, рубидия и цезия. Как показано выше, этой стадии метасоматического процесса отвечает период амазонитизации пегматитов. Перекристаллизации микроклина в это время не происходит. Натриевый метасоматоз не приводит к изменению химизма калишпатов, а способствует упорядочению кристаллической решетки микроклинов до максимального микроклина.

Редкие элементы

Распределение элементов-примесей в пегматитах и их минералах определяется главным образом геохимической связью с петрогенными аналогами. Однако структура минерала-хозяина создает лишь возможность для вхождения элемента, которая используется в зависимости от термодинамической обстановки и концентрации элементов в минералообразующей среде. В зависимости от этих факторов каждая последующая перекристаллизация приводит либо к повышению концентрации элементов примесей в минералах, либо к самоочищению минералов — "автолизии" [157].

Содержания рассеянных элементов в пегматитах в целом зависят от количества в них минералов-носителей и концентраторов. Пегматиты магматического этапа формирования содержат большие концентрации элементов-примесей. Процессы замещения в общем случае приводят к значительному сокращению их числа, но при этом содержание примесей в отдельных минералах нередко увеличивается. Это на первый взгляд парадоксальное явление объясняется замещением минералов с большей изоморфной емкостью минералами с меньшей емкостью.

Литий, рубидий и цезий

Литий благодаря своему кристаллохимическому сродству с Mg и Fe концентрируется в биотите. В пегматитах магматического этапа биотит выступает главным минералом-носителем и концентратором Li. При отсутствии биотита литий накапливается в плагиоклазах. Будучи легколетучим элементом, Li накапливается в растворах к концу пегматитового процесса. Подвижное состояние, с одной стороны, способствует выносу его за пределы тел, с другой — концентрации в поздних минералах петрогенных элементов-аналогов. Например, в биотитах количество Li от ранних генераций к поздним увеличивается более чем в 7 раз, а в мусковитах — в 3 раза (табл. 64). При автосоматических процессах в закрытой системе это приводит к образованию литиевых минералов (лепидолита и рубеллита) даже при содержаниях лития в пегматитах в кларковых количествах [86].

Таблица 64

Редкие щелочи в слюдах из пегматитов Приольхонья (в г/т)

Возраст	Этап пегматитообразования	Стадия пегматитообразования	Биотит		Мусковит	
			Rb	Cs	Rb	Cs
Нижнепротерозойский	Метаморфический	Доскладчатые	450	36	Не опр.	Не опр.
Верхнепротерозойский	Магматический	Позднесинскладчатые	748	135	376	6
		Постскладчатые	1224	240	394	12
	Постмагматический	Ранняя щелочная Возрастание кислотности Поздняя щелочная (?)	2576 — 2184	336 — 464	— 440 944	— 18 86
Палеозойский	Магматический	Образование гранитных структур	3620	1500	—	—
	Постмагматический	Ранняя щелочная Возрастание кислотности	6816 —	3100 —	— 480	— 10

В плагиоклазе и микроклине, ассоциирующих со слюдами, содержание лития 2–8 г/т (табл. 65). При замещении их альбитом Li выносятся.

Литий концентрируется в центральных частях допалеозойских постскладчатых и палеозойских пегматитов. Что касается позднесинскладчатых тел, то во многих из них зафиксированы максимумы содержания Li вблизи контактов. Это объясняется наложением кварц-мусковитового комплекса (мусковит IIa) на эндоконтактные части этих тел. Собственные же процессы замещения в них развиты слабо (мусковит Ia). Главными минералами-носителями лития в этих телах являются биотит (количество которого в зальбандах выше) и мусковит. При этом мусковит зальбандов, будучи более поздним минералом, содержит большее количество Li.

Высокие содержания Li в мелкозернистых пегматитах палеозойских тел обусловлен, по-видимому, повышенными его концентрациями в исходном расплаве. Н.А. Солодов [139] установил следующую законо-

Т а б л и ц а 65

Редкие щелочи в полевых шпатах из пегматитов Приольхонья (в г/т)

Возраст	Этапы пегматитообразования	Стадия пегматитообразования	Плагиоклаз			Микроклин		
			Li	Rb	Cs	Li	Rb	Cs
Нижнепротерозойский	Метаморфический	Доскладчатые	2	10	Не обн.	—	—	—
Верхнепротерозойский	Магматический	Позднесинскладчатые	4	12	4	2	260	6
		Постскладчатые	5	16	4	4	220	10
		Автоматосоматоз	6	19	4	—	—	—
	Послемагматический	Ранняя щелочная	—	—	—	5	407	12
		Возрастания кислотности	6	20	5	8	550	20
		Максимальной кислотности	6	32	3	8	750	22
		Поздняя щелочная	5	12	4	—	—	—
Палеозойский	Магматический	Образование гранитных структур	5	49	6	3	710	13
		Ранняя щелочная	—	—	—	13	2000	170
	Послемагматический	Возрастание и максимальной кислотности	17	201	26	—	—	—
		Поздняя щелочная	2	60	7	—	—	—

мерность в характере распределения Li: чем выше исходная концентрация лития, тем раньше, т.е. в более внешних зонах жил он обнаруживает повышенные содержания или начинает образовывать литиевые минералы. Эта закономерность справедлива и для пегматитов Приольхонья.

Минералами-носителями рубидия в пегматитах первого этапа являются калиевые минералы-биотит и микроклин, в замещенных — микроклин.

При замещении кварц-мусковитовым комплексом роль минерала-носителя переходит к мусковиту. В существенно плагиоклазовых пегматитах подавляющее количество Rb содержится в плагиоклазах. В сосуществующих плагиоклазах и микроклинах последний содержит в 20–25 раз больше рубидия. В биотитах содержания рубидия, так же как и лития, максимальны, от ранних стадий процесса к поздним количество его увеличивается в 3–5 раз. Закономерное увеличение содержаний Rb от ранних генераций к поздним характерно только для калиевых минералов, что еще раз подчеркивает тесную связь Rb и K в пегматитовом процессе.

Эта же тенденция прослеживается в палеозойских пегматитах. Минералы магматического этапа содержат в 1,5–2 раза меньше Rb, чем постмагматического. Весьма характерно накопление Rb в плагиоклазах вблизи контактов мраморов с лейкократовыми гранитами, на что уже обращалось внимание при изучении редкометалльных пегматитов [132]. Плагиоклаз из флюоритсодержащего пегматита аинского массива содержит 200 г/т Rb, что в 5–6 раз выше среднего для палеозойских пегматитов. Видимо, в этом случае происходит увеличение потенциала щелочных элементов по принципу Д.С. Коржинского.

Распределение цезия менее закономерно, чем Rb, тем не менее отмечается четкая положительная корреляция его с рубидием в калиевых минералах. В существенно плагиоклазовых пегматитах минералами-носителями Cs выступают биотит и мусковит, в плагиоклаз-микроклиновых с низким содержанием слюд-микроклин. Микроклин из собственно микроклиновых пегматитов содержит такое же количество Cs, что и ассоциирующий с ним плагиоклаз, — 4–6 г/т. В минералах, обогащенных литием, содержание Cs резко возрастает, а в поведении Cs прослеживается тенденция к накоплению его в калиевых минералах, богатых Li и летучими компонентами.

Эта закономерность характерна и для всех других пегматитов СССР, том числе и для редкометалльных ([139] и др.).

Барий и стронций

Поведение бария весьма интересно, так как они изоморфны с кальцием и с калием. Максимальные концентрации бария зафиксированы в калиевых минералах: 600–900 г/т в ранних генерациях биотита и 800–8000 г/т в магматических микроклинах. В доскладчатых пегматитах Ba накапливается в биотите и плагиоклазе. При этом роль плагиоклаза весьма существенна: несмотря на то что в биотите Ba в 3–5 раз больше, чем в сосуществующем плагиоклазе, последний концентрирует до 70% Ba в жиле. В последующих генерациях минералов содержание Ba падает (табл. 66). Эта закономерность более четко прослеживается в калиевых минералах. В плагиоклазах на общем фоне уменьшения концентрации Ba он может накапливаться вместе со Sr по мере увеличения в жилах количества плагиоклаза (табл. 67). По-видимому, в этом сказывается геохимическое родство Ba и Sr и Ca.

Т а б л и ц а 66

Барий и стронций в слюдах из пегматитов Приольхонья (в г/т)

Возраст	Этап пегматитообразования	Стадия	Биотит		Мусковит	
			Ba	Sr	Ba	Sr
Нижнепротерозойский	Метаморфический	Доскладчатые пегматиты	740	40	—	—
Верхнепротерозойский	Магматический	Позднесинкладчатые пегматиты	500	40	300	30
		Постскладчатые пегматиты	350	38	300	28
	Послемагматический	Ранняя щелочная	260	32	—	—
		Возрастания кислотности	—	—	200	20
		Поздняя щелочная	140	28	100	15
Палеозойский	Магматический	Образования гранитных структур	75	22	—	—
	Постмагматический	Ранняя щелочная	65	13	—	—

Из калиевых минералов роль минерала-концентратора Ba играет биотит, содержание Ba в котором в 1,5–2 раза выше, чем в мусковите, и в 2–2,5 раза выше, чем в микроклинах. Весьма существенным фактом в распределении Ba является понижение его концентрации от ранних генераций минералов к поздним. Так, в биотитах содержание Ba в ходе процесса уменьшается в 10 раз, в мусковитах — в 3, в микроклинах — в 2,5, в плагиоклазах — в 5 раз. Вместе с тем плагиоклаз концентрирует в ранних структурах около 70% Ba, в замещенных — 40–60%, а в зонах альбитизации — уже до 90%.

Таким образом, роль плагиоклаза как минерала-концентратора Ba в пегматитовом процессе возрастает, несмотря на вынос элемента как в целом из пегматитов, так и из отдельных минералов. Содержание Ba в поздних генерациях главных минералов выравнивается и составляет примерно 30–60 г/т. Это явление объясняется не только проявлением сродства Ba с Ca, но и главным образом резким сокращением примеси Ba в калиевых минералах. В то же время наблюдается многократное увеличение в калиевых минералах Rb и Cs, геохимическое сродство которых с K выше. Подобная тенденция отмечается и в гранитах Западного Прибайкалья [159].

Стронций концентрируется в основном в плагиоклазах, которые играют роль минерала-носителя и минерала-концентратора одновременно. Только в синскладчатых микроклиновых пегматитах роль мине-

Таблица 67

Барий и стронций в полевых шпатах из пегматитов Приольхонья (в г/т)

Возраст	Этап пегматитообразования	Стадия	Плагиоклаз		Микроклин	
			Ba	Sr	Ba	Sr
Нижнепротерозойский	Метаморфический	Доскладчатые пегматиты	200	100	—	—
Верхнепротерозойский	Магматический	Позднесинкладчатые пегматиты	80	56	250	50
		Постскладчатые пегматиты	48	60	200	40
		Автометасоматоза	60	120	200	40
	Послемагматический	Ранняя щелочная	—	—	110	85
		Возрастания кислотности	140	130	100	90
		Максимальной кислотности	80	100	100	80
		Поздняя щелочная	40	36	—	—
Палеозойский	Магматический	Образования гранитных структур	100	40	150	40
	Послемагматический	Ранняя щелочная	—	—	100	30
		Возрастания максимальной кислотности	44	20	—	—
		Поздняя щелочная	40	20	—	—

ралов-носителей Sr переходит к микроклину. Концентрация Sr в плагиоклазах максимальна в пегматитах, замещенных на стадии возрастания кислотности. Это явление представляет интерес в связи с тем, что увеличение количества Sr происходит одновременно с сокращением содержания анортитовой молекулы в плагиоклазах, поэтому не может быть объяснено простым изоморфизмом между Sr и Ca. Возможно, здесь имеет место изоморфизм между Sr и Na [75]. Незначительные содержания Sr, зафиксированные в альбитах (30–40 г/т), также подтверждают это положение. В калиевых минералах Sr присутствует в количестве 15–50 г/т, причем содержание его от ранних генераций к поздним сокращается незначительно.

Свинец, цинк и олово

Рудные элементы: свинец, цинк и олово — не характерны для пегматитов Приольхонья. Исключение составляет только свинец, образующий в пегматитах центральной части района, вблизи Главного разлома, ред-
1/4 13. Зак. 1378

Таблица 68

Свинец, цинк и олово в главных минералах пегматитов (в г/т)

Возраст	Этап пегматитообразования	Стадия	Плагиоклаз	
			Pb	Sn
Нижнепротерозойский	Метаморфический	Доскладчатые пегматиты	2	Не опр.
Верхнепротерозойский	Магматический	Позднесинскладчатые пегматиты	3	2
		Постскладчатые пегматиты	3	2
	Послемагматический	Ранняя щелочная	—	—
		Возрастания кислотности	8	4
Поздней щелочности	6	3		
Палеозойский	Магматический		32	3
	Послемагматический		40	5

кие кристаллы собственного минерала галенита. Однако явная приуроченность этой минерализации к трещинам, пересекающим все минеральные зоны тел и выходящим за их пределы, свидетельствует о ее наложенном характере. В литературе упоминаются находки касситерита севернее исследуемого района и на о. Ольхон. Редкие зерна красного касситерита отмечаются также в естественных шлихах бухты Улан-Нур.

Свинец — единственный рудный элемент, концентрирующийся в микроклинах в значительно больших количествах, чем в слюдах: в 2–4 раза выше, чем в биотитах, и в 4–8 раз выше, чем в мусковитах (табл. 68). В микроклинах ранних генераций Pb отсутствует, накопление его происходит главным образом в постмагматический этап формирования, в стадии ранней щелочности и возрастания кислотности, т.е. во время подвижного состояния К.

В допалеозойских пегматитах микроклины содержат в 1,5–2 раза больше Pb, чем сосуществующие с ними плагиоклазы. В палеозойских пегматитах эти концентрации выравниваются, однако широкие пределы вариаций содержания этого элемента в олигоклазах и особенно в альбитах свидетельствуют об отсутствии изоморфизма между Na и Pb. В плагиоклазах Pb присутствует, по-видимому, как примесь в мелкодисперсных включениях калиевых минералов. В биотите и мусковите максимальные концентрации свинца составляют 10 г/т, хотя в единичных случаях, например

	Микроклин		Мусковит			Биотит		
	Pb	Sn	Pb	Sn	Zn	Pb	Sn	Zn
	—	—	—	—	—	Не опр.	20	300
	Не опр.	2	2	3	30	2	12	200
	5	2	2	5	34	4	20	200
	10	2	—	—	—	4	24	100
	20	3	5	8	46	—	—	—
			2	5	42	6	24	100
	20	6	—	—	—	10	30	280
	40	8	—	—	—	10	34	260

в трещинном биотите из пегматитов Нарын-Кунты, содержание Pb достигает 40 г/т. Среднее содержание Pb 5 г/т.

Во всех минералах количество Pb к конечным стадиям возрастает. Высокие содержания Pb зафиксированы в микроклинах из палеозойских пегматитов Аинского поля (40–80 г/т) и особенно в микроклинах из амазонитсодержащих пегматитов Тажеранского поля (80–170 г/т). При этом в амазонитах эти содержания несколько выше (72–168 г/т), чем в неокрашенных микроклинах (50–100 г/т). Интенсивный вынос элемента фиксируется только при альбитовом замещении в допалеозойских пегматитах.

Цинк повсеместно концентрируется в слюдах. В полевых шпатах содержание его находится на грани чувствительности методов определения (около 2 г/т). Максимальные количества Zn зафиксированы в биотитах доскладчатых пегматитовых тел (200–420 г/т). В поздних генерациях количество его сокращается в 2–4 раза. В мусковитах некоторое повышение содержания Zn обнаруживается в разновидностях, развивающихся по биотиту в стадию возрастания кислотности. Это объясняется "захватом" Zn из биотитов при замещении, поскольку в биотитах количество его в среднем выше, чем в мусковитах, в 2–3 раза. В целом в пегматитах послемагматического этапа содержание цинка резко падает в соответствии с уменьшением количества биотита. В этом проявляется изоморфизм Zn по отношению к Mg и Fe.

Высокими концентрациями элемента отличаются биотиты из палеозойских пегматитов. В них не обнаруживается резкого сокращения Zn от ранних генераций к поздним. Изменения как от ранних генераций к поздним, так и в пределах одной генерации незначительны. Поскольку биотиты палеозойских пегматитов характеризуются высокой железистостью (96%) с резким преобладанием FeO над Fe₂O₃ и низкими (меньше 1%) содержаниями MgO, то стабильно высокие концентрации Zn могут быть объяснены сродством его с двухвалентным железом [150].

Олово не характерно для пегматитов Приольхонья. Количество его в полевых шпатах минимально, незначительное увеличение содержания Sn зафиксировано только в биотите. В пегматитовых телах Sn накапливается обычно вблизи контактов. Здесь его содержание достигает 10–20 г/т, постепенно сокращаясь до 3–2 г/т в центральных участках. В целом по жиле средние концентрации Sn равны 4–5 г/т. Это несколько ниже, чем в керамических и слюдоносных пегматитах СССР [140], и в 1,5 раза выше кларка Sn для кислых пород [14]. Распределение Sn в пегматитовых телах связано с содержанием биотита в различных зонах тел. Известный изоморфизм Sn с Ti не подтверждается: биотиты палеозойских пегматитов, практически лишенные титана, содержат больше Sn, чем биотиты допалеозойских пегматитов. Здесь проявляется, по-видимому, изоморфизм: $Li^+ Sn^{4+} \rightarrow Mg^{2+} Fe^{3+}$. Однако широкие колебания содержания Sn в слюдах, даже в пределах одной генерации, свидетельствуют о присутствии в них примеси олова, вероятно, в виде тонкодисперсного SnO₂.

Закономерности геохимической специализации разновозрастных пегматитов

Распределение рассеянных элементов в пегматитовых телах, как было показано выше, зависит прежде всего от минерального состава зон, который в различных телах варьирует довольно широко. Изменение концентраций рассеянных элементов, обусловленных этой причиной, гораздо шире, чем за счет эволюции условий минералообразования. Поэтому закономерности изменения режима среды пегматитообразования удобнее проследить по содержанию рассеянных элементов в главных минералах пегматитов.

В табл. 69 и 70 приведены средние содержания K, Li, Rb, Cs, Ba, Sr и Pb в полевых шпатах и слюдах из пегматитов Приольхонья и их индикаторные отношения. Пегматиты подразделены здесь на три группы: 1) допалеозойские незамещенные — доскладчатые, позднесинскладчатые и не измененные на послемагматическом этапе постскладчатые; 2) допалеозойские замещенные — постскладчатые, измененные метасоматическими процессами; 3) палеозойские замещенные и незамещенные.

Таким образом, первая группа объединяет все пегматиты метаморфического и магматического генезиса простого (незонального) строения, вторая — полнодифференцированные постскладчатые тела и третья — дифференцированные и недифференцированные палеозойские. Это в некоторой мере искусственное подразделение пегматитов района обус-

ловлено их практической ценностью: первая группа не несет полезной минерализации, во второй имеются залежи мусковита, которые отрабатываются на керамическое сырье, третья содержит поделочный амазонит.

Анализ распределения рассеянных элементов в пегматитах и их минералах показывает, что их содержания изменяются вполне закономерно. Минимальные концентрации редких щелочей и свинца наблюдаются во всех минералах незамещенных допалеозойских пегматитов. В замещенных пегматитах их содержания повышены, а в палеозойских — максимальны.

Мусковитовые пегматиты отличаются от других распределением редких щелочей в слюдах. Содержание рубидия в биотитах из этих пегматитов ниже, а цезия — выше, чем в биотитах других рановидностей. Мусковиты отличаются повышенными количествами рубидия по отношению к мусковитам неслюдоносных пегматитов.

Содержание бария в калиевых минералах изменяется в обратном направлении. В микроклине и слюдах минимальные содержания Ва характерны для палеозойских пегматитов. Стронций ведет себя менее закономерно, но в минералах палеозойских пегматитов его обычно меньше. В плагиоклазах максимальные концентрации бария и стронция приходятся на замещенные пегматиты, а минимальные — на палеозойские.

Весьма показательны индикаторные отношения в пегматитах выделенных групп. Величина калий-рубидиевого отношения закономерно уменьшается во всех минералах от незамещенных допалеозойских пегматитов к палеозойским. Отношения $Ba : Sr$, $Ba : Rb$ и $K : Pb$ также закономерно понижаются. Только в плагиоклазах отношение $Ba : Sr$ изменяется в обратном направлении, причины чего были рассмотрены выше. Менее закономерно ведет себя рубидий-цезиевое отношение. В биотитах и микроклинах оно уменьшается от древних пегматитов к молодым, а в остальных минералах увеличивается. Барий-стронциевое отношение в слюдах от незамещенных допалеозойских пегматитов к палеозойским сокращается в 2 раза. В полевых шпатах это отношение менее показательно, максимальные значения отношения $Ba : Sr$ зафиксированы в плагиоклазах допалеозойских пегматитов и в микроклинах постскладчатых тел. Барий-рубидиевое отношение во всех минералах уменьшается очень закономерно: в полевых шпатах от ранних генераций допалеозойских тел к палеозойским в 10 раз, в биотитах — в 20. Так же показательно и калий-свинцовое отношение.

Таким образом, допалеозойские пегматиты, не несущие полезной минерализации, характеризуются стабильно минимальными содержаниями редких щелочей и высокими концентрациями бария в главных минералах. Керамические пегматиты надежно отличаются от них более высокими количествами Li , Rb , Cs и Pb и минимальными Ba . Палеозойские содержат еще больше Li , Rb , Cs , Pb и Sn во всех минералах, чем допалеозойские. Отношения $K : Rb$, $Ba : Rb$ и $K : Pb$ являются весьма показательными индикаторами разновозрастных пегматитов с различной полезной минерализацией.

Таблица 69

Калий, элементы-примеси и их индикаторные отношения в слюдах из

Группа		Число проб	K, вес. %	Содержание, г/т		
				Li	Rb	Cs
Допалеозойские	Незамещенные	9	6,35	369	689	138
	Замещенные	8	7,68	681	2716	339
Палеозойские		2	6,60	2485	5218	2300
Мусковит						
Допалеозойские	Незамещенные	8	8,70	55	385	13
	Замещенные	5	8,10	130	440	12
Палеозойские		1	6,80	150	480	10

Таблица 70

Калий, элементы-примеси и их индикаторные отношения в полевых шпатах из пегматитов Приольхонья

Группа		Число проб	K, вес. %	Содержание, г/т		
				Li	Rb	Cs
Допалеозойские	Незамещенные	17	8,60	4	354	13
	Замещенные	20	10,50	6	704	20
Палеозойские		5	12,10	10	2033	200
Плегиоклаз						
Допалеозойские	Незамещенные	16	0,60	4	15	4
	Замещенные	16	0,40	6	21	4
Палеозойские		6	0,66	11	125	14

пегматитов Приольхонья

Содержание, г/т			Отношение				
Ba	Sr	Pb	K : Rb	Rb : Cs	Ba : Sr	Ba : Rb	K : Pb · 10 ³
Биотит							
450	40	4	92	4,9	11,2	0,65	13,4
250	30	15	25	8,0	8,3	0,092	5,11
Мусковит							
70	15	20	12	2,3	4,7	0,013	3,3
280	25	5	226	29,6	12,0	0,75	17,4
100	15	10	184	36,6	6,6	0,23	8,1
Не опр.	Не опр.	Не опр.	142	48	Не опр.	Не опр.	Не опр.

та из пегматитов Приольхонья

Содержание, г/т			Отношение				
Ba	Sr	Pb	K : Rb	Rb : Cs	Ba : Sr	Ba : Pb	K : Pb · 10 ³
Микроклин							
200	40	5	243	27	5,0	0,57	17,2
110	90	20	149	35	1,22	0,156	5,25
Плегиоклаз							
80	30	35	79	10,2	2,6	0,040	3,46
80	85	4	400	3,7	0,94	5,3	1,50
110	110	6	190	5,2	1,0	5,2	0,67
50	30	40	53	8,9	2,6	0,40	0,165

Т а б л и ц а 71

Величины индикаторных отношений в минералах пегматитов Приольхонья в сравнении с пегматитами других районов.

Минерал	Пегматиты Приольхонья				Мусковитовые		Редко-металльные	
	допалеозойские		палеозойские		K : Rb	Rb : Cs	K : Rb	Rb : Cs
	K : Rb	Rb : Cs	K : Rb	Rb : Cs				
Микроклин	243	27	79	10,2	600	15	19	14
Плагиоклаз	400	3,7	53	8,9	1248	—	—	1
Биотит	92	4,9	12	2,3	276	322	—	—
Мусковит	226	29,6	142	48	542	22	18	21

Примечание. Средние отношения для редкометалльных пегматитов высчитаны по данным Н.А. Солодова [139]; для мусковитовых пегматитов — по данным Б.М. Шмакина и В.А. Макрыгиной [176].

Общие тенденции и близкие количества рассеянных элементов в главных минералах обнаруживают мусковитовые пегматиты Восточной Сибири [173]. Однако в биотитах из пегматитов Приольхонья выше содержания рубидия и значительно выше — цезия. Содержания редких щелочей в минералах керамических и слюдоносных пегматитов Карелии примерно те же, что и в наших допалеозойских пегматитах. В минералах незамещенных пегматитов содержания Ba и Sr отвечают соответствующим содержаниям из пегматитов Мамы, в замещенных количества Ba и Sr несколько выше, чем в Мамском районе.

В табл. 71 сопоставлены индикаторные отношения пегматитов Приольхонья с классическими редкометалльными и слюдоносными пегматитами.

Пегматиты Приольхонья занимают промежуточное положение между редкометалльными и мусковитовыми. При этом допалеозойские пегматиты по своим геохимическим характеристикам ближе к мусковитовым, в то время как палеозойские тяготеют к редкометалльным. Наиболее показательна величина калий-рубидиевого отношения во всех минералах. Отношение Rb : Cs близко для пегматитов различной специализации.

Таким образом, не только геологические и минералогические особенности отличают разновозрастные образования района, но и геохимические данные подчеркивают их специфичность.

Содержания рассеянных элементов и их индикаторные отношения в главных минералах пегматитов Приольхонья могут служить надежными критериями специализации и возраста пегматитов Приольхонья. Для этой цели наиболее приемлемы закономерности концентраций редких щелочей, свинца, бария и стронция. Из индикаторных отношений наиболее показательны K : Rb, Ba : Rb и K : Pb.

О ГЕНЕТИЧЕСКИХ СВЯЗЯХ ПЕГМАТИТОВ С ГРАНИТАМИ РАЙОНА

О генетических связях между пегматитами и гранитами могут свидетельствовать следующие основные признаки: 1) геологические (пространственное положение, структурно-морфологическая зональность пегматитовых полей, отношение их к вмещающим породам); 2) минералогические (состав гранитов и пегматитов, характерные акцессории, состав главных и акцессорных минералов); 3) геохимические (соотношения между группами элементов, индикаторные отношения между петрогенными и рассеянными элементами или между отдельными редкими элементами).

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПЕГМАТИТЫ

Наличие генетической связи между гранитами шаранурского комплекса и доскладчатыми пегматитами обнаруживается при анализе структурного положения тех и других образований. Так, доскладчатые пегматитовые тела тяготеют к участку, протянувшемуся узкой полосой вдоль северо-западной границы района, залегают преимущественно согласно с вмещающими породами, катаклазированы и совместно с ними смяты в складки. Граниты шаранурского комплекса пространственно тяготеют к этим же участкам района и характеризуются теми же особенностями структурного положения, что и доскладчатые пегматиты. И у гранитов и у пегматитов часты постепенные переходы во вмещающие породы, которые представлены повсеместно биотитовыми или биотит-роговообманковыми гнейсами, реже — амфиболовыми сланцами. Как показывают результаты геотермобарометрического анализа, образование гранитов и пегматитов происходило в одинаковых *P-T* условиях, соответствующих амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Близость химического состава этих пород, общие закономерности распределения в них редких элементов и других минералого-геохимические особенности свидетельствуют об общем источнике вещества гранитов и пегматитов. Отличие заключается главным образом в текстурно-структурных особенностях этих пород.

Таким образом, можно считать, что между гранитами шаранурского комплекса и доскладчатыми пегматитами, образование которых соответствует этапу регионального метаморфизма пород ольхонской серии в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации, существуют парагенетические связи. Доказательств же генетической связи (пегматиты — производные гранитов) нет.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПЕГМАТИТЫ

Несмотря на то что между хайдайскими гранитами и верхнепротерозойскими пегматитами нет непосредственных геологических взаимоотношений, имеются и геологические и минералого-геохимические признаки их генетической связи. Граниты тяготеют к центральной и южной частям пегматитового района, и именно эти участки наиболее насыщены пегматитовыми телами. Зональность пегматитовых полей по отношению к этим

массивам на первый взгляд отсутствует. Однако если структурно-морфологические особенности тел рассматривать по отношению не только к хайдайским гранитоидам, но и к региональным зонами гранитных метасоматитов, то улавливается четкая закономерность. Крупные полнодифференцированные тела залегают на расстоянии 1–5 км от гранитов и в непосредственной близости или незначительном удалении от крупных зон метасоматитов. Наиболее крупные жилы Нарын-Кунта, Взорванная, БПС-6, БПС-20 и другие приурочены к эндоконтактам Бирхинского массива, т.е. к зонам высокой проницаемости, по которым развиваются метасоматические граниты, генетически, как мы уже отмечали, также связанные с хайдайскими гранитами. Об этом свидетельствует их пространственная близость, а также направленность метасоматических процессов и время их проявления, совпадающее с послемагматическим этапом становления допалеозойских пегматитов.

Одним из наиболее веских аргументов в пользу генетического родства хайдайских гранитов и верхнепротерозойских пегматитов является их приуроченность к единому этапу тектоно-метаморфического развития района. Хайдайские граниты по отношению к этому этапу активизации являются позднесинкинематическими. Именно этому периоду истории района соответствуют и позднесинскладчатые пегматиты. Постскладчатые пегматитовые тела формировались несколько позднее, после консолидации складчатости, т.е. в период окончательного становления гранитных интрузивов хайдайского комплекса.

Сравнение породообразующих минералов гранитов и пегматитов верхнепротерозойского возраста указывает на общие закономерности в их отношениях. Однако этот признак не является основополагающим ввиду естественной близости составов кислых пород. Акцессорные минералы, по свидетельству И.И. Гинзбург [23], Н.С. Вартановой и др. [12] и других, — более характерные признаки общности ряда гранит—аплит—пегматит. Такими общими минералами, встречающимися как в гранитах, так и в пегматитах верхнего протерозоя, являются роговая обманка, сфен, циркон, гранат; турмалин, магнетит, ортит. Наличие такого специфического минерала, как ортит, в гранитах и пегматитах весьма показательно. Однако особенно весомым доказательством генетического единства этих образований служат минералы переменного состава — магнетит и гранат. Так, содержание Ti в магнетитах из пегматитов Приольхонья в целом изменяется в широких пределах: от 3% в метаморфических до складчатых телах (титаномагнетит) до 0,01% в палеозойских пегматитах. В позднескладчатых и постскладчатых телах эти содержания весьма стабильны: 0,1–0,4%. Такие же количества титана характерны и для магнетитов из хайдайских гранитоидов (0,2–0,5%).

В табл. 72 приведены химические составы гранатов из гранитов Булыкского массива.

Оба граната принадлежат к альмандиновому ряду. От широко распространенных гранатов из биотитовых гнейсов, близких по минеральному составу к гранитоидам района, они резко отличаются повышенным содержанием суммарного железа и марганца и более низкими количествами CaO ,

Таблица 72

Химический состав гранатов из хайдайских гранитов (в вес. % в пересчете на 100%)

Номер пробы	Окислы							
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₃ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO
ИХ-788	37,70	0,08	19,36	1,17	24,14	10,80	3,07	3,68
ИХ-792	38,25	0,14	19,84	1,06	24,90	9,69	2,83	3,30

MgO и TiO₂. В то же время их состав чрезвычайно близок к гранатам из допалеозойских пегматитов¹.

Весьма показательно положение гранитов Западного Прибайкалья² и допалеозойских пегматитов на диаграммах $K_{\text{агп}} - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{TiO}_2)$ (рис. 33) и $K_{\text{агп}} - \text{SiO}_2$ (рис. 34). Как видно из приведенных диаграмм, приморские, хайдайские и аинские граниты занимают на них обособленное положение, их контуры не перекрываются и смещены один относительно другого. В то же время контуры верхнепротерозойских пегматитов на диаграммах сближены с хайдайскими гранитами и частично перекрывают их. Это обстоятельство важно потому, что подчеркивает общие закономерности в распределении не только кремния, но и мафических компонентов (железо и титан) в хайдайских гранитоидах и верхнепротерозойских магматических пегматитах.

По содержанию редких щелочей в калиевых минералах из гранитов Западного Прибайкалья хайдайские граниты занимают промежуточное положение между приморскими и аинскими гранитами. В биотитах из приморских гранитов содержится около 500 г/т Rb, из хайдайских — 650—900 г/т, а из аинских — больше 1100 г/т. При этом в биотитах из магматических допалеозойских пегматитов эти содержания изменяются в пределах 650—850 г/т, иногда до 950 г/т. Концентрации цезия распределены следующим образом: в гранитах — до 25, 20—55 и более 1000 г/т, соответственно в пегматитах — 45—250 г/т. Эти закономерности показаны графически на рис. 35 и 36. Весьма примечательно, что и на этих диаграммах разновозрастные граниты района обособлены. При этом величины как калий-рубидиевого, так и рубидий-цезиевого отношения в биотитах и микроклинах имеют максимальные значения в шаранурских гранитах, а минимальные — в аинских. Верхнепротерозойские граниты и пегматиты занимают промежуточное положение.

Следовательно, и минералогические и геохимические критерии указывают на существование родства между хайдайскими гранитами и верхне-

¹ Здесь и далее при сравнении химизма пегматитов и их минералов с гранитами использовались данные только по пегматитам магматического этапа кристаллизации, в частности, гипидиоморфнозернистой структуры.

² Для приморских гранитов использованы химические анализы по материалам Е.В. Павловского и А.И. Цветкова за 1938 г. [110].

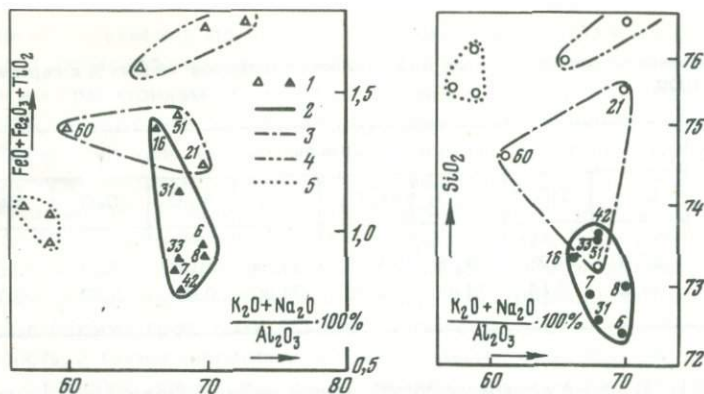


Рис. 33. Составы хайдайских, аинских, приморских гранитов и верхнепротерозойских пегматитов в координатах $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) - \text{K}_{\text{grn}}$

1 — граниты и пегматиты; контуры: 2 — верхнепротерозойских пегматитов, 3 — хайдайских, 4 — приморских, 5 — аинских гранитов

Рис. 34. Составы хайдайских, аинских, приморских гранитов и верхнепротерозойских пегматитов в координатах $\text{SiO}_2 - \text{K}_{\text{grn}}$

Условные обозначения те же, что и на рис. 33

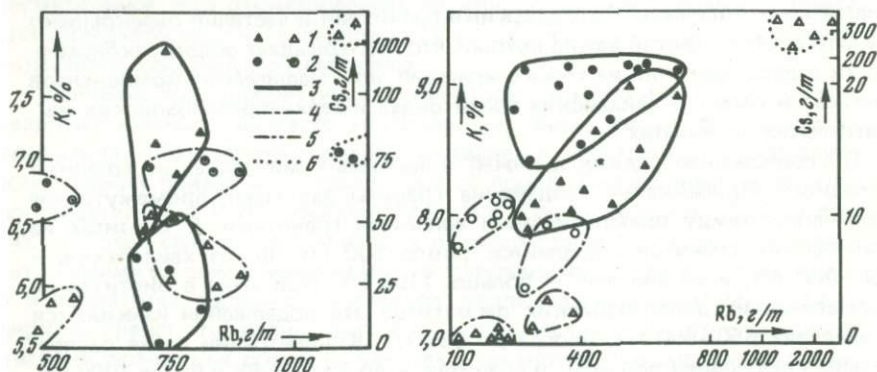


Рис. 35. Составы биотитов из верхнепротерозойских пегматитов, хайдайских, аинских и приморских гранитов в координатах $\text{K}-\text{Rb}$ (1) и $\text{Rb}-\text{Cs}$ (2)

Контуры: 3 — пегматитов, 4 — хайдайских, 5 — приморских и 6 — аинских гранитов

Рис. 36. Составы микроклинов из верхнепротерозойских пегматитов, хайдайских, аинских и приморских гранитов в координатах $\text{K}-\text{Rb}$ и $\text{Rb}-\text{Cs}$. Условные обозначения те же, что и на рис. 35

протерозойскими магматическими пегматитами района. Однако являются ли эти пегматиты дериватами хайдайских гранитов?

Целый ряд признаков позволяет положительно ответить на этот вопрос. Это и упомянутая выше четкая пространственная связь пегматитов с гранитами, и общность послемагматических процессов в тех и других, и близость минерального и химического состава. Наконец, главным доказатель-

ством является, на наш взгляд, приуроченность подавляющей части пегматитовых тел к чуждым им по составу интрузивным вмещающим породам. Факты контаминации кислого расплава фемическими компонентами (роговая обманка в эндоконтактах и др.) свидетельствуют об отсутствии химического равновесия с этими породами, а единственным реальным источником такого расплава могут быть хайдайские граниты.

Разумеется, приведенные доказательства не могут считаться окончательными. Предстоит дальнейшая работа по прослеживанию связей между верхнепротерозойскими пегматитами и гранитами. Решение этого вопроса имеет большое практическое значение, поскольку эти пегматиты — лучший источник керамического сырья.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПЕГМАТИТЫ

Связь палеозойских пегматитов с гранитами бухты Ая определяется прежде всего структурным положением: их совместной приуроченностью к крупной разрывной структуре северо-восточного простирания, субпараллельной Главному разлому. Выше на основании сопоставления морфологических особенностей, минерального состава и состава минералов в пегматитах Тажеранского и Аинского полей была показана их идентичность. Такие же доказательства имеются в пользу связи пегматитов обоих полей с гранитами аинского комплекса.

Крупные "амебовидные" пегматитовые тела Аинского поля, залегающие в гранитах и имеющие постепенные к ним переходы, являются типичными шлировидными сингенетическими пегматитами, образовавшимися в апикальных частях гранитных интрузий. Аналогичные аинским гранитам лейкократовые гранитоиды слагают крупное пластообразное тело в зоне северного эндоконтакта Тажеранского поля. Они интенсивно переработаны на послемагматическом этапе. По мнению некоторых исследователей [57], именно эти граниты являются материнскими для палеозойских пегматитов поля. В пределах описываемого гранитного тела отмечаются обособления пегматитов апографической структуры, отвечающие по составу сингенетическим пегматитам в аинских гранитах.

На диаграммах $K_{\text{арп}}-\text{SiO}_2$, $K_{\text{арп}}-(\text{Fe}_2\text{O}_2 + \text{FeO} + \text{TiO}_2)$, а также в координатах $K - \text{Rb}$ и $\text{Rb} - \text{Cs}$ (см. рис. 37 и 38) аинские граниты и палеозойские пегматиты занимают обособленное положение относительно других кислых образований района. В то же время их составы в этих координатах ложатся в пределы одного контура. Показательно и калий-рубидиевое отношение. В микроклинах и плагиоклазах из пегматитов Приольхонья в целом это отношение меняется очень широко: 70–250 в микроклине и 50–400 и выше в плагиоклазах. Если в допалеозойских гранитах и пегматитах величина отношения $K : \text{Rb}$ достигает в микроклинах 145–250, а в плагиоклазах 190–400, то в палеозойских гранитах и пегматитах это отношение равно соответственно 76–105 и 53–110.

Этот факт и другие изложенные выше геологические, минералогические и геохимические признаки указывают на существование явной генетической и пространственной связи палеозойских пегматитов с лейкократовыми гранитами аинского комплекса.

Таким образом, от древних гранитов к более молодым наблюдается не только закономерная эволюция минералогических и геохимических особенностей, но и рост степени достоверности генетических связей пегматитов с гранитами. В то время как в наиболее раннем комплексе связь пегматитов с гранитами только парагенетическая, верхнепротерозойские пегматиты имеют целый ряд признаков генетической связи с хайдайскими гранитами, а палеозойские пегматиты являются уже непосредственными производными аинских гранитов. Этот ряд соответствует постепенному снижению глубинности формирования гранитов и пегматитов со сменой условий их образования от метаморфических к абиссальным магматическим и далее — к гипабиссальным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Длительная история гранитного магматизма, с нижнего протерозоя до среднего палеозоя, привела в Приольхонье к образованию разновозрастных гранитов и пегматитов, отличающихся формационной принадлежностью, морфологией, минеральным составом и геохимической специализацией. Возникновение различных по составу и строению пегматитов обусловлено многоактностью процессов гранитообразования, разным составом исходного пегматитового вещества, вариациями глубинности формирования гранитов и пегматитов. Гетерогенность процессов пегматитообразования и широко развитая послемагматическая переработка жил привели к значительному разнообразию минерального состава пегматитов и химического состава слагающих минералов. Проведенные исследования позволили выделить в Западном Прибайкалье разновозрастные граниты и пегматиты различных генетических групп, дать им сравнительную петрохимическую и минералого-геохимическую характеристику и предложить генетическую классификацию. Определены основные факторы распределения элементов-примесей, выделены элементы-индикаторы и индикаторные отношения. Это — теоретический аспект работы.

В заключение остановимся на вопросах практической ценности гранитов и пегматитов. На территории Сибири и Дальнего Востока работают Ангарский керамический комбинат, Хайтинский и Артемовский фарфоровые заводы, новосибирский завод "Электрофарфор", и красноярский завод "Сибизолятор". Все они снабжаются полевым шпатом Нарын-Кунтинского месторождения пегматитов. Кроме того, это сырье вывозится на пять керамических предприятий европейской территории страны. Пегматиты Приольхонья отрабатываются уже более ста лет. В последние годы ежегодная добыча полевого шпата и пегматита в Приольхонье составляла несколько более 12 тыс. т. Потребность же в этом сырье находится на уровне почти 30 тыс. т. Завоз пегматитов осуществляется из Карелии (с Енского месторождения). При всем этом удельный вес восточных районов в фарфоровом производстве страны составляет менее 5%, а в производстве строительной керамики — около 10%.

В ближайшее десятилетие будет пушено в эксплуатацию по крайней мере 10 комбинатов по производству керамики: в Новосибирской, Томской, Омской, Кемеровской, Читинской областях, Хабаровском, Красноярском и Приморском краях. Намеченное развитие промышленности строительной керамики и фарфорового производства повлечет за собой резкое увеличение потребности в керамическом сырье.

Как было показано выше, полевые шпаты из пегматитов Приольхонья представляют собой керамическое сырье высших сортов. При этом качест-

во полевых шпатов в постскладчатых пегматитах Намшинурского, Бирхинского, Бугульдейского и Тажеранского полей примерно одинаково. Однако пока добыча осуществляется лишь на одной жиле Бирхинского поля.

Не меньшую ценность имеет кварц из пегматитов, отличающийся особо высокой чистотой среди других видов кварцевого сырья. В настоящее время он применяется только для производства высших сортов тончайшей керамики. Потребность в таком сырье к 1975 г. составила более 6 тыс. т.

В СССР есть опыт получения высокосортного керамического сырья путем комплексной переработки горных пород с выделением мономинеральных фракций полевого шпата, кварца и слюды (Чупинская фабрика обогащения пегматита, Вишневогорская, Енская и др.). В течение многих лет высококачественное сырье таким образом получают за рубежом: в США, Канаде, Англии, Норвегии и других странах.

В Приольхонье некоторые разновидности лейкократовых гранитов могут обрабатываться без обогащения. Так, например, лейкократовые и альбититовидные граниты аинского комплекса, отвечающие требованиям к керамическому сырью для электродной и стекольной промышленности, не требуют обогащения (см. табл. 12). При электромагнитном обогащении всех разновидностей аинских гранитов они могут использоваться в электроизоляционной и стекольной промышленности, изготовлении художественного и хозяйственного фарфора, абразивном и электродном производстве. Несмотря на ограниченное количество предприятий керамической, фарфоровой и стекольной промышленности в Сибири, даже они не обеспечиваются полностью местным сырьем, что вызывает большое количество нерентабельных перевозок. Создание в Сибири прочной базы сырья для строительной керамики, фарфорового и стекольного производства — одна из важнейших задач сегодняшнего дня.

Большая часть гранитов района, аинские и хайдайские, могут быть использованы для комплексной переработки в керамической промышленности. Кроме того, хайдайские граниты могут найти применение в качестве облицовочного камня. В настоящее время из этих массивных равномерно-зернистых пород изготавливают жернова большого диаметра для местных нужд.

Представляют интерес как поделочные камни амазонит, белый и бесцветный плагиоклаз, иризирующий и бесцветный олигоклаз, бесцветный, розовый, дымчатый и черный кварц, акцессорные минералы. Амазонит встречается в палеозойских пегматитах и в пегматитовых телах сопряженных с ними территорий, тяготеющих к зонам метасоматически переработанных пород. Наиболее крупные кристаллы амазонита встречаются в бухте Улан-Нур. Амазониты из допалеозойских пегматитов также нередко имеют густую зеленую окраску. Плагиоклазы и калишпаты в виде крупных белых кристаллов величиной до 20x30 см встречаются в пегматитах Бирхинского и Бугульдейского полей. Среди них нередки абсолютно бесцветные разновидности. Кварц дымчатого и черного цвета встречается во всех пегматитовых телах района, розовый и бесцветный — в верхнепротерозойских постскладчатых и палеозойских. Величина крупных нетрещиноватых кристаллов иногда достигает размеров 40x50 см. Из

аксессуарных минералов встречаются годные для поделок полихромные и черные турмалины, ярко-малиновые гранаты, светло-коричневые цирконы.

Естественно, что для оценки гранитов в качестве комплексного неметаллического сырья, для оценки минералов района как поделочных материалов и полудрагоценных камней требуются специальные геолого-разведочные работы и серьезные экономические исследования. Приольхонский район, выгодно отличающийся от других пегматитоносных районов Сибири своим географическим положением, должен привлечь самое пристальное внимание поисковиков и разведчиков неметаллического сырья.

Авторы надеются, что приведенные в настоящей работе материалы окажутся полезными при их поисках и оценке месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альбов М.Н. Опробование рудных месторождений при разведке и эксплуатации. М.: Металлургиздат, 1952.
2. Афанасьев Г.Д. Некоторые вопросы геологической петрологии. — Изв. АН СССР, 1969. Сер. геол., № 9.
3. Бабошин В.А. Литолого-петрографический контроль слюдоносных пегматитов. — В кн.: Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. М.: Недра, 1972.
4. Барсанов Г.П., Гурьева Э.Л. О различии природного кварца, претерпевшего $\alpha = \beta$ превращение. — ДАН СССР, 1963, 153, № 4.
5. Батиева И.Д., Бельков И.В. Эволюция кислого магматизма в докембрии (на примере Кольского полуострова). — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев: Наукова думка, 1971.
6. Беличенко В.Г., Хренов П.М. Краткий геологический очерк Прибайкалья. — В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969.
7. Беус А.А. О зональности гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР, 1951. Сер. геол., № 6.
8. Беус А.А., Ситнин А.А. Распределение петрогенных элементов в гранитоидах. — В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965.
9. Божко Н.А., Демина Л.И. Некоторые результаты геолого-петрологического изучения древних метаморфических толщ центральной части Западного Прибайкалья. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974.
10. Божко Н.А., Демина Л.И. О геологии и условиях метаморфизма древних толщ центральной части Западного Прибайкалья. — Геол. и разведка, 1974, № 12.
11. Бухаров А.А. и др. Докембрийские вулканические структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979.
12. Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Щербякова З.В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972.
13. Великoslavинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
14. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
15. Власов К.А. Факторы образования различных типов редкометальных гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР, 1956. Сер. геол., № 1.
16. Власов К.А. О генезисе пегматитов. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1965.
17. Волочкович К.А. Типы геоантиклинальных поднятий и связь с ними редкометальных пегматитов. — Тр. ИМГРЭ, 1971, вып. 1.
18. Гинзбург А.И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях, и их оценка. — Разведка и охрана недр, 1952, № 2.
19. Гинзбург А.И. Геохимические особенности пегматитового процесса. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
20. Гинзбург А.И. О влиянии внешнего давления на ход пегматитового процесса. М.: Недра, 1964.
21. Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геол. рудн. месторожд., 1960, № 1.

22. Гинзбург А.И., Архангельская В.В., Шацкая В.Т. Полевошпатовые метасомати- ты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых. — Разведка и охрана недр, 1973, № 1.
23. Гинзбург И.И. Об одном примере генетической связи редкометальных пегматитов с гранитными породами. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
24. Глебов М.П., Шмакин Б.М. Особенности контактовых изменений и первичных ореолов вокруг мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района (Восточный Саян). — В кн.: Ореолы рассеяния Восточной Сибири. М.: Наука, 1971.
25. Гончар Г.А. Некоторые черты строения Бирхинского дайкового поля (Западное Прибайкалье). — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1972.
26. Горлов Н.В. Особенности раскрытия трещин растяжения (на примере жильных полостей пегматитов Северо-Западного Беломорья). — Геотектоника, 1971, № 3.
27. Груза В.В. Геохимические критерии различия магматических пород и ортомета- соматитов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, 99, № 2.
28. Данилович В.Н. Аркогенный тип надвигов. — Геол. и геофиз., 1963, № 2.
29. Дворкин-Самарский В.А., Каперская Ю.Н. Распределение стронция, бария, каль- ция, магния в гранитоидах и метаморфических породах Байкальской глыбы. — Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР, 1970, вып. 50.
30. Дели Р.А. Изверженные породы и глубины Земли. Л.; М.: ОНТИ, 1936.
31. Дубровский М.И. Диаграмма фазового состояния гранитной системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ и ее петрологическое значение. — ДАН СССР, 1972, 203, № 2.
32. Ескин А.С. К стратиграфии и тектонике архея Прибайкалья. — Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962. Сер. геол., вып. 5.
33. Ескин А.С. Древние метаморфические комплексы Западного Прибайкалья. — В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск: Изд-во СО АН СССР, 1969.
34. Ескин А.С., Одинцов М.М., Беличенко В.Г. Древние метаморфические комплек- сы Прибайкалья. — Геол. и геофиз., 1968, № 7.
35. Ескин А.С., Беличенко В.Г. Основные этапы регионального метаморфизма в Прибайкалье. — Геол. и геофиз., 1972, № 10.
36. Ескин А.С., Обухов С.П., Фельдман М.С. и др. Этапы докембрийского магма- тизма в Западном Прибайкалье. — В кн.: Проблемы докембрийского магма- тизма. Л.: Наука, 1974.
37. Заварицкий А.Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. — Зап. Всесоюз. ми- нерал. о-ва, 1947, № 1.
38. Заварицкий А.Н. Граниты и аплиты. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1950, № 2.
39. Замараев С.М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и нижнем палеозое. — Геол. и геофиз., 1961, № 11.
40. Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. Ново- сибирск: Наука, 1967.
41. Знаменский Е.Б., Шмакин Б.М. О важном источнике акцессорной минерализа- ции в слудноносных пегматитах. — ДАН СССР, 1966, 169, № 5.
42. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971.
43. Зырянов В.Н. Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щело- чных пород Чингизской зоны. М.: Наука, 1969.
44. Иванов А.Н. Морфологические типы пегматитовых тел Приольхонья и связь их с геологической структурой. — В кн.: Материалы по геологии и разведке неко- торых рудных районов Прибайкалья и Забайкалья. Иркутск, 1971.
45. Иванов А.Н. О некоторых методологических аспектах классификации гранит- ных пегматитов. Тр. Монгольского гос. минерал. музея, 1979, № 6.
46. Иванов А.Н. Геохимические особенности пегматитов различной специализации в Западном Прибайкалье. — В кн.: Геология и разведка нерудных полезных ископаемых. Л., 1974.
47. Иванюв А.Н., Шмакин Б.М. О генетических группах пегматитов Приольхонья. — В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1972.

48. *Иванов А.Н., Шмакин Б.М.* Редкие элементы в полевых шпатах и слюдах из пегматитов Приольхонья. — В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973.
49. *Иванов А.Н., Рапацкая Л.А.* О магнезиальных скарнах Западного Прибайкалья. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии месторождений Восточной Сибири. Иркутск, 1973.
50. *Иванов А.Н., Рапацкая Л.А.* Общие закономерности геохимической специализации гранитных метасоматитов и пегматитов Западного Прибайкалья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири: Петрология. Томск, 1974. т. 2.
51. *Иванов А.Н., Шмакин Б.М.* О составе и генезисе гранитных метасоматитов Западного Прибайкалья. — В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1974.
52. *Иванов А.Н., Шмакин Б.М.* О генетической связи гранитов и пегматитов Западного Прибайкалья. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974.
53. *Иванов А.Н., Ширяева В.А., Шмакин Б.М.* Ортит как минерал-индикатор глубинности пегматитообразования. — В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Иркутск, 1975.
54. *Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Вода в магматических процессах. М.: Наука, 1971.
55. *Камерон Е.Н., Джан Р.Г., Мак Нейр А.Г., Пейдж Л.Р.* Внутреннее строение гранитных пегматитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1951.
56. *Конев А.А.* Тажеранский массив габбро, щелочных и нефелиновых сиенитов. — В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969.
57. *Конев А.А., Грудинин М.И., Остапенко Ю.П.* Тажеранский щелочно-габброидный массив в Прибайкалье. — Геол. и геофиз., 1967, № 8.
58. *Конев А.А., Самойлов В.С.* Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974.
59. *Коптев-Дворников В.С., Негрей Е.В.* Редкие щелочи (Rb, Cs, Li) в гранитных комплексах Центрального Казахстана. — В кн.: Вопросы петрографии Казахстана. М.: Наука, 1966.
60. *Коржинский Д.С.* Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. — В кн.: Слюды СССР. Л.; М.: ОНТИ, 1937.
61. *Коржинский Д.С.* Кристаллические толщи Юго-Западного Прибайкалья. М.: Госгеолтехиздат, 1937.
62. *Коржинский Д.С.* Инфильтрационный метасоматоз при наличии температурного градиента и приконтактное метасоматическое выщелачивание. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, № 3.
63. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
64. *Коржинский Д.С.* Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательности реакций при послемагматических процессах. — Геохимия, 1956, № 7.
65. *Коржинский Д.С.* Кислотность-щелочность как главный фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
66. *Коржинский Д.С.* Режим кислотности и щелочнометальности трансмагматических растворов. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967.
67. *Котельников Л.Г.* Кристаллически-зернистые породы Ольхонского края. — Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, 1934, вып. 6.
68. *Крейтер В.М.* Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Т. 2.
69. *Кузнецов В.А.* Некоторые закономерности распределения пегматитовых полей в Восточном Саяне, Западном и Юго-Западном Прибайкалье. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Иркутск, 1961.
70. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.

71. *Кульчицкий А.С.* Новые данные по стратиграфии Центрального Прибайкалья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1957. Вып. 1. (XXII).
72. *Курфтырева В.А.* Петрография и геохимические особенности экзоконтактовых изменений пегматитов Мамского слюдоносного района. — В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964.
73. *Кушев Г.А.* Щелочные метасоматиты докембрия. М.: Недра, 1972.
74. *Ламакин В.В.* Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968.
75. *Лебедев В.И.* О закономерностях изоморфизма. — Геохимия, 1959, № 6.
76. *Леммлейн Г.Г., Клия М.О., Островский И.А.* Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе. — ДАН СССР, 1962, 142, № 1.
77. *Леонтьев А.Н.* Пегматитолокализующие структуры и зональность одного из пегматитовых полей редкометалльных пегматитов. — Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 16.
78. *Летников Ф.А.* Особенности формирования гранитоидов в древних метаморфических комплексах. — Геол. и геофиз., 1972, № 4.
79. *Летников Ф.А.* Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975.
80. *Летников Ф.А., Ескин А.С.* Типы метаморфического преобразования пород в поздне докембрии. Иркутск, 1974.
81. *Летников Ф.А., Шкандрий Б.О., Кузнецов К.Е.* Эволюция флюидов при развитии эндогенных процессов в земной коре. — В кн.: Результаты научных исследований Ин-та земной коры в 1973 г. Иркутск, 1974.
82. *Лукашев А.Н., Колбин Б.А., Гижиц О.Е.* О происхождении гранитных пегматитов малых глубин. — Изв. АН СССР, 1971. Сер. геол., № 11.
83. *Ляхович В.В.* О биотите как индикаторе рудоносности гранитов. — Геол. рудн. месторожд., 1973, 15, № 1.
84. *Макагон В.М.* О температурах образования и послемагматического изменения слюдоносных пегматитов Мамского района (по данным различных геологических термометров. — В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1971.
85. *Макагон В.М., Шмакин Б.М.* Триклинность калиевых полевых шпатов из мусковитовых пегматитов и содержание в них бария. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, 99, № 4.
86. *Макагон В.М., Шмакин Б.М.* О причинах проявления редкометалльной минерализации в пегматитах с кларковыми содержаниями редких элементов. — В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1972.
87. *Мануйлова М.М., Кольцова Т.В.* Результаты определения изотопного возраста К-Аг методом горных пород Прибайкалья. — В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969.
88. *Маслов В.П., Лавров М.М.* К геологии истока р. Ангары. — Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 298.
89. *Махлаев Л.В.* К вопросу о генезисе мирмекитов. — Геол. и геофиз., 1972, № 2.
90. *Мейнель Г.* Отношение калия к барию как индикатор влений дифференциации сиалических магматитов. — В кн.: Междунар. геохим. конгр.: Тез. докл. М., 1971. Т. II.
91. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971.
92. *Мозаровский В.В., Лутков В.С.* О геохимической неоднородности интрузивных комплексов (на примере Памира). — ДАН СССР, 1973, 208, № 5.
93. *Назарова А.С., Родионов Г.Г., Тимофеев И.Н.* Механизм образования пегматитовых тел. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1960. Вып. 7.
94. *Наливкина Э.Б.* Проблемы формаций метаморфических и ультраметаморфических пород. — В кн.: Геологические формации. Л.: Недра, 1968.
95. *Недумов И.Б.* К вопросу о влиянии тектоники на формирование редкометалльных пегматитов. — Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 5.
96. *Недумов И.Б.* О процессе дифференциации пегматитового расплава и роли тектоники в формировании редкометалльных пегматитов. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1965.

97. *Никитин В.Д.* Процесс перекристаллизации и метасоматоза в слюдяных и керамических пегматитах. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1952, вып. 2.
98. *Никитин В.Д.* К теории генезиса пегматитов. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1955, вып. 2.
99. *Никаноров А.С.* О тепловом режиме формирования керамических и слюдоносных пегматитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11.
100. *Новиков В.М., Ширяева В.А., Григорьева В.А.* Рациональная схема анализа с применением методов дифференциальной спектрофотометрии и атомной абсорбции. — В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973.
101. *Обручев В.А.* Оро-геологические наблюдения на острове Ольхоне и в Западном Прибайкалье. — Горн. журн., 1890, 4, № 12.
102. *Обручев В.А.* Геология Сибири. М.; Л., 1935. Т. I.
103. *Обручев С.В., Великославинский Д.А.* Докембрий западного побережья Байкала. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1953, вып. 2.
104. *Одинцов М.М., Флоренсов Н.А., Хренов П.М.* О размещении полезных ископаемых в геологических структурах Юго-Восточной Сибири. — Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1958. Сер. геол., вып. 14.
105. *Павловский Е.В.* Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. — Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 99, № 31.
106. *Павловский Е.В.* Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. — Изв. АН СССР, 1956. Сер. геол., № 10.
107. *Павловский Е.В.* Поздний докембрий — верхний протерозой Западного и Восточного Прибайкалья. — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
108. *Павловский Е.В.* Обзорная геологическая карта Прибайкалья. — В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969.
109. *Павловский Е.В., Ескин А.С.* Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. — Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 110.
110. *Павловский Е.В., Цветков А.И.* Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Западного побережья Малого моря. — В кн.: Очерки по геологии Сибири. — Тр. ГИН АН СССР, 1938.
111. *Перчук Л.Л.* Биотит-гранатовый геотермометр. — ДАН СССР, 1967, 177, № 2.
112. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970.
113. *Петровская Н.В.* Гиганто-мигматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района. М.: ОНТИ, 1937.
114. *Платен Г.* Экспериментальное исследование анатексиса и генезис пегматитов. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967.
115. *Плешанов С.П.* Морфологические типы пегматитовых тел Центральной части Восточно-Саянского пояса гранитных пегматитов и их связи с геологической структурой. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1960. Вып. 4.
116. *Плешанов С.П., Чернов Ю.А.* О роли разрывных нарушений в геологической структуре Приольхонья. — Тр. Иркут. политехн. ин-та, 1968, вып. 42.
117. *Плешанов С.П., Чернов Ю.А.* О генетической связи кайнозойских разрывных нарушений Западного Прибайкалья с разломами докембрийского отложения. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Иркутск, 1971, с. 51—54.
118. *Плешанов С.П., Чернов Ю.А., Ромазина А.А.* Некоторые вопросы разрывной тектоники Центральной части байкальского рифта. — В кн.: Материалы XXXII науч.-техн. конф. Иркут. политехн. ин-та. Иркутск, 1971.
119. *Поваренных А.С.* Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наукова думка, 1966.
120. *Поспелов Г.Л.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизм метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973.
121. *Потапов В.В.* О понижении показателей преломления биотитов в гранитах поздних фаз Кольванского массива (Алтай). — ДАН СССР, 1964, 155, № 3.
122. *Рамберг Г.* Термодинамика и кинетика петрогенезиса. — В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.

123. *Родионов Г.Г.* О так называемых апографических пегматитах. — Тр. Ин-та по проект. и н.-и. работ в слюдяной пром-сти, 1954, вып. 1 (3).
124. *Родионов Г.Г.* Происхождение форм пегматитовых жил. — Тр. ВНИИасбестцемент, 1958.
125. *Родионов Г.Г.* Механизм образования полостей, выполняемых пегматитами, и структура пегматитовых полей. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1960. Вып. 7.
126. *Родионов Г.Г.* Типы пегматитовых полей и их особенности. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1964. Вып. 22.
127. *Рябых А.М., Рябых Э.М.* Новые данные о геологическом строении центральной части Западного Прибайкалья. — В кн.: Мат. конф. молодых науч. сотр. ин-та Земной коры АН СССР. Иркутск, 1968.
128. *Салоп Л.И.* Докембрийский магматизм Байкальской горной области. — В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958. Т. 2.
129. *Салоп Л.И.* Геология байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1.
130. *Салоп Л.И.* Геология байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 2.
131. *Сендеров Э.Э.* Взаимодействие роговой обманки с водными растворами в условиях повышенных температур и давлений. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
132. *Слепнев Ю.С., Бойко Т.Ф., Рубидий.* — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964. Т. 1.
133. *Слепнев Ю.С., Мелентьев Г.Б., Филиппова Ю.И.* Процессы минералообразования в редкометальных гранитных пегматитах, формирующиеся в неспокойной тектонической обстановке. — Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16.
134. *Смирнова В.С.* Состав вмещающих пород и их влияние на процессы слюдообразования в гранитных пегматитах Беломорского комплекса архея. — В кн.: Проблема осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966. Вып. 1.
135. *Соколов Ю.М.* Метаморфогенные мусковитовые пегматиты (Мама). М.: Наука, 1970.
136. *Соколов Ю.М., Мануйлова Н.М., Великославинский Д.А.* Закономерности пространственного размещения и генезиса пегматитов Северо-Байкальского нагорья. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1965.
137. *Соловьев С.П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970.
138. *Соловьев С.П.* Некоторые проблемы динамической петрохимии. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1974, 67, № 2.
139. *Солодов Н.А.* Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
140. *Солодов Н.А.* Кларки щелочных и редких элементов в гранитных пегматитах. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М.: Наука, 1969.
141. *Солодов Н.А.* Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. М.: Наука, 1971.
142. *Сорокин А.В.* Некоторые вопросы геологии докембрия Западного Прибайкалья. — Тр. ИГМИ, 1956, вып. 12.
143. *Сорокин А.В.* Пегматиты Западного Прибайкалья. — Тр. ИГМИ, 1957, вып. 14.
144. *Сретенская Н.Г.* Об условиях образования микроклина пегматитовых жил одного из районов Казахстана. — Геохимия, 1963, № 7, с. 667–672.
145. *Судовиков Н.Г.* Структура будинаж в гранитизированных областях. — ДАН СССР, 1947, 58, № 8.
146. *Судовиков Н.Г.* Мигматиты, их генезис и методика изучения (по материалам исслед. в Карелии). — Тр. ЛАГЕД, 1955, вып. 5.
147. *Таланцев А.С.* Повторяющаяся зональность в пегматитах Кочкарской гранитной интрузии (Южный Урал). — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1971. Т. 4.
148. *Тарарин И.А.* Минеральные фашии гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М.: Наука, 1971.
149. *Таусон Л.В.* Влияние структуры минералов на изоморфизм замещения в силикатах изверженных горных пород. — Геохимия, 1958, № 8.

150. *Таусон Л.В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
151. *Темников Ю.И.* Пегматитоносные гранитоидные массивы Восточного Забайкалья. — Сов. геология, 1971, № 8.
152. *Тетяев М.М.* К геологии Западного Прибайкалья. — В кн.: Материалы общей и прикладной геологии. М., 1916, вып. 2.
153. *Тетяев М.М.* Геотектоника СССР. М.: ГОНТИ, 1938.
154. *Тимофеев И.Н.* Определение способа образования пегматитовых тел. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1960. Вып. 7.
155. *Тугаринов А.И., Наумов В.Б.* Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. — Геохимия, 1972, № 3.
156. *Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. Л.; М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
157. *Ферсман А.Е.* Пегматиты. М.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. I.
158. *Ферсман А.Е.* Избранные труды. М.: Изд. АН СССР, 1960. Т. VI.
159. *Флорова К.В., Кузьмина Т.А., Егорова Т.В.* Поведение Rb, Ba и Sr в процессе формирования гранитоидов (Западное и Северо-Западное Прибайкалье). — ДАН СССР, 1968, 182, № 4.
160. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960.
161. *Хитаров Н.И.* О взаимодействии олигоклаза с водой в условиях повышенных температур и давлений. М.: Изд-во АН СССР, 1968.
162. *Хренов П.М.* Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири). — В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М.: Наука, 1969.
163. *Чейз Ф.* Количественно-минералогический анализ шлифов под микроскопом: Опыт элементарной статистической оценки. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
164. *Чекановский А.Л.* Местность у юго-западной оконечности Байкала в отношении ее геологического строения. — Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. о-ва, 1880, т. I, № 1.
165. *Чернов Ю.А.* К классификации разрывных нарушений Прибайкалья. — В кн.: Материалы XXXII науч.-техн. конф. Иркут. политехн. ин-та. Иркутск, 1971.
166. *Черский И.Д.* Предварительный отчет о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкал (1878—1881). — Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. о-ва, 1878, т. 9, № 1/2 и № 5/6; 1880, т. 11, № 1/2; 1881, т. 12, № 2/3.
167. *Шатский Н.С.* Основные черты тектоники Сибирской платформы. — Бюл. Моск. о-ва исп. природы. отд-ние геол., 1932, т. X, вып. 3/4.
168. *Ширяева В.А.* Типохимические особенности акцессорных минералов мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. — Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1972.
169. *Шмакин Б.М.* Волна кислотности послемагматических растворов в слюдоносных пегматитах. — ДАН СССР, 1963, 152, № 4.
170. *Шмакин Б.М.* Гетерогенность и конвергентность мусковитовых пегматитов. — Изв. АН СССР, 1967. Сер. геол., № 7.
171. *Шмакин Б.М.* Геохимия мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1970.
172. *Шмакин Б.М.* Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1975.
173. *Шмакин Б.М.* Давление как фактор геохимической специализации гранитных пегматитов. — Геол. и геофиз. 1979, № 8.
174. *Шмакин Б.М.* О роли давления в геохимической специализации гранитов и пегматитов. — Геохимия, 1971, № 12.
175. *Шмакин Б.М., Кириллов А.И., Рыбакова М.М.* К геохимии щелочных металлов в слюдоносных пегматитах. — В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964.
176. *Шмакин Б.М., Макрыгина В.А.* Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов (Мамско-Витимская провинция). М.: Наука, 1969.

177. Шмакин Б.М., Макагон В.М., Ширяева В.А., Григорьева В.А. Сравнительная геохимическая характеристика мусковитовых пегматитов Восточной Сибири и Индии. — В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971.
178. Шмакин Б.М., Макагон В.М., Конев А.А., Иванов А.Н. Амазонитовые пегматиты Западного Прибайкалья. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1973, 102, № 5.
179. Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 14.
180. Якжин А.А. Слюдяные месторождения Северо-Западного Прибайкалья. — Флогопитовые месторождения бассейна р. Куронах в районе Алданской плиты. М.: ГОНТИ, 1939.
181. Amstutz G.C. Granitisation und Minerallagenstätten. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1957, S. 1—12.
182. Barth T.F.W. Aspects of the crystallization of quartzo-feldspathic plutonic rocks. — Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt., 1967, 11, p. 209—222.
183. Boos M.F. Genesis of Precambrian granitic pegmatites in the Denver Mountain Parks area. — Colorado Geol. Soc. Amer. Bull., 1954, 65, p. 115—142.
184. Buddington A.F., Fahey J., Viisidis A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. — Amer. J. Sci., 1955, p. 253.
185. Cerny P. Graphic intergrowths of feldspars and quartz in some Czechoslovak pegmatites. — Contribs Mineral. and Petrol., 1971, 30.
186. Dresher-Kaden F.K. Granitprobleme. Berlin, 1969.
187. Ellis A.J., Monon W.A.J. Natural hydrothermal systems and experimental hot-water interactions. — Geochim. Cosmochim. acta, 1964, 28.
188. Fleischer M., Stevens R. Summary of new data on rock samples G-1 and W-1. — Geochim. Cosmochim. acta, 1962, 26, p. 525—543.
189. Gibbon D.L., Wyllie P.J. Experimental studies in igneous rock series. — J. Geol., 1969, 77.
190. Harker A. Natural history of igneous rocks. London, 1909.
191. Jahns R.H., Burnham C.W. Experimental studies of pegmatite genesis. I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. — Econ. Geol., 1969, 64, p. 843—864.
192. Michot P. Struktur der Mesoperthite. — Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1961, 96.
193. Schloemer H. Hydrothermal synthetische gemeinsame Kristallisation von Orthoklas und Quarz. — Radex Rundschau, 1962.
194. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, 72, N 2.
195. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, 74.
196. Vogt J.H.L. On the graphic granite. — Norske Videnskapselskaps, Forh., 1928, 1.
197. White A.J.R., Compston W., Kleeman A.W. The Palmer granite: a study of a granite within a regional metamorphic environment. — J. Petrol., 1967, 8.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Геологическое положение гранитов и пегматитов	4
Методика работ	10
<i>Глава первая</i>	
Граниты и гранитные метасоматиты	13
Структурное положение гранитов	14
Минералого-петрографическая характеристика гранитов	—
Граниты шаранурского комплекса	21
Граниты хайдайского комплекса	25
Граниты аинского комплекса	30
Петрохимические особенности гранитов	34
Граниты шаранурского комплекса	37
Граниты хайдайского комплекса	45
Граниты аинского комплекса	50
Сравнительный петрохимический анализ гранитов района	55
Распределение редких элементов в гранитах района	61
Щелочные элементы	—
Барий и стронций	69
Рудные элементы	75
Метасоматиты гранитного состава	79
<i>Глава вторая</i>	
Пегматиты	85
Структурное положение и морфологические типы пегматитовых тел	86
Морфологические типы	89
Механизм образования пегматитовмещающих полостей	97
Строение и минеральный состав пегматитовых тел	102
Раннепротерозойские пегматиты	104
Позднепротерозойские пегматиты	105
Позднесинскладчатые пегматитовые тела	106
Палеозойские пегматиты	123
Минералого-геохимические особенности пегматитов	133
Породообразующие минералы допалеозойских пегматитов	137
Акцессорные минералы допалеозойских пегматитов	149
Минералы палеозойских пегматитов	156
Происхождение пегматитов	162
Метаморфическое пегматитообразование	163
Магматическое пегматитообразование	165
Послемагматические процессы изменения и образования пегматитов	168
Классификация пегматитов Приольхонья	173

Глава третья

Геохимическая эволюция гранитов и пегматитов и вопросы их генетической связи	176
Поведение петрогенных и редких элементов в процессе формирования гранитов и пегматитов	—
Геохимическая эволюция гранитов	—
Геохимическая эволюция пегматитов	182
О генетических связях пегматитов с гранитами района	201
Нижнепротерозойские пегматиты	—
Верхнепротерозойские пегматиты	—
Палеозойские пегматиты	205
Заключение	207
Литература	210

Александр Николаевич Иванов
Борис Матвеевич Шакин

ГРАНИТЫ И ПЕГМАТИТЫ
ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Утверждено к печати
Институтом геохимии СО АН СССР

Редактор *А.Д. Кузнецов*
Редактор издательства *О.А. Харнас*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 17231

Подписано к печати 10.07.80. Т-08568
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,8. Уч.-изд.л. 15,3
Тираж 750 экз. Тип.зак. 1378. Цена 2 р. 40 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 40 к.

3588