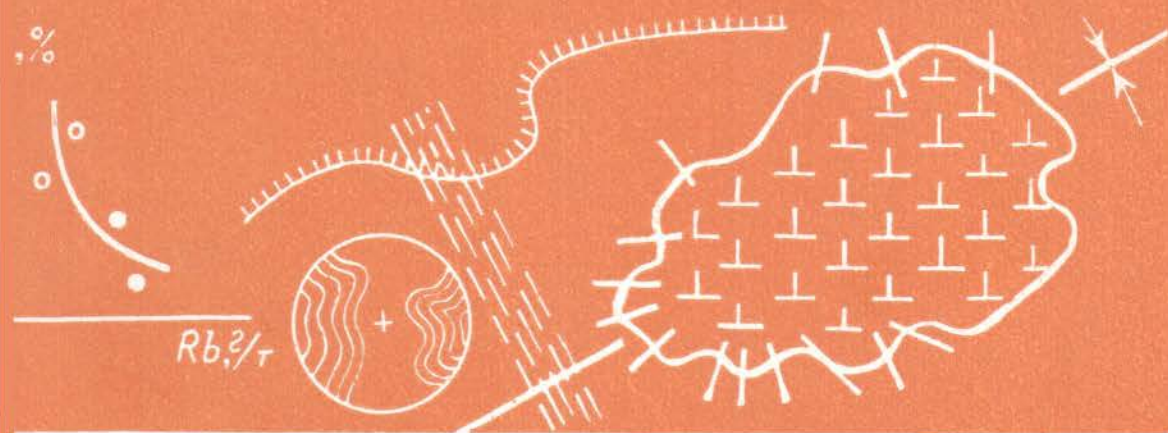


Я. А. КОСАЛС, Ю. И. ТЕМНИКОВ



ПЕГМАТИТОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п у с к 519

Я. А. КОСАЛС, Ю. И. ТЕМНИКОВ

ПЕГМАТИТОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ответственный редактор

д-р геол.-мин. наук А. С. Митропольский



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1983

УДК (551.24+550.) : 552.322(235.35)

К о с а л с Я. А., Т е м н и к о в Ю. И. Пегматитоносные гранитоиды Забайкалья.— Новосибирск: Наука, 1983.

В монографии рассмотрена геология пегматитоносных гранитоидных массивов и пегматитовых полей, связанных с мезозойской тектоно-магматической активизацией Забайкалья. Выделены структурно-морфологические типы пегматитоносных гранитоидных plutонов, типы структур и зональности пегматитовых полей. Разбираются петрохимические и геохимические особенности гранитоидов различной рудоносности (пегматитоносных, оловянно-вольфрамоносных и редкометаллоносных). Выявлены три ветви дифференциации гранитоидной магмы в зависимости от тектонической обстановки и *РТ* условий становления plutонов. Прослежена геохимическая эволюция пегматитоносных гранитоидных и пегматитовых формаций в истории развития земной коры. Обсуждаются термодинамические и геохимические условия генерации и становления гранитоидных магм и проблемы их рудоносности.

Книга представляет интерес для геологов, петрологов, минералогов, геохимиков и специалистов по рудным месторождениям.

Ил. 57. Табл. 29. Библпогр. 323.

ВВЕДЕНИЕ

Гранитные пегматиты известны давно и рассматривались, с одной стороны, как горные породы, с другой — как руды. Они изучаются уже более двух веков как петрографами, так и геологами-рудниками, но подлинно научный характер изучение их приобрело лишь в XX в. Это связано прежде всего с тем, что пегматиты оказались во многих случаях основным источником редкометального сырья. Учение о пегматитах как самостоятельное научное направление в системе геологических наук сложилось в 30-е гг. XX в. благодаря трудам А. Е. Ферсмана.

Всесторонне исследовались пегматиты после второй мировой войны; научный и практический интерес к этим интереснейшим геологическим образованиям не ослабевает до сих пор. К настоящему времени накоплен огромный фактический материал и литература по геологии, минералогии и геохимии пегматитов от отдельных типов, полей, поясов и провинций до глобальных закономерностей. В недавно опубликованной монографии «Основы геологии гранитных пегматитов» [Гинзбург и др., 1979] впервые сделана попытка обобщить весь имеющийся материал по геологии гранитных пегматитов четырех формаций. В ней объяснена связь пегматитов с гранитами и процессами метаморфизма, рассмотрен механизм формирования пегматитовых тел и типы структур пегматитовых полей.

В то же время проблемы связи пегматитов с тектоникой и геолого-геохимическими особенностями формирования гранитоидных plutонов изучены еще крайне слабо. Печатных работ мало. Лишь недавно вышла монография В. И. Кузнецова (1977), освещающая некоторые вопросы связи пегматитов с тектоникой и условиями становления гранитных массивов, и то на материалах 20—30-летней давности. Геохимия пегматитоносных гранитов изучена также фрагментарно.

Одна из своеобразных пегматитовых провинций Советского Союза — Забайкалье — наиболее полно освещена в работах А. Е. Ферсмана, К. А. Власова, А. А. Беуса, А. И. Гинзбурга. В дальнейшем эти представления развиты А. С. Бабкиным, В. И. Гладковым, А. М. Гребенниковым, И. А. Климовым, Г. Г. Ключанским, В. М. Кузьменко, Б. И. Меттихом, И. Б. Недумовым, К. Л. Рехвиашвили, М. Д. Скурским, Н. А. Солодовым, В. Н. Фадеевым, Б. В. Щекиным, С. С. Щербиным и др. Помимо практического значения пегматиты представляют большой теоретический интерес, так как они, по меткому выражению Н. А. Солодова и В. М. Кузьменко (1965), являются наглядной моделью магматического процесса и многие закономерности их образования вполне применимы для объяснения геолого-генетических особенностей постмагматических месторождений.

Приступая к изучению гранитных пегматитов Забайкалья, мы сознавали, что разработка таких «традиционных» вопросов, как их внутреннее строение, минералогия и геохимия вряд ли привела бы к получению принципиально новых данных. Поэтому главное внимание было уделено слабо освещенной в литературе проблеме геолого-структурных условий формирования, размещения, петрохимии и геохимии пегматитоносных гранитов и связанных с ними пегматитов. Особую значимость в выяснении многих

закономерностей пегматитогенеза имеют такие вопросы, как тектоническая позиция пегматитовых полей и пегматитоносных плутонов, их структурно-морфологические особенности и фациальные условия становления, типизация структур и зональности пегматитовых полей, петрохимия и геохимия гранитов в связи с их пегматитоносностью. Большой научный и практический интерес представляет изучение геохимической эволюции пегматитоносных гранитоидных и пегматитовых формаций в истории формирования земной коры с ее направленным геоструктурным развитием. На основе обобщения современных данных по геологии, геохимии и термобарогеохимии гранитоидов и пегматитов изучались термодинамические и геохимические условия генерации и кристаллизации гранитоидных магм и проблемы их рудоносности. Монография состоит из двух частей. Первая, геологическая, написана Ю. И. Темниковым, вторая, геохимическая, — Я. А. Косалсом.

Методика проведения геолого-геохимических исследований описана ранее [Косалс, 1976а, б; и др.], и здесь нет необходимости это рассматривать. Все аналитические работы выполнялись в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР. Количественный спектральный анализ Be, В, Мо, W, Sn проведен Н. В. Арнаутовым и В. И. Симоновой, а определение фтора, тантала, ниобия, редких щелочей и щелочей выполнено Г. М. Гусевым, Э. С. Гулецкой, А. В. Сухаренко и Л. К. Зыряновой, которым авторы выражают свою глубокую благодарность.

Авторы искренне признательны А. С. Митропольскому, А. А. Беусу, А. И. Гинзбургу, Ю. А. Долгову, Н. Н. Амшинскому, Ю. Г. Щербакову и всем товарищам по работе за консультации, советы, ценные замечания и помощь в проведении исследований.

Ч А С Т Ь I

1. СВЯЗЬ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ С ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ РЕГИОНА

Общеизвестна важнейшая особенность Забайкалья — широкое распространение магматических пород, особенно гранитоидов, с которыми ассоциируют и пегматитовые поля. Кратко охарактеризуем эволюцию магмотектогенеза данной территории и пространственно-временную связь с ним гранитных пегматитов. Принимая во внимание принадлежность Забайкалья к категории полициклических складчатых поясов [Смирнов, 1969], здесь можно выделить гранитоиды, образовавшиеся в течение каледонского, герцинского и киммерийского циклов. Их возрастные рубежи нами принимаются в следующих границах стратиграфической шкалы: 1) каледонский цикл — докембрий + ранний палеозой; 2) герцинский цикл — средний палеозой + средний триас; 3) киммерийский цикл — поздний триас + ранний мел.

По данным А. Ф. Мушникова (1968), в каледонский цикл на территории региона существовали две резко отличные по степени подвижности структурно-фациальные зоны. В междуречье Шилки и Аргуни, начиная с рифея, обособился относительно устойчивый блок земной коры, близкий по своему строению к срединным массивам геосинклипальных областей. Восточнее этой зоны, в районах Агинского поля и Борщевочного хребта, в рифее — раннем палеозое располагался эвгеосинклиальный прогиб, в центральной части которого существовала область слабого поднятия, поставившая материал для осадкообразования в соседних участках. Эти две структуры отделены друг от друга глубинными долгоживущими разломами, вдоль которых происходит резкая смена разрезов рифея — нижнего палеозоя.

Наиболее древние интрузии, датируемые протерозоем, обнажаются в западной части эвгеосинклиального прогиба, где они представлены довольно крупными по размерам соскладчатыми массивами абиссальной группы фаций с глубоким эрозионным срезом. Преобладающими породами массивов являются биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и гнейсо-граниты со сложными взаимоотношениями. В общем случае граниты образуют центральные части плутонов, а гнейсированные разновидности могут быть отнесены к породам краевой фации. Жильные образования представлены аплитами и пегматитами, большая часть которых приурочена к эндо- и экзоконтактовым зонам массивов, где они образуют выдержанные по простиранию и мощности тела.

В северной части прогиба располагаются крупные, батолитоподобные массивы, образованные преимущественно средне- и крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами, которые в контактовых зонах массивов сменяются гранодиоритами.

Описываемые плутоны внедрены в кристаллические сланцы и гнейсы верхнего протерозоя вдоль крупных ослабленных зон. Для них в целом характерны: гипабиссальный облик пород, наличие ясно выраженных линейных и плоскостных структур гранитов, совпадающих по ориентировке с аналогичными структурными элементами рамы, конкордантное положение плутонов, их глубокий эрозионный срез, присутствие в качестве жиль-

ных дериватов аплитов, реже пегматитов, гранит-порфиров, спессартитов, керсантитов, кварцевых жил.

Рассмотренные протерозойские интрузии отвечают, по-видимому, широко известной формации гранитных батолитов [Кузнецов, 1964]. По мнению большинства исследователей, породы этой формации следует рассматривать как продукты кристаллизации гранитной магмы, возникшей при расплавлении участков синалического слоя земной коры [Горжевский, Козеренко, 1965].

В Аргунской зоне широко проявились более молодые интрузии, датируемые, по определениям абсолютного возраста типичных их пород, ранним палеозоем. В северной ее части известны довольно крупные в площадном отношении плутоны сложной морфологии и внутреннего строения. В их составе преобладают биотитовые, биотит-роговообманковые гранодиориты, кварцевые диориты. Значительно реже встречаются биотитовые граниты и гранито-гнейсы, образующие краевые зоны плутонов. Их становление осуществлялось, очевидно, в абиссальных условиях; эрозионным срезом они вскрыты на значительную глубину. Наиболее характерными жильными отщеплениями являются мелкозернистые биотитовые граниты, гранодиориты, кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы.

В центральных частях Аргунского срединного массива располагаются такие плутоны, как Кутомарский, Заурулюнгуевский, Кличкинский и др. Они уже достаточно полно охарактеризованы многими исследователями, поэтому отметим лишь типичные их черты *. Во-первых, в составе массивов преобладают биотитовые и биотит-роговообманковые граниты с подчиненным распространением лейкократовых, аляскитовых гранитов и гранодиоритов. Во-вторых, эти плутоны, имея средний эрозионный срез, формировались в гипабиссальных условиях, проявляя зависимость структурного положения от вмещающих пород рамы.

По нашему убеждению, нижнепалеозойские интрузии в силу перечисленных выше признаков могут сопоставляться с гранитоидной формацией геосинклинальных поднятий. Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965, с. 67) указывают, что породы таких формаций «представляют собой, с одной стороны, продукты дифференциации гранитной магмы, а с другой, — образования, имеющие ассимиляционное происхождение».

Вполне определенно устанавливается, что по мере эволюции каледонского магматизма интенсивность пегматитообразования увеличивалась. Так, с протерозойскими гранито-гнейсами и гранитами связаны единичные пегматиты, грейзенизированные граниты и полиминеральные кварцевые жилы. В гранитоидах раннепалеозойского возраста количество пегматитов резко возрастает.

Новый этап интрузивной деятельности в регионе проявился в среднем палеозое, когда на его территории не существовало единого геосинклинального прогиба, в котором продолжалось бы накопление осадков, начавшееся еще в раннем палеозое. Не проявляя унаследованного развития, геосинклинальные условия со времени замыкания раннепалеозойской геосинклинали возникли вновь после большого перерыва на ограниченных площадях, выраженных в виде более или менее узких прогибов линейного типа, разделенных значительными поднятиями. Пространственное положение и тех, и других контролировалось, по мнению А. Ф. Мушников (1968), системой конседиментационных глубинных разломов.

В позднем палеозое продолжалась дальнейшая консолидация территории региона с образованием обширных по площади областей поднятий. С завершающим периодом герцинского цикла связано формирование двух

* Относительная последовательность проявления интрузивных фаз внутри плутонов здесь и далее не анализируется, так как это является предметом специального рассмотрения и не входит в нашу задачу.

крупных и глубоких прогибов — Борзинского и Акша-Илинского, имеющих кратковременное развитие и наложенный характер.

Наиболее ранние интрузии каменноугольного возраста образованы породами пестрого состава и фациального облика — габбро, диоритами и гранодиоритами, получившими распространение в северо-восточной и в меньшей мере центральной частях области слабого поднятия. Здесь они слагают сравнительно небольшие по площади плутоны, чаще всего являющиеся соскладчатыми, сформировавшимися на средних и больших глубинах. Их положение на уровне современного среза контролируется локальными разрывными нарушениями. Породы этих плутонов проявляют определенные черты сходства с аналогичными образованиями Хилокско-Олекминской зоны, где они входят в состав кручининского комплекса [Тихомирова, 1966].

Более молодые по возрасту каменноугольные интрузии, соответствующие верхнеудинскому и урулюнгуевскому комплексам, локализируются в области слабого поднятия, перемежающегося с опусканием, и в Приаргунской зоне. Здесь они представлены громадными по площади послескладчатыми плутонами гипабиссального облика, имеющими глубокий и средний эрозионный срез.

Типичными их представителями являются такие массивы, как Шундинский, Аленгуйский и др. Это плутоны весьма сложной морфологии, «прихотливым рисунком контактовых линий; поверхностями контактов часто служат различные по генезису разрывные нарушения.

По своему внутреннему строению массивы многофазны.

Выделяются породы трех, иногда четырех фаз, возрастные соотношения которых определяются секущими контактами или наличием ксенолитов более древних образований в более поздних. Первая фаза представлена кварцевыми диоритами и габбро-диоритами, вторая — крупно- и среднезернистыми лейкократовыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. В состав третьей фазы входят мелко- и среднезернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты.

Приблизительно аналогичны гранитоидные массивы Приаргунского поднятия, породы которых образуют урулюнгуевский интрузивный комплекс.

В триасовое время в Забайкалье, по данным И. Г. Рутштейна, произошло резкое усиление дифференциальных глыбовых движений, которые сопровождалось внедрением разнообразных по составу интрузивных пород. Большая их часть тяготеет к границе области интенсивного поднятия с Акша-Илинским прогибом, где располагаются сравнительно крупные, в основном послескладчатые плутоны абиссальной фации, характеризующиеся глубоким эрозионным срезом. В строении массивов принимают участие породы нескольких фаз. Наиболее ранними являются разноезернистые гранодиориты, кварцевые диориты и диориты, ко второй фазе относятся средне- и крупнозернистые биотит-роговообманковые гранодиориты, а к третьей — биотитовые лейкократовые граниты, иногда порфировидного облика.

Жильная фаза представлена дайками мелкозернистых биотитовых и лейкократовых гранитов, аплитов и пегматитов, имеющими преобладающее северо-восточное простирание и сравнительно пологие углы падения.

Севернее этих плутонов располагаются небольшие по площади интрузивные тела, внедрившиеся по ослабленным зонам в условиях средних глубин и имеющие также триасовый возраст. В их составе выделяются породы центральной и краевой фаций. Центральная фация представлена средне- и крупнозернистыми порфировидными гранитами. Ближе к контактовым зонам начинают появляться породы гранодиоритового и диоритового состава. Дайковый комплекс массивов немногочислен. Это лейкократовые мелкозернистые граниты, микродиориты, аплиты и пегматиты. Многие из

них приурочены к продольным эндокшнетическим трещинам массивов.

В пространственном распределении и формационной принадлежности пегматитов герцинского цикла устанавливаются некоторые особенности, выражающиеся в следующем:

1) большая часть пегматитов, скарнов и грейзенов тяготеет к каменноугольным плутонам гранитов и гранодиоритов;

2) в связи с триасовыми интрузиями пегматитовые поля неизвестны;

3) все пегматиты располагаются в районах, испытавших в течение герцинского цикла интенсивные поднятия. В областях с переменным знаком вертикальных перемещений, а также на территории Акша-Илинского и Борзинского прогибов они отсутствуют.

Гранитные пегматиты наиболее широко развиты в Приаргунском поднятии, где размещаются Досатуйское и Ключевское пегматитовые поля. Первое из них пространственно ассоциирует с порфирированными гранито-гнейсами и вмещающими их сланцами палеозойского возраста. Пегматиты имеют форму линз, жил с небольшими раздувами и приурочены к наложенным трещинам скалывания, проявленным в краевых апикальных частях интрузива. В случае залегания в породах рамы пегматитовый расплавл- раствор использовал для своего внедрения межпластовые трещины отслоения.

Ключевское поле тяготеет к эндо-экзоконтактовым зонам небольшого плутона герцинских гранитоидов и представлено серией пегматитовых жил. Пегматиты средне- и крупнозернистого сложения, слабо дифференцированные.

В позднем триасе и ранней юре в Забайкалье возникли крупные наложенные прогибы геосинклинального типа. Таковыми являются верхнетриасовый Ингодино-Шилкинский прогиб, детально изученный в 1970 г. И. Г. Рутштейном, и нижнеюрские прогибы (Ононо-Ундинский, Алгачинско-Газимурский), охарактеризованные А. Ф. Мушниковым (1968) и др. Указанные прогибы разделяются значительно меньшими по площади поднятиями (Борщевочным, Борзинско-Шахтаминским), являвшимися в юрский период областями размыва.

Начиная со средней юры, на большей территории региона процессы погружения сменились процессами поднятия, т. е. начался орогенный этап развития, выразившийся прежде всего в смене геосинклинальных (граувакковой и флишевой) формаций континентальной молассой, накопление которой происходило в значительно сокращенных по площади и глубине межгорных прогибах (Борзинско-Калганском, Караксарском, Шелопугинском и Карымском по А. Ф. Мушникову).

В конце средней и в поздней юре продолжалось общее воздымание региона при резком усилении роли глыбовых движений, обусловивших перестройку тектонического плана размещения прогибов и впадин, выполненных наземными эффузивами. В орогенное воздымание были вовлечены не только существовавшие наложенные прогибы, но и разделяющие их поднятия, исключая, по-видимому, только Агинскую жесткую структуру типа срединного массива.

Оставляя в стороне вопросы широко известной дискуссии о мезозойской истории Забайкалья, отметим, что, по мнению большинства исследователей, специфическое строение этого региона в мезозое обязано во многих своих чертах процессам тектоно-магматической или орогенной активизации, с которыми связано интенсивное развитие «внегеосинклинального» гранитоидного магматизма.

Магматические образования, обусловленные орогенезом, представлены интрузиями двух возрастных групп. Первую из них составляют породы пестрого состава, датированные средней юрой. По-видимому, к наиболее ранним интрузиям этого возраста следует отнести единичные и небольшие

по площади массивы диоритов и сиенитов, известные в северо-восточной части региона.

Столь же немногочисленны среднеюрские плутоны куналейского комплекса, образованные рибекитовыми, эгириновыми щелочными и субщелочными гранитами, граносиенитами и сиенитами. Они размещаются в районах, испытавших слабые поднятия в мезозое, и тяготеют к бортам крупных депрессий. Таковы, например, Кукинская и Молоковская интрузии, изученные И. Н. Фоминым. Это посторогенные несогласные плутоны с хорошо выраженным зональным строением. Центральные их части образованы порфировидными среднезернистыми щелочными и субщелочными гранитами, а краевые зоны — гранит-порфирами и неравномернозернистыми гранитами.

Более широко проявились среднеюрские интрузии гранодиорит-гранитового состава, объединяемые в различных районах под названиями кыринского, аленгуйского, шахтаминского и амуджикано-сретенского комплексов. Плутоны, сложенные преимущественно гранодиоритами, в структурном отношении приурочены в основном к Борзинско-Шахтаминскому поднятию и краевым районам Алгачинско-Газимурского прогиба. Здесь локализуются такие массивы, как Тургинский, Шахтаминский, Курунаулаевский, Аркиинский, Акатуевский и др. Меньшая их часть располагается в южной части Агинской структурной зоны (Бугунтуевский и Будуланский массивы). По данным многих исследователей, перечисленные плутоны образованы, как правило, породами трех фаз: 1) диоритами, адамеллитами, монцонитами и сиенито-диоритами; 2) гранодиоритами; 3) биотитовыми гранитами и граносиенитами дополнительных интрузий. Среднеюрские интрузии известны также в западной части региона, где восходящие вертикальные движения в момент их формирования были не так интенсивны, как в его центральных районах. Здесь размещение плутонов контролировалось чаще всего крупными разрывными нарушениями. Сложены плутоны аляскитовыми и морионовыми гранитами, гранит-порфирами и др.

Вторую возрастную группу мезозойских интрузий образуют широко распространенные в Забайкалье верхнеюрские биотитовые, двуслюдяные, лейкократовые, аляскитовые и пегматоидные граниты с подчиненным развитием гранит-порфиров и амазонитовых гранитов. Исходя из определения конкретной магматической формации, предложенного Ю. А. Кузнецовым (1964), эти интрузивные породы объединяются нами в верхнеюрскую гранитовую формацию. Они слагают многочисленные массивы различных фациальных условий становления, которые не проявляют закономерной приуроченности к определенным структурным зонам, возникшим в до-мезозойское и мезозойское время. В региональном плане поля интенсивной концентрации пород гранитоидных плутонов тяготеют к разнообразным тектоническим нарушениям, прошедшим длительный путь развития и игравшим роль магмовыводящих каналов.

На основании данных, полученных авторами и другими исследователями, пегматитоносными среди мезозойских гранитоидных комплексов являются борщевочный и кукульбейский комплексы. Особенности пространственного и структурного положения этих комплексов подчеркиваются приуроченностью гранитоидных куполов борщевочного комплекса к гранито-гнейсовым купольным структурам, а кукульбейского — к зонам глубинных разломов. Это позволяет выделить среди пегматитоносных гранитоидов две формации: гнейсо-гранодиорит-гранит-лейкогранитную (борщевочный комплекс) и гранит-лейкогранит-аляскитовую (кукульбейский комплекс).

Отметим главные особенности мезозойского пегматитообразования:

1) из известных на территории региона мезозойских интрузий наиболее пегматитоносными являются наиболее молодые верхнеюрские плутоны кукульбейского комплекса;

2) в ряде случаев они сопровождаются не только пегматитами, но и альбитизированными и грейзенизированными гранитами;

3) большая часть пегматитов размещается в участках сочленения структурных зон, характеризующихся различным геотектоническим режимом в мезозое (Агинский срединный массив и области поднятий, окружающие его);

4) возрастные взаимоотношения между гранитоидами и пегматитами довольно сложные, но в целом они имеют тождественный возраст [Томсон и др., 1963; Константинов и др., 1971; и др.].

Таковы главные черты эволюции гранитоидного магматизма Забайкалья и связанных с ними пегматитов.

Принципиальным является тот факт, что в течение каледонского, герцинского и киммерийского тектоно-магматических циклов развития региона наблюдается пространственная и временная повторяемость пород гранитоидного ряда. На нашем примере подтверждаются известные положения Ю. А. Кузнецова (1970) об однотипности, сквозьструктурности магматических образований, проявляющих тождественность своего состава вне зависимости от истории развития вмещающих их структур и времени своего формирования. Например, многие раннепалеозойские и герцинские интрузии практически не отличаются по составу слагающих их пород, что прослеживается и среди мезозойских гранитоидов. Однако, несмотря на определенную преемственность состава последовательных гранитоидных комплексов, намечается направленная эволюция в сторону возрастания их кислотности и усиление их редкометальной рудоносности к более поздним. Ю. А. Кузнецов (1970) отмечал, что различия между гранитоидными комплексами следует искать в механизме образования, структурных взаимоотношениях с вмещающими породами и в продуктах их дифференциации последовательных фаз.

То, что сближает разновозрастные магматические породы, состоит в приуроченности подавляющего количества образованных ими интрузивных тел к областям или структурам поднятий. Этот факт настолько очевиден, что не вызывает какого-либо возражения у исследователей Забайкалья. Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин (1967, с. 115) писали: «...если не всякое поднятие сопровождается образованием гранитоидов, то всякое образование гранитоидов происходит только на фоне активных тектонических поднятий». Причины пространственной, а возможно, и временной сопряженности гранитоидов магматизма с поднятиями весьма сложны и не имеют до сих пор однозначного объяснения.

И наконец, общая особенность заключается в том, что гранитоидный магматизм Забайкалья контролировался региональными тектоническими зонами, приведшими к появлению достаточно обособленных ареалов интрузивных пород, которые названы нами зонами повышенной магматической проницаемости. Из рассмотрения пространственных и структурных позиций этих зон видны их следующие характерные черты.

1. Большая часть зон имеет поясовую конфигурацию, причем эта тенденция усиливается по мере «омоложения» входящих в их состав гранитоидных пород.

2. Каждая последующая зона повышенной магматической проницаемости в той или иной степени перекрывает предыдущую зону. Такое перекрытие свидетельствует об известной самостоятельности актов одновременного магматизма и исключает возможность существования многих функционировавших во времени магматических очагов.

3. В площадном отношении зоны повышенной проницаемости киммерийского цикла уступают аналогичным зонам других циклов, что подтверждается также непосредственными подсчетами площадей (рис. 1) соответствующих интрузивных тел.

4. Зоны повышенной проницаемости проявляют определенную «автономность» по отношению к разобщенным между собой разнородным структурам региона. Выражается это прежде всего в том, что, не изменяя своего строения и состава, зоны переходят из одной структуры в другую, приобретая таким образом «наложенный» характер. По-видимому, можно говорить об особой роли гранитоидов в развитии разновременных складчатых структур регионального плана, консолидацию которых, по представлению Ю. А. Кузнецова, в общем случае завершают последовательные акты магматизма.

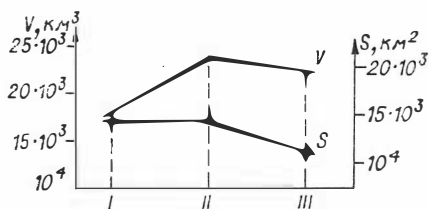


Рис. 1. Соотношение площадей (S) и объемов (V) гранитоидов каледонского (I), герцинского (II), киммерийского (III) тектоно-магматических циклов.

5. Поясовое строение зон повышенной проницаемости, их пространственная совмещенность и, следовательно, длительность становления, формационная дифференциация внутреннего строения свидетельствуют о несомненной связи магматических процессов с разрывными структурами типа крупных глубинных разломов, реализованных на современной поверхности в виде нарушений различных морфолого-генетических особенностей, и подтверждаются поясовым размещением продуктов магматизма.

6. В пределах зон повышенной проницаемости ассоциирующие с гранитоидными породами пегматиты распределены неравномерно, образуя концентрационные максимумы, что обуславливает асимметрию этих зон, обладавших, очевидно, различной генерирующей способностью.

Несмотря на отмеченную общность, каледонский, герцинский и киммерийский магматизм Забайкалья имеет существенные различия по формам своего проявления, количественной характеристике и т. п. Выше подчеркивалось (см. рис. 1), что суммарная площадь киммерийских плутонов является наименьшей по сравнению с массивами герцинских и каледонских гранитоидов, а по своему объему они занимают второе место. Причины этого обстоятельства кроются, очевидно, в неодинаковой глубине эрозионного среза разновозрастных гранитоидных пород. В целом количественно преобладает герцинский магматизм; удовлетворительное объяснение этого факта в настоящее время у нас отсутствует.

Отличительные особенности магматизма различных циклов хорошо обнаруживаются при анализе размещения зон повышенной проницаемости на схеме земной коры Забайкалья, предложенной Г. И. Менакером (1968). По его данным, кора в этом регионе состоит из трех основных слоев: базальтового, диорит-метаморфического и гранитно-осадочного (последние два совместно образуют «гранитный» слой в обычном понимании). В состав гранитно-осадочного слоя включены граниты всех возрастов, песчаниково-сланцевые нижнемезозойские и средне-верхнепалеозойские толщи флишовой и молассоидной формаций, а также верхнемезозойские кластические и эффузивные образования. На одних участках своего развития этот слой представлен только песчаниково-сланцевыми отложениями, залегающими непосредственно на диорит-метаморфическом слое (Агинское поле, бассейны рек Борзи и Газимура), на других — только средне-верхнепалеозойскими (Приаргунье, междуречье Унды и Газимура) или мезозойскими (бассейны рек Турги и Талангуя) гранитами. Гранитно-осадочный слой не имеет, таким образом, сплошного площадного развития, и во многих местах подстилающий его диорит-метаморфический слой образует крупные выходы на уровне дневной поверхности (в его состав входят палеозой-протерозойские осадочно-метаморфические породы и продукты глубинного метаморфизма).

Оказалось, что зоны магматической проницаемости, образованные каледонскими и герцинскими гранитоидами, не испытывают определенной зависимости от мощности гранитного слоя, чего нельзя сказать о зонах киммерийских интрузивных пород, тяготеющих к площадным гравитационным минимумам; последние часто осложнены локальными минимумами, которым соответствуют юрские интрузии, располагающиеся в зонах с земной корой мощностью более 1 км.

Так как на составленной Г. И. Менакером схеме отражено современное состояние коры, то самые молодые, киммерийские, гранитоиды должны проявлять большую подчиненность ее строению.

Повышенная пегматитоносность киммерийских зон магматической проницаемости хорошо иллюстрируется количественными расчетами информативности разновозрастности гранитоидов в размещении гранитных пегматитов.

В качестве меры информационной значимости нами принято следующее выражение:

$$I = \ln \frac{p}{q},$$

где I — информационная значимость; p — доля учтенных объектов, размещающихся в плутонах гранитоидов конкретного тектоно-магматического цикла от общего их числа в данном регионе; q — доля площади, занимаемой этими плутонами, от общей площади региона.

Значение количества информации, определяемой этой формулой, состоит в том, что при $I > 0$ с гранитоидами того или иного тектоно-магматического цикла связаны пегматиты, при $I = 0$ такой связи не устанавливается, а при $I < 0$ те или иные гранитоиды являются неблагоприятными для их локализации.

В соответствии с указанной формулой осуществлены расчеты не только для гранитоидных массивов различного возраста, но и для 5- и 10-километровой полосы от их контактов на современном эрозионном срезе. Все исходные данные и результаты расчетов приведены в табл. 1 и на рис. 2.

Т а б л и ц а 1

Расчет информационной значимости гранитоидных массивов

Гранитоиды	Площадь гранитоидов (S), тыс. км ²	Доля их площади от общей площади региона (q)	Количество учтенных объектов, совмещенных с гранитоидами		Их доля от общего числа объектов в регионе (p)		Информационная значимость (I)	
			39*	180	39	180	39	180
Каледонские	14 611	0,12	1	9	0,02	0,05	-1,55	-0,89
Герцинские	14 467	0,12	4	10	0,01	0,06	-0,16	-0,70
Киммерийские	10 479	0,09	26	74	0,55	0,41	+2,04	+1,55

С учетом 5-километровой контактовой полосы

Каледонские	31 550	0,26	5	30	0,12	0,17	-0,71	-0,45
Герцинские	32 925	0,27	10	28	0,26	0,16	-0,06	-0,56
Киммерийские	32 329	0,26	36	130	0,92	0,72	+1,24	+0,99

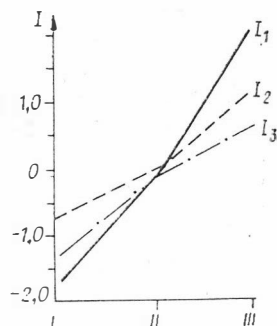
С учетом 10-километровой контактовой полосы

Каледонские	44 250	0,37	7	53	0,18	0,29	-1,28	-0,22
Герцинские	51 200	0,42	14	45	0,36	0,25	-0,17	-0,53
Киммерийские	60 000	0,50	38	150	0,97	0,83	+0,67	+0,51

Примечание. Ряд чисел, помеченный звездочкой, — количество обследованных участков.

Рис. 2. Информационная значимость гранитоидов каледонского (I), герцинского (II), киммерийского (III) тектономагматических циклов (см. табл. 1).

I_1 — информационная значимость гранитоидов, обнажающихся на современном эрозионном срезе; I_2 — то же, с учетом 5-километровой контактовой полосы; I_3 — то же, с учетом 10-километровой контактовой полосы.



Из рис. 2 видно, что информативность гранитоидов с омоложением их возраста увеличивается, однако каледонские (I) и герцинские (II) интрузии характеризуются отрицательными величинами, в то время как киммерийским (III) присуща высокая положительная информативность. Приблизительно те же тенденции сохраняются при расчетах с учетом 5- и 10-километровой полосы.

Изложенные данные еще раз свидетельствуют, что в изученном регионе наиболее продуктивны в отношении пегматитов молодые гранитоидные интрузии киммерийского цикла. Конечно, количественные расчеты не вскрывают всю сложность имеющихся форм и признаков связи гранитных пегматитов региона с магматическими породами. Следует, например, учесть, что в настоящее время мы располагаем немногочисленными сведениями об одновозрастности гранитоидов и ассоциируемых с ними пегматитов, базирующимися на определениях абсолютного возраста. Частичной причиной повышенной продуктивности киммерийских гранитоидов по сравнению с более древними может быть глубокая эрозия последних.

Вместе с тем проведенный анализ, как нам кажется, в определенной степени иллюстрирует близкие генетические и парагенетические взаимоотношения гранитных пегматитов с интрузивными породами. Большая часть пегматитовых полей пространственно совмещена с выходами соответствующих гранитоидов на дневную поверхность или располагается вблизи контуров их тел. Как считают многие исследователи (Н. И. Бородаевский, Ф. И. Вольфсон, Д. И. Горжевский, П. Ф. Иванкин, В. Н. Козеренко, В. И. Смирнов и др.), такие соотношения свидетельствуют о возможной прямой или материнской (генетической) степени родства между ними. Применительно к распространенным в регионе пегматитам, альбитизированным и грейзенизированным гранитам можно говорить об их близких генетических связях с конкретными гранитоидными плутонами, которые являются по отношению к ним материнскими интрузиями.

2. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ

В литературе по пегматитам давно укоренилось мнение о том, что закономерности их размещения весьма сложны и определяются многими факторами. По мнению Г. Г. Родионова (1964), наиболее важными из них являются: положение пегматитовых поясов в пространстве по отношению к складчатым областям и время появления пегматитов в ходе истории их развития. В соответствии с этим выделяются пегматитовые пояса (узкие, вытянутые области концентрации пегматитов, приуроченные к тектоническим структурам I порядка), образующиеся в периоды регионального сжатия, и пояса, формирующиеся в процессе растяжения пород различных формаций. Первые из них представлены синорогенными пегматитами, локализующимися в терригенных толщах в раме геосинклиналей, а вторые — посторогенными телами.

Попытки использовать такую группировку или систематику применительно к Забайкалью не предпринимались по следующим причинам.

Во-первых, если проанализировать пространственное распределение известных здесь пегматитовых полей, то нетрудно убедиться, что они не проявляют отчетливой поясовой концентрации. Предпринятое В. Н. Фадеевым и другими исследователями выделение крупных и вытянутых на большие расстояния пегматитовых поясов явилось отражением давно сложившихся и традиционных взглядов, согласно которым считалось, что в Забайкалье эндогенное оруденение различных генетических типов распределяется в виде линейно вытянутых зон, узко локализованных поясов и др. Это ни в коей мере не отрицает общеизвестные положения С. С. Смирнова (1944) о региональных закономерностях размещения оруденения в рассматриваемом регионе.

Во-вторых, приведенные выше данные убедительно свидетельствуют об образовании подавляющего количества пегматитов Забайкалья во внегеосинклинальных условиях, отвечающих мезозойской тектоно-магматической активизации каледонид и герцинид.

Имеющиеся геологические материалы и личные исследования позволили нам в качестве основной категории анализируемых природных объектов выбрать пегматитовое поле, под которым следуем понимать участок концентрации пегматитовых тел на ограниченной площади, связанных единством происхождения, общностью условий локализации и размещения, однотипностью минералого-геохимического состава. На территории Забайкалья с той или иной степенью детальности авторами изучено 11 полей. В данной работе описано 6 наиболее интересных полей, характеризующихся разнообразием геолого-структурных факторов формирования, развитием различных парагенетических типов пегматитов.

2.1. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

В работах, посвященных исследованию пегматитоносных гранитов Забайкалья, главное внимание уделялось их минералого-петрографическим, реже геохимическим особенностям. Мы намерены осветить внутреннее строение гранитоидных массивов с позиций структурного анализа интрузивных образований. Такой подход вызывает необходимость выяснения положения плутонов в структурах вмещающих толщ, их отношения к пликативным и дизъюнктивным дислокациям. Важность данного вопроса будет понятна, если учесть, что главной нерешенной проблемой в изучении условий образования пегматитоносных гранитоидов является определение закономерностей их пространственного размещения и геолого-структурной обстановки формирования. В настоящее время это признается большинством исследователей пегматитов и вряд ли нуждается в дополнительной аргументации.

Пространственное размещение пегматитоносных гранитоидов Забайкалья мы связываем с положением различных разрывных и складчатых структур, контролирующих их распространение. Конечно, эта зависимость устанавливается не всегда четко, вполне однозначно, но то, что она существует, не вызывает никаких сомнений.

Халзанский массив пространственно тяготеет к юго-восточному крылу позднеюрско-раннемеловой наложенной мульды, осложненному зоной повышенной трещиноватости (рис. 3). Протягиваясь в субмеридиональном направлении, это нарушение обнаруживает видимую связь с выходом гранитоидов на уровне современного среза. Оно является составным элементом крупного разлома, известного под названием Правоононского.

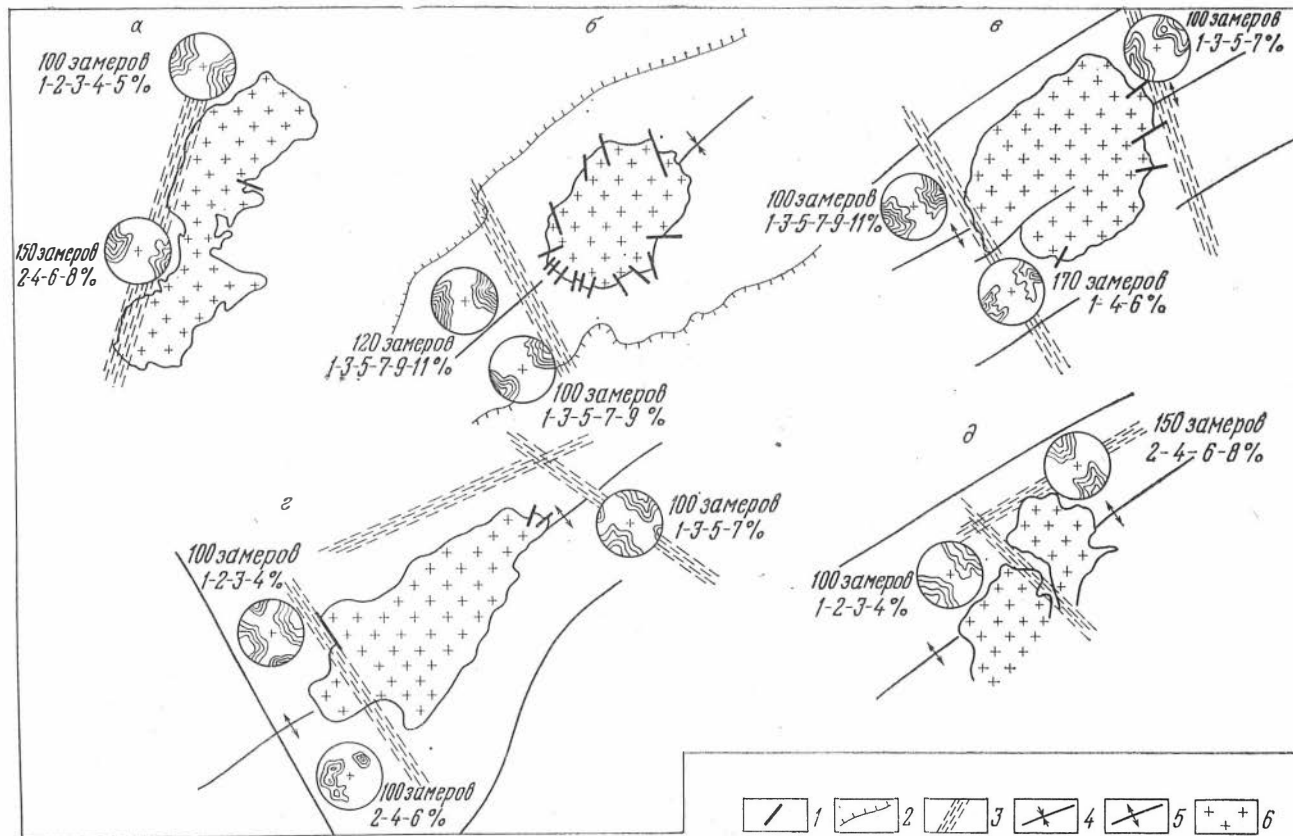


Рис. 3. Структурная позиция пегматитоносных гранитоидных массивов.

а — Халзанский, б — Седловский, в — Саханайский, г — Кангинский, д — Дурулгуевский.

1 — крупные разломы, установленные по геолого-геофизическим данным; 2 — надвиги; 3 — зоны повышенной трещиноватости (приведены наиболее типичные диаграммы ориентировки трещины в зонах); 4 — оси грабен-синклипалей; 5 — ось антиклинальных складок; 6 — гранитоиды.

Им и определяется структурное положение этого плутона, его перемещенной части, среди гранито-гнейсового купола.

В районе размещения Саханайского пегматитоносного массива широко развиты разнообразны по морфологии и генезису разрывные нарушения. Они картируются в виде зон интенсивной трещиноватости, брекчирования, милонитизации и катаклаза. Самые крупные из них, имеющие северо-восточную ориентировку, относятся к типу надвиго-сдвиговых нарушений [Темников, 1971а]. Более мелкие разрывы, представленные зонами трещин северо-западного простирания, известны к западу и востоку от массива (см. рис. 3). И те и другие нарушения контролируют, как правило, положение его контактовых поверхностей и обуславливают некоторую вытянутость плутона в северо-восточном направлении. Г. И. Менакер (1968) полагает, что массив расположен в контурах крупного опущенного блока протерозойского фундамента и примыкает к выделенной по геофизическим данным подвижной зоне. К юго-западу от этой зоны мощность осадочно-метаморфических пород позднепалеозойского возраста, вмещающих гранитоиды, равна 1—1,5 км, а к северо-востоку — 3—5 км. Г. И. Менакер приходит к выводу, что массив располагается на участке резкого изменения мощности пород его рамы и, видимо, с этим следует согласиться.

Зависимость пространственного положения пегматитоносных гранитоидов от складчатых структур вмещающих пород можно проиллюстрировать на примере Дурулгуевского массива. Здесь широко распространена дисгармоническая складчатость, обусловленная сложной перемежаемостью жестких и пластичных пород, образующих довольно крупную сундучную или коробчатую антиклиналь (см. рис. 3). Она имеет северо-восточное простирание и протягивается более чем на 40 км. По своему строению складка асимметрично опрокинута; короткое северо-западное крыло падает под углами 45—50° на север и северо-запад, а более широкое юго-восточное крыло наклонено под меньшими углами на юго-восток и осложнено на ряде интервалов ступенеобразными изгибами. Переходы от крыльев к замковой, сводовой части плавные, постепенные, причем на большем своем протяжении свод структуры является плоским, горизонтальным. Приуроченный к нему Дурулгуевский плутон полностью повторяет складчатую вмещающую структуру. Здесь известны продольные и поперечные (по отношению к антиклинальной складке) разрывные нарушения. К продольным относится крупный разлом, проходящий в северо-восточном направлении. В непосредственной близости с выходами гранитоидов наблюдаются отдельные его фрагменты, устанавливаемые по определенным концентрациям трещин в осадочно-метаморфических породах. Например, к северу от массива закартирована выдержанная по простиранию зона повышенной трещиноватости, которая образована трещинами двух систем северо-восточной ориентировки.

Самое крупное поперечное нарушение выявлено в поле развития вмещающих пород, являющихся узкой перемычкой между двумя обнаженными частями массива — западной и восточной. Морфологически нарушение выражено многочисленными трещинами скалывания, имеющими преобладающее северо-западное простирание.

Локализация Дурулгуевского массива на участке развития разнонаправленных нарушений позволяет предположить, что они явились теми ослабленными каналами, по которым происходило внедрение гранитоидной магмы.

Помимо Агинского поднятия, пегматитоносные гранитоиды известны также и в Ингодино-Шилкинском прогибе, который, по данным И. Г. Рутштейна, представляет собой протяженную систему глубоких приразломных впадин, приуроченных к одному из звеньев краевого Монголо-Охотского структурного шва. В юго-западной части прогиба располагает-

ся Седловское пегматитовое поле, а на крайнем северо-востоке Кангинское поле. Гранитоиды последнего поля размещаются в районе развития антиклинально залегающих вмещающих пород, образующих крупную складку северо-восточного простирания. Особенно четко эта структура выявляется в восточной части района, где она имеет асимметричную форму, с пологим северо-западным и более крутым юго-восточным крылом. Большая часть ее ядра выполнена гранитоидами, которые значительно метаморфизуют породы рамы и занимают относительно последних частично согласное положение.

Становление Кангинского гранитного массива происходило в условиях широкого проявления разрывных нарушений. На участке его локализации (см. рис. 3) можно выделить две группы нарушений, одна из которых объединяет разрывы северо-восточного, субширотного простирания, другая — северо-западного, субмеридионального. Нарушения первой группы как бы окаймляют выходы гранитоидов на севере и юге, однако непосредственно вдоль их контактов с породами рамы не прослеживаются, а картируются на некотором удалении от них. Так, к северу от массива проходит довольно крупное нарушение, осложняющее северо-западное крыло отмеченной выше антиклинали и сопровождаемое зоной катаклазированных пород шириной до 1—1,5 км. Разрывы северо-восточного направления картируются, как правило, в виде роевых концентраций трещин, появление которых связывается нами с этапом формирования складчатых структур района. Нарушения второй группы, наблюдаемые к западу и востоку от плутона, занимают секущее положение относительно простирания антиклинали. С их направлением совпадает ориентировка большинства долины правых притоков р. Шилки. Часто наблюдаемые смещения отдельных блоков пород рамы вдоль нарушений позволяют рассматривать их как сбросо-сдвиги, проявившиеся позже разрывов северо-восточного простирания.

Из краткого рассмотрения структурной позиции Кангинского плутона видно, что он размещается на участке сопряжения различно ориентированных разрывных нарушений, которые во многом предопределили появление камерного пространства, ныне выполненного гранитоидами.

Гранитоиды, входящие в состав Седловского плутона, выполняют ядро сравнительно крупной грабен-синклинали, осложненной двумя надвигами северо-восточного направления. Первый надвиг закартирован в 8—10 км севернее массива; его лежащее крыло образовано породами триаса и юры, на которые с северо-запада под углом 20—25° надвинуты девонские отложения. Второй надвиг установлен в 10—12 км южнее массива. По нему проходит контакт между породами девона и триаса; сместитель падает на юго-восток под углом 10—35°. Несомненно, что отмеченная приуроченность пегматитоносного плутона к структурно ослабленному участку была обусловлена локализирующим значением этих надвигов.

В юго-западной части Ононо-Удинского прогиба расположена группа массивов Кулиндинского пегматитового поля. Вмещающие их нижнеюрские отложения образуют положительные и отрицательные складчатые структуры II и III порядков. На участках размещения многих интрузивных тел закартированы куполовидные брахиантиклинали. Обладая сравнительно разнообразной формой на уровне современного эрозионного среза, массивы по своим размерам вполне сопоставимы с вмещающими их складками. В некоторых случаях их вытянутость в том или ином направлении совпадает с простиранием пород рамы; по отношению к ним они занимают различное положение, однако преобладает частичная конкордантность. Обнажающиеся части массивов залегают, как правило, в ядрах брахиантиклиналей, значительно метаморфизуя слагающие их породы. И. Г. Рутштейн считает, что формирование вмещающих гранитоиды скла-

док связано с «всплыванием» магматических масс, и относит их к структурам магматогенного типа.

В местах локализации массивов известны различные по морфолого-генетическим особенностям разрывные нарушения, большинство из которых фиксируется зонами повышенной трещиноватости. В одних случаях они наблюдаются в контактовых зонах интрузивных тел, в других — являются сквозными, проходящими через гранитоиды и вмещающие их породы. По нашему мнению, эти нарушения совместно с развитыми здесь многочисленными зонами дробления и перетирания отражают крупные конседиментационные разломы палеозойского фундамента, которые рассматриваются многими исследователями в качестве главных магмоконтролирующих структур района. В целом же дизъюнктивный контроль в размещении гранитоидов Кулиндинского поля проявлен не так отчетливо, как в предыдущих примерах.

Все сказанное выше по структурным условиям формирования пегматитоносных массивов подтверждает ранее обоснованные нами закономерные связи между складчато-разрывными структурами и положением интрузивных тел Забайкалья [Темников, 1972б].

Представляется возможным предложить следующую группировку пегматитоносных плутонов региона по типам структур, контролирующих их размещение: 1) плутоны, тяготеющие к зонам крупных разломов и повышенной трещиноватости (Халзанский, Саханайский); 2) плутоны в ядрах антиклинальных складок линейного типа, приуроченные к участкам сопряжения разноориентированных зон повышенной трещиноватости (Дурулгуевский, Кангинский); 3) плутоны в ядерных частях грабен-синклиналей, осложненных надвиговыми структурами (Седловской); 4) плутоны в ядрах антиклинальных складок брахиформного типа (Кулиндинский).

12.2. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ

Анализ пространственного размещения пегматитовых полей Забайкалья в региональном плане впервые был осуществлен А. И. Гинзбургом, продолжен А. С. Бабкиным, а также Ю. И. Темниковым и В. Г. Гладковым (1963) и др. Очевидно, он может осуществляться в разных направлениях: 1) по имеющимся схемам мезозойской тектоники региона; 2) путем реконструкции палеотектонических условий на период формирования пегматитов и материнских для них гранитоидов; 3) по размещению пегматитов в разрывных и складчатых структурах I порядка, так как соотношение пегматитов с разрывами и складками более высоких порядков определяет тип структуры того или иного пегматитового поля.

К настоящему времени предложены различные тектонические схемы Забайкалья, отражающие существующие взгляды на мезозойскую историю его развития. Согласно одной из схем [Зорин, 1967], большая часть полей, положение которых целиком определяется особенностями размещения пегматитоносных гранитоидных плутонов, пространственно приурочена к периферическим участкам Агинской структурной зоны и районам, обрамляющим ее. По современным представлениям формирование этой зоны в качестве самостоятельного элемента началось на рубеже триасовой и юрских эпох [Зорин, 1967]. В ранней и средней юре она играла роль внутреннего поднятия, а в позднем мезозое, испытав тектоно-магматическую активизацию, превратилась в стабильную структуру, обладающую характерными чертами срединного массива.

Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом показывает, что известные в пределах Агинской зоны и примыкающих к ней районов пегматитоносные гранитоиды сформировались преимущественно в позднеюрское время (табл. 2).

Абсолютный (К—Аг) возраст пегматитоносных и редкометаллоносных гранитоидов Забайкалья

Массив, место-рождение	Порода	Анализируе-мый материал	Абсолют-ный воз-раст, млн. лет	Автор
1	2	3	4	5

Пегматитоносные гранитоиды

Борщевочный комплекс

Халзанский	Гранит порфиро-видный	Биотит	146—132	Константинов и др., 1971
	То же	Порода	132	Бобров и др., 1963
	Гранит биотито-вый	Биотит	141	Лесняк, Семенов, 1963
	То же	»	132	Там же
	Пегматит	Мусковит	146	»
Борщевочный	Порфировидный гранит	Порода	130	Вартанова и др., 1972
	Гнейсовидный гранит		124	Там же
	То же		140	»
Цагаи-Олуевский	Гнейсовидный плагиогранит		130	»

Кукульбейский комплекс

Саханайский	Гранит порфиро-видный	Порода	149±3	Полевая, Тихомиров, 1962
	Пегматит	Мусковит	148±8	Комаров, Демидова, 1966
Зун-Ундурский	Гранит	Порода	132±1,6	Константинов и др., 1971
	Гранит мусковито-вый	Мусковит	150	Комаров, Демидова, 1966
	Грейзен	»	144	Там же
Дурулгуевский	Гранит	Биотит	130	Полевая, Тихомиров, 1962
	»	»	147	Там же
Ималкинское	Пегматит	Мусковит	126±5	Козлов, Свадковская, 1977
	»	»	125±5	Там же
Зун-Чалотское	»	»	120±5	Константинов и др., 1971
	Грейзеп	»	128±	Козлов, Свадковская, 1977
Дедовогорское	»	»	128±3	Константинов и др., 1971
	»	»	135±5	Там же
Кангинский	Гранит порфиро-видный	Биотит	115	Лесняк, Семенов, 1963
	Гранит биотитовый	»	115	Там же,
	То же	Порода	146±7	Козлов, Свадковская, 1977
Седловский	»	Биотит	130—125	Лесняк, 1965а
	Гранит порфиро-видный	»	130	Лесняк, Семенов, 1963
	То же	»	150—140	Там же

1	2	3	4	5
Кулидинская группа	Гранит	Порода	131±3	Козлов, Свадковская, 1977
	Гранит биотитовый	»	132±1,6	Там же
	То же	Биотит	148±7	»
	Гранодиорит	Порода	158±1	»
	Гранит биотитовый	Порода	145±1,5	»
Ононское	Гранит мусковитовый	»	136±3	»
	Грейзен	Мусковит	140±5	Томсон и др., 1963

Редкометаллоносные граниты

Кукульбейский комплекс

Ханглайский	Гранит	Порода	136±1,3	Козлов, Свадковская, 1977
	»	Биотит	149±5	Там же
	Гранит мусковитовый	Мусковит	148±5	Комаров, Демидова, 1966
	Грейзен	»	147±5	Там же
	»	»	134±5	Константинов и др., 1971
Олдандинский	Гранит	Биотит	146	Полевая, Тихомиров, 1962
	Гранит грейзенизированный	Мусковит	147±5	Константинов и др., 1971
	Грейзен	»	126±5	Там же
Соктуйский	»	»	136±5	Томсон и др., 1963
	»	Лепидомелан	146±6	Там же
Букушинский	Гранодиорит	Порода	150	Полевая, Тихомиров, 1962
Белухинский	Грейзен	Мусковит	164±8	Константинов и др., 1971
	Рудная жила	»	131±1	Там же
Тургинский	Гранодиорит	Биотит	142±6	Томсон и др., 1963
	Гранит	»	135±3	Там же
	Гранит амазонитовый	Порода	137±6	Козлов, Свадковская, 1977
Этыкпнский	То же	Амазонит	149±5	Комаров, Демидова, 1966
	»	Циннвальдит	130	Лесняк, Семенов, 1963
	»	Мусковит	147±5	Томсон и др., 1963
	Грейзен	Циннвальдит	157±7	Константинов и др., 1971
	»	То же	128±5	Комаров, Демидова, 1966
	Грейзен	»	148±5	Константинов и др., 1971
	Кварц-амазонитовая жила	»	130±5	Комаров, Демидова, 1966
Адун-Челонский	Камерный пегматит	Микроклин	110	Лесняк, Семенов, 1963
	То же	Слюда	150	Там же

1	2	3	4	5
Шерловогор- ский	Кварцевый пор- фир	Порода	144±8	Копстапинов и др., 1971
	Грейзен	Мусковит	147±6	Там же
Кличкинское	»	Слюда	154±6	»
	Гранит	Биотит	146±8	Комаров, Демидова, 1966
	»	»	148±7	Там же
	Гранит-аплит	Калишпат	142±6	Комаров, 1971
	Пегматит	Мусковит	148±8	Комаров, Демидова, 1966
Камепское	»	Биотит	156±7	Комаров, 1971
	»	Калишпат	148	Там же
	Грейзеп	Мусковит	148±7	»
	»	Калишпат	130±7	»
Гарсопуйское	»	Мусковит	148±8	»
	Полевошпатовый метасоматит	Калишпат	140±6	»
	То же	»	140±10	»

Образование рассматриваемых гранитоидов произошло в интервале времени 115—155 млн. лет, т. е. в тот период, когда Агинская зона представляла собой жесткую консолидированную структуру. Это согласуется с представлениями Ю. А. Кузнецова (1964), считающего, что гранитоидный магматизм поздних стадий развития подвижных областей проявляется преимущественно в пределах близких ему по возрасту поднятий.

Сказанное подтверждается также палеотектоническими данными. Согласно А. Ф. Мушникову (1968), позднемезозойский этап развития Забайкалья (точнее позднеюрская эпоха) характеризовался резким усилением глыбовых движений и формированием сводовых поднятий различного порядка, в контурах которых размещается большинство пегматитовых полей. В пределах существовавших позднеюрских прогибов они практически неизвестны, что свидетельствует о пространственно-временной разобщенности пегматитоносных плутонов и структур геосинклинального типа.

Обратимся к имеющимся данным о размещении рассматриваемых полей относительно складчатых и разрывных нарушений I порядка. Оценка пегматитоконтролирующего значения пликативных структур может быть дана на основе схем мезозойской складчатости Забайкалья. На одной из схем, предложенной Г. И. Князевым в 1966 г., показаны главнейшие положительные и отрицательные структуры I порядка. Если проанализировать положение пегматитовых полей, то нетрудно убедиться, что они не проявляют строгой приуроченности к определенному типу складок; известны поля, тяготеющие к антиклиналям, некоторые размещаются в районах развития синклиналей. По-видимому, в обоих случаях складчатые структуры не оказывали прямого влияния на размещение пегматитовых полей.

Проанализируем размещение пегматитовых полей относительно разрывных нарушений I порядка. В настоящее время имеется много схем главнейших разломов Забайкалья, в основу которых положены различные принципы их выделения и классификации. Основное внимание в нашем случае должно быть уделено, очевидно, мезозойским нарушениям или разломам, испытавшим активизацию и подновление в мезозое. Однако их возрастная индексация на известных нам схемах не указана. Учитывая

это обстоятельство, мы отдали предпочтение построениям Ю. А. Зорина (1967). На составленной им схеме мезозойской тектоники Забайкалья показаны глубинные разломы и разломы глубокого заложения. Их выделение обосновано геолого-геофизическими данными. Глубинные разломы образуют уступы, выраженные в разделе Мохоровичича; являясь крупными разрывами земной коры, они были активными в позднем мезозое, когда ограничивали тектонические зоны, характеризующиеся либо различным знаком, либо различной интенсивностью вертикальных движений. Пегматитовые поля не проявляют четкого пространственного тяготения к глубинным разломам. Их размещение в определенной степени увязывается с рисунком разломов глубокого заложения, под которыми подразумеваются более «мелкие», активные в мезозое нарушения, не образующие уступов в разделе Мохоровичича и прослеживающиеся в гравитационном поле фрагментарно.

Этому обстоятельству можно найти частичное объяснение в том, что в настоящее время под глубинными разломами понимают длительно развивающиеся дизъюнктивы, проникающие в земную кору и верхнюю мантию до определенных глубинных уровней, ниже которых начинаются области сплошного пластического течения масс горных пород. Пока нет объективных данных, позволяющих связывать образование пегматитоносных гранитоидов и самих пегматитов с возможными процессами магматизма в зонах глубинных разломов и внедренном по этим нарушениям глубинной магмы.

Значение разломов глубокого заложения в формировании и размещении пегматитовых полей будет понятным, если учесть современные представления о гранитообразовании. Большинство исследователей признает, что возникновение расплавов, приводящих к формированию интрузивных пород гранитоидного ряда, осуществляется в пределах гранитного слоя земной коры на разных глубинах при PT условиях, соответствующих амфиболитовой фации метаморфизма. Контролирующая роль разломов глубокого заложения в пространственном распределении позднемезозойских гранитоидных плутонов особенно четко проявляется в зонах пониженной мощности земной коры (Агинский выступ и его обрамление).

Таким образом, мы можем сделать вывод, что пространственная позиция пегматитовых полей, сформировавшихся в результате мезозойской тектоно-магматической активизации Забайкалья, определялась в основном разрывными нарушениями I порядка. Изложенные данные о региональных особенностях размещения пегматитовых полей не являются принципиально новыми, но вместе с тем они выходят за рамки местного значения, подкрепляя известные в литературе положения о геолого-тектоническом контроле пегматитов [Гинзбург и др., 1964; Недумов, 1965; Кузнецов, 1977; и др.].

2.3. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ГРАНИТОВ, ПЕГМАТИТОВ, ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

Тесная пространственная ассоциация и генетическая связь редкометальных пегматитов, вольфрамового, оловянно-вольфрамового, молибденового и редкометального оруденения Забайкалья с гранитоидными интрузиями мезозойского возраста установлена давно [Смирнов, 1944; Левицкий, 1964; и др.]. Минералого-геологические и генетические особенности оловянных, вольфрамовых и редкометальных месторождений Забайкалья обобщены в монографиях В. Ф. Барабанова (1961, 1975), Д. О. Онтоева (1974), А. А. Беуса (1968), А. А. Беуса с соавторами (1962)

и др., а по отдельным месторождениям — в публикациях И. Ф. Григорьева, Е. И. Доломановой, Н. В. Дружинина, Р. М. Константинова, Е. А. Радкевич и др. Геохимические условия формирования вольфрамовых месторождений изучались Г. Ф. Ивановой (1972).

Характер связи оруденения с гранитоидным магматизмом определяется не только анализом геологических признаков рудоносности конкретных гранитоидных комплексов и формаций — структурной, пространственной и временной ассоциации оруденения с гранитоидными плутонами, массивами и куполами, но в большей мере геолого-геохимическими характеристиками рудогенерирующих и рудообразующих систем — метасоматической, рудной и геохимической зональностью. Такой анализ был проведен В. Д. Козловым и Л. Н. Сवादковской (1977) на основе металлогенической схемы Даурской зоны, составленной А. Д. Канищевым (1971). На территории этой зоны в основном распространено оловянно-вольфрамовое оруденение, включенное С. С. Смирновым (1944) в состав оловянно-вольфрамового пояса. При этом выявляется резкое сгущение месторождений и рудопроявлений в нескольких районах: Асакап-Шумиловском, Верхне-Ингодинском, Сохондинском, Былыринском и Хапчерангинско-Харалгинском. В этих районах сосредоточено более 80% всех известных на территории зоны рудопроявлений (табл. 3).

В Асакап-Шумиловском районе в основном кварц-вольфрамитовое, жильное и грейзеновое оруденение, приуроченное к выходам и куполовидным выступам интрузий асакап-шумиловского комплекса — аналога кукульбейского комплекса Агинской зоны. Здесь известны Шумиловское, Студенческое, Куналейское и Молодежное месторождения и рудопроявления кварц-грейзенового типа [Барабанов, 1975]. В ассоциации с преобладающим вольфрамитом и подчиненным касситеритом с повышенным содержанием ниобия в грейзенах широко развиты топаз, флюорит и литиевые слюды [Гайворонский, Гребенников, 1972]. Здесь широко развиты альбитизированные и грейзенизированные граниты-апограниты, а также циннвальдитовые грейзены-цвиттеры, изученные в оловянных месторождениях Рудных Гор Центральной Европы [Зоубек и др., 1973] и МНР [Коваленко и др., 1974], тесно связанных с интрузиями литий-фтористых гранитов.

В Хапчерангинско-Харалгинском районе оловянно-вольфрамовое оруденение тесно ассоциирует с интрузиями гранитов харалгинского комплекса. На наиболее изученном Хапчерангинском месторождении выявлена четко выраженная метасоматическая, рудная и геохимическая зональность по отношению к штоку гранитов: зона I расположена в апикальной экзоконтактной зоне гранитного массива, где развиты грейзены с касситеритом, ферберитом, акцессорными минералами бериллия, топазом и флюоритом и минералами сульфидов. Зона II локализуется в южной экзоконтактной зоне, где развиты кварцевые и полевошпат-кварцевые жилы с арсенопиритом, пиритом, касситеритом, сфалеритом и др. Зона III включает основные оловорудные (сульфидно-касситеритовые) жилы Хапчерангинского месторождения. Зона IV представлена карбонатно(кальцит — родохрозит)-сфалерит-галенитовыми рудами, наиболее удаленными от интрузии. С этой рудно-минеральной зональностью хорошо увязывается геохимическая: I — $Pm+Sn+W+F$, II — $Sn+As+S$, III — $Sn+Fe+Zn+S$, IV — $Pb+Zn+Mn+S+CO_2$. Другое оловорудное месторождение района — Тарбальджейское, приурочено к скрытому куполу и выступает этой же интрузии, обнаженным куполом которого является Хапчерангинский массив [Зорин, Бугров, 1972]. На месторождении развит штокверк кварцевых прожилков в филлитах в ассоциации с касситеритом, вольфрамитом, акцессорным бериллом, флюоритом и топазом, встречаются и сульфиды. В многочисленных рудопроявлениях в пределах Хапчерангинского и Бурейнского массивов встречаются маломощные

Временно-пространственные ассоциации эндогенного оруденения

Структурно-формационная зона	Комплекс	Массив	Фаза, порода
1	2	3	4
Даурская	Кыринский (Т ₂₋₃)	Кыринский, Былыр-лынский, Хамаро-Тыринский, Оленгуйский, Бильчирский и др.	I, гранодиорит, биотит-рогообманковый и биотитовый гранит II, гранит-порфир, аляскит, лейкогранит
	Сохондинский (J ₂)	Сохондинский, Бирчинский, Алханайский и др.	I, гранодиорит-порфир, дацитовые порфиры и др. II, гранит-порфир, аляскит
	Харалгинский (J ₃)	Харалгинский, Халчарангинский, Ингодинский, Берейнский, Харатуйский	I, псевдотуф кварцевого порфира и гранит-порфира, гранит-порфир, гранит порфировидный II, кварцевый порфир, фельзит-порфир
	Асахан-шумиловский (J ₃)	Ясытай-Шумиловский	I, граниты биотитовые порфировидные, двуслюдяные II, аплитовидный гранит, фельзитовый и граносиенит-порфир
Агинская	Шахтаминский (J ₂)	Шахтаминский, Курунзулайский, Оленкуйский, Букукинский, Чалотский, Ималкинский и др.	I, габбро-диорит, диорит, гранодиорит, граносиенит, гранит биотитовый II, гранит биотитовый и лейкократовый
	Жирекенский (J ₃)	Шахтаминский, Жирекенский, Бугдинский, Давендинский и др.	I, гранодиорит и диорит-порфир, микродиорит II, диорит-порфирит, гранит-порфир, гранит мелкозернистый III, гранит-порфир, граносиенит-порфир (штоки)
	Борщевочный (J ₂₋₃)	Халзанский, Борщевочный, Кангинский и др.	I, гранодиорит и гранит биотитовый огнейсованные II, гранит биотитовый и мусковитовый мелко-среднезернистый и лейкогранит
	Кукульбейский (J ₃)	Саханайский, Дурулгуевский	I, гранит биотитовый средне-мелкозернистый, порфировидный II, гранит двуслюдяной, мусковитовый, биотитовый и грейзенизированный, аплиты

с мезозойскими гранитоидными комплексами и их фазами

Тип эндогенного оруденения	Парагенезис рудных и летучих	Месторождение
5	6	7
?	?	?
Камерные пегматиты	Sn- B	Бильчирское и др.
Кварц-турмалин-касситеритовый жильный и грейзеновый	Sn- B	Комсомольское, Ульзутуйское, Угдыринское и др.
?	?	
Кварц-турмалин-касситеритовый жильный и грейзеновый	Sn- B	Букукинское, Соходдинское и др.
Кварц-касситерит-вольфрамитовый с сульфидами и минералами РМ	Sn- W- PM- +F+S	Хапчерангинское, Тарбалджейское, Ингодинское и др.
Сульфидно-касситеритовый	Sn- B- F+S	
Кварц-касситерит-вольфрамитовый жильный и грейзеновый	Sn- W- PM- +F	Шумиловское, Молодежное, Студенческое и др.
?	Mo- Cl- S	Шахтаминское и др.
?	?	?
Шеелитоносные скарны		Рудопроявления
Кварц-молибденитовый	Mo- Cl- S	Давендинское, Жирекенское и др.
?	?	?
Пегматиты камерные и редкометалльные	Sn- PM- H ₂ O- +(F)	Халзанское, Борщевочное, Кангинское
?	?	?
Камерные и редкометалльные пегматиты	Sn- PM- +H ₂ O- F	Саханайское, Ималкинское, Дурлуговское

1	2	3	4
Агинская	Кукульбейский (J ₃)		
		Седловский, Мало-Кангинский, Кулиндинская группа	I, гранодиорит, гранит биотитовый II, гранит биотитовый, двуслюдяной и мусковитовый гранит грейзенизированный
		Соктуйский, Олдандинский, Белухинский	I, гранит биотит-роговообманковый II, гранит биотитовый порфировидный грейзенизированный III, гранит лейкократовый, аплитовидный, аплиты
		Шерлогогорский	I, гранит-порфир, мелко-среднезернистый биотитовый гранит II, гранит биотитовый, порфировидный
			III, гранит-порфир, аплит, кварцевый порфир
			Адун-Челонский
Хангилайский, Этыкинский	I, гранит биотитовый мелко-среднезернистый		
	II, гранит-порфир, гранит биотитовый порфировидный, двуслюдяной, мусковитовый, грейзенизированный III, гранит-порфир, гранит мелко-среднезернистый		
	IV, лепидолит-альбитовый, амзонитовый и биотитовый гранит		

жилые кварцевые грейзены с касситеритом, сульфидами и флюоритом. В зонах альбитизированных и грейзенизированных гранитов выявлена редкометальная минерализация [Канищев, 1971]. С Ингодинским массивом харалгинского комплекса связаны Лево- и Право-Ингодинские месторождения и рудопроявления кварцевожильного и грейзенового типов [Доломанова, 1959]. В них наряду с ведущим касситеритом и менее распространенным вольфрамитом тесно ассоциируют флюорит, топаз, литиевые слюды, минералы бериллия и тантало-ниобатов, а также сульфиды,

5	6	7
Кварц (касситерит)-вольфрамитовый жильный и грейзеновый	$\text{Sn} \pm \text{W} \pm \text{PM} \pm \text{F}$	Дедовогорское, Анготуйское, Дульдургинское, Барун-Ундурское, Зун-Ундурское
Пегматиты камерные и редко-мегальные	$\text{Sn} \pm \text{PM} \pm \text{H}_2\text{O} \pm \text{F}$	Седловское, Мало-Кангинское, Богов Утес и др.
Кварц-касситеритовый	$\text{Sn} \pm \text{B} \pm \text{F}$	Луковогорское, Мало-Кангинское, Ононское
?	?	?
Кварц (касситерит) вольфрамитовый жильный и грейзеновый	$\text{Sn} \pm \text{W} \pm \text{F}$	Алдакачанское, Мало-Соктуйское, Антоновогорское, Арбуйское, Белухинское и др.
?	?	?
Касситерит-редкометалльно-вольфрамитовый жильный и грейзеновый	$\text{Sn} \pm \text{W} \pm \text{PM} \pm \text{F}$	Шерловогорское
Сульфидно-касситеритовый	$\text{Sn} \pm \text{B} \pm (\text{F} \pm \text{S})$	Шерловогорское
Кварц-касситеритовый	$\text{Sn} \pm \text{B} \pm \text{S}$?
Пегматиты камерные	$\text{Sn} \pm \text{PM} \pm \text{F}$	Адун-Челонское
Кварц-вольфрамит-касситеритовый	$\text{W} \pm \text{Sn} \pm \text{B} \pm \text{F}$	Увальное, Приваловское и др.
Кварц-редкометалльно-вольфрамитовый жильный и грейзеновый	$\text{W} \pm \text{PM} \pm \text{F}$	Спокойное
Редкометалльные лепидолит-альбитовые, амазонитовые граниты и апограниты, оловоносные топазовые экзогрейзены	$\text{Sn} \pm \text{PM} \pm \text{F}$	Орловское, Этыкинское, Тургинское и др.

что характерно для всех массивов редкометалльных гранитов харалгинского и асакан-шумиловского комплексов.

В отличие от вышеописанных Sn — W месторождений и рудопроявлений в Сохондинском и Былыринском внутренних районах Даурской зоны развиты малосульфидные руды кварц-касситеритовой формации [Рудакова, 1973], практически не содержащих минералов фтора и редких металлов. Оруденение этого типа пространственно и временно тесно ассоциирует с гранитоидами поздних фаз кыринского (фаза дополнительных

интрузий) и сохондинского комплексов [Козлов, Свядковская, 1977].

Наиболее крупное рудопроявление — Комсомольское, представлено зонами грейзенизированных пород с бедной касситеритовой и сульфидной с шеелитом минерализацией [Калинин, 1964]. Аналогичные более мелкие рудопроявления широко развиты в Былыринском районе, ассоциируя с пластовыми интрузиями мелкозернистых гранитов кыринского комплекса. Ряд рудопроявлений представлен пегматоидными шлирами с редким касситеритом, шеелитом, турмалином и ортитом. Шлиры нередко сопровождаются маломощными зонами грейзенизации кыринских гранитов. Кварц-турмалин-касситеритовые жилы Букукинского месторождения, залегающая в гранитах главной фазы кыринского комплекса, пространственно ассоциирует с гранитами фазы дополнительных интрузий (ФДИ). Для этого типа оруденения в грейзенах и грейзенизированных породах характерны резко повышенные содержания бора при незначительном повышении фтора и лития и полном отсутствии признаков накопления бериллия [Козлов, Свядковская, 1977].

К рассматриваемому типу относятся также многочисленные рудопроявления Сохондинского района, где в грейзенах и грейзенизированных породах с касситеритом ассоциируют шеелит, сульфиды и турмалин. В них при резко повышенном содержании бора накопление фтора, лития, рубидия и бериллия не происходит. Здесь оруденение пространственно ассоциирует с дайкообразными телами гранит-порфиров заключительной фазы сохондинского комплекса [Козлов, Свядковская, 1977].

Совмещение в пределах Даурской зоны сходных по составу, но разновозрастных оловоносных гранитоидных комплексов (формаций) сильно затрудняет анализ пространственных и тем более генетических связей оловянно-вольфрамового оруденения. Сейчас можно с большой уверенностью утверждать, что все наиболее перспективные районы развития оловянно-вольфрамовой и редкометальной минерализации в Даурской зоне приурочены к интрузиям редкометальных гранитов харалгинского и асакан-шумилковского комплексов. Для них характерна постоянная ассоциация касситерита и вольфрамитов с минералами фтора и редких металлов с хорошо выраженной метасоматической и геохимической зональностью. Наоборот, бедная малосульфидная касситеритовая минерализация с шеелитом грейзенового и кварцевожильного типов, связанная с гранитами поздних фаз кыринского и сохондинского комплексов, не содержит минералов фтор-редкометальной ассоциации и не имеет практического значения.

В Агинской зоне, в отличие от Даурской, пространственные связи гранитоидного магматизма и оруденения более определены и более контрастны. Так, с гранитоидами шахтаминского комплекса связано только молибденовое оруденение (Шахтаминское, Бугунтуевское и другие месторождения) и признаки скарново-шеелитового оруденения. Оловянно-вольфрамовая и фтор-редкометальная минерализация в связи с интрузиями шахтаминского комплекса не известна.

С лейкогранитами поздней фазы (ФДИ) борщевочного комплекса связаны безрудные микроклиновые и камерные касситеритсодержащие пегматиты (Борщевочный массив), а также альбитовые пегматиты с бедной редкометальной минерализацией (Халзанский, Борщевочный и другие массивы).

Со всеми массивами кукульбейского комплекса Агинской зоны ассоциирует оловянно-вольфрамовое и нередко редкометальное оруденение различных генетических типов, различной интенсивности и масштабов. С вольфрамоносными массивами связаны в основном кварц-вольфрамитовые (иногда с касситеритом) месторождения, приуроченные к апикальным частям гранитных куполов мусковитовых грейзенизированных гранитов. В эндоконтакте Дурулгуевского массива локализуется Дедовогорское,

а в экзоконтакте — Анготуйское месторождения. С Саханайской группой купольных интрузий ассоциирует Дульдургинское, Барун-Ундурское и Зун-Ундурское месторождения. а в эндо-экзоконтакте расположено Саханайское пегматитовое поле. В Кукульбейском районе с Олдандинским (Кукульбейским) массивом связано Алдакачанское, Антоновогорское и Арбуйское (Олдандинское) месторождения, а с поздними фазами Соктуйского массива — Мало-Соктуйское и другие рудопроявления вольфрама. Для некоторых многофазных гранитных интрузий кукульбейского комплекса характерно развитие разнотипного оруденения в пространстве и во времени. Так, с гранитами фазы I Хангилайского массива тесно в экзо-эндоконтакте ассоциируют кварц-касситеритовые месторождения (Увальное, Приваловское и др.), тогда как Спокойнинское редкометалльно-вольфрамовое локализуется в апикальной части купола мусковитовых грейзенизированных гранитов, пространственно ассоциируя с гранитами фазы III, прорвайнными редкометалльными амазонитовыми и лепидолит-альбитовыми гранитами IV (завершающей) фазы. В пределах Этыкинского и Тургинского массивов с ранней фазой также связано вольфрамовое оруденение, а поздняя фаза редкометалльных амазонитовых гранитов и в экзоконтакте сопровождается касситеритсодержащими топазовыми грейзенами [Левицкий и др., 1963].

В Шерловогорском массиве с ранней фазой связаны касситерит-вольфрамит (ферберит)-редкометалльные грейзены, а с поздними телами кварцевых порфиров — Шерловогорское касситерит-сульфидное месторождение.

Во многих массивах вольфрамовое и оловянное гидротермальное оруденение сочетается с редкометалльными пегматитами. В Дурулгуевском массиве Дедовогорское вольфрамовое месторождение локализуется в куполе грейзенизированных гранитов I фазы, Ималкинское кварц-полевошпат-касситеритовое месторождение расположено в экзоконтакте, а редкометалльные пегматиты — в другом куполе в связи с фазой мусковитовых гранитов. Редкометалльные пегматиты в связи с фазой мусковитовых пегматитоносных гранитов в экзо-эндоконтактах Кулиндинской группы интрузий, Мало-Кангинском и Седловском массивах сочетаются, хотя пространственно обособляются с кварц-касситеритовым жильным оруденением, развитым в экзоконтакте (Ононское, Луковогорское месторождения и другие).

Типоморфной особенностью эндогенного оруденения, связанного с кукульбейским комплексом, является комплексность и отчетливо редкометалльный характер (постоянное присутствие в рудах в зависимости от типа оруденения повышенных количеств минералов фтора и редких элементов), наиболее ярко выраженный в связи с гранитами поздних фаз. Хотя эти же особенности характерны и для оруденения, сопровождающего интрузии харалгинского и асакан-шумиловского комплексов Давурской зоны, но по составу и типу оруденения, связанное с кукульбейским комплексом, существенно отличается присутствием фазы поздних танталоносных амазонитовых и лепидолит-альбитовых гранитов.

3. ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ

Несмотря на долготелетнее изучение пегматитовых полей Забайкалья, вопросы их магматизма рассматривались исследователями обычно с общих позиций, т. е. приводилось стратиграфическое положение интрузивных пород, их минералого-петрографическое, геохимическое описание и т. д. Нам не известны случаи, когда применительно к тому или иному пегма-

титовому полю анализировались структурные особенности и морфология пегматитогенерирующих плутонов, глубина и механизм их формирования. Вместе с тем задача любой типизации пегматитов на геолого-генетической основе не может быть, по нашему мнению, успешно разрешена без всестороннего освещения гранитоидов, с которыми они генетически и парагенетически связаны. К сожалению, в многочисленной литературе по пегматитам проблеме материнских для них гранитов до сих пор уделено незначительное внимание, что вряд ли оправдано. Предпринятые нами исследования позволяют в какой-то степени восполнить этот пробел.

3.1. СТРУКТУРА И МОРФОЛОГИЯ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ МАССИВОВ

Известно, что условия формирования и размещения пегматитов во многом определяются структурами, строением апикальных частей и морфологией плутонов материнских гранитов. Для Забайкалья этот вопрос практически никем не затрагивался, если не считать ставшие классическими работы А. А. Беуса, А. И. Гинзбурга, в которых анализировались закономерности размещения пегматитов в зависимости от различных стадий эрозионного среза гранитоидов и поведения контактовых поверхностей их тел.

Учитывая тесную связь пегматитов с гранитоидными массивами, выяснение внутреннего строения и морфологии последних представляется нам одной из главных задач. Применительно к забайкальским массивам ее разрешение началось сравнительно недавно [Темников, Гузова, 1969; Темников, 1971а], однако уже сейчас можно говорить, что пегматитоносными являются плутоны гранитоидов определенных структурно-морфологических особенностей и фациальных условий становления.

Предпринятое нами изучение гранитных массивов базируется на представлениях А. А. Полканова (1947), Н. А. Елисеева (1967), В. В. Белоусова (1962), Ю. А. Кузнецова (1964, 1966) и геофизических построениях Ю. А. Зорина (1962), Г. И. Менакера (1968) и В. С. Меньшикова (1962).

Халзанский массив. На современном эрозионном срезе массив картируется в виде тела неправильной формы. На юге, востоке и севере массив контактирует с породами среднего палеозоя и перми, а на западе перекрываются четвертичными отложениями.

В результате работ А. Н. Ефимова, Е. А. Беякова, Н. Н. Чабана и наших исследований установлено, что плутон имеет довольно простое внутреннее строение. Среди образующих его гранитоидов выделяются породы главной интрузивной фазы, дополнительные интрузии и жильные породы первого и второго этапов [по В. С. Коптеву-Дворникову, 1952]. Наиболее широко распространенными являются порфиридные биотитовые граниты главной интрузивной фазы, слагающие большую часть массива (рис. 4). Они характеризуются средне- и крупнозернистым сложением и порфиридной структурой за счет присутствия таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата, длина которых иногда достигает 5 см. Минеральный состав гранитов (%) следующий: микроклин (30—40), олигоклаз (20—30), кварц (25—35), биотит (2—10). Из аксессуаров отмечаются апатит, циркон.

Аляскитовые и пегматоидные граниты, пользующиеся развитием в юго-западной, центральной и северо-западной частях массива, выделены нами в качестве пород фазы дополнительных интрузий (ранее они рассматривались исследователями массива как образования второй фазы). Основанием для такого выделения послужили следующие факты.

1. По форме залегания аляскитовые и пегматоидные граниты, как правило, представляют пологие тела различных размеров, значительно

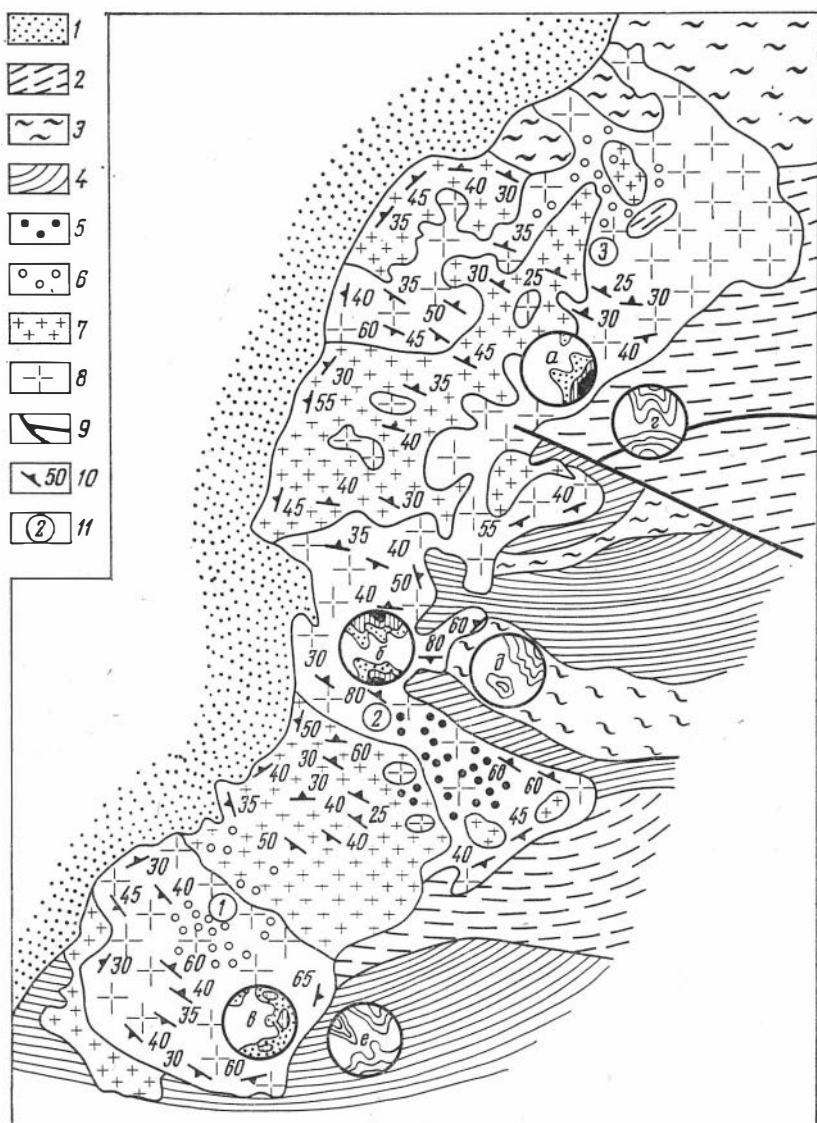


Рис. 4. Геологическая схема Халзанского гранитоидного массива. Составил Ю. И. Темников с использованием материалов А. Н. Ефимова.

1 — четвертичные отложения, 2 — песчаники, 3 — сланцы, 4 — алевролиты, 5 — микроклин-альбитовые пегматиты, 6 — микроклиновые пегматиты, 7 — аляскитовые и пегматоидные граниты, 8 — порфиридные биотитовые граниты, 9 — разрывные нарушения, 10 — линейные текстуры течения, 11 — участки локализации пегматитов и их номера. а, б, е — диаграммы полюсов спайности биотита (плотность 100 замеров; 0,5—1—3—5%); г, д, е — диаграммы элементов залегания полосчатости контакто-измененных вмещающих пород (плотность 150 замеров; 0—2—4—6—8%).

реже встречаются крутопадающие тела и неправильные по форме штоки.

2. На многих обнажениях установлен типичный интрузивный контакт аляскитовых и пегматоидных гранитов с породами главной интрузивной фазы.

3. Помимо явно интрузивных контактов фиксируется спаянный четкий контакт без какого-либо изменения в структуре аляскитовых и пегматоидных гранитов. Такой контакт мы также считаем интрузивным и его появление объясняется, очевидно, тем, что аляскитовые и пегматоидные граниты внедрялись в уже закристаллизованные, но еще не остывшие породы главной интрузивной фазы и не дали типичной зоны закалки. Мы раз-

деляем мнение Г. Н. Щербы (1953), В. А. Павлова (1964) и других исследователей, считающих, что между двумя разновременными интрузивными породами совершенно четкая граница наблюдается довольно редко, так как между затвердевшей породой и расплавом неизбежны реакционные взаимоотношения.

4. На отдельных участках массива в аляскитовых и пегматоидных гранитах были встречены включения порфировидных биотитовых гранитов различной формы и размеров, представляющие собой типичные «автоксенолиты», т. е. обломки горных пород ранней фазы внедрения в породах более молодых внедрений.

Приведенные выше факты, как нам кажется, характеризуют отличительные черты дополнительных интрузий в том понимании, какое придается этому термину В. С. Коптевым-Дворниковым.

Интрузии описываемого массива сопровождаются многочисленными жильными породами, среди которых наиболее распространены лейкократовые граниты, аплиты и пегматиты, отнесенные нами к дайкам первого этапа. Эти породы встречаются как среди гранитоидов, так и осадочно-метаморфических пород, тяготея к контактовым зонам массива. Возрастное положение пегматитов среди жильных пород первого этапа четко устанавливается по их пересечению дайками лейкогранитов и аплитов, что говорит о более молодом возрасте редкометальных гранитов.

Достаточно подробные сведения о гранитоидах массива и связанных с ними жильных породах приведены в работах многих исследователей. Поэтому здесь мы ограничились лишь кратким описанием, необходимым для решения более узких специальных задач. Одной из них явилось выяснение структуры плутона. Проведенные в этом направлении исследования показали, что в гранитоидах хорошо развиты элементы прототектоники, представленные линейными и плоскопараллельными текстурами течения, а также эндокинетическими трещинами.

Линейные текстуры проявлены в параллельной ориентировке лейст биотита, четко выраженной в порфировидных биотитовых гранитах. В периферических зонах массива эта ориентировка (гнейсовидность) повторяет контуры его контактов, а в центральных частях она приобретает северо-западное и субширотное направление, т. е. располагается перпендикулярно к длинной оси плутона. Иными словами, между внутренней структурой массива и поверхностью его контактов наблюдается согласное и несогласное соотношение, но в целом преобладает структурная конформность. Составленные диаграммы по полюсу спайности биотита и замерам ориентировки полосчатости контактовых роговиков (унаследованной от слоистости вмещающих песчаниково-сланцевых пород) свидетельствуют о том, что никакой зависимости линейности гранитов от структур их рамы не устанавливается.

Обычно в структурном анализе первичной линейностью считается линейность растяжения [Елисеев, 1967]. Если это так, то в целом главный структурный план плутона характеризуется линейностью растяжения в северо-восточном направлении, что соответствует вытянутости массива на уровне современного эрозионного среза.

Плоскопараллельные текстуры течения выражаются в параллельной ориентировке плоскостей таблитчатых фенокристаллов калиевого полевого шпата (полосчатости гранитоидов). В южной части массива максимумы простираения вкрапленников ориентированы в северо-западном и субширотном направлениях (рис. 5, а), т. е. параллельно линии контактов. В центре массива преобладает северо-западная ориентировка (рис. 5, б), а ближе к его контактам вытянутость вкрапленников соответствует их простираению (рис. 5, в, г). В северной части массива ориентировка вкрапленников опять становится северо-западной (рис. 5, д), совпадающей с направлением линии контакта.

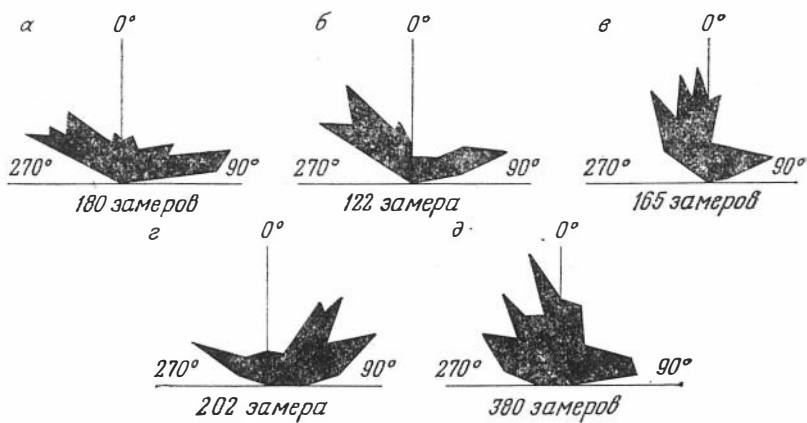


Рис. 5. Диаграммы ориентировки вкрапленников калиевого полевого шпата в порфиридных биотитовых гранитах Халзанского массива.

Части массива: а — южная, б — центральная, в — западная контактовая, г — восточная контактовая, д — северная.

Очевидно, можно считать, что ориентированное строение пород, слагающих плутон, в значительной степени определяется его морфологией и является следствием внедрения магматического расплава. Параллельное расположение линейности и полосчатости во многих частях массива свидетельствует об одновременности их возникновения в движущейся среде в связи с течением магмы [Елисеев, 1967].

Наиболее распространенными структурными элементами массива являются эндокинетические трещины, первичное происхождение которых доказывается: а) поясным строением синоптической диаграммы максимумов их основных систем (рис. 6), что, по мнению В. А. Невского (1966), свидетельствует о возникновении трещин в связи с механизмом внедрения магмы; б) совпадением ориентировки ряда систем трещин с направлением линейности и полосчатости гранитоидов.

Обычно для пегматитоносных плутонов генетическая интерпретация развитых в их пределах трещин не проводится [Кузнецов, 1955; и др.], хотя многие из них по совокупности перечисленных выше признаков могут быть отнесены к первичным в понимании Г. Клооса и Н. А. Елисеева. Известно, что картина первичной трещиноватости гранитов значительно нивелируется поздними, постинтрузивными деформациями. Это затрудняет применение критериев для различия трещин, предложенных в свое время Г. Клоосом.

В описываемом массиве можно выделить следующие системы первичных трещин: пластовые, поперечные, продольные и диагональные. Наиболее широко развитыми являются пластовые трещины, создающие в гранитах матрацевидную отдельность.

Не менее распространенными являются поперечные трещины, особенно отчетливо наблюдаемые в северной части массива. Они ориентированы перпендикулярно первичным структу-

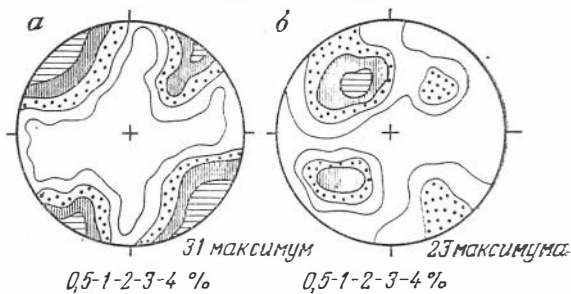


Рис. 6. Синоптические диаграммы максимумов основных систем трещин в гранитах Халзанского массива (а) и во вмещающих породах (б).

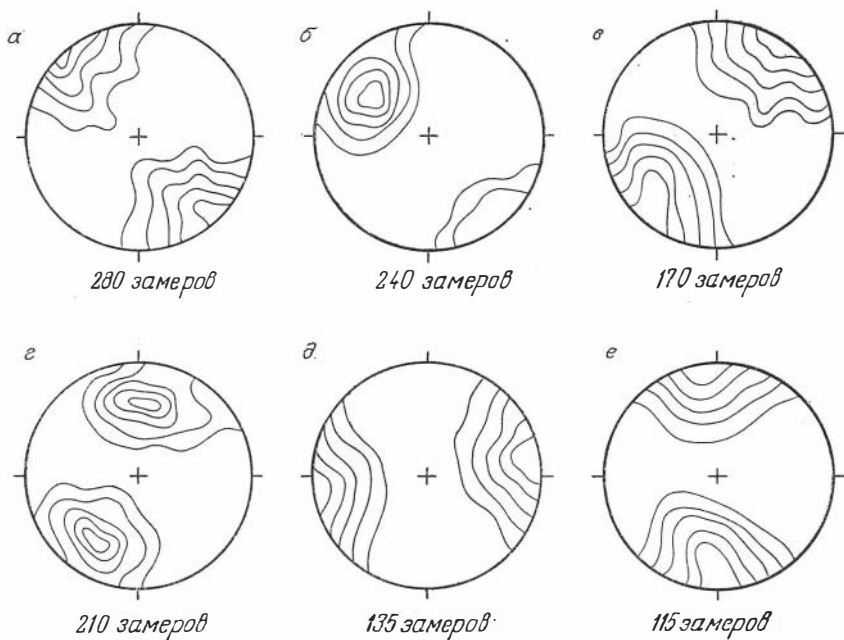


Рис. 7. Диаграмма ориентировки первичных трещин в гранитоидах Халзанского массива (1—3—5—7—9%).

а, б — поперечных; в, г — продольных; д, е — диагональных.

рам течения и представлены двумя основными системами (рис. 7, а, б).

В центре и на севере массива расположены продольные трещины, ориентировка которых совпадает с направлением линейности и полосчатости гранитоидов. Они образуют две системы трещин, одна из которых характеризуется северо-восточным падением, другая — юго-западным (см. рис. 7, в, г). В структурном анализе эти и поперечные трещины обычно рассматриваются как трещины растяжения, свидетельствующие о горизонтальном или пологонаклонном залегании плутонов [Елисеев, 1967].

И наконец, в гранитах известны диагональные трещины, наблюдаемые на ряде участков массива (см. рис. 7, д, е). Они располагаются под различными углами к поперечным трещинам, но в отличие от классических примеров строго симметричного размещения относительно их не проявляют.

Помимо первичной, эндокинетической трещиноватости, в массиве установлены экзокинетические постинтрузивные деформации, охарактеризованные нами ранее [Темников, 1972а, б]. Укажем лишь, что они не привели к значительному осложнению его формы на уровне современного среза.

Как видно на рис. 4, плутон характеризуется весьма сложной конфигурацией в плане. В северной его части линия контакта слабоволнистая; поверхность контакта падает в сторону вмещающих пород под углом 15—30° и имеет согласный характер, т. е. совпадает с направлением слоистости вмещающих пород. Аналогичный контакт отмечен и в южной части плутона, где углы его падения составляют 10—30°. Для восточной части массива замеров залегания контактовых поверхностей нет. Однако здесь направление линии контакта совпадает с простираем вмещающих пород. Западный контакт плутона почти на всем своем протяжении перекрыт четвертичными отложениями. На основании сопоставления линии контакта с рельефом местности выявляется пологое погружение кровли гранитов в западном направлении. Таким образом, в целом для массива уста-

навливается согласное (конкордантное) залегание по отношению к структурам вмещающих толщ.

Для выявления структуры апикальной поверхности массива были замерены элементы залегания более 5000 пологих трещин. На каждом из 30 построенных профилей, ориентированных в меридиональном и широтном направлениях, линии северо-восточного, восточного и южного пологих контактов экстраполировались над гранитами внутрь массива параллельно пластовым трещинам. Реконструированная таким образом апикальная поверхность может быть представлена в виде схемы изогипс кровли, соединяющих точки равных абсолютных отметок. Этот методический прием был удачно использован Г. Д. Аэровым и другими (1966) для выяснения внутреннего строения Бектауатинского массива.

Рассмотрение схемы (рис. 8) показывает, что pluton состоит из системы куполов различных размеров. Самый крупный из них с перепадами относительных высот в 200—300 м расположен юго-западнее центра массива. Несколько меньшие купола размещаются в его крайней восточной части.

В генерализованном виде с юга на север разрез апикальной части plutона представляет собой волнистую линию: поверхность plutона здесь осложнена купольными возвышенностями и разделяющими их сравнительно глубокими понижениями, совпадающими с конфигурацией современной речной сети.

Халзанский массив В. Д. Козлов и Л. Н. Свадковская (1977) относят к борщевочному комплексу как типовой.

Изложенные выше данные и результаты гравиметрических исследований Г. И. Менакера (1968) позволяют прийти к выводу, что Халзанский массив является пластообразным телом с резкой непропорциональностью его длины к ширине, равной в среднем 4 : 1. Если учесть в общем пологое залегание контактовых поверхностей гранитоидного массива, то на глубине в несколько километров форма должна потерять свою вытянутость. Укажем, что Г. И. Менакер оценивает его вертикальную мощность в 1—2 км.

С ханайский массив. Рассматриваемый pluton имеет в плане овальную, несколько эллипсоидную форму. По своему внутреннему строению массив является сравнительно простым телом. В его составе нами выделены породы главной интрузивной фазы и образования дайково-жильной фазы. Главная интрузивная фаза представлена двумя типами пород — средне- и крупнозернистыми биотитовыми и мелко-среднезернистыми двуслюдяными гранитами. Дайково-жильная фаза образована аплитами, мус-



Рис. 8. Схема поверхности Халзанского массива. 1 — линия контакта гранитоидов на современном эрозионном срезе, 2 — изогипсы кровли и их отметки.

ковитовыми гранитами, пегматитами, кварцевыми порфирами, кварцевыми и кварц-флюоритовыми жилами, перечисленными в последовательности их формирования.

Наиболее распространенные средне- и крупнозернистые граниты слагают внутреннюю часть массива и рассматриваются нами как породы фации ядра. Они характеризуются массивной текстурой и порфиroidной структурой. В состав этих гранитов входят следующие минералы: калиевый полевой шпат, плагиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц, биотит с часто изменяющимися количественными соотношениями. Пользующиеся значительно меньшим развитием мелко- и среднезернистые двуслюдяные граниты слагают небольшие по площади участки и могут быть отнесены к породам краевой фации. От биотитовых гранитов они отличаются гораздо меньшими размерами породообразующих минералов, отсутствием порфиroidности и наличием в составе мусковита.

Взаимоотношения пород главной интрузивной фазы являются довольно сложными. В большинстве обнажений наблюдаются постепенные переходы между биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Иногда контакт между ними фиксируется скоплением крупных вкрапленников полевого шпата и порфиробласт кварца, четко отделяющих одну разновидность от другой.

В результате исследований Е. В. Барабашева в 1961 г. и Н. Н. Чабана в 1965 г. были получены разрозненные сведения об элементах внутренней структуры описываемого плутона, однако детально изучению они не подвергались. Вместе с тем его гранитоиды, благодаря хорошей обнаженности и доступности для наблюдения, представляют значительный интерес для структурно-петрологических разработок, которые и были осуществлены автором. Среди структурных элементов плутона нами выделяются: а) первичные текстуры течения, б) эндокинетические первичные трещины, в) ксенолиты.

Первичные текстуры течения развиты в пределах главной интрузивной фазы (особенно в крупнозернистых гранитах), где они представлены линейным параллелизмом удлиненных кристаллов, некоторых шпиров и плоскостными структурами течения. Наиболее распространен линейный параллелизм, обусловленный субпараллельной ориентировкой длинных осей порфиroidных вкрапленников полевого шпата. Изучение этой ориентировки проведено на значительной площади массива, что позволяет сделать следующие выводы:

- 1) в северо-восточной эндоконтактной зоне ориентировка вкрапленников в целом соответствует направлениям линии контакта гранитоидов с вмещающими породами;
- 2) в северо-западной и западной частях такого совпадения не отмечается, хотя ряд максимумов ориентирован параллельно контактам;
- 3) в центре массива общая вытянутость вкрапленников подчиняется двум направлениям — северо-западному и северо-восточному, т. е. соответствует ориентировке главных осей плутона;
- 4) преобладающее развитие линейных структур и наличие достаточно четко проявленных максимумов их простирания свидетельствуют о движении магмы до периода ее затвердевания.

Линейный параллелизм шпиров наблюдался в ограниченном числе мест. Обычно встречаются шпирь веретенообразной формы, представляющие собой скопления мелких кристаллов темноцветных минералов — биотита и турмалина. Размеры таких шпиров не превышают 5—10 см по длинной оси и 2—3 см в поперечнике.

Широким развитием пользуются плоскостные структуры течения, выявляемые по субпараллельной ориентировке плоскостей фенокристаллов полевого шпата. Этот структурный элемент описывался предыдущими исследователями как первичная полосчатость гранитоидов. Плоскостные

структуры хорошо наблюдаются в периферических зонах массива, где их пространственное расположение испытывает определенную зависимость от контактов интрузива и, таким образом, по отношению к последним его внутренняя структура является конформной, возникшей в период формирования гранитоидов.

Наиболее распространенным структурным элементом плутона являются четко выраженные первичные (эндокинетические) трещины, расположение которых увязывается с первичными текстурами течения. В гранитоидах можно выделить три основных типа первичных трещин: пластовые (пологие), поперечные и продольные. Среди них преобладают пластовые трещины. Следующими по степени распространения являются поперечные трещины, которые ориентируются под прямыми углами к направлению первичных текстур течения и контактовым поверхностям. Они образуют две системы трещин. Первая из них представлена трещинами северо-западного, субмеридионального простираения и крутого юго-западного падения. В северо-восточном эндоконтакте плутона они выражены не так отчетливо, как в его западной и центральной частях. Трещины второй системы, являясь менее распространенными, ориентируются также в северо-западном направлении, но падают на северо-восток.

Продольные трещины, наблюдаемые на многих обнажениях, пространственно совпадают с направлением первичных текстур, особенно с линейностью. Они также представлены двумя системами нарушений северо-восточного простираения, одна из которых падает на северо-запад, другая — на юго-восток.

Наименее распространенными структурными элементами являются ксенолиты, большая часть которых приурочена к северной части плутона, где они встречаются в крупнозернистых биотитовых гранитах. Ксенолиты наблюдаются в виде включений угловатой и слабо округлой формы с размерами в поперечнике от первых сантиметров до 1—2 м. Их контакты с гранитами всегда четкие, резкие, с незначительным проявлением реакционных взаимодействий в виде неширокой зоны биотитизации. Ксенолиты образованы песчаниково-сланцевыми плотными породами, превращенными в типичные роговики. Все эти данные свидетельствуют о слабом развитии ассимиляции гранитным расплавом образований рамы; если придерживаться градации Г. Н. Щербы (1957), указанные ксенолиты соответствуют первой стадии ассимиляции алюмосиликатных пород.

Совпадение ориентировки ксенолитов (в случае их вытянутой формы) с другими элементами прототектоники не установлено; это может служить некоторым доказательством того, что встреченные включения являются действительно ксенолитами, т. е. не перемещенными реликтами вмещающих пород (в отличие от скиалитов, под которыми в настоящее время подразумеваются перемещенные включения). То, что описываемые ксенолиты не участвовали в процессах движения магмы, свидетельствует также зафиксированное в редких случаях закономерное расположение вкрапленников полевого шпата вокруг них, подчеркивающее направление течения в магме крупнозернистых гранитов (рис. 9). По-видимому, наблюдаемые ксенолиты являются останцами кровли плутона, сохранившимися после ее обрушения.

На уровне современного среза массив картируется в виде тела, несколько удлиненного в северо-восточном направлении. Его северный контакт перекрыт четвертичными отложениями, хотя на отдельных участках известны выходы вмещающих пород, непосредственно примыкающие к гранитоидам. Здесь контакт залегает согласно с простираем вмещающих пород и проходит в северо-восточном направлении, падая на северо-запад под углом 50—60°.

Западный контакт массива имеет субмеридиональное простираение; он крутой и направлен в сторону вмещающих пород. Линия контакта

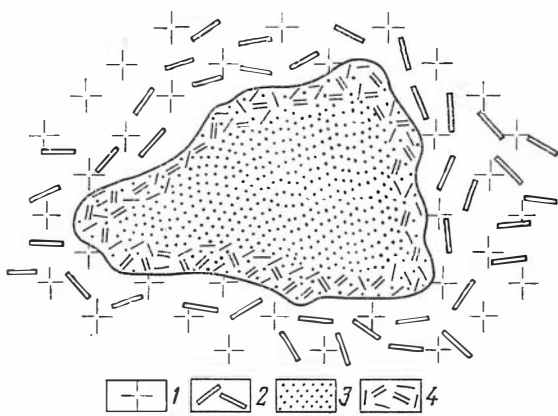


Рис. 9. Расположение вкрапленников каллевого полевого шпата вокруг ксенолита песчаника (зарисовка коренного обнажения в северной части Саханайского массива).

1 — порфиоровидный биотитовый гранит, 2 — вкрапленники полевого шпата, 3 — песчаник, 4 — мусковитовая оторочка.

или совпадает с простиранием пород рамы, или сечет их под острым углом. Южный контакт плутона характеризуется сложной конфигурацией;

здесь в рельефе чередуются выходы осадочно-метаморфических пород и гранитоидов. Линия контакта извилистая, его поверхность падает под вмещающие породы под углами $15-30^\circ$. Восточный контакт массива значительно нарушен разломами, смещающими в плане гранитоиды и породы рамы. Вследствие этого линия контакта ступенчатая, простирание ее субмеридиональное (вкрест слоистости вмещающих пород), падение — под различными углами на восток.

Несмотря на слабую обнаженность боковых поверхностей массива и ограниченность наблюдений непосредственных контактов, очевидно, его преимущественно согласное залегание относительно структур рамы.

В современном рельефе гранитоиды массива приурочены к наиболее возвышенным частям района. Периферические зоны плутона более приподняты, чем центральные. Это хорошо наблюдается в разрезе апикальной поверхности, ориентированном с юго-востока на северо-запад и вскрывающем его купольное строение. Первая система куполов размещается в южной части массива; она протягивается в северо-восточном направлении и представлена рядом купольных возвышений и разделяющими их узкими понижениями. В центральной части массива падение апикальной поверхности более пологое. Далее на северо-запад опять появляются купола с перепадами высот относительно пониженных участков в 100—200 м и более. Эта система купольных возвышений также ориентирована в северо-восточном направлении.

Отмеченное купольное строение кровли достаточно хорошо выявляется и при рассмотрении пространственного расположения пластовых трещин. В центральной части массива их системы характеризуются общим горизонтальным залеганием. По мере перехода к приконтактовым зонам углы падения трещин возрастают, образуя в плане своеобразные завихрения, пространственно совпадающие с купольными возвышениями.

По геолого-геохимическим данным [Козлов, Свадковская, 1977] этот массив относится к кукульбейскому комплексу. При этом примечательно, что в Саханайском куполе локализовано поле пегматитов, а в Зун-Ундурском — грейзенизированные граниты с кварц-касситерит-вольфрамитовыми жилами.

По гравиметрическим данным Г. И. Менакера (1968), Саханайский массив образует на глубине значительное по размерам тело, ориентированное в субмеридиональном направлении. В контурах этого тела, только частично вскрытого эрозией, выходят на дневную поверхность Зун-Ундурский, Барун-Ундурский и Дульдургинский массивы, представляющие собой апикальные купольные выступы на кровле крупного плутона. В вертикальном разрезе Саханайский массив характеризуется пластинообразной формой при мощности 4—5 км.

Дурулгуевский массив. Внутреннее строение его достаточно широко

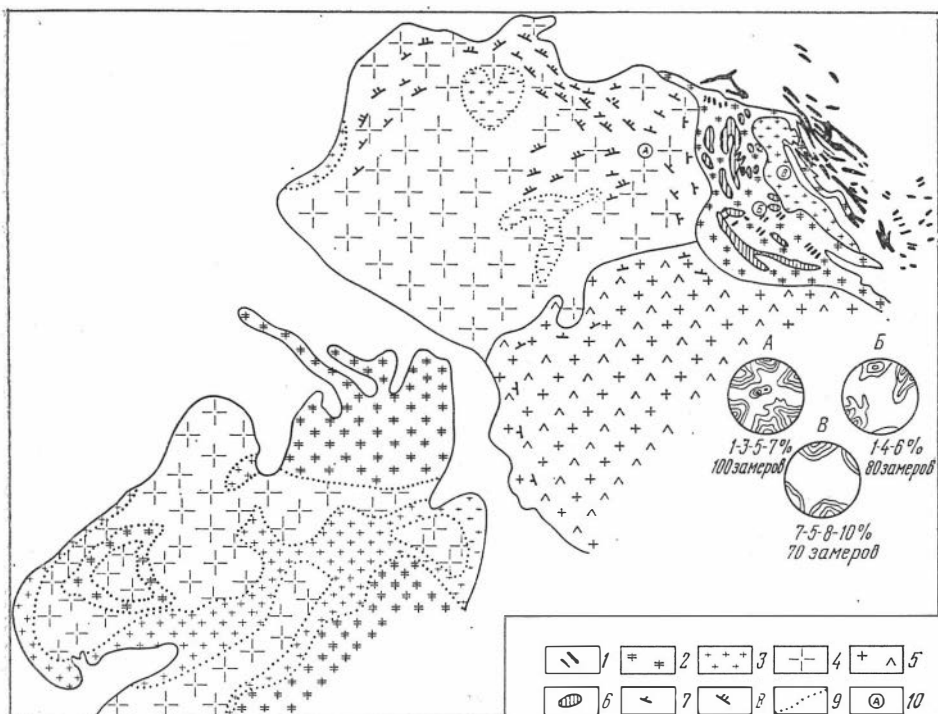


Рис. 10. Схема строения Дурулгуевского гранитоидного массива (по Е. Н. Белякову, А. М. Гребенникову с дополнениями Ю. И. Темникова).

1 — пегматитовые тела; 2 — двуслюдяные граниты; 3 — мелкозернистые слабо порфиоровидные биотитовые граниты; 4 — порфиоровидные крупнозернистые биотитовые граниты; 5 — биотит-роговообманковые гранодиориты; 6 — ксенолиты вмещающих пород; 7 — линейные, 8 — плоскостные структуры течения; 9 — границы фациальных разновидностей пород; 10 — места замеров ориентировки трещин и их диаграммы.

освещено в работах Н. В. Шталь (1952), И. Ф. Григорьева, А. М. Гребенникова, Е. Н. Белякова и др. Нам представляется необходимым привести здесь лишь краткую характеристику плутона, а затем остановиться на его структурных особенностях.

Как видно из рис. 10, массив обнажается на поверхности в виде довольно крупного тела площадью около 70 км², состоящего из двух выходов — юго-западного (Быркинского) и северо-восточного (Дедевогорского). Они разделены узкой перемычкой песчаниково-сланцевых отложений позднепалеозойского возраста, которые являются вмещающими породами плутона в целом.

Рассматриваемый плутон сложен генетически связанной группой гранитоидов, включающей различные фациальные разновидности. В его составе большинством исследователей выделяются: биотит-роговообманковые гранодиориты; порфиоровидные крупнозернистые биотитовые граниты; мелкозернистые слабо порфиоровидные биотитовые граниты; двуслюдяные пегматоидные граниты; двуслюдяные и мусковитовые, частично альбитизированные и грейзенизированные граниты. С ними ассоциируют многочисленные дайковые породы, представленные микрогранитами, аплитовидными и пегматоидными гранитами, аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами.

Наиболее ранние образования плутона — гранодиориты, слагают значительные по площади поля в юго-восточной части, где они картируются по крупным скальным выходам массивных среднезернистых пород, состоящих из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита и роговой обманки.

Взаимоотношения гранодиоритов с другими породами плутона весьма сложные и интерпретируются по-разному. Так, В. Д. Козлов и Л. Н. Свядковская (1977) гранодиориты относят к шахтамыискому комплексу.

Одной из отличительных черт гранодиоритов является обилие останцов и ксенолитов, вмещающих осадочно-метаморфических пород. В их расположении какой-либо определенной закономерности не наблюдается. Логически ожидаемое увеличение их количества и размеров у контактов не отмечается. Как показали исследования, эти останцы очень часто располагаются на одном гипсометрическом уровне с выступами вмещающих пород, что позволяет считать их не столько опущенными блоками, сколько остатками первичной кровли интрузива.

Основной объем плутона сложен биотитовыми гранитами, среди которых можно выделить породы ядра и породы краевой фации. К первым нами отнесены порфириновые крупнозернистые разновидности, ко вторым — слабо порфириновые мелкозернистые разновидности.

Породы фации ядра занимают крупные площади двух выходов плутона, проявляя при этом значительные колебания минерального состава (от нормального гранита до плагиогранита), что является результатом влияния дифференциации и различия эрозионного среза.

Граниты краевой фации образуют эндоконтактные зоны массива; в условиях более быстрого остывания (по сравнению с его центральными частями) здесь появлялись мелкозернистые породы, обнаруживающие тождество минерального состава с гранитами фации ядра.

К породам главной интрузивной фации массива относятся также двуслюдяные пегматоидные граниты, закартированные в его центральной и северо-восточной частях. Большинство исследователей они рассматриваются как фациальные разновидности биотитовых гранитов, имеющие с ними весьма близкий минеральный состав. Случаи постепенного перехода пегматоидных гранитов в типичные дайковые тела пегматитов указывают на то, что они формировались позже пород главной фации.

Весьма интересными являются следующие разновидности гранитоидов плутона, представленные двуслюдяными и мусковитовыми, частично альбитизированными и грейзенизированными разновидностями. Они слагают сравнительно крупные по площади участки, пространственно приуроченные к эндоконтактным зонам. Это массивные породы среднезернистой структуры, в которых наблюдается интенсивное замещение плагиоклаза (олигоклаза) калиевым полевым шпатом и альбитом, а также развитие мусковита по всем пороодообразующим минералам.

Заканчивая общее описание внутреннего строения Дурулгуевского плутона, следует отметить, что до сих пор отсутствует единое мнение о характере его формирования. По нашему мнению, массив следует относить к однофазным телам, образовавшимся в несколько сближенных во времени этапов, каждому из которых соответствует определенная структурно-фациальная разновидность гранитоидов.

Как показали наши наблюдения, породы плутона обладают достаточно выраженными элементами первичной структуры, проявленными далеко не одинаково на различных его площадях. К ним относятся: ориентированные структуры; шпирь, эндокинетические трещины.

Ориентированные структуры представлены линейным и плоскостным параллелизмом удлиненных и пластинчатых минералов (роговой обманки, полевых шпатов и биотита). Линейные структуры наблюдаются в гранодиоритах, где они фиксируются по расположению вкрапленников роговой обманки и в меньшей степени биотита. В восточной части их развития линии течения ориентированы на северо-запад, в сторону вмещающих пород. Простирающие структуры в зоне контакта с гранитами, как правило, совпадают с линией контакта, однако единого направления наклона по-

верхностей не устанавливается, хотя в целом преобладают северные румбы. Линейные структуры проявлены также в гранитах главной интрузивной фации; замеры ориентировки лейст биотита в северной и северо-восточной частях массива показали почти полное их совпадение с направлением линии контакта.

Но особенно отчетливо внутренняя конформность плутона выявляется при рассмотрении плоскостных структур, которые ранее описывались как полосчатость. Плоскостной параллелизм весьма характерен для биотитовых гранитов фации ядра, в которых крупные вкрапленники полевого шпата располагаются своими широкими плоскостями согласно друг другу. При этом нами неоднократно наблюдались случаи изоструктурности, выражающиеся в том, что на ряде обнажений линейность совпадает с плоскостями полосчатости.

В северо-западной части массива преобладает северо-восточная ориентировка плоскостных структур (рис. 11, а), повторяющая направление линии контакта гранитов в вмещающими породами. Далее на севере (см. рис. 11, б) они приобретают субширотное простирание, сменяющееся на востоке (см. рис. 11, в) северо-западной ориентировкой. В центральных частях максимумы плоскостных структур совпадают с направлением длинной оси плутона.

Совершенно ясно, что ориентированное строение гранитоидов главной интрузивной фации возникло при процессах кристаллизации в условиях движущейся жидкой магмы. Различный масштаб проявления структур течения позволяет говорить о неравномерном характере этого движения, лучше всего выраженном в приконтактных зонах массива.

Пользующиеся значительно меньшим распространением шпильки фиксируются в южной и северо-восточной частях плутона. Так, в гранодиоритах встречаются обособления овальной и эллипсовидной форм, образованные меланократовыми породами, в состав которых входят плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат и темноцветные минералы (биотит и роговая обманка). В отличие от структур течения шпильки не проявляют закономерной ориентировки.

К элементам первичного внутреннего строения плутона относятся также эндокинетические трещины, возникшие, очевидно, в процессе остывания и сокращения объема интрузивных пород. Хорошо наблюдаемая изоструктурность в направлении ориентированных структур и первичных нарушений позволяет выделить среди них пологие (сводовые), продольные и поперечные трещины (см. рис. 10). Сравнение пространственных взаимоотношений продольных и поперечных трещин дает возможность предположить, что формирование плутона в начальные этапы его становления осуществлялось в условиях растягивающих усилий, направленных на северо-запад и юго-восток.

На уровне современного эрозионного среза плутон характеризуется сравнительно резкой вытянутостью в северо-восточном направлении. О поведении его контактовых поверхностей на глубине нам ничего не известно. Судя по соотношениям направлений линии контакта с элементами залегания пород рамы, массив является частично согласным телом.

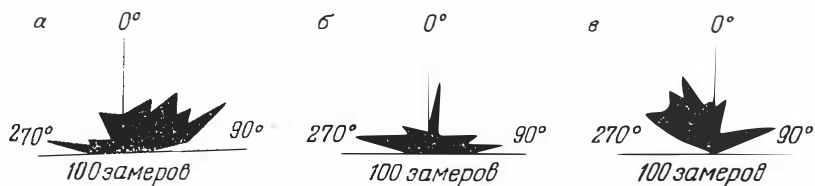


Рис. 11. Диаграммы ориентировки плоскостных структур биотитовых гранитов в северо-западной (а), северной (б) и восточной (в) частях Дурлуговского массива.

Проведенные исследования позволяют представить строение апикальной поверхности плутона. Нами изучена его восточная часть (Дедовогорский выступ), где замерялась ориентировка пологих трещин. Восстановление графическим методом ныне уничтоженной части массива выявило отчетливое купольное строение выступа. Выделяются два наиболее крупных купола, приуроченные к северной и западной частям. Меньшие по размерам купола, располагающиеся гипсометрически ниже, фиксируются на востоке выступа. И те и другие положительные формы апикальной поверхности совпадают с современными возвышенными частями рельефа. По взаимному соотношению этих куполов Дедовогорский выступ может быть отнесен к асимметричным куполам.

К северо-западному эндо-эзоконтактовому ореолу этого купола приурочены оловянно-вольфрамовые месторождения (Дедовогорское и Мало-Ангатуйское) в грейзенизированных гранитах и вмещающих породах. В северо-восточной части купола локализуется пегматитовое поле.

По данным Е. Н. Белякова, массив в целом является конформным плутоном с вмещающими складчатыми структурами и представляет собой плитообразное тело (типа «силла») мощностью около 1 км. Г. И. Менакер (1968) считает, что в трехмерном измерении массив может рассматриваться как корытообразное тело с плоским дном, расположенным на глубине 3—4 км от дневной поверхности.

Несомненно, что с глубиной плутон значительно расширяется. Об этом свидетельствуют не только имеющиеся гравиметрические данные, но и наличие выходов Лискинского купола, широкие ореолы контактового метаморфизма и значительное количество даек и апофиз среди них.

Дурулгуевский массив относят [Козлов, Свадковская, 1977] к кукульбейскому комплексу, а Лискинский купол — к борщевочному комплексу на основании некоторых геохимических различий. При этом полагают, что Дурулгуевский купол приурочен к скрытому гранито-гнейсовому куполу борщевочного комплекса, являясь гетерогенным.

Кангинский массив. Среди пегматитоносных плутонов этот массив наименее изучен. Результаты наших исследований позволяют впервые осветить его структурно-морфологические особенности.

На уровне современного эрозионного среза гранитоиды плутона образуют тело неправильной формы, вытянутое в северо-восточном направлении. Площадь массива составляет приблизительно 260—280 км².

У исследователей, изучавших Кангинский массив, нет единого мнения относительно его внутреннего строения. Ими выделено несколько (до 6) разновидностей пород гранитного ряда, имеющих интрузивные или тектонические контакты. Нашими работами установлено, что плутон является простым по строению телом, сложенным гранитоидами главной интрузивной фазы и дайково-жильными образованиями.

К главной интрузивной фазе отнесены средне- и крупнозернистые, участками порфировидные биотитовые граниты, мелко-среднезернистые мусковит-биотитовые (двуслюдяные) граниты и пегматоидные разности, имеющие весьма незначительное распространение.

Наиболее широко развиты биотитовые граниты, образующие основной объем плутона. Это типичные породы центральной фации или фации ядра, с массивной, иногда такситовой и гнейсовидной текстурой и выдержанными структурными особенностями. Пользующиеся сравнительно меньшим распространением двуслюдяные граниты образуют небольшие по площади участки, тяготеющие к апикальным выступам и контактовым зонам массива. Они рассматриваются нами как породы краевой фации, отличающиеся от пород ядра меньшими размерами породообразующих минералов и наличием в составе мусковита (до 2—3%).

Среди пород главной интрузивной фазы в северо-восточной части массива известно несколько выходов пегматоидных гранитоидов; в удале-

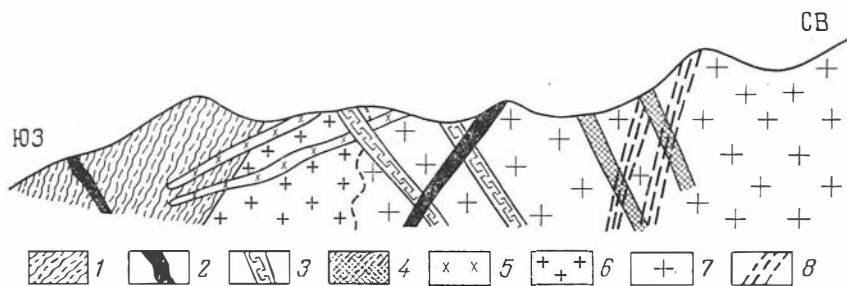


Рис. 12. Схематический разрез южной контактовой зоны Кангинского гранитоидного плутона.

1 — песчаники, 2 — кварцевые жилы, 3 — микроклин-альбитовые пегматиты, 4 — микроклиновые пегматиты, 5 — аплит-пегматиты, 6 — мелко- и среднезернистые двуслюдяные граниты, 7 — средне- и крупнозернистые биотитовые граниты, 8 — зоны трещиноватости.

нии от контакта они образуют несколько штокоподобных тел, прорывающих вмещающую метаморфическую толщу. Положение этих гранитов в схеме формирования плутона проблематично: одни исследователи выделяют их в качестве самостоятельной фазы, другие рассматривают как фациальные разновидности.

Интрузивных (и тем более тектонических) контактов между пегматоидными гранитами и породами главной фазы мы не наблюдали. Вместе с тем в некоторых штокообразных телах установлено широкое развитие мелко-среднезернистых двуслюдяных гранитов, среди которых в виде шлировых обособлений с характерной грубозернистой структурой встречаются пегматоидные граниты, причем контакты между ними являются постепенными. Это, в частности, свидетельствует о том, что возникновение пегматоидных разновидностей происходило в спокойных кинематических условиях, отвечающих конечным этапам становления плутона. Эти данные обосновывают правомерность отнесения пегматоидных гранитов к фациальным разновидностям пород главной фазы.

Породы дайково-жильной фазы плутона представлены аплит-пегматитами, кварцевыми и кварц-флюоритовыми жилами. Возрастные взаимоотношения между ними иллюстрируются рис. 12.

Рассматриваемый плутон характеризуется отчетливо выраженными элементами первичной структуры: линейным параллелизмом минеральных компонентов, ориентированностью ксенолитов, шлиров и эндокинетической трещиноватостью. Линейные структуры зафиксированы в основном в краевых частях массива, где они прослеживаются по линейному расположению фенокристаллов полевых шпатов в биотитовых гранитах порфиroidного облика. Как правило, эти структуры ориентируются параллельно контактам интрузива, причем в большинстве обнажений наблюдается их пологое погружение в сторону вмещающих пород. По сравнению с другими массивами в описываемых гранитах линейный параллелизм проявлен гораздо слабее.

В породах плутона встречены различные по форме, составу и ориентировке ксенолиты и шлиры. Особенно широко они развиты в его западной части. Наши наблюдения показали, что среди ксенолитов можно выделить ксенолиты механической дезинтеграции и ксенолиты кровли обрушения.

Ксенолиты механической дезинтеграции зафиксированы в западной эндоконтактной зоне массива среди средне-крупнозернистых биотитовых гранитов. Преобладающее большинство ксенолитов имеет плитчатую форму; их мощность на некоторых обнажениях достигает 1—2 м. Характеризуясь заметной субпараллельной ориентировкой на северо-запад (по длинной оси), ксенолиты образуют с гранитами структуры типа *lit par lit* (рис. 13). Контакты между ними четкие, резкие, прямолинейные. В состав

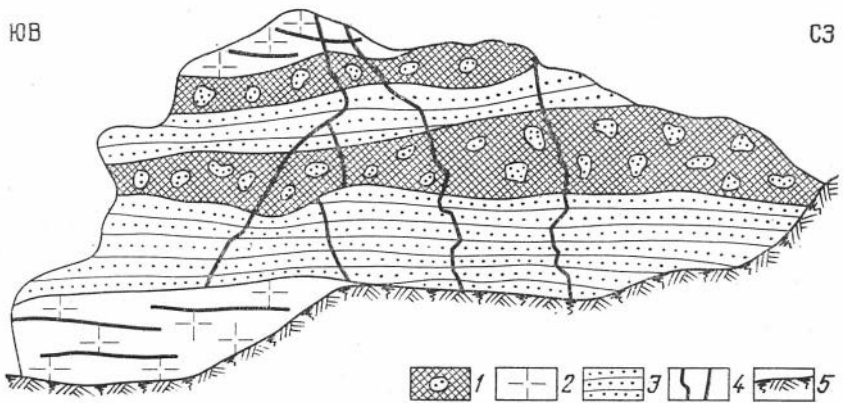


Рис. 13. Ксенолиты песчаников в биотитовых гранитах (зарисовка коренного обнажения западного эндоконтакта Кангипского плутона).

1 — мелкоблочковый пегматит, 2 — средне- и крупнозернистый биотитовый гранит, 3 — песчаники, 4 — разрывные нарушения, 5 — современная поверхность.

ксенолитов входят песчаники и сланцы кварц-полевошпат-слюдистого состава без заметных признаков ассимиляционных процессов.

Ксенолиты кровли обрушения распространены в верхней апикальной части массива, где они встречаются в виде обломков вмещающих пород, количество и размер которых с глубиной быстро уменьшаются. Ксенолиты имеют угловатую, эллипсоидную, неправильно овальную форму; сложены конгломератами, песчаниками и сланцами с плохо сохранившимися первичными текстурами и структурами. Породы в той или иной степени переработаны с образованием в краевых частях включений реакционных меланократовых кайм, состоящих из биотита и турмалина. Эти ксенолиты, по-видимому, соответствуют второй стадии ассимиляции по Г. Н. Щербе (1957). Независимо от местоположения ксенолиты данного типа имеют преобладающую угловатую форму, что свидетельствует о пониженном энергетическом состоянии магмы гранитов в период расширения камеры плутона за счет обрушения кровли.

Значительно реже в породах центральной фации встречаются шпирьы. В юго-западной части плутона они вытянуты параллельно его контактам и имеют удлиненно-эллипсоидную, реже овальную форму. Шпирям свойственно гломерокристаллическое скопление цветных минералов, входящих в состав гнейсовидных пород.

Самыми распространенными элементами прототектоники, отражающими внутреннее строение и морфологию плутона, являются первичные эндокинетические трещины. Хотя изоструктурность в направлении линейных структур и трещиноватости отмечается редко, первичный характер нарушений подчеркивается совпадением ориентировки главных направлений трещин с осями плутона и очертаниями его контактов. В связи с этим в гранитоидах мы выделяем пластовые, продольные и поперечные трещины. Среди них наибольшим развитием пользуются пластовые трещины, разбивающие скальные выходы пород на субпараллельные плиты различной мощности. Продольные трещины, ориентированные согласно с длиной осью плутона, образуют две главные системы, одна из которых имеет северо-западные румбы падения, другая — юго-восточные при крутых углах наклона, вплоть до вертикальных. Продольные трещины характеризуются прямолинейностью и выдержанностью, их стенки гладкие, со следами скольжения.

Таковыми же признаками обладают поперечные трещины, совпадающие с направлением короткой, северо-западной, оси массива. Они развиты

значительно слабее и падают под крутыми углами на северо-восток и юго-запад.

В плане обнаженная часть массива имеет вытянутую форму, характеризующуюся сравнительно резкой непропорциональностью длины к ширине, равной приблизительно 3 : 1. Конфигурация контактов неровная, извилистая, зачастую наблюдаются разнообразные «заливы» во вмещающие породы, что может служить признаком слабой ассимиляционной способности магмы. Непосредственных замеров падения контактовых поверхностей осуществить не удалось ввиду отсутствия необходимых обнажений и горных выработок. Судя по ширине зон контактовоизмененных вмещающих пород, западный и восточный контакты массива являются более пологими, чем северный и южный.



Рис. 14. Схема поверхности Кангинского гранитного массива.

1 — изогипсы кровли и их отметки, 2 — линия контакта обнаженной части массива, 3 — разрывные нарушения.

На многих интервалах направление линии контакта и простираение пород рамы являются аналогичными; в целом можно предположить частично согласное залегание плутона относительно вмещающих структур.

Для выяснения строения апикальной поверхности массива был применен графический метод, который мы использовали ранее. На предлагаемой схеме кровли (рис. 14) обобщены наблюдения над пластовыми трещинами, конформными к контактам плутона и отражающими, очевидно, строение его верхней части до эрозии. Апикальная поверхность массива неровная с купольными и депрессионными формами. Выявленные системы куполов пространственно приурочены к южной, западной и северо-восточной приконтактовым частям массива, причем какой-либо симметрии относительно его осей они не проявляют. По своему положению эти купола могут быть отнесены к вершинным, ориентировка которых хорошо совпадает с гребневыми возвышенностями современного рельефа. По-видимому, он наследует структуру апикальной поверхности.

Следовательно, плутон является довольно крупным телом, расширяющимся на глубину и продолжающимся в западном и северо-восточном направлениях, так как в экзоконтакте широко распространены мелкие штокообразные тела, которые по геофизическим данным представляют собой апикальные выступы на кровле нескрытой части массива.

По мнению В. Д. Козлова и Л. Н. Свадковской (1977), в пределах Кангинского массива имеет место пространственное совмещение двух комплексов — борщевочного и кукульбейского. Огнейсованные диориты и граниты, сходные с гранитоидами Халзанского массива, отнесены к борщевочному комплексу. Прорывающие их биотитовые и мусковитовые граниты и пегматиты овального Мало-Кангинского массива отнесены к кукульбейскому комплексу. При этом пегматиты тесно связаны с мусковитовыми гранитами, а во вмещающих огнейсованных диоритах западного экзоконтакта залегают кварц-полевошпатовые жилы с касситеритом (Луковогорское месторождение).

Седловский массив. Этот массив имеет в плане неправильную эллипсовидную форму и вытянут в северо-восточном направлении. На уровне современного эрозионного среза его площадь составляет 80—90 км².

В составе плутона выделены две фазы — главная и жильная. Первая фаза представлена порфиroidными биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Это средне- и крупнозернистые неясно порфиroidные породы.

Минеральный состав гранитов (%) следующий: микроклин (40—42), кварц (20—30), олигоклаз и альбит-олигоклаз (20—35), биотит (4—5).

Двуслюдяные мелко- и среднезернистые граниты имеют резко подчиненное развитие и слагают в западной и центральной частях массива два участка в виде небольших обособлений неправильной формы. Взаимоотношения между биотитовыми и двуслюдяными гранитами характеризуются постепенными переходами. В состав двуслюдяных гранитов входят следующие минералы: кварц, микроклин, плагиоклаз, мусковит и биотит. В качестве аксессуаров отмечаются апатит, циркон и магнетит.

Гранитоиды и вмещающие их породы прорваны породами дайково-жильной фазы (гранит-порфирами, аплитами, пегматитами, кварцевыми жилами), большая часть которых распространена в юго-западной экзо-контактовой зоне.

Переходя к характеристике структурных особенностей массива, необходимо отметить, что в слагающих его породах элементы прототектоники проявлены в целом слабо. Так, отчетливо ориентированное расположение вкрапленников полевого шпата было зафиксировано только в биотитовых гранитах западного эндоконтакта. Статистическая обработка данных замеров ориентировки вкрапленников по длинной оси позволила выявить определенную закономерность в их расположении. В юго-западной части массива простираение вкрапленников приурочено к северо-западному и северо-восточному направлениям, но больший максимум соответствует северо-западному простираению. В западной части массива большая часть вкрапленников ориентирована в северо-западном, субмеридиональном направлении. Нетрудно заметить, что пространственная ориентировка вкрапленников и в первом, и во втором случаях совпадает с направлением линии западного контакта массива.

На участках ориентированного расположения вкрапленников полевого шпата производились замеры элементов залегания трещин в биотитовых гранитах. Подавляющее большинство трещин характеризуется северо-восточным простираением, т. е. не отмечается какой-либо закономерной связи между направлением основных систем трещин и ориентировкой внутреннего строения. Исходя из этого, мы склонны предположить, что пространственное расположение вкрапленников связано с движением магмы, а наблюдаемые в биотитовых гранитах трещины имеют заложный характер. Помимо крутых трещин, в биотитовых гранитах широко распространены пологозалегающие трещины, образующие четко выраженные максимумы. Эти трещины имеют довольно крупные размеры, прослеживаются на значительную (до 20—30 м) длину по простираению и падению; они создают в гранитах типичную матрацевидную отдельность. По-видимому, пологие трещины можно отнести к контракционным, возникшим на раннем этапе становления массива, во время остывания магмы.

После консолидации интрузии большое значение в дальнейшем развитии всей ее структуры принадлежало образованию дизъюнктивных нарушений, использованных породами дайково-жильной фазы. Однако эти нарушения развивались по заложенным ранее трещинам биотитовых гранитов, о чем свидетельствует сравнение диаграмм трещиноватости с простираением различных жильных образований. Иными словами, мы можем констатировать, что существенного изменения структурного плана плутона в ходе образования жильных пород не происходило.

Ввиду отсутствия данных о поведении контактовых поверхностей массива на глубоких горизонтах наши геолого-структурные наблюдения позволяют высказать лишь некоторые предположения о морфологии ныне вскрытой части плутона.

Наиболее изучены западная и юго-западная части массива, где линия контакта имеет слабоволнистый и секущий характер; поверхность контакта падает в сторону вмещающих пород под углом 15—20°. Пологое погру-

жение кровли массива в западном направлении подчеркивается также широким ореолом контактовоизмененных пород. В северо-западной и юго-восточной частях массива линии контактов по простиранию совпадают или почти совпадают с направлением плоскостей слоистости вмещающих пород; по падению они также имеют согласный характер или (что реже) секут структуры рамы под небольшим углом. Контакты с вмещающими породами четкие и резкие, степень изменения последних значительно меньше, чем в западной экзоконтактной зоне. По наиболее крутому северо-восточному контакту массива граниты секут под различными углами вмещающие породы как по простиранию, так и по падению.

Охарактеризованные соотношения плутона со структурами рамы позволяют говорить о его купольно-асимметричном строении в продольном разрезе (вдоль длинной оси, ориентированной в северо-восточном направлении). В поперечном разрезе массив также имеет купольное строение с более крутым падением северо-западной контактовой поверхности, чем юго-восточной.

Общая купольная структура массива подчеркивается также пространственным положением пологих трещин контракционного происхождения. В западной контактовой зоне эти трещины характеризуются западным падением под углом $10-25^\circ$; ближе к северо-восточному эндоконтакту углы падения возрастают, причем почти во всех приконтактных участках массива они наклонены в сторону вмещающих пород. Если сделать допущение, что пологие трещины в какой-то степени отображают форму верхней поверхности массива, то нетрудно убедиться, что наиболее выраженное купольное строение присуще северо-западной и северо-восточной частям интрузива.

Судя по вытянутой в юго-западном направлении форме и мощности ореола контактового метаморфизма, интрузия имеет значительно большие размеры по сравнению с обнаженной ее частью. По данным Г. И. Менакера (1968), массив на глубине продолжается в юго-западном направлении, где апикальная поверхность представлена несколькими куполами. Здесь же в $10-14$ км от плутона известен еще один небольшой гранитоидный массив, являющийся, очевидно, его крайним апикальным выступом. В вертикальном разрезе массив имеет пластообразную форму, а его горизонтальные размеры в $2,5-3$ раза превышают вертикальные, которые составляют около 4 км и близки к мощности вмещающих пород.

Седловский массив также относится к кукульбейскому комплексу, в котором совмещены как пегматитоносные, так и оловоносные фации [Козлов, Свадковская, 1977]. Пегматиты локализуются в эндоконтакте купола, а оловянные проявления только в экзоконтакте.

Кулиндинский массив. Это название является собирательным и несколько условным, поскольку оно объединяет различные по строению и составу интрузивные тела и дайко-жильные образования в пределах единого ореола контактового метаморфизма. На протяжении многих лет здесь проводились тематические работы, главная задача которых состояла в выяснении условий локализации пегматитовых тел. Изучению интрузивных пород уделялось значительно меньше внимания. В 1965—1966 гг. В. Г. Гладковым и Ю. И. Темниковым [Гладков, 1965; Гладков, Темников, 1966], а затем Ю. И. Темниковым в 1970—1973 гг. было проведено всестороннее исследование гранитоидных массивов этой группы.

Все тела, образующие этот плутон, размещаются на стратиграфическом уровне нижне-среднеюрских отложений, представленных сланцами, песчаниками и конгломератами. В их составе выделяются следующие фазы и фации.

1. Собственно интрузивная фаза: а) главная интрузивная фация — биотит-роговообманковые и биотитовые гранодиориты, биотитовые и мусковит-биотитовые граниты; б) дайковая фация — роговообманковые граниты, гранит-порфиры и альбитофиры.

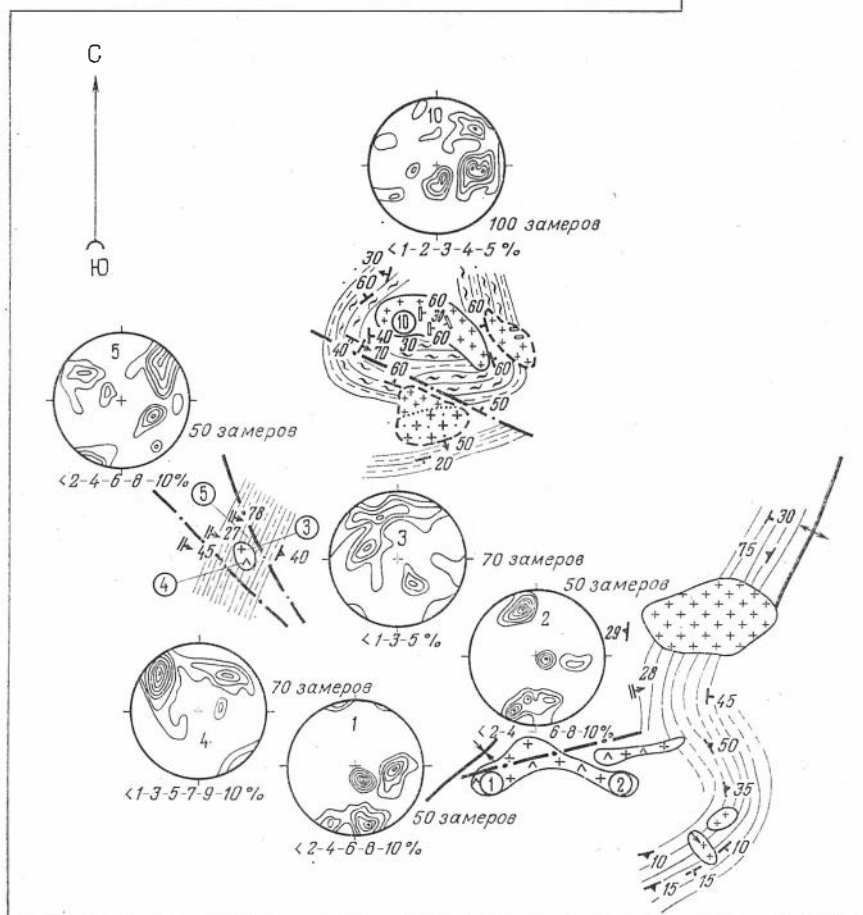
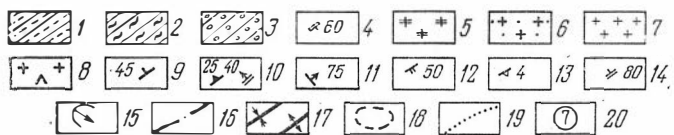


Рис. 15. Геолого-структурная схема размещения интрузивных тел в районе и Л. Г. Темшкова с использованием 1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — конгломераты; 4 — кварцевые жилы, прожилки и их мелко- и среднесернистые мусковит-биотитовые граниты; 7 — мелко- и среднесернистые залежания слоистости; 10 — то же, сланцеватости и совпадающих слоистости и сланцеватости; 13 — пологие (сводовые) трещины в гранитоидах; 14 — постинтрузивные трещины; нарушения, фиксируемые зонами трещиноватости; 17 — оси складчатых структур; 18 — разновидностей гранитоидов; 20 — места замеров ориентировки трещин и номера диаг-

2. Фаза дополнительных интрузий: лейкократовые плагиограниты с дайковой фацией аплитов и пегматитов.

3. Фаза дайковых пород: аплиты и пегматиты, подверженные в различной степени микроклинизации, альбитизации и грейзенизации.

4. Фаза гидротермалитов: кварцевые и кварц-касситеритовые жилы.

Такая группировка, впервые предложенная В. Г. Гладковым, признается многими исследователями и подкрепляется нашими наблюдениями. На рис. 15 в соответствии с принятым возрастным расчленением показаны главные интрузивные породы.

Наиболее ранними образованиями интрузии являются биотит-рогово-обманковые и биотитовые гранодиориты, слагающие три небольших по

и 2 рис. 15). Самыми ранними являются пологие трещины, образующие в ряде случаев плитчатую отдельность. Не исключено, что они отражают динамические напряжения, существовавшие в сводовой части массива, и повторяют морфологию его апикальной поверхности. Их секут наклонные трещины, из которых наиболее поздними следует считать трещины северного, северо-западного падения. Этими же трещинами образовано довольно крупное постинтрузивное нарушение, имеющее северо-восточное направление, которое смещает контур массива в горизонтальной плоскости на 250—300 м и представляет собой, по-видимому, сбросо-сдвиг.

Этим практически, исчерпывается характеристика внутреннего строения массива. О характере его залегания в структурах вмещающих пород можно судить по замерам элементов их залегания, с которыми совпадает (на ряде интервалов) направление линии контакта. Очевидно, данное тело является частично согласным, имеющим в разрезе лакколитоподобную форму с резко непропорциональными размерами главных осей.

Второй из изученных нами массивов гранодиоритов размещается в западной части поля. Он картируется в виде тела эллипсовидной формы, вытянутого в меридиональном направлении и имеющего небольшие размеры в плане. Контакты с вмещающими породами четкие, резкие и в целом несогласные, хотя в северо-западной части массива элементы залегания контактовой поверхности и измененных песчаников совпадают.

Массив сложен гранодиоритами, для которых характерна полосчатая текстура, вызванная ориентированным расположением лейст биотита и зерен кварца. Эта полосчатость в общем структурном плане совпадает с направлением вытянутости массива и может рассматриваться как первичный прототектонический элемент. Однако наибольшим распространением в массиве пользуются разнообразные по морфологии и ориентировке трещины (см. рис. 15, диаграммы 3, 4). Из них видно, что в гранодиоритах преобладают довольно крутые трещины северо-восточного простирания, т. е. располагающиеся почти под прямым углом к направлению полосчатости и длинной оси массива. Видимо, они являются первичными нарушениями гранодиоритов и могут интерпретироваться как поперечные трещины. Характерно, что такая же система трещин развита и в породах рамы массива (см. рис. 15, диаграмма 5), деформации которых были весьма детально рассмотрены В. Г. Гладковым (1965).

Одной из интереснейших особенностей описываемого массива является широкое развитие в его пределах пегматитовых, кварц-полевошпатовых и кварцевых жил и прожилков (рис. 16). Пегматиты и кварц-полевошпатовые образования выполняют отмеченные выше крутые трещины северо-западного падения, что свидетельствует о процессах их активизации.

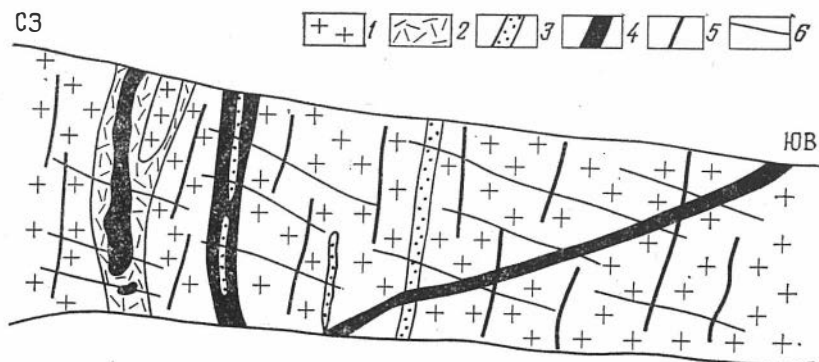


Рис. 16. Взаимоотношения жильных пород, локализующихся в гранодиоритах пади Золотой (зарисовка стенки канавы).

1 — гранодиориты; 2 — пегматиты; 3 — кварц-полевошпатовые образования; 4 — кварц; 5 — крутые, 6 — пологие трещины.

Следующую группу главной интрузивной фации Кулиндинской интрузии составляют биотитовые и мусковит-биотитовые граниты. Их расчленение связано с большими трудностями ввиду слабой обнаженности, непостоянства содержания мусковита и биотита и наличия постепенных переходов между отмеченными разностями.

Как показали наши работы, к существенно биотитовым гранитам следует относить породы пяти массивов, расположенных в центральной и южной частях описываемого поля. Кроме того, выходы этих пород закартированы на востоке и западе. Самые крупные по площади тела гранитов имеют неправильно овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Их контакты с вмещающими породами характеризуются выдержанностью своего направления; судя по элементам залегания вмещающих пород, они являются частично согласными. Не исключено, что массивы, отстоящие друг от друга на 700—800 м (на уровне современного среза), соединяются на глубине в одно тело. Двуслюдяные разновидности, известные в северо-восточной и западной частях поля, имеют сложные фациальные взаимоотношения с биотитовыми гранитами. Один из массивов обнажается в виде тела изометричной формы, слабо вытянутого в меридиональном направлении. По отношению к структурам рамы он занимает согласное положение. В его породах наблюдаются многочисленные включения графитизированных сланцев, имеющие различную форму и размеры и не проявляющие какой-либо ориентировки. Их, по-видимому, можно отнести к ксенолитам первой стадии ассимиляции (по Г. Н. Щербе).

Первичные структуры в мусковит-биотитовых гранитах не установлены. Из вторичных структур следует отметить два сквозных нарушения, проходящие через массив и его раму. Некоторые системы трещин, являющиеся составными их элементами, показаны на диаграммах 6, 7 и 8 (см. рис. 15).

В западной части района мусковит-биотитовые граниты слагают три несколько разобщенных тела, занимающие частично согласное положение в структурах рамы. Вдоль контакта вмещающие породы интенсивно ороговикованы и окварцованы. Так же как и в предыдущем случае, граниты разбиваются многочисленными трещинами отдельности, фиксирующими, по-видимому, купольную апикальную поверхность массива. Часть этих трещин показана на диаграмме 10 (см. рис. 15), свидетельствующей о развитии в породах крутых трещин субмеридионального простирания явно экзокинетического происхождения.

Как отмечалось, в состав гранитов Кулиндинского массива входят также породы фазы дополнительных интрузий, представленные лейкократовыми плагигранитами. Они образуют три небольших массива в юго-восточной части поля и один массив на западном фланге, известный в литературе под названием «Богов Утес» (на рис. 15 его нет).

Массивы юго-восточной части поля имеют небольшие размеры и, видимо, соединяются на глубине в одно тело. Они относятся нами к частично согласным телам, внутренняя структура которых является довольно сложной ввиду наличия большого количества обособлений, шлиров, прожилков и жил пегматитов. В одних случаях они имеют постепенные переходы с плагигранитами, в других — наблюдаются четкие, резкие контакты.

Главными структурными элементами описываемых массивов являются трещины пологого залегания северо-западного и юго-восточного падения (см. рис. 15, диаграммы 11 и 12). Их направление совпадает с вытянутостью массивов, не выходя за пределы эндоконтакта, они вмещают пегматитовые жилы и прожилки. Все это позволяет отнести эти трещины к первичным.

Массив Богов Утес имеет много общих черт с охарактеризованными куполами. Форма апикальной поверхности массива (рис. 17) проявляет

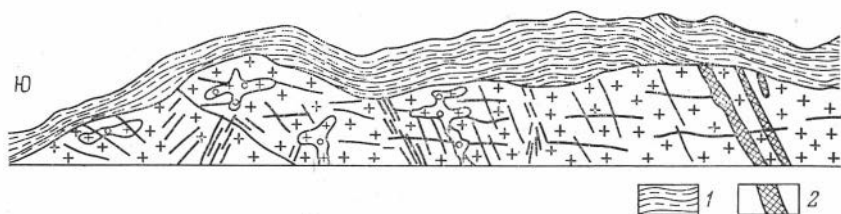


Рис. 17. Схематический разрез

1 — слюдястые сланцы песчаниково-глинистого состава, 2 — кварцевые жилы, 3 —

частичную зависимость от ориентировки покрывающих пород, что может говорить о согласном его залегании в структуре рамы. Нашими исследованиями установлена одна из отличительных особенностей массива, заключающаяся в совпадении плана тектонических деформаций плагитогранитов, пегматитов и пород рамы.

Весьма интересными являются строение и состав апикальной части этого купола, обнаженного в левом берегу р. Онон на протяжении около 100 м и вскрытого на глубину до 15 м [Баженова и др., 1973]. В отличие от других куполов той же зоны он сложен мусковит-альбитовыми гранитами и мусковит-микроклиновыми пегматоидными гранитами. Его отличают малая величина, отчетливая петрографическая зональность, высокая степень дифференциации и ритмично-полосчатое строение на отдельных участках.

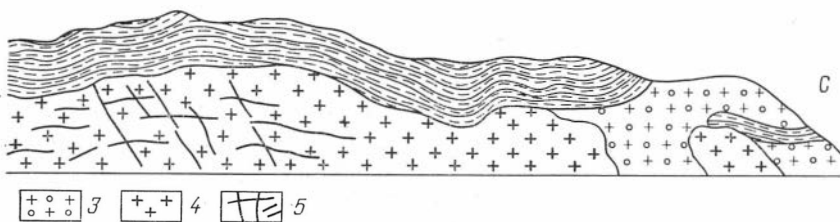
Строение обнаженной части купола определяется его почти горизонтальным согласным контактом с верхнеюрскими аргиллитовыми сланцами кровли, пологим (30—35°) и согласным погружением контактов в сторону вмещающих пород и наличием частных провесов и плоских ксенолитов пород кровли размерами до 2—3 м по длине.

В апикальной части смена пород сверху вниз происходит в следующем порядке: а) относительно однородная маломощная и местами прерывистая оторочка грейзенизированных мелкозернистых мусковит-альбитовых гранитов (0,2—0,5 м); б) резко неоднородная невыдержанная зона ритмично-полосчатых кварц-полевошпатовых пород, кварцевых гнезд и жиловидных обособлений (до 5 м); в) резко неоднородная зона пегматоидных гранитов с множеством нечетких гнездообразных и жиловидных обособлений микроклиновых пегматитов и ритмично-полосчатых существенно альбитовых пород (более 5 м); г) относительно однородная зона средне-мелкозернистых, частично пегматоидных гранитов.

Ритмично-полосчатые породы (24% от общего состава) ориентированы параллельно кровле и залегают почти горизонтально. Раздвиг таких пород и максимум сопряженных с ними кварцевых обособлений находятся в выступе апикали, вблизи ксенолитов сланцев. На участке, где эти породы контактируют непосредственно со сланцами, они интенсивно грейзенизированы. Наибольшее количество пегматоидных обособлений (до 23%) отмечается под контактовой оторочкой, состоящей из прослоя гранитов и зоны ритмично-зональных пород.

Мусковит-альбитовые граниты зоны «г» вместе с оторочкой занимают особое положение. С одной стороны, они являются как бы субстратом разнообразных гнезд и жил резко неоднородных пород, с другой — сами они неоднородны, а изобилуют резкими переходами по зернистости и относительному развитию миарол, грейзеновых слюд.

Общий план последовательного расположения зон, замкнутая форма участков резко неоднородного строения и постепенное уменьшение их числа с глубиной позволяют предположить, что сами неоднородности возникли еще на стадии магматической дифференциации и были «закреплены» в процессе первичной кристаллизации. Постмагматические процес-



интрузива Богов Утес.

микроклин-альбитовые пегматиты, 4 — лейкократовые плагиограниты, 5 — трещины.

сы существенно не изменили конфигурацию и состав обособившихся участков.

Проведенный [Баженова и др., 1973] подсчет минерального состава и пересчет на химический состав по разностям пород позволили выявить целый ряд особенностей. Так, для всех структурных разновидностей гранитов характерны незначительные колебания содержаний минералов и породообразующих окислов, несколько более широкие для пегматитовых шпир и очень значительные для ритмично-зональных пород (64—85% SiO_2).

В смежных полосах одного ритмично-зонального участка разница содержаний одного и того же окисла составляет от 7 до 30% для SiO_2 , от 0,8 до 5% для Na_2O и от 0,9 до 4,5% для K_2O . Плагиоклаз во всех разностях пород представлен альбитом и олигоклаз-альбитом; колебания в содержании анортитовой молекулы незначительны.

Средневзвешенные содержания окислов ритмично-зональных пород сглажены. Они отвечают средним содержаниям окислов в богатых щелочами гранитах и граносиенитах, то высоконатриевых, то высококалиевых, обычно с большим преобладанием одной из щелочей.

Пегматиты отличаются от гранитов пониженным содержанием кремнезема, более высокой суммой щелочей и агапайности. Их калиевый характер контрастирует с натриевым характером гранитов, но в сумме они по составу приближаются к редкометалльным щелочным гранитам [Коваленко, 1977; и др.]. Средний состав ритмично-зональных пород близок к составу пегматитов по кремнезему, сумме щелочей, агапайности и отношению Si/Al , но резко различается преобладанием Na_2O над K_2O .

Средний для всей апикальной части интрузива состав сходен со средним составом объединенных пегматита и гранитов и, следовательно, с обычными редкометалльными гранитами. Единственным, но очень важным отличительным свойством этой части является необычно высокое значение отношения Si/Al (до 11,6). Авторы показывают, что кварцевые и полевошпат-кварцевые обособления в зонально-полосчатых породах избыточны по отношению к гранитному расплаву и обособились еще до кристаллизации гранитовых полос. Подобные полосчатые «гранит-порфиры» описаны в опикальных частях гранитных куполов и даек в Казахстане Забайкалье, Алтае и др. [Потапов, 1965, 1971; Косалс, 1976б; и др.]. Наиболее вероятно ликвация обогащенного летучими (H_2O и F) расплава в условиях его переохлаждения [Косалс, 1976б].

Обращает на себя внимание сходство состава пегматитов с составом остаточного расплава к началу кристаллизации графических пегматитов и состава гранитов с составом остаточного расплава после кристаллизации блокового микроклина в пегматитах [Таланцев, 1969].

Необходимо подчеркнуть весьма резкое своеобразное объединение в апикальной части небольшого купола контрастных по составу и генетической природе пород — гранитов, пегматитов, расслоенных ритмично-полосчатых пород, альбититов, грейзенов и кварцевых жил. Это можно объяснить тем, что здесь магматическая дифференциация происходила в относительно закрытой системе в условиях, близких к критическим, когда

могли обособиться пегматитовые расплавы и флюидные фазы, вызывающие грейзенизацию.

Судя по результатам геофизических исследований [Менакер, Огородников, 1968], все вышеописанные массивы представляют собой апикальные части куполовидных выступов крупного батолита. Кулиндинскую группу массивов относят [Козлов, Свадковская, 1977] также к кукульбейскому комплексу. Здесь пегматиты и Ононское оловянное месторождение также пространственно разобщены.

3.2. ГЛУБИНА И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ПЛУТОНОВ

Важность решения вопроса глубины становления гранитоидов и связанных с ними месторождений общеизвестна. В современной магматической геологии принято считать, что существует определенный предел глубины формирования гранитов, ниже которых они не бывают потенциально рудоносными. Этот предел колеблется от 5 до 8—10 км, а в качестве доказательства его существования приводятся факты появления в наиболее глубинных участках земной коры (цокольных структурах платформ) анатектических гранитов, стерильных в отношении редких металлов. По мнению Ф. Р. Апельцина и других (1970), наиболее благоприятные условия для появления практически интересных концентраций олова и различных редких элементов создаются при формировании гранитоидов и сопутствующих им эндогенных месторождений на глубину 6—1 км. Геохимические исследования указывают, что потенциальная рудоносность и рудогенерирующая способность растет прямо пропорционально с уменьшением фации глубинности [Косалс, 1976б; Таусон, 1977; и др.].

Специальных работ, посвященных глубинности пегматитоносных и редкометалльных гранитоидов, нет. Выделяются [Гинзбург, Родионов, 1960; Гинзбург и др., 1979; и др.] четыре их группы, формирующиеся в условиях различных глубин и отличающиеся друг от друга по характеру связанной с ними минерализации. Редкометалльные пегматиты относятся к среднеглубинным образованиям, формирование которых происходило на глубинах 3,5—7 км, а хрусталеносные (камерные) — к пегматитам малых глубин (1,5—3,5 км).

При определении глубины становления гранитоидов необходимо иметь в виду, что это понятие является выражением суммарного эффекта ($P_{обш}$) давления нагрузки и летучих, т. е. представляет фаціальную характеристику анализируемых пород. Признаки или критерии глубинной фаціальности гранитоидов могут быть разделены на две группы. Первую из них составляют признаки, характеризующие внешнюю среду формирования плутонов, их геолого-структурные, морфологические и генетические особенности. Ко второй группе относятся признаки, выражающие минералогические и геохимические свойства самих гранитоидных пород. Достоинства и недостатки перечисленных признаков обеих групп с исчерпывающей полнотой анализируются в работе И. П. Кушнарева (1969), который приходит к выводу, что достоверные данные о глубине формирования эндогенных месторождений и магматических пород могут быть получены только геологическим путем, с помощью восстановления стратиграфической колонки к моменту их образования. Иными словами, при решении данного вопроса необходимо, по мнению И. П. Кушнарева, использовать в первую очередь признаки первой группы. Руководствуясь этим положением и исходя из имеющейся у нас информации, мы попытались хотя бы приближенно оценить глубину формирования изученных гранитоидных плутонов.

Халзанский пегматитоносный массив локализуется в палеозойских отложениях, суммарная мощность которых может быть ориентировочно равна 4,5—5 км. Если сделать допущение, что к моменту внедрения интрузии поверхность эрозии слагалась эффузивами верхней юры мощностью около 1 км, то глубина формирования массива составит приблизительно 5,5—6 км. Однако это допущение вряд ли оправданно, поскольку отмеченные эффузивы пользуются в районе незначительным развитием; кроме того, в пределах массива не известны ксенолиты верхнеюрских отложений, отсутствуют они и в гальке гранитов, обнаруженной в восточных, соседних участках. Поэтому с определенной долей вероятности можно считать, что становление плутона осуществлялось на глубинах в 5 км. Как указывают Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965), в этих пределах формируются гранитоидные интрузии глубинной подгруппы мезоабиссальной группы фаций. Они отмечают, что для массивов этой подгруппы характерны конкордантная батолитовая форма, крупнозернистые порфировидные структуры, линейности в расположении породообразующих минералов, жильные аплиты, пегматиты и лампрофиры, т. е. то, что присуще этому плутону. Мощность стратиграфического разреза пород, вмещающих Саханайский массив, не превышает 4—5 км. Г. И. Менакер полагает, что образующие этот массив гранитоиды не проникают в протерозойский фундамент и в вертикальном разрезе целиком «укладываются» в разрез осадочно-метаморфических пород. Поэтому можно сделать предположение, что поверхность эрозии в период формирования массива слагалась ныне наблюдаемыми образованиями его рамы. Если это справедливо, то глубина становления плутона может быть оценена в 4—5 км. Так же, как и первый массив, он характеризуется многими чертами гранитоидных плутонов глубинной подгруппы мезоабиссальной группы фаций по Д. И. Горжевскому и В. Н. Козеренко (1966).

К мезоабиссальной группе фаций может быть отнесен Дурулгуевский массив, формирование которого происходило, по-видимому, на глубине 3 км. Об этом свидетельствует мощность стратиграфического разреза вмещающих пород и наличие тесной связи с гранитоидами пегматитов.

Кангинский массив занимает сложное стратиграфическое положение. Судя по разрезу района, породы кровли массива могли быть образованы палеозойско-мезозойскими отложениями (не включая образования нижнего мела), суммарная мощность которых с учетом эрозии к моменту интрузии составляет 4 км.

Седловский пегматитоносный массив залегает среди верхнетриасовых и нижне-среднеюрских отложений, суммарная мощность которых составляет 3000 м. Мезозойский разрез района заканчивается осадочно-метаморфическими породами средне-позднеюрского возраста, имеющими мощность около 1500 м. Если принять во внимание, что к моменту интрузии эрозия уже имела место, то мощность кровли массива можно оценить в 4000 м. Косвенные данные — крупнозернистое, порфировидное сложение гранитов, присутствие даек аплитов и пегматитов — подтверждают этот расчет.

Глубина становления гранитоидов Кулиндинской интрузии оценивается нами в 2—3 км. И. Г. Рутштейн склонен считать, что шкалой для определения их глубины может служить мощность онон-борзинской свиты, поскольку большинство плутонов размещается на «стратиграфическом уровне» нижележащих онтагаинской и сивачинской свит. По его данным, максимальная глубина формирования апикальных частей массивов находится в пределах 1—1,3 км, что вряд ли соответствует действительности. Во-первых, не все массивы локализируются в отложениях онтагаинской и сивачинской свит, часть из них размещается в метаморфизованных породах онон-борзинской свиты. Во-вторых, определение мощности последней вблизи массивов вряд ли приведет к более или менее достоверным данным,

учитывая ее сложную складчатость. Очевидно, реконструкцию мощностей пород кровли следует проводить в участках пологого залегания вмещающих отложений рамы плутонов, что и было осуществлено впервые В. Г. Гладковым в южной части пегматитового поля, в пределах так называемой «полосы коробления». Здесь мощность эродированных пород на участке проявления интрузивов гранодиоритов и биотитовых гранитов равна 2,1—2,3 км. Глубину формирования известных здесь массивов лейкократовых плагиогранитов можно оценить в 2 км, а собственно пегматитов — около 2,5—3 км.

Приведенные данные и имеющиеся материалы по другим районам показывают, что пегматитоносные гранитоиды Забайкалья формировались в интервале глубин 5—2 км. Среди них нами выделяются: 1) менее глубинные плутоны, образовавшиеся в пределах 2—3 км от поверхности эрозии, существовавшей во время их становления — Дурулгуевский, Кулиндинский массивы; 2) более глубинные плутоны, становление которых осуществлялось на глубине 4—5 км, — остальные описываемые массивы.

Не менее важен вопрос определения глубины эрозионного среза апикальных частей гранитоидных массивов. Для восстановления бывшего положения кровли ныне обнажающихся тел пегматитоносных гранитов мы воспользовались построенными схемами изогипс ее поверхности. Очевидно, разность между абсолютными отметками реконструированной апикальной поверхности массивов и высотами современного рельефа будет определять величину их среза.

Для Халзанского плутона эта величина не превышает 200—400 м в его восточной части; в западной приконтактной зоне она увеличивается до 500—600 м. Имея в виду выявленный для данного массива расчлененный рельеф его поверхности и более или менее горизонтальное положение кровли, видимо, можно считать, что современный эрозионный срез практически полностью вскрыл плутон, однако прошел он ниже кровли на небольшую глубину. Помимо приведенных цифр, полученных расчетным путем, об этом свидетельствуют также провесы кровли в восточной, западной и центральной частях плутона, где зафиксированы ксенолиты вмещающих пород.

Мощность эродированной части Саханайского плутона не превышает 500 м. Менее всего, по-видимому, вскрыта кровля в северном эндоконтакте, где наблюдаются различных размеров останцы вмещающих пород и многочисленные тела дайково-жильной фазы гранитоидов.

Дурулгуевский массив (его восточный выступ) характеризуется также сравнительно небольшим эрозионным срезом; его глубина составляет 150—200 м на севере и западе и повышается до 300—400 м на востоке.

Глубина эрозионного среза на западе и юго-востоке Кангинского массива может быть оценена в 300—400 м, на северо-востоке — в 200 м. Преобладание глыбовой отдельности в гранитах, слагающих центральные участки этого плутона, и почти полное отсутствие пегматитов подтверждают вывод об их большей эродированности (400—500 м) по сравнению с его приконтактными зонами.

Реставрация бывшего положения кровли Седловского массива показала, что наименьшая величина среза характерна для его западной части, особенно эндоконтактной зоны, где она составляет 200—300 м. Наиболее эродированными оказались северо-западная и северо-восточная части, здесь глубина среза приблизительно равна 700—800 м.

Восстановление эродированных частей кровли плутонов Кулиндинской интрузии, проведенное, как и в предыдущих случаях, с учетом углов падения контактов, вмещающих пород и купольной формы тел, приводит к величинам их денудации, равным 100—150 м.

Изложенные данные о глубине формирования и степени эродированности изученных массивов представлены в табл. 4. Здесь же приведены

Фациальные особенности становления пегматитоносных и редкометалльных гранитов Забайкалья

Массив	Глубина формирования относительно капоповерхности, км	Степень эродированности верхних апикальных частей массивов, м
<i>Пегматитоносные граниты</i>		
Халзанский	4—5	200—600
Саханайский	4—5	300—500
Дурулгуевский	3	150—400
Кангинский	4	200—500
Седловский	4	200—800
Кулиндинский	2—3	100—150
Адун-Челонский	2—3	200—300
<i>Редкометалльные граниты</i>		
Хуху-Челотуйский	1—1,5	80—100
Этькинский	1—1,5	100—120
Урда-Таптанайский	1—1,5	100—160
Хангилайский	1—2	100—200
Шерловогорский	1—2	100

сведения по плутонам редкометалльных гранитов, полученные нами ранее [Темников, 1972б]. Конечно, автор отдает себе ясный отчет в том, что эта цифровая характеристика является приближительной, однако при отсутствии разработанного метода количественного фациального анализа гранитоидов по глубинам становления она все же позволяет сделать некоторые выводы.

В качестве критерия глубины эрозионных срезов гранитоидных массивов некоторыми авторами предлагается [Амшинский, 1973; и др.] использовать вертикальную петрогеохимическую зональность плутонов. К сожалению, мы не смогли воспользоваться этим методом, так как изученные массивы вскрыты на незначительную глубину, что не позволяет проследить изменение содержания элементов по вертикали.

Главный вывод при анализе глубинности состоит в том, что становление пегматитоносных плутонов происходило на несколько большей глубине, чем образование редкометалльных гранитов, и именно эта разница в глубинности формирования обусловила все наблюдаемые различия между ними. Имеющийся геологический материал по другим регионам (Дальний Восток, Казахстан, Средняя Азия, Урал, Монголия, Африка, Южная Америка) также свидетельствует о довольно широком интервале глубин образования пегматитоносных гранитов и связанных с ними редкометалльных пегматитов и о формировании редкометалльных гранитов в узком вертикальном диапазоне. По-видимому, редкометалльные граниты можно рассматривать как своеобразные гипабиссальные аналоги гранитных пегматитов [Темников, Гладков, 1963; Гинзбург, Фельдман, 1972; Гинзбург и др., 1979].

Каковы же причины, обусловившие разный уровень становления массивов пегматитоносных и редкометалльных гранитов? Однозначного ответа на этот весьма сложный вопрос дать нельзя. Наиболее убедительной нам представляется точка зрения Л. Г. Фельдмана, обосновавшего концепцию различной мобильности материнского расплава и тех и других. Им показано, что в случае формирования редкометалльных гранитов этот расплав был обогащен легкоподвижными компонентами (щелочами, фтором и др.) и вследствие этого находился в водонасыщенном состоянии, максимальное проявление которого возможно лишь при его подъеме в самые верхние участки земной коры. И наоборот, мобильность материнского расплава пегматитоносных гранитов ввиду более низких содержания указанных компонентов была меньшей, что, в частности, и приводило к его кристаллизации на несколько больших глубинах.

Эмпирически выявленные многими исследователями фторидная и «щелочная» специализации редкометалльных гранитов подтверждают данное положение. На построенном нами графике (рис. 18), обобщающем результаты многочисленных анализов пегматитоносных, редкометалльных гранитов и онгонитов Забайкалья, хорошо видно их количественное различие по F и Na₂O. Накопление фтора в расплаве по мере снижения давле-

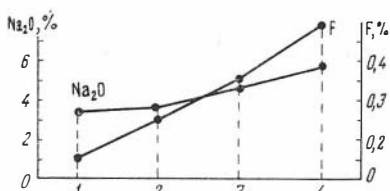


Рис. 18. Щелочная и фторидная специализация различных пород Забайкалья (по данным А. А. Беуса, А. А. Ситниина, В. В. Матяса, А. М. Гребенникова и др.).

Граниты: 1, 2 — пегматитоносные, 3 — мусковит-альбитовые, 4 — амазонит-альбитовые.

ния объясняется значительно более низкой (в 15 раз) упругостью паров HF по сравнению с водой, что препятствует дегазации и способствует удержанию H₂O в флюидной фазе [Косалс, 1976б; и др.].

Характеристика изученных плутонов была бы неполной без рассмотрения механизма их формирования. Решение этого вопроса практически не затронутого в работах по магматизму региона, связано с весьма важной проблемой образования гранитоидов вообще. В настоящее время наиболее распространенным является деление их на три главные разновидности: интрузивные магматические, неинтрузивные магматические и метасоматические [Кузнецов, 1966; Соболев, 1976; и др.]. Вышеприведенные данные и обобщения литературного материала, касающегося различных редкометальных провинций мира, убеждают нас в том, что изученные плутоны образовались в результате внедрения магмы. В пользу такого механизма формирования свидетельствуют геолого-структурное положение массивов, их морфология и размеры, структурные взаимоотношения с вмещающими породами, характер контактов, внутреннее строение гранитоидных тел, особенности состава слагающих их пород, изменения вмещающих толщ и ксенолиты [Кузнецов, 1966; Слободской, 1969, 1971].

Как было показано выше, на уровне современного эрозионного среза геологическое положение многих плутонов определяется конкретными структурными условиями (положительными и реже отрицательными складчатыми структурами, тектоническими нарушениями разнообразных морфолого-генетических типов, нередко являющимися контактовыми поверхностями интрузивов). Все это не могло не сказаться на соотношениях между гранитоидными массивами и вмещающими их породами. Большинство из них относится к согласным и частично согласным телам, сформировавшимся в процессе активного механического воздействия магмы на окружающие толщи. Об этом можно судить на основании следующих, наиболее характерных фактов.

1. На участках локализации многих плутонов наблюдается изменение залегания вмещающих пород, выражающееся в том, что их слоистость и сланцеватость приобретают более крутое падение, чем вдали от контактовых зон. В пределах последних обнаруживаются структуры будинажа, вызванного, очевидно, растяжением свода вмещающих пород при внедрении магмы.

2. Некоторые из массивов проявляют отчетливую приуроченность к куполовидным антиклинальным складкам. Образование таких структур, облекающих гранитоидные тела, многие исследователи связывают с активным воздействием интрузии на вмещающие породы.

3. В сводовых апикальных частях ряда плутонов зафиксировано сильное выполаживание останцов осадочно-метаморфических пород, что может быть объяснено «выпариванием» их кверху поднимавшейся магмой.

4. Часть интрузивов приурочена к зонам повышенной трещиноватости, закономерно ориентированным по отношению к ним. Это выражается прежде всего в том, что многочисленные трещины вмещающих пород в своем расположении проявляют определенную зависимость от направления контактовых поверхностей плутонов.

5. Параллельно контурам массивов часто наблюдается сильное дробление осадочных толщ, вплоть до появления типичных интрузивных

Брекчий. Контакты плутонов с вмещающими породами, как правило, резкие, что исключает какие-либо предположения о метасоматическом происхождении гранитоидов.

6. Большинство исследованных массивов характеризуется ориентированным внутренним строением, которое зачастую определяется их морфологическими особенностями и не зависит от структур вмещающих толщ. Выявленное закономерное расположение линейных и плоскостных элементов гранитоидов относительно контактов плутонов обусловлено процессами движения магматического расплава, особенно отдельных куполов.

7. Размещаясь в разнообразных по возрасту, составу и условиям образования вмещающих породах, многие плутоны сложены гранитоидами однотипных фаций. Они имеют сходные минеральный и химический составы, не зависящие, очевидно, от состава вмещающих толщ. Сравнительное однообразие пород, несмотря на то, что они слагают разные тела, явилось, по-видимому, следствием их кристаллизации из расплава одного и того же состава.

8. В контактовых зонах интрузивных тел отсутствуют сколь угодно существенные признаки ассимиляции или контаминации.

9. Закартированные в пределах некоторых массивов тела ксенолитов небольших размеров имеют резкие контакты с гранитоидами и встречаются как в центральных, так и в контактовых частях. Для них характерна неправильная форма, часто с угловатыми очертаниями. Сложены они слабо измененными породами, которые по составу плохо коррелируются с вмещающими породами. Все эти признаки типичны для глубинных ксенолитов, свидетельствующих о перемещении гранитоидного расплава.

10. В современном рельефе все изученные плутоны занимают господствующее положение, возвышаясь над цоколем из осадочных пород. Это, по-видимому, не может быть обусловлено только избирательной способностью денудации, так как по своим физико-механическим свойствам окружающие породы немногим уступают гранитоидам, но иногда их превосходят (ороговикованные песчаники, кремнистые породы и др.).

Таким образом, мы склонны отнести гранитоидные массивы редкометальных пегматитов Забайкалья, так же как и редкометальных гранитов [Темников, 1972б], к аллохтонным (перемещенным) интрузивным телам. Учитывая их приуроченность к подвижным зонам верхнего структурного этажа региона, можно считать, что контролирующие их пространственное размещение структуры связывали очаги магмообразования с камерами становления плутонов. Внедряясь и перемещаясь по этим структурам, магматический расплав раздвигал и в отдельных случаях приподнимал вмещающие породы, заполняя возникшие при данных процессах камерные пространства. Подъем и механическая активность гранитных интрузий осуществлялись, вероятно, за счет передачи давления из более глубоких горизонтов земной коры (по типу соляных куполов). Немаловажным фактором, способствовавшим такому подъему гранитных масс, явился недостаток плотности изученных гранитоидов по отношению к вмещающим породам, составляющей в среднем $0,07 \text{ г/см}^3$ [Менакер, 1968].

Процессы становления гранитоидных плутонов, породивших редкометальные пегматиты, могут быть обобщенно охарактеризованы следующим образом. Магматический расплав, заполнивший камерное пространство, обладал довольно однородным составом, кристаллизация которого осуществлялась в относительно спокойной тектонической обстановке. В большинстве случаев внедрение расплава в магматическую камеру происходило одноактно. У нас нет оснований предполагать, что осуществлялось неоднократное поступление с глубинных очагов порций магмы различного состава. При этом многофазная кристаллизация расплава в камере происходила по механизму пульсационной кристаллизации [Шахов,

1960, 1966; Потапьев, 1965, 1971, 1974; Косалс, 1976б]. В центральных частях плутонов породы формировались довольно медленно, поскольку распространенные здесь граниты имеют преимущественно крупнозернистые структуры. В контактовых зонах кристаллизация расплава протекала более быстро и являлась процессом экзотермическим, вследствие чего образовывались мелкозернистые краевые фацции. Существующие кинематические условия приводили к появлению различных протектонических элементов гранитоидов, которые в определенной степени отражают динамику становления плутонов.

После закристаллизации основных объемов гранитных расплавов возникали первичные (эндокинетические) трещины. В этот период в различных частях интрузивных тел происходило образование пегматитопосных очагов, из которых остаточные расплавы-растворы проникали в первичные трещины. Видимо, так осуществлялось становление фациальных (внутригранитных) камерных пегматитов.

В процессе продолжающихся тектонических напряжений, охватывавших как плутоны, так и вмещающие их породы, появлялись новые разрывные нарушения и активизировались старые, заполняющиеся пегматитовыми расплавами-растворами различного состава. Наблюдаемая пространственная разобщенность парагенетических типов пегматитов и зональность в их размещении может служить некоторым доказательством того, что в период формирования фазовых отщеплений гранитоидов существовали отдельные пегматитовые очаги не только в апикальных, ныне обнаженных частях плутонов, но и в нескрытых их выступах, куполах и др.

Во многом сходны процессы становления массивов редкометалльных гранитов. Отличие состоит в том, что их формирование происходило на меньших глубинах, при обязательном проявлении высокого экранирующего эффекта вмещающих пород. Слабое развитие (а часто и полное отсут-

Т а б л и ц а 5

Принципиальная схема формирования гранитоидных массивов Забайкалья

Этап	Процесс	Тип интрузивных (аллохтонных) гранитоидов	
		пегматитопосных	редкометалльных
VI	Формирование ассоциирующих с гранитоидами дайковожильных пород в над- и околоинтрузивных зонах	Фазовые пегматиты	Пневматолито-гидротермальные жилы
V	Постмагматические изменения (микроклиннизация, альбитизация и грейзенизация)	Не характерны	Весьма характерны
IV	Возникновение протектонических структур гранитоидов и фациальных пегматитов	Весьма характерны	Не характерны
III	Становление массивов (кристаллизация расплава без широкого развития процессов дифференциации)	На глубинах 2—5 км	На глубинах 1—1,5 км
II	Внедрение магмы в благоприятные структурные «ловушки»	С активным воздействием на вмещающие породы	
I	Образование исходного расплава	В результате палингенеза осадочно-метаморфических пород сialя	

ствие) порфировых структур, купольное строение кровли массивов, строгая и постоянная приуроченность редкометальной минерализации к их верхним частям свидетельствуют о формировании большинства интрузивных тел редкометальных гранитов в условиях относительно замкнутых систем (закрытых камер), непроницаемых для летучих. Существовавший динамический режим исключал интенсивную дистилляцию летучих и их конденсатов во вмещающие породы и способствовал тому, что в апикальных частях плутонов достигалась наибольшая величина градиента давления флюидной фазы. Именно здесь развивались процессы постмагматического изменения гранитов и происходило накопление фтора и фторофильных РЭ благодаря эманационной дифференциации [Таусон, 1977; Косалс, 1976а, б; и др.]. Приведенные данные позволяют предложить схему формирования плутонов (табл. 5).

3.3. ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ

Нами [Темников, 1972; Косалс, 1976а, б] были описаны геолого-структурные и геохимические условия формирования редкометальных апогранитов и альбититов [Беус и др., 1962; Беус, 1968; и др.] в апикальных частях куполов гранитных интрузий. Появление таких редкометальных гранитов связывается не только с кристаллизацией их из остаточных расплавов обогащенных фтором и фторофильными РЭ, но и метасоматическими их изменениями при дистилляции флюидной фазы в процессе кристаллизации расплава [Косалс, 1976а, б]. Поэтому важно остановиться на кратком изложении выявленных взаимоотношений редкометальных гранитов и пегматитов, поскольку и те и другие проявляют вполне четкую генетическую связь с конкретными гранитными массивами. Это позволяет подойти к систематизации последних не только с таких общих классификационных позиций, как глубина формирования, петрохимия, механизм образования и др., но и с учетом пространственно-временной сопряженности с ними различных по формационному типу пегматитов [Леонтьев, 1972].

Полученный нами фактический материал свидетельствует прежде всего о характерных чертах сходства между редкометальными пегматитами и гранитами. Главные из них следующие (см. табл. 5):

— одинаковое геотектоническое положение полей пегматитов и гранитов (Агинское поднятие и обрамляющие его районы);

— их локализация в районах интенсивного проявления разрывных нарушений, представленных чаще всего разломами глубокого заложения и зонами повышенной трещиноватости;

— сходство минералого-геохимических и генетических особенностей формирования редкометальных гранитов и пегматитов (по температуре образования, природе и стадийности процессов постмагматических изменений, характеру акцессорной редкометальной минерализации и т. д.).

Несмотря на отмеченные общие черты, между ними существуют значительные различия:

— территориальная обособленность редкометальных гранитов и пегматитов;

— связь с различными гранитоидными массивами-куполами, отличающимися по структурной позиции, глубине становления, размерам и внутреннему строению;

— генетическая и пространственная сопряженность с породами разного состава;

— различная структурная позиция относительно материнских массивов;

— неодинаковая форма проявления редкометалльных пегматитов и гранитов (жилы, дайки, штоки в первом случае и площадные участки локального автометасоматоза во втором).

Одна из основных причин, обусловившая их отличительные особенности, заключается в различных путях развития магматического процесса с пегматитовой и гидротермально-пневматолитовой схемой рудообразования. Для плутонов редкометалльных пегматитов это развитие может быть представлено в виде двух последовательно формировавшихся рядов пород, в пределах которых содержание кремнезема повышается от древних образований к молодым. В литературе они описываются как эпигенетические нисходящие ряды [Полканов, 1956].

Первый нисходящий ряд иллюстрируется примером Кулиндинского, Кангинского и Дурулгуевского массивов: биотит-амфиболовые и биотитовые гранодиориты → биотитовые граниты → двуслюдяные граниты → лейкократовые плаггиограниты → пегматиты → кварц-касситерит-вольфрамитовые жилы. Второй нисходящий ряд характерен для Седловского, Саханайского и Халзанского плутонов: биотитовые граниты → двуслюдяные граниты → аляскитовые и пегматоидные граниты → пегматиты → кварц-флюоритовые жилы.

Разумеется, при рассмотрении частных рядов (применительно к отдельным массивам) те или иные члены могут выпадать и появляться новые, однако общую последовательность образования плутонов и связанных с ними жильных дериватов приведенные ряды отражают.

В этой схеме развития гранитоидного магматизма собственно редкометалльные пегматиты занимают вполне определенное и конкретное положение; они находятся в тесной генетической связи с нормальными (биотитовыми и двуслюдяными) гранитами, что убедительно доказано для Забайкалья и других регионов [Гинзбург и др., 1964; Темников, 1971а, б]. Появление редкометалльных пегматитов с лейкократовыми, пегматоидными и аляскитовыми гранитами имеет весьма ограниченное распространение.

Применительно к плутонам редкометалльных гранитов, судя по имеющимся материалам, процесс магматизма развивался в следующей обобщенной последовательности: биотитовые граниты — двуслюдяные граниты — кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом → лейкократовые и аляскитовые граниты — мусковит-альбитовые апограниты → амазонит-альбитовые граниты — кварц-амазонитовые — кварц-топазовые и кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом и др. [Беус, 1968; Темников, 1972а, б; Колесниченко, 1968; и др.]. При этом выявляется многофазное строение плутонов [Потапьев, 1971; и др.].

Данная схема заметно отличается от предыдущей. Принципиально то, что собственно редкометалльные граниты появляются позже, чем пегматиты, отделяясь от пегматитоносных разновидностей формированием наиболее ранних кварцевых жил. С редкометалльными гранитами ассоциируют разнообразные пневматолит-гидротермальные образования, для которых установлена тесная сопряженность с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами [Гинзбург, Горжевский, 1957; Леонтьев, 1972].

Таким образом, в развитии редкометалльных гранитоидов Забайкалья выделяются два направления: в одном случае этот процесс приводил к появлению редкометалльных пегматитов, в другом — редкометалльных гранитов. Впервые это положение было подчеркнуто Ю. И. Темниковым [Темников, Гладков, 1963], впоследствии подтверждено другими исследователями [Козлов, Свядковская, 1977; и др.]. Очевидно, формирование этих типов, учитывая структурную разобщенность редкометалльных пегматитов и гранитов и более позднее образование последних, осуществлялось по параллельным, но независимым в пространстве и времени линиям развития, что ранее отмечалось А. И. Гинзбургом и Д. И. Горжевским (1957).

Это развитие можно представить в следующем виде: нормальные (биотитовые и двуслюдяные) граниты → редкометальные пегматиты; нормальные граниты → лейкократовые и аляскитовые граниты → редкометальные граниты (мусковит-альбитовые, микроклин-альбитовые, амазонит-альбитовые и др.), апограниты и альбититы [Коваленко, 1977; Косалс, 1976а, б; и др.] и субвулканические их аналоги — онгониты [Коваленко В., Коваленко Н., 1976; Кожевников и др., 1976; Антипин и др., 1980; Пушко и др., 1978].

Различное направление в развитии пегматитов и гранитов обусловливалось, по нашим представлениям, не только различными структурно-фациальными условиями формирования породивших их плутонов — тектоническим режимом становления, глубиной образования, морфологией, составом вмещающих пород [Темников, 1972б], но в большей мере различной насыщенностью расплава фтором и фторофильными РЭ [Косалс, 1976а, б; и др.].

3.4. СИСТЕМАТИКА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ ПО ТИПОМОРФНЫМ ПРИЗНАКАМ

В настоящее время существуют различные классификации и группировки собственно редкометальных пегматитов и гранитов (А. А. Беус, А. И. Гинзбург, В. И. Коваленко, М. В. Кузьменко, И. Б. Недумов, Л. Н. Овчинников, Г. Г. Родионов, Н. А. Солодов и др.). Для того чтобы прогнозировать их нахождение в конкретном районе и вести целенаправленные поиски их, большое значение имеет знание отличительных особенностей плутонов, с которыми связывается появление редкометальных пегматитов и гранитов. Как следует из материалов наших работ, их характерные черты определяются спецификой структур, контролирующих размещение и пространственную позицию гранитоидных тел, глубиной формирования и составом образующих пород. В своей совокупности эти геологические факторы обуславливают появление характерных, типоморфных признаков плутонов. Данный принцип положен нами в основу впервые предлагаемой систематики редкометальных массивов Забайкалья. Очевидно, она должна иметь генетический смысл и базироваться на признании того или иного способа формирования гранитоидов. В предыдущем разделе было показано, что они являются интродуцированными магматическими образованиями. Не менее важным является также выбор таких признаков систематики, которые не теряли бы свою диагностическую однозначность при различных позициях их оценки, были доступны прямому наблюдению и выявлялись обычными геологическими методами. Этим требованиям отвечают, на наш взгляд, признаки, указанные в табл. 6.

Предлагаемая геолого-структурная систематика (классификация), характеризующаяся удобной для пользования простотой, имеет некоторые дефекты. Один из них заключается в недостаточной разработанности критериев глубинности, хотя они и составляют основу многих генетических схем. [Горжевский, Козеренко, 1965]. Поэтому мы не сочли целесообразным использовать их в качестве главного классификационного признака. В какой-то мере слишком общими для диагностических целей представляются такие признаки, как «жилые образования», «вторичные структуры», «изменения вмещающих пород». Систематика не отражает, естественно, всего многообразия гранитоидных массивов, но вместе с тем она вскрывает их характерные особенности, которые в своей совокупности подчеркивают генетическую однородность редкометальных плутонов Забайкалья.

Геолого-структурная систематика редкометаллических пегматитов (мезоабиссальная)

Структурное положение	Редкометаллические пегматиты (мезоабиссальная)		
	в ядрах антиклинальных складок линейного типа, приуроченные к участкам сопряжения разноориентированных зон повышенной трещиноватости	в ядерных частях грабен-синклиналей, осложненных надвиговыми структурами	в ядрах антиклинальных складок линейного типа, приуроченные к участкам сопряжения разноориентированных зон повышенной трещиноватости
1	2	3	4
Глубина формирования, км	4—5	4	1) 4—5 2) 2—3
Морфология и размеры	1. Тела вытянутой, пластообразной формы с размерами в несколько сотен квадратных километров и купольно-асимметричным строением апикальной поверхности 2. Тела овальной эллипсоидной формы, достигающие размеров до первых сотен квадратных километров и купольно-симметричным строением апикальной поверхности	Тела овальной эллипсоидной формы с размерами не более первых сотен квадратных километров и купольно-асимметричным строением апикальной поверхности	1. Тела вытянутой формы, достигающие размеров до первых сотен квадратных километров, и купольно-асимметричным строением апикальной поверхности 2. Плиткообразные тела (тип силла) размером не более первых сотен квадратных километров, состоящие на уровне современного среза из изолированных выступов купольно-асимметричного строения
Соотношения с вмещающими породами	1. Согласные, с преобладанием резких контактов 2. Частично согласные, с резкими контактами	Частично согласные, с резкими контактами	1. Частично согласные, с резкими контактами 2. Согласные, с резкими, иногда нечеткими контактами
Внутреннее строение	1. Двухфазные, сложенные породами главной интрузивной фазы и фазы дополнительных интрузий 2. Однофазные, сложенные породами центральной и краевой фаций	Однофазные, сложенные породами центральной и краевой фаций	1. Однофазные, сложенные породами центральной и краевой фаций 2. Однофазные, сложенные несколькими структурно-фациальными разновидностями без строго закономерного расположения
Преобладающие породы	1. Средне- и крупнозернистые порфиридные биотитовые микроклин-плагноклазовые граниты и неравномернозернистые аляскитовые и пегматоидные граниты непостоянного состава 2. Неравномернозернистые порфиридные биотитовые и биотит-мусковитовые граниты микроклин-плагноклазового	Средне- и крупнозернистые порфиридные биотитовые и неравномернозернистые биотит-мусковитовые граниты микроклин-плагноклазового состава с постепенными переходами	

талых гранитов и пегматитов Забайкалья

группа фаций)	Редкометалльные граниты (гипабиссальная группа фаций)	
в ядрах антиклинальных складок брахиформного типа	во флексуобразных изгибах складок линейного типа, приуроченные к трещинным зонам скальвания, оперяющим крупные разломы	в ядрах антиклинальных складок линейного типа, приуроченные к узлам пересечения трещинных зон скальвания с крупными разломами
5	6	7
2—3	1—1,5	1—1,5
Лакколито- и штокообразные тела вытянутой и неправильно овальной формы с размерами, не превышающими первых десятков квадратных километров	<p>1. Лакколитообразные тела эллипсовидной формы с купольным строением апикальной поверхности и размерами, не превышающими первых квадратных километров</p> <p>2. Лакколитообразные тела вытянутой формы с размерами не более первых квадратных километров и купольно-асимметричным строением апикальной поверхности</p>	Лакколитообразные тела неправильно изометричной формы с купольно-асимметричным строением апикальной поверхности и размерами не более первых квадратных километров
Частично согласные и согласные тела с преобладанием резких контактов	Частично согласные тела, с резкими контактами между гранитоидами и породами рамы	
Двухфазные, сложенные породами главной интрузивной фазы и фазы дополнительных интрузий	Многофазные, сложенные несколькими структурно-фациальными разновидностями гранитов, с элементами их зонального размещения в вертикальном и горизонтальном разрезах	
Неравнозернистые биотитовые и биотит-мусковитовые микроклин-плагноклазовые граниты и лейкократовые плаггиограниты непостоянного минерального состава	<p>1. Среднезернистые альбитизированные амазонитовые граниты такситовой текстуры</p> <p>2. Неравнозернистые биотитовые, мусковитовые и биотит-мусковитовые микроклин-плагноклазовые граниты</p>	Неравнозернистые двуслюдяные микроклин-плагноклазовые и альбитовые граниты

1	2	3	4
	состава с постоянными и резкими структурно подчиненными контактами		
Элементы первичной структуры	Линейные и плоскопараллельные структуры течения, неориентированные ксенолиты, эндокинетическая трещиноватость	Слабый линейный параллелизм минералов, неориентированные ксенолиты, пологие трещины отдельности	Линейный и плоскостной параллелизм минералов, слабоориентированные ксенолиты и шлиры, эндокинетическая трещиноватость
Ксенолиты	Ксенолиты кровли обрушения, сложенные слабо измененными породами, имеющими резкие контакты с гранитоидами		Ксенолиты механической дезинтеграции в эндоконтактных зонах и ксенолиты кровли обрушения в апикальных частях с признаками ассимиляции
Жильные породы	1. Аплиты, лейкократовые граниты, пегматиты, лампрофиры 2. Аплиты, пегматиты, кварц-флюоритовые и кварцевые жилы	Аплиты, пегматиты, кварц-флюоритовые и кварцевые жилы	1. Аплиты, пегматиты, кварц-флюоритовые и кварцевые жилы 2. Аплиты, пегматиты, кварцевые жилы с оловянно-вольфрамовой минерализацией
Вторичные структуры	1. Зоны катаклаза, дробления и перетирания, сбросо-сдвиговые нарушения небольших амплитуд, экзокинетическая трещиноватость 2. Сквозные сбросо-сдвиговые нарушения, изменяющие конфигурацию контактов плутонов, и экзокинетическая трещиноватость	Сквозные сбросо-сдвиговые нарушения, изменяющие конфигурацию контактов плутонов	Сквозные сбросо-сдвиговые нарушения, не приводящие к существенному изменению конфигурации контактов плутонов, и экзокинетические трещины
Изменения вмещающих пород	Ореолы биотитовых роговиков и ороговикованных песчаников, сланцев, алевролитов шириной до нескольких километров	Зоны ороговикования, окварцевания, турмалинизации и биотитизации шириной до 8—10 км	Зоны биотитизации, серицитизации и окварцевания шириной не более 10 км
Эрозионный срез апикальных частей, м	200—600	200—800	1) 200—500 2) 150—400

5	6	7
Пологие трещины отдельности, мелкие ксенолиты и шпильки	<ol style="list-style-type: none"> 1. Экзокинетическая трещиноватость 2. Эндо- и экзокинетическая трещиноватость, неориентированные ксенолиты 	Эндо- и экзокинетическая трещиноватость
Ксенолиты кровли обрушения без следов ассимиляционных процессов	<ol style="list-style-type: none"> 1. Ксенолиты отсутствуют 2. Ксенолиты кровли обрушения без следов ассимиляционных процессов 	Ксенолиты отсутствуют
Аплиты, пегматиты, кварц-касситеритовые и кварцевые жилы	Аплиты, гранит-порфиры, аплитовидные граниты, кварцевые порфиры, онгониты. Полиминеральные кварцевые жилы	
Мелкие нарушения сдвигового характера и экзокинетические трещины	<ol style="list-style-type: none"> 1. Наложённые экзокинетические трещины, зоны окварцевания, дробления и каолинизации 2. Сквозные нарушения сбросо-сдвигового характера, изменяющие конфигурацию контактов плутонов 	Наложённые экзокинетические трещины и нарушения сбросового характера
Ореолы биотитовых роговиков шириной не более первых сотен метров	<ol style="list-style-type: none"> 1. Зоны грейзенизации небольшой ширины 2. Зоны ороговикования и окварцевания шириной не более первых километров 	Зоны ороговикования, биотитизации и окварцевания шириной не более первых сотен метров
100—150	<ol style="list-style-type: none"> 1) 100—120 2) 100—600 	80—100

4. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ И ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ

4.1. СТРУКТУРЫ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ И МОРФОЛОГИЯ ПЕГМАТИТОВ

Вопросы структурного контроля пегматитовых полей остаются до сих пор во многом дискуссионными. Всеми признается значение складчатых и разрывных дислокаций в пространственном размещении редкометальных пегматитов, однако их роль расценивается различными исследователями по-разному. Известно, например, мнение Г. Г. Родионова, полагающего, что пегматиты формировались синхронно со складкообразованием вмещающих пород и, в силу этого тип пластических деформаций предопределял элементы разрывной тектоники, контролировавшей распределение пегматитовых тел. А. И. Гинзбург, В. Д. Никитин и их последователи рассматривают пегматиты как постскладчатые образования, располагающиеся в зонах крупных тектонических нарушений, наложенных на складчатые структуры.

Применительно к Забайкалью отдельные вопросы структурного контроля пегматитов затрагивались в литературе ограниченно [Гинзбург, 1952; Гладков, Темников, 1963], и вряд ли в этом отношении они могут быть сопоставлены с оловянно-вольфрамовыми месторождениями региона, прекрасно описанными в последнее время А. В. Дружининым (1968). Проводя изучение пегматитовых полей, автор исходил из основного положения о том, что локализация пегматитов была обусловлена развитием вмещающих их полостей, морфологическими элементами складчатых структур и материнских гранитоидных массивов.

Халзанское пегматитовое поле. В пределах этого поля большая часть пегматитовых тел размещается в гранитоидном массиве. Здесь они распределены крайне неравномерно и локализуются в основном на трех разобренных участках (см. рис. 4). Первый и второй участки располагаются в южной части массива, а третий тяготеет к его северному эндоконтакту.

Пегматиты первого участка залегают в биотитовых, аляскитовых и пегматоидных гранитах; преобладающей приуроченности к тем или иным разновидностям пород не наблюдается. Форма пегматитовых тел весьма разнообразна. В большинстве случаев это шпирь, плитообразные жилы. Размеры последних колеблются в широких пределах: длина по простиранию составляет 15—30 м, средняя мощность 0,5—1,5 м, редко больше. Большинство пегматитовых жил характеризуется северо-западным и субмеридиональным простиранием с падением на северо-восток под углом 30—60°. Как показали наблюдения, такая ориентировка обусловлена приуроченностью жил к диагональным трещинам гранитоидов. Пегматиты, имеющие форму шпировых выделений, локализуются в местах сопряжения аналогичных трещин северо-восточного и северо-западного направлений.

Пегматитовые тела второго участка залегают в порфиридных биотитовых гранитах. Последние образуют останцы различных размеров и форм, сложенные алевролитовыми сланцами и кварцитовидными песчаниками.

По морфологическим признакам пегматиты второго участка могут быть объединены в три группы: плитообразные жилы; линзовидные жилы; трубчатые и штокообразные тела.

Если сравнивать элементы залегания трещин в гранитоидах и ориентировку плитообразных жил, то нетрудно заметить, что последние приурочиваются к крутонаклонным трещинам северо-западного, субмери-

дионального простирания, которые играли роль пегматитовмещающих полостей. Из анализа структурного блока порфиroidных гранитов можно заключить, что эти трещины являются первичными продольными трещинами.

Пользующиеся несколько меньшим распространением линзовидные жилы пегматитов локализуются в основном в порфиroidных биотитовых гранитах, где они выполняют продольные трещины северо-западного простирания.

Пегматиты, залегающие в форме трубчатых и штокообразных тел, обнаруживают отчетливую приуроченность к участкам пересечения разнонаправленных продольных и поперечных трещин гранитоидов. Характерной особенностью этих тел является наличие пологих апофиз, развывшихся по пластовым трещинам отдельности.

Третий участок размещения пегматитов по многим своим особенностям сопоставим со вторым участком. Здесь пегматиты залегают преимущественно в порфиroidных гранитах и значительно реже в аляскитовых гранитах.

Морфологически среди пегматитов выделяются плитообразные жилы, шпирь с пологими апофизами.

В пределах третьего участка также установлен довольно четкий структурный контроль в размещении пегматитов. Анализ их элементов залегания и пространственной ориентировки разрывных нарушений в гранитах позволил выявить следующее:

1) плитообразные тела, имеющие четкое северо-восточное простирание с падением на северо-запад и юго-восток под углами $50-80^\circ$, приурочены к поперечным эндокинетическим трещинам;

2) меньшая часть жил локализуется в продольных трещинах, характеризующихся северо-западным простиранием при крутом (до 85°) падении на северо-восток и реже юго-запад;

3) на участках размещения шпировых тел пегматитов интенсивно проявлены диагональные трещины, к узлам пересечения которых они и приурочены.

Изложенные данные о структурно-морфологических особенностях пегматитов Халзанского поля позволяют в какой-то мере осветить вопрос о их типизации по характеру тектонических нарушений, контролирующих расположение и определяющих форму пегматитовых тел. Как было показано выше, пегматиты рассматриваемого поля характеризуются различной морфологией и элементами залегания, но условия их размещения всецело определяются дизъюнктивной тектоникой интрузивного массива. Выяснено, что наиболее крупные пегматитовые тела приурочены к продольным и поперечным трещинам гранитоидов. Это можно объяснить тем, что их образование осуществлялось, по-видимому, в условиях растяжения, поскольку в структурном анализе указанные нарушения рассматриваются как трещины растяжения. При преобладании сжимающих усилий в гранитоидах формировались небольшие по размерам тела, обычно локализуемые в диагональных трещинах.

Определенную роль в пространственном распределении пегматитов играла и морфология апикальной поверхности гранитного массива. Установлено, что наиболее крупные по размерам пегматитовые тела, характеризующиеся широко прошедшими в них процессами замещения, приурочены к купольным возвышениям плутона, а в депрессионных перегибах между ними такие пегматиты отсутствуют. Подобное размещение свидетельствует, по всей вероятности, о том, что раскрытие первичных трещин происходило в первую очередь в пологих понижениях кровли массива, а позже приоткрывались трещины в купольных возвышениях.

Отмеченные условия залегания и морфологические черты пегматитов Халзанского поля отражены в табл. 7. По совокупности своих признаков

Условия залегания и морфология пегматитовых тел Халзанского поля

Участок	Форма пегматитовых тел	Пегматитовмещающие структуры	Структурные элементы кровли массива
Первый	Шлиры	Системы пересекающихся диагональных трещин	Депрессионные перегибы
	Плитообразные жилы	Диагональные трещины	
Второй	Плитообразные жилы	Продольные трещины	Купольные возвышения
	Линзовидные жилы	Продольные трещины	
	Трубчатые и штокообразные тела	Системы пересекающихся продольных и поперечных трещин	
Третий	Плитообразные жилы	Поперечные трещины	Депрессионные перегибы
	Шлиры с пологими апофизами	Системы пересекающихся диагональных трещин	

они являются син- и эпигенетическими образованиями, сформировавшимися в относительно спокойной тектонической обстановке [Гинзбург, 1952]. Образованное ими поле может классифицироваться как поле посторогенных пегматитов внутриинтрузивной зоны в эндо- и экзокинетических трещинах гранитоидов.

Саханайское пегматитовое поле. В данном поле большая часть пегматитовых тел локализуется в гранитах этого плутона и его обрамлении; значительно меньше пегматитов приурочено к его сателлиту — Дульдургинскому массиву.

В пределах Саханайского плутона нами установлено, что среди пегматитов достаточно четко проявляются три морфологических типа тел: шлировые выделения различной формы; штоко- и трубообразные тела; плитообразные жилы.

Шлировые выделения пегматитов не пользуются широким распространением. Обычно они наблюдаются в крупнозернистых биотитовых гранитах, с которыми имеют то резкие, то постепенные контакты. Форма шлиров в разрезе и плане самая разнообразная; встречаются линзообразные, веретеноподобные, эллипсоидальные шлиры, характеризующиеся весьма извилистыми очертаниями.

На участках локализации таких шлиров развиты пластовые и продольные трещины. Первые из них ограничивают распространение шлировых выделений по вертикали, продольные трещины, имеющие крутое падение и преобладающее северо-восточное простирание, служат боковыми контактными поверхностями.

Следующую морфологическую группу пегматитов составляют штоко- и трубообразные тела. Они развиты более широко, чем шлировые выделения. В плане эти тела имеют овальную или округлолинзовидную форму; размеры их в поперечнике достигают 12×12 м. В вертикальном разрезе они приобретают форму штоков и труб, несколько расширяющихся с глубиной.

Структурные исследования позволили установить, что тела второго морфологического типа локализуются в зонах сопряжения разнонаправленных трещин. Одни из них имеют северо-восточное простирание с па-

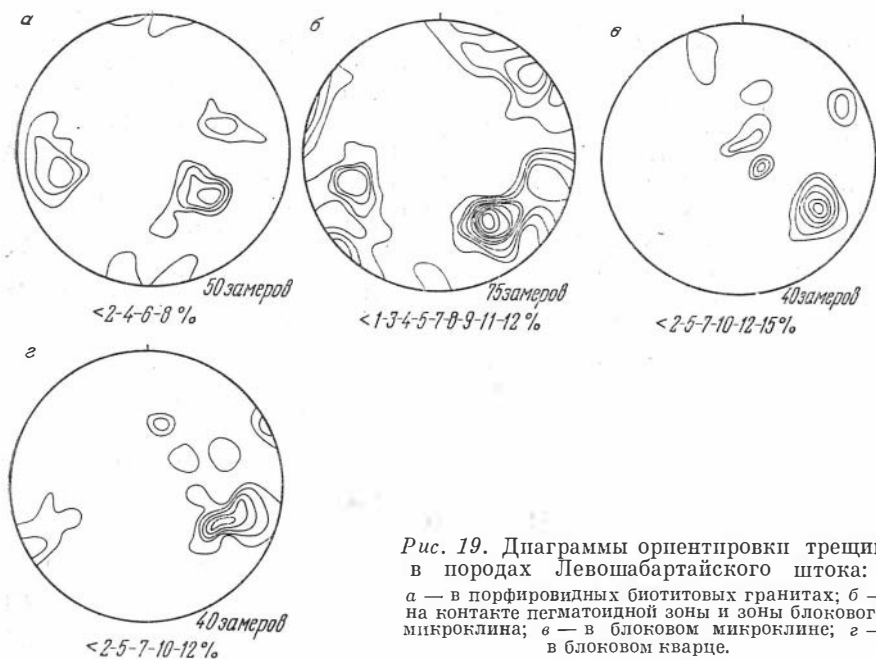


Рис. 19. Диаграммы ориентировки трещин в породах Лешошартайского штока: а — в порфировидных биотитовых гранитах; б — на контакте пегматойдной зоны и зоны блокового микроклина; в — в блоковом микроклизне; г — в блоковом кварце.

дением на юго-восток и, как показал анализ структурного блока гранитоидов, относятся к продольным трещинам; другие ориентируются в северо-западном направлении с падением на юго-запад и могут рассматриваться как типичные поперечные трещины. На многих обнажениях совершенно четко установлено, что ориентировка и тех и других трещин совпадает с простиранием контактовых поверхностей пегматитов. В одних случаях лучше проявлена система продольных трещин, и пегматитовые тела вытягиваются в северо-восточном направлении; в других, чаще встречаемых, случаях получают более интенсивное развитие поперечные трещины; согласно их простиранию пегматиты проявляют определенную линзообразную вытянутость на северо-запад. Очевидно, можно утверждать, что продольные и поперечные трещины явились поверхностями камерных пространств, возникших на заключительном этапе становления массива и впоследствии выполненных пегматитовыми расплавами-растворами. Структурный фон локализации штоко- и трубообразных тел значительно «маскируется» неоднократным подновлением различных нарушений гранитоидов и экзокинетической, наложенной трещиноватостью.

Рассмотрим в качестве примера тектоническую позицию Лешошартайского штока, расположенного в северо-восточной части плутона.

К юго-западу от него в гранитах проявлены продольные трещины северо-восточного простирания и поперечные трещины субмеридиональной ориентировки (рис. 19, а). В контактовых зонах пегматита эти системы трещин несколько усложняются в связи с неоднократным подновлением заложённых ранее нарушений и развитием экзокинетической трещиноватости (рис. 19, б). Нарушения, проявленные в зонах блокового микроклина и блокового кварца (рис. 19, в, г), повторяют ранний план деформаций. Таким образом, здесь в целом устанавливается тождественность трещинной тектоники в гранитах и пегматите, что можно объяснить следующим образом. До возникновения штокообразного тела в гранитах существовали продольные и поперечные трещины; затем в участок их сопряжения поступил пегматитовый расплав-раствор. Проявившиеся затем нарушения наследовали ранее заложённый план тектонических напряжений во вмещающих породах и привели к общности трещинной тектони-

ки гранитов и пегматита. Развитые в нем трещины, пространственно совпадающие с продольными и поперечными нарушениями гранитов, являются по своему характеру внутрipegматитовыми, поскольку по ним не зафиксированы какие-либо смещения отдельных участков, крупных минералов пегматита и т. д. Они только нарушают сплошность породы и не осложняют общую морфологию пегматитового тела. По-видимому, его формирование происходило на фоне движений по эндокинетическим трещинам гранитов, что свидетельствует о тесной структурной связи пегматита с последними. Аналогичные условия становления штоко- и трубообразных тел пегматитов выявлены и на других участках их локализации.

Плитообразные жилы имеют в ряде случаев линзовидные раздувы в центральных частях. Пространственно они приурочиваются к эндо- и экзоконтактовым зонам массива, где картируются в виде тел различной мощности и протяженности. Рассматриваемые пегматиты характеризуются самыми различными элементами залегания. Однако полученные нами статистические данные позволяют утверждать, что бóльшая их часть ориентируется в двух направлениях — северо-западном и северо-восточном. Это объясняется приуроченностью пегматитов к продольным и поперечным трещинам гранитов, интенсивно развитым на участках их локализации. Пегматиты северо-западного простирания выполняют поперечные трещины того же направления (как это имеет место в северной части массива); продольные трещины служат вмещающими полостями для жил северо-восточной ориентировки. В участках, где фиксируются одновременно продольные и поперечные трещины, пегматиты развиваются по нарушениям, которые преобладают и проявлены лучше. Поэтому ни в одном из обнажений не наблюдались пересечения разнонаправленных жил.

В гранитоидах установлен четкий морфологический контроль в размещении пегматитов. В подавляющем большинстве случаев они локализируются в пределах купольных возвышений, пространственно совпадающих с эндоконтактовыми зонами плутона, тогда как пониженная центральная его часть практически лишена пегматитов.

Аналогичные структурные условия размещения выявлены для пегматитов Дульдургинского массива. Он сложен преимущественно крупнозернистыми биотитовыми гранитами, среди которых в виде дайкообразных тел прихотливой формы картируются мелкозернистые аплитовидные граниты.

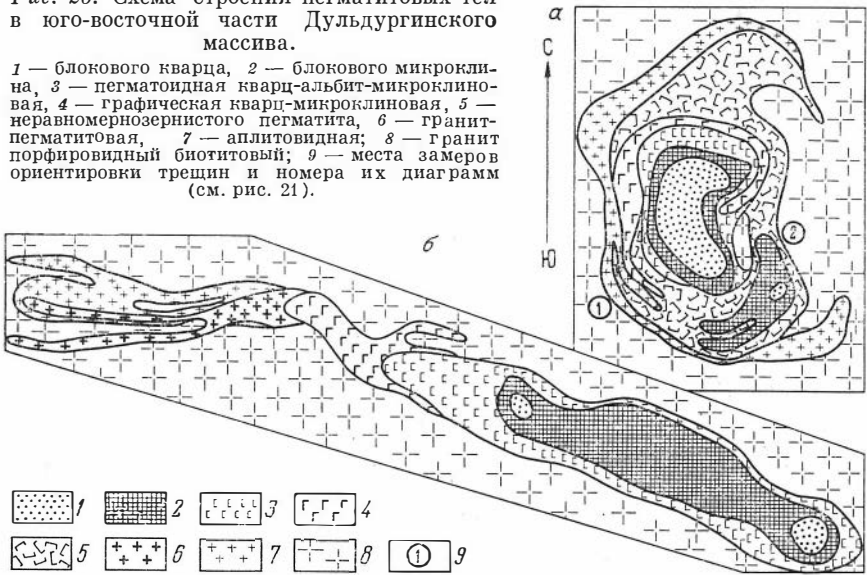
Линейные и плоскостные текстуры в дульдургинских гранитоидах проявлены слабо, поэтому положение развитых в них трещин можно анализировать только относительно контактов интрузивного тела и его удлинения. В этом случае к продольным относятся трещины с северо-восточным простиранием, а к поперечным — трещины, ориентированные к первому под острым или прямым углом и протягивающиеся в северо-западном направлении. Помимо этих нарушений в гранитах развиты и пластовые (пологие) трещины, не имеющие, однако, широкого распространения.

Установлено, что структурная позиция дульдургинских пегматитов, слагающих как штоко-трубообразные тела, так и плитообразные жилы, определяется продольными и поперечными трещинами гранитоидов. В этом отношении достаточно характерным примером является группа пегматитов юго-восточной части Дульдургинского массива. Здесь известно два сравнительно крупных тела, одно из которых имеет неправильно штокообразную форму (рис. 20, а), а другое картируется в виде жилоподобного образования (рис. 20, б).

Первое, наиболее интересное из них, несколько вытянуто в меридиональном направлении; на уровне современного среза его западная контактовая поверхность имеет слабоволнистое строение, с крутым падением в восточных румбах, т. е. в сторону центральной части тела. Более сложным по конфигурации является восточный контакт, характеризующийся

Рис. 20. Схема строения пегматитовых тел в юго-восточной части Дульдургинского массива.

1 — блокового кварца, 2 — блокового микроклина, 3 — пегматоидная кварц-альбит-микроклиновая, 4 — графическая кварц-микроклиновая, 5 — неравномернозернистого пегматита, 6 — Гранит-пегматитовая, 7 — аплитовидная, 8 — Гранит порфиroidный биотитовый; 9 — места замеров ориентировки трещин и номера их диаграмм (см. рис. 21).



изгибами и заливами различных размеров. Под крутыми углами он падает также к центру штока. С учетом такого поведения контактовых поверхностей можно предположить выклинивание тела на глубине порядка 15—20 м от дневной поверхности. Если воссоздать апикальную часть штока путем реставрации по углам падения контактов, то нетрудно убедиться в ее сводовом, купольном строении, причем больший объем свода был образован, по-видимому, аплитовидной зоной.

Во вмещающих биотитовых гранитах фиксируются многочисленные трещины, объединяемые в две основные системы. Первая система представлена продольными трещинами северо-восточного, субмеридионального направления, вторая образована поперечными трещинами северо-западного простирания (рис. 21). Ориентировка контактовых поверхностей тела пегматита часто совпадает с простиранием этих систем трещин. Создается впечатление, что некоторая вытянутость пегматитового штока в субмеридиональном направлении обусловлена широким развитием продольных трещин на этом участке.

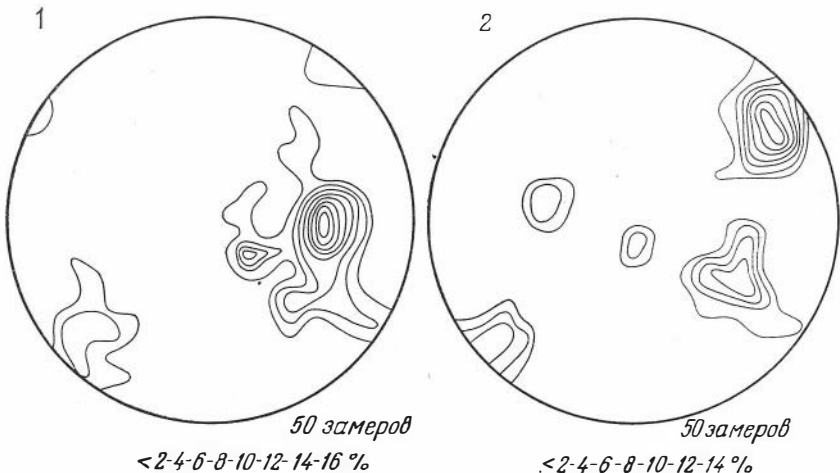


Рис. 21. Диаграммы ориентировки трещин в породах (1, 2 см. на рис. 20).

Статистическая обработка данных замеров ориентировки трещин в различных зонах пегматита убеждает нас в том, что в процессе его формирования план тектонических напряжений не изменялся. Почти во всех зонах наиболее развитыми являются трещины северо-западного направления, а появление пологих нарушений связано с явлениями сокращения объема пегматитовой камеры и усадкой кристаллизовавшегося остаточного расплава-раствора. Эти и другие факты указывают, что роль внутрирудной тектоники в процессе формирования пегматитов была весьма значительной.

По совокупности перечисленных признаков пегматитовые тела рассматриваемого поля относятся к син- и эпигенетическим образованиям, формирование которых во многом обуславливалось развитием разрывной тектоники вмещающих пород. Они рассматриваются нами как пегматиты внутриинтрузивной зоны, приуроченные к эндо- и экзокинетическим трещинам гранитоидов.

Дурулгуевское пегматитовое поле. Наши наблюдения в восточной части этого поля позволяют привести структурно-морфологическую характеристику известных здесь пегматитов. Они залегают в гранитоидах Дедовогорского выступа и в породах рамы, представленных верхнепалеозойскими, интенсивно метаморфизованными отложениями. Пегматиты внутриинтрузивной зоны немногочисленны и могут быть отнесены к типичным сингенетическим образованиям, залегающим в различных гранитоидах.

Наряду со шпировыми обособлениями самой различной формы здесь наблюдаются жильные тела (рис. 22). Главное жилообразное выделение пегматита в среднезернистом граните осложнено серией маломощных прожилков-проводников, развившихся со стороны лежащего бока. В случае плитообразной формы длина тел пегматитов достигает 200 м. Какой-нибудь их концентрации на одном определенном участке не установлено. По пространственной ориентировке жильные пегматиты могут быть объединены в две группы: первая характеризуется северо-восточным простиранием, вторая — северо-западным, субмеридиональным. Нетрудно видеть, что такое расположение пегматитов хорошо увязывается с направлением основных трещин структурного блока вмещающих гранитов — продольными и поперечными эндокинетическими нарушениями, т. е. распределение жильных пегматитов, являвшихся типичными инъекциями, контролировалось первичной трещиноватостью гранитов. Помимо интрузивного контроля определенное значение в их размещении имело строение апикальной поверхности массива: достаточно сказать, что его восточный эндоконтакт характеризуется общей купольной формой.

Более интересны пегматиты, локализующиеся среди осадочно-метаморфических пород, где они образуют довольно компактный по размерам концентрационный максимум. Главной складчатой струк-

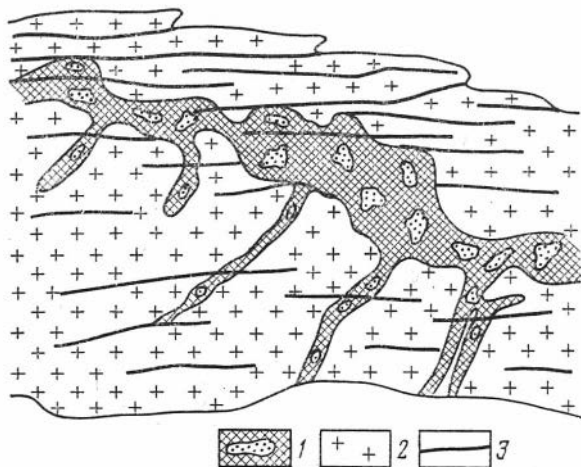


Рис. 22. Морфология сингенетических пегматитов внутриинтрузивной зоны Дурулгуевского плутона (зарисовка части коренного обнажения). 1 — мелкоблочковый кварц-микроклин-мусковитовый пегматит; 2 — среднезернистый двуслоидный гранит; 3 — пологие трещины.

турой здесь является брахиантиклиналь северо-западного простирания, имеющая длину около 4 км при размахе крыльев до 2,5 км. По своему строению эта складка асимметрична: падение пород восточного крыла составляет 35—45°, а западного 50—70°. В северной и южной частях структуры отмечается периклинальное замыкание складки, где начинает преобладать широтное простирание с падением в сторону от ее ядра.

К главной брахиформной структуре пространственно приурочено большинство пегматитовых тел, вытянутых согласно с ее простиранием на 5—6 км. Можно согласиться с А. М. Гребенниковым, объединившим их в две свиты: первая, сливаясь с гранитоидами на севере участка, как бы обрамляет их контакт с породами рамы, повторяя его конфигурацию; вторая, дугообразно изгибаясь, отстоит на некотором расстоянии от гранитоидов и поворачивает на юго-восток. Характеризуясь ярко выраженным удлинением, тела пегматитов в морфологическом отношении представлены типичными дайками, плитообразными и линзовидными жилами с отчетливым параллелизмом контактовых поверхностей и своеобразными флаговыми апофизами — ответвлениями, посредством которых они зачастую соединяются с гранитами массива. Простирание обеих свит северо-западное 290—340°, падение на северо-восток под углами 35—45°.

Следует отметить, что, исходя из установленных элементов залегания пегматитов и вмещающих пород, большинство тел относится к согласным и частично согласным. В случае согласного залегания тела пегматитов ориентируются по плоскостям слоистости и могут быть отнесены к типичным межпластовым жилам. При частично согласном залегании пегматиты занимают продольно-секущее и значительно реже диагонально-секущее положение относительно преобладающего простирания вмещающей толщи. К согласным телам могут быть отнесены пегматиты северо-западного фланга поля; продольно-секущими и диагонально-секущими являются пегматиты центральной и южной частей.

Не менее важной особенностью является и то, что пегматиты в своем распределении проявляют определенную зависимость от морфологических элементов вмещающей их складчатой структуры; большинство их располагается на восточном крыле брахиантиклинали и только некоторые из них приурочиваются к сводовым частям осложняющих ее складок.

В полосе развития основных тел пегматитов интенсивно проявилась разрывная тектоника, фиксируемая зонами трещиноватости, дробления, перетирания, смещениями пегматитов в горизонтальном и вертикальном направлениях. Исследованиями установлено, что главное значение в определении структурного плана пегматитового поля имеют многочисленные трещины. Несмотря на разнообразие их ориентировки, представляется возможным объединить их в четыре основные системы трещин (рис. 23). Первые две системы имеют северо-восточное, субширотное простирание с падением на северо-запад и юго-восток, а третью и четвертую составляют трещины северо-западного простирания с северо-восточным и юго-западным падением. В целом преобладают нарушения северо-западной ориентировки.

Несомненно, что появление отмеченных трещин тесным образом связано с процессами складкообразования на участке. Это следует хотя бы из того, что нарушения занимают довольно строгое положение относительно брахиантиклинали: северо-западные трещины совпадают с ее простиранием, а северо-восточные располагаются под прямым или острым углом к ним. Такое пространственное положение нарушений соответствует следующему эллипсоиду деформации: ось *A* вертикальна, ось *B* горизонтальна и параллельна простиранию пород, ось *C* горизонтальна и перпендикулярна простиранию. При таком расположении главных осей трещины

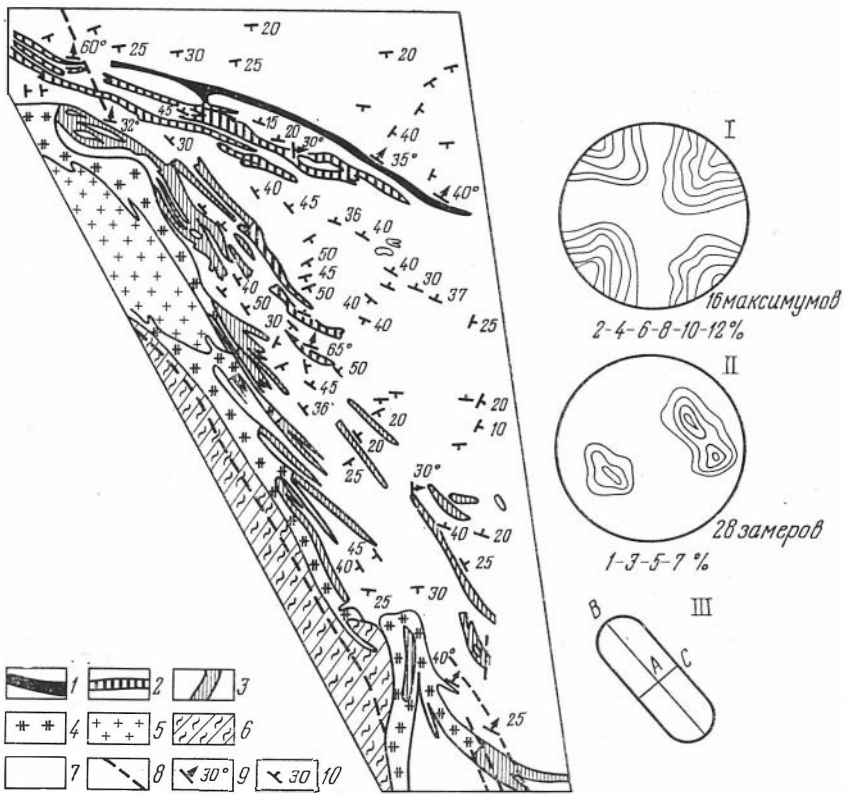


Рис. 23. Схема строения восточной части Дурулгуевского пегматитового поля (по А. М. Гребенникову).

1—3 — пегматиты (1 — альбитовые, 2 — микроклин-альбитовые, 3 — микроклин-овые); 4, 5 — граниты (4 — двуслюдяные, 5 — биотитовые мелкозернистые); 6 — гнейсовидные слюдяные песчаники; 7 — песчано-сланцевая толща; 8 — разрывные нарушения, фиксируемые зонами дробления и перетирания; 9 — элементы залегания пегматитов; 10 — то же, слоистости осадочно-метаморфических пород. I — синоптическая диаграмма максимумов основных систем трещин во вмещающих породах; II — диаграмма элементов залегания пегматитовых тел; III — эллипсоид деформации, соответствующий этапу интенсивного трещинообразования.

северо-западной ориентировки могут рассматриваться как сколовые, а трещины северо-восточного направления как отрывные. Нетрудно видеть, что пространственное положение пегматитовых тел и сколовых трещин совпадает, что является, очевидно, не случайным.

Как же можно оценить значение тектонического контроля в размещении пегматитов Дурулгуевского поля? По-видимому, в случае согласного залегания пегматитовый расплав-раствор использовал для своего внедрения плоскости отслоения антиклинально залегающих пород. Основная его масса была инъецирована в сколовые трещины, которые, по нашему мнению, наследовали ориентировку секущего кливажа и проявились после завершения складчатых процессов, но до стадии хрупкой деформации, учитывая частично согласное залегание пегматитовых тел.

Применительно к пегматитам, залегающим среди осадочно-метаморфических пород и не имеющим пространственной сближенности с гранитоидами, вопрос их формирования решается более или менее однозначно — они могут рассматриваться как тела, образующиеся путем заполнения полостей. Об этом свидетельствуют: а) наблюдаемая тождественность и совместимость линий контактов висячего и лежащего боков жил; б) несоответствие ориентировки плоскостей слоистости ксенолитов, песчаников, обнаруженных в пегматитах, элементам залегания в боковых породах; в) четкие и резкие контакты с вмещающими песчаниками и сланцами.

Исходя из изложенных материалов, мы склонны классифицировать охарактеризованные пегматиты как поле посторогенных образований надынтрузивной зоны в разрывных нарушениях брахиформной антиклинальной складки.

Кангинское пегматитовое поле. Здесь пегматитовые тела размещаются в гранитоидном массиве и породах рамы.

В распространении внутригранитных пегматитов отсутствует какая-либо закономерность, хотя подмечено, что от центральных частей массива к его периферическим зонам их количество заметно возрастает. Так, в восточном эндоконтакте известны разнообразные по форме и размерам шпировые обособления пегматитов, которые могут быть отнесены к сиигенетическим образованиям. Однако в целом преобладают пегматиты, образующие различной формы жилы с апофизами, ответвлениями, раздувами и пр. Для них характерны резкие интрузивные контакты с боковыми породами, на основании чего их можно классифицировать как эпигенетические (выжатые) пегматиты. Большинство жил восточной приконтактной зоны плутона приурочено к продольным и поперечным трещинам эндокинетиического происхождения, которые, как это видно на крупных коренных обнажениях, ограничивают их распределение в плане и разрезе и определяют их мощность. Но особенно отчетливый дизъюнктивный контроль в размещении пегматитов выявлен в западной контактной части массива. Здесь нами неоднократно наблюдались довольно мощные жилы эпигенетических пегматитов, залегающие согласно с пологими трещинами отдельности. Эти жилы сопровождаются различными ответвлениями, которые, по-видимому, играли роль подводящих к ним каналов. Пологие жилы образовались позднее биотитовых гранитов, поскольку коренные части этих каналов ограничиваются данными фаціальными разностями пород массива.

Размещение внутригранитных пегматитов в определенной степени контролируется также морфологией апикальной поверхности массива. Как отмечалось, в южной, западной и северо-восточной приконтактных зонах установлены купольные возвышения, к которым тяготеют самые крупные по размерам слабо дифференцированные пегматиты жильной формы, в то время как к участкам депрессионных понижений приурочена основная масса шпировых выделений сингенетического типа.

Что же касается механизма образования внутригранитных пегматитов, то можно сказать следующее. Изложенные факторы, определяющие геологическое положение и строение тел, позволяют отнести эпигенетические жильные пегматиты к образованиям, формировавшимся путем заполнения полостей. Их можно рассматривать как обычные магматические инъекции в различные по составу породы, структурно-морфологические признаки которых обязаны преемственности во времени элементов первичной структуры плутона и дизъюнктивной тектоники. Сложнее решается вопрос о шпировых сиигенетических пегматитах. Характеризуя практически тип породы, переходной между гранитом и пегматитом, шпир фиксируют этап проявления позднемагматических напряжений кристаллизовавшегося гранитного расплава и вряд ли их распределение связано с трещинной тектоникой.

Перейдем к описанию пегматитов, расположенных за пределами плутона. Наибольшее их количество сосредоточено в восточной экзоконтактной зоне, где исследованиями И. А. Климова в 1955 г. выделено несколько участков их локализации. Здесь пегматиты залегают в кварц-амфиболовых, кварц-слюдисто-полевошпатовых сланцах, имеющих общее северо-восточное простирание при непостоянных азимутах и углах падения.

Контакты пегматитовых тел со сланцами четкие, резкие; рисунок контактовых линий как в плане, так и в разрезе самый разнообразный. Не отличается постоянством и морфология тел; наравне с жильной фор-

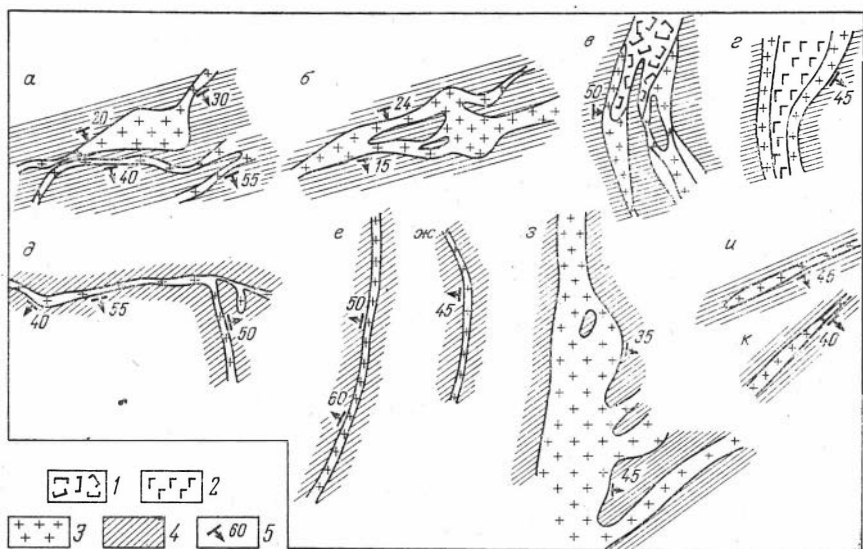


Рис. 24. Характерные морфологические типы пегматитовых тел на различных участках надвытрузивной зоны Кангинского плутона.

а, б — Скалистый; в, г — Лучинный; д — Сиреневый; е, ж — Сухой; з — Северный; и, к — Блоковый. 1—3 — зоны пегматитов (1 — пегматитовая, 2 — графическая, 3 — неравномернозернистая); 4 — амфиболовые и кварц-амфиболовые сланцы; 5 — элементы залегания пегматитовых тел.

мой развиты штоки и трубы. Характерные морфологические типы пегматитов приведены на рис. 24. Как видно, помимо линейно вытянутых форм, наблюдаются сопряженные тела. При этом сопряжение происходит под острыми или почти прямыми углами, что вызвано различием структурных условий становления пегматитов. На примере Кангинского поля представляется возможным предложить следующую группировку их форм: 1) простые формы, обусловленные приуроченностью тел к структурным элементам одного направления, проявляющимся в линейности, линзовидности, плитчатости и др.; 2) сопряженные формы — зигзагообразные крестовидные, древовидные, возникшие на участках развития разноориентированных структур. Тела простой формы, представленные линзовидными, плитчатыми и пластообразными жилами, получили распространение на участках Лучинный, Сухой, Блоковый. Но в целом преобладают, видимо, тела сопряженной формы, к которым следует отнести и пегматитовые штоки, известные на участке Боец.

В случае жильной формы тел они имеют северо-восточное простирание, некоторые протягиваются в широтном и меридиональном направлениях. Падение жил в основном юго-восточное, восточное (т. е. от выходов гранитоидов на современном срезе), реже они наклонены на запад, юго-запад, углы падения весьма разнообразны.

Результаты исследований позволяют также осветить структурные соотношения пегматитов с вмещающими породами. Во-первых, исходя из сопоставления их элементов залегания можно выделить следующие типы тел пегматитов, имеющих резкую вытянутость в одном направлении: согласные — элементы залегания по всем параметрам совпадают, встречаются редко; частично согласные — несовпадение по одному-двум параметрам, преобладающий тип тел; несогласные распространены реже. Во-вторых, исходя из сравнения простирания вмещающих пород и пегматитов, наиболее легко устанавливаемого при наблюдениях, можно выделить продольно-секущие и диагонально-секущие жилы, которые являются частным выражением второй и третьей групп тел.

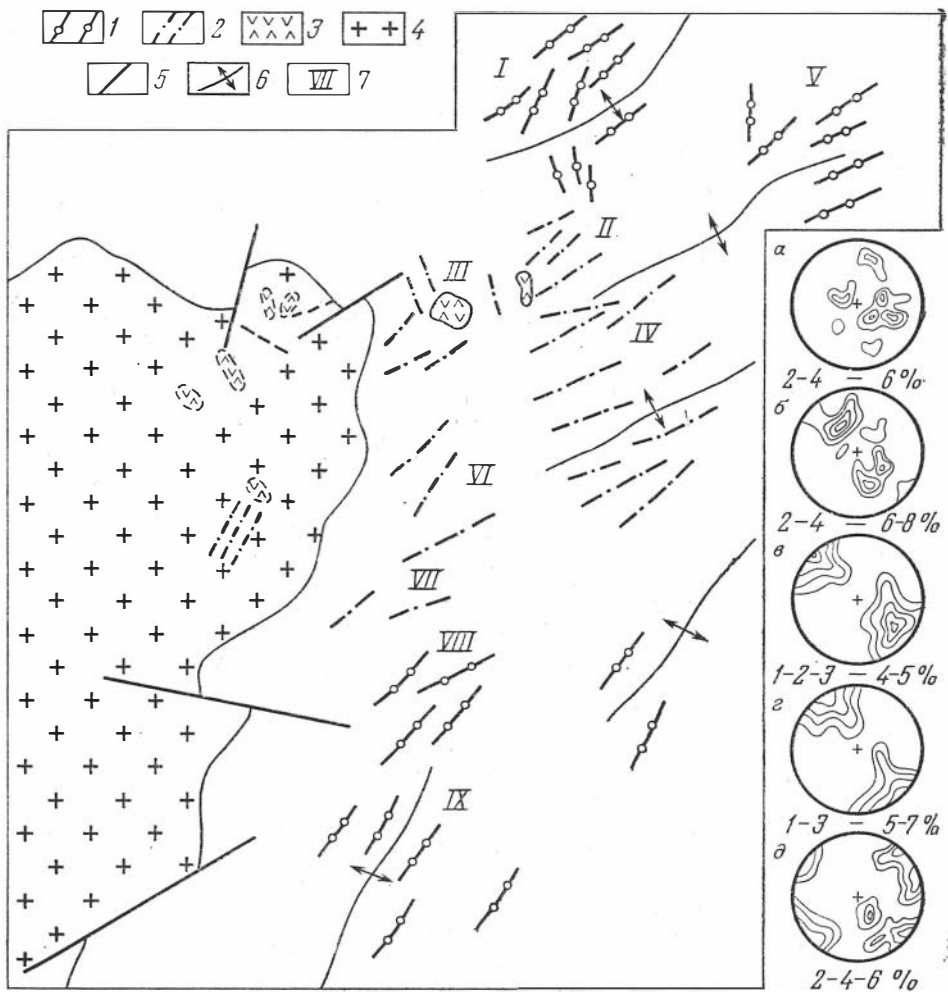


Рис. 25. Схема строения восточной части Кангинского пегматитового поля.

1 — микроклин-альбитовые пегматиты; 2 — микроклиновые пегматиты; 3 — пегматоидные гранитоиды; 4 — средне- и крупнозернистые биотитовые граниты; 5 — разрывные нарушения; 6 — оси локальных складчатых структур; 7 — участки локализации пегматитов (I — Утесовый, II — Северный, III — Боец, IV — Скалистый, V — Блоковый, VI — Лучинный, VII — Волкова, VIII — Сухой, IX — Камеганай). а — элементы залегания сланцев на контакте лежащего бока жилы пегматита на V участке, 100 замеров; б — то же, со стороны висячего бока, 100 замеров; в — то же, в ядерной части складки вне видимой связи с пегматитами, IV участок, 100 замеров; г — элементы залегания пегматитовых жил на I, IV, V, VII участках, 44 замера; д — элементы залегания трещин в пегматитовой жиле IV участка, 50 замеров.

В восточном экзоконтакте плутона вмещающие породы образуют серию линейных антиклинальных складок высоких порядков с пологими северо-западными и более крутыми юго-восточными крыльями. Большая часть пегматитовых тел приурочена к сводовым частям этих складок, где широко развиты трещины различной ориентировки и морфологии. Среди них наиболее распространены трещины северо-восточного направления (рис. 25). Меньшим развитием пользуются трещины, ориентированные к предыдущим под острыми углами, т. е. занимающие диагональное положение относительно вытянутости складок. Такое расположение разрывных нарушений позволяет предположить, что деформация пород, вмещающих пегматитовые тела, соответствовала эллипсоиду со следующим расположением осей напряжений: ось *A* горизонтальна и параллельна простиранию складчатости, ось *B* вертикальна, ось *C* горизонтальна и перпендикулярна простиранию пород. При таком расположении осей трещины,

совпадающие с простиранием складок, можно рассматривать как отрывные, а ориентированные к ним под углом — как сколовые. Одинаковое простирание трещин вмещающих пород и пегматитовых тел является, по-видимому, не случайным; особенно это касается трещин отрыва, которые можно рассматривать как пегматитовмещающие полости.

Процесс становления пегматитов восточного экзоконтакта плутона протекал в беспокойной тектонической обстановке. Во многих телах различных участков наблюдается пережегаемость мелко-, средне- и крупнозернистых структур, приводящая к ленточному, полосчатому сложению пегматитов. Широко развиты нарушения, часто смещающие в плане тела жильной формы. Некоторые из них классифицируются как сдвиги с горизонтальной амплитудой смещения в несколько метров.

Заканчивая описание структуры Кангинского поля, подчеркнем, что сопоставлять пегматиты, залегающие в гранитоидах массива и породах его рамы, не имеет смысла, так как структурное их становление было весьма различно. Так, внутригранитные пегматиты могут быть отнесены к постороженным образованиям внутриинтрузивной зоны в эндо- и экзокинетических трещинах гранитоидов.

Пегматиты восточного экзоконтакта классифицируются нами как постороженные тела надынтрузивной зоны в разрывных нарушениях сводовых частей линейных антиклинальных складок.

Седловское пегматитовое поле располагается в зоне юго-западного экзоконтакта гранитного массива, где закартированы две толщи нижне-среднеюрских отложений — нижняя, существенно конгломератовая, и верхняя, песчаниково-сланцевая. Они образуют довольно крупную синклинальную складку шириной около 3 км, протягивающуюся в северо-восточном, субширотном направлении; осложняющие ее складки более высоких порядков характеризуются, как правило, изоклинальным залеганием и крутыми углами падения крыльев.

В пределах поля пегматиты распределены крайне неравномерно и образуют четыре обособленные зоны, ориентированные в общем северо-западном направлении. Первая зона приурочена к юго-западному эндоконтакту гранитного массива, остальные наблюдаются среди вмещающих пород, причем самая крайняя из них удалена от выхода гранитов на дневную поверхность более чем на 3 км.

Пегматиты, расположенные в гранитоидах, представлены несколькими маломощными (0,2—0,6 м) жилами. Пегматитовмещающими явились трещины северо-западного направления, имеющие крутое падение на юго-запад и запад, т. е. в сторону вмещающих пород. К более распространенным нарушениям северо-восточного простирания приурочены кварц-турмалиновые прожилки, которые на ряде обнажений пересекают пегматиты.

В удалении 1,0—1,2 км от контакта гранитного массива с вмещающими породами, располагается вторая зона локализации пегматитов. Здесь известны три жилы северо-западного, субмеридионального простирания, падающие на юго-запад под углами 60—80°. Отличительной особенностью пегматитов этой зоны являются их четкий контакт с вмещающими породами и полосчатое сложение.

Структура второй зоны достаточно проста. Осадочно-метаморфические породы здесь имеют моноклинальное, зачастую осложненное флексуорообразными изгибами залегание с падением преимущественно на юг под углами 40—50°. В них интенсивно проявились трещины двух основных систем. Одна из них, самая распространенная, имеет субмеридиональное простирание и крутое падение на запад и восток, другая система трещин совпадает с элементами залегания пород и развивается по слоистости. Исходя из анализа взаимоотношения ориентировки указанных трещин с элементами залегания вмещающих пород и образованной ими синклинальной складки, можно прийти к выводу, что трещины субмеридиональ-

ного направления являются по своему генезису отрывными, а трещины субширотного простирания — сколовыми. К системе трещин субмеридиональной ориентировки и приурочены пегматитовые жилы, которые секут вмещающие породы как по простиранию, так и по падению.

Еще далее от гранитного массива, в 2,0—2,2 км от контакта с вмещающими породами, располагается третья зона. Пегматитовые тела этой зоны простираются в северо-западном направлении и характеризуются восточными и западными румбами падения. Они образуют узкую протяженную, но прерывистую зону, состоящую из серии ветвящихся и кулисообразно расположенных жил с многочисленными апофизами.

Установлено, что пегматитовые тела, залегающие в хрупких песчаниках и конгломератах, обладают более четкой жилообразной формой, чем пегматиты, локализующиеся в пластинчатых сланцах. Морфологические особенности пегматитов третьей зоны во многом были predeterminedены структурой характеризуемого участка и, в частности, его трещинной тектоникой.

Во всех литологических разностях пород, вмещающих пегматитовые тела, развиты трещины различных систем, среди которых нами выделяются основные системы, определяющие структурный план зоны. Так, в конгломератах ее северного фланга трещины могут быть объединены в две системы. Первая из них имеет северо-западное простирание и крутые углы падения на юго-запад и северо-восток. Вторая система характеризуется субширотным простиранием и совпадает с направлением складчатых структур. В менее распространенных песчаниках эта система получила несколько большее развитие, а в сланцах она является преобладающей.

Приблизительно аналогичными являются диаграммы, составленные по наблюдениям трещиноватости в породах южного фланга третьей зоны. Здесь также развиты трещины двух основных систем, одна из которых имеет северо-западное простирание, а другая — субширотное.

Если сравнить трещиноватость вмещающих пород с элементами залегания пегматитовых тел, то нетрудно заметить, что их ориентировка хорошо увязывается с направлением преобладающей системы трещин, имеющей северо-западное простирание. Эти трещины образуют довольно протяженную и выдержанную зону, протягивающуюся с севера на юг более чем на 2 км и обнаруживающую явное тяготение к экзоконтактам пегматитовых тел. Трещины зоны вне зависимости от того, каковы их размеры и выполнены они жильным материалом или нет, всегда ориентированы вкрест простирания осадочно-метаморфических пород.

В выяснении вопроса происхождения трещин северо-западного или субмеридионального простирания третьей зоны несомненный интерес представляет сравнение диаграмм трещиноватости с аналогичными диаграммами, составленными для пород, залегающих вне зоны. На диаграммах трещины северо-западного направления находят свое выражение в виде соответствующих максимумов, что указывает на повсеместное распространение нарушений этой системы во всех породах. Подобное широкое развитие трещин северо-западной ориентировки как в тектонической зоне, так и за ее пределами свидетельствует о том, что они формировались после становления складчатых структур, т. е. являются наложенными. Вместе с тем логичным кажется предположение о их развитии по заложенным ранее трещинам, ориентированным поперечно к осевым поверхностям складок и системам трещин субширотного простирания. Очевидно, в процессе складкообразования деформация пород, вмещающих пегматитовые тела, соответствовала (исходя из отмеченной ориентировки трещин) эллипсоиду деформации со следующим расположением осей напряжений: ось *A* ориентирована вертикально, ось *B* занимает горизонтальное положение и параллельна простиранию складок, ось *C* горизонтальна и перпендикулярна простиранию пород. В этом случае трещины, совпадающие с направлением

ем простирания складок, в генетическом отношении рассматриваются обычно как сколовые, а располагающиеся к ним под прямым углом — как трещины отрыва.

Таким образом, мы склонны считать охарактеризованные нарушения, образующие ослабленную зону, трещинами отрыва. Эта зона выступает в качестве главной структуры, контролирующей размещение пегматитовых тел. Их приуроченность к крутонаклонным сближенным трещинам выдержанного северо-западного простирания, но падающим на юго-запад и северо-восток, во многом определила поведение жил на глубину. Сочетание трещин с различными азимутами привело к появлению раздувов жил по падению или обусловило их выклинивание.

Во многом сходна характеристика четвертой зоны, наиболее удаленной от гранитного массива. Здесь известна одна пегматитовая жила с двумя апофизами. Как жила, так и ее апофизы обладают выдержанным северо-восточным падением под углами $60-80^\circ$. Вмещающие ее породы представлены песчаниками и сланцами верхней толщи, в которых развиты трещины различных систем. Наиболее распространенные трещины объединяются в систему с отчетливым субмеридиональным простиранием и северо-восточным падением. Эти трещины протягиваются вдоль контактов жилы с вмещающими породами и являются пегматитовмещающими; по своему генезису они могут быть отнесены к трещинам отрыва.

Как видно из описания, пространственно обособленные зоны локализации пегматитов, образующие Седловское поле, имеют сходную структурно-морфологическую характеристику. На рис. 26 показано объемное строение поля, причем конфигурация нескрытой части кровли гранитно-

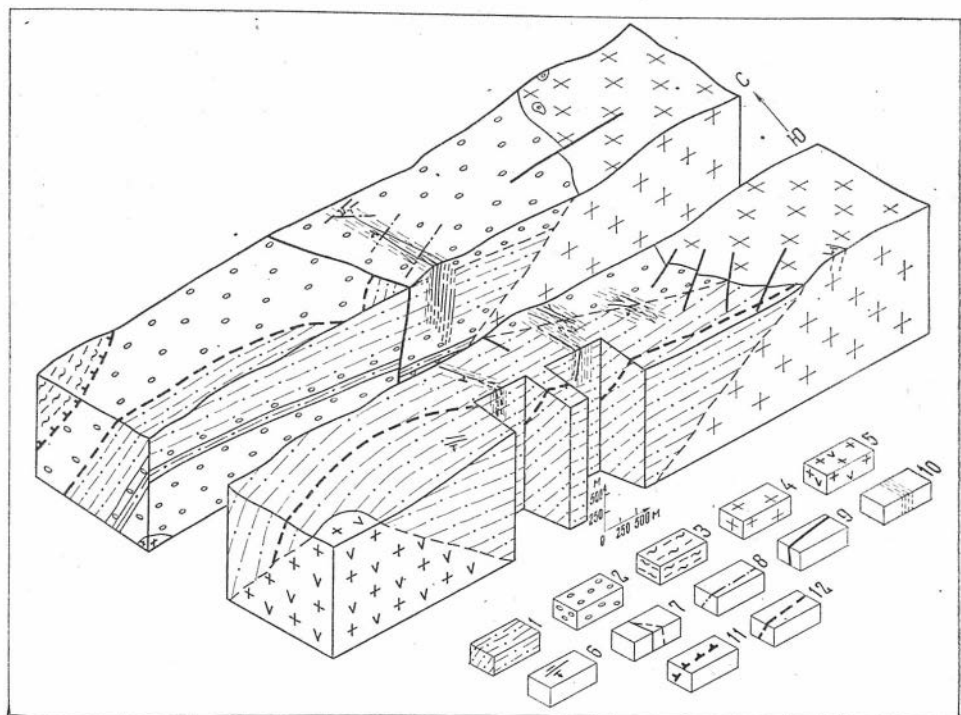


Рис. 26. Схематическая блок-диаграмма Седловского пегматитового поля. Составили Ю. И. Темников и Л. Г. Темникова, 1968 г.

1 — песчано-сланцевая толща J_{1-2} , 2 — конгломератовая толща J_{1-2} , 3 — пермские песчаники, 4 — порфириовидные биотитовые граниты, 5 — гранодиориты и биотитовые граниты, 6 — кварц-флюоритовые жилы, 7 — пегматитовые жилы, 8 — локальные срывы, 9 — разрывные нарушения сбросо-сдвигового типа, 10 — зона повышенной трещиноватости, 11 — разрывные нарушения надвигового типа, 12 — разрывные нарушения неясного генезиса.

го массива отстроена по данным гравиметрических наблюдений. Пегматитовые тела являются типичными надынрузивными образованиями, отстоящими от кровли инрузива на 2,0—2,5 км по вертикали. Условия их локализации всецело определялись приуроченностью к тектонически ослабленным участкам. По-видимому, данное поле можно классифицировать как поле посторогенных пегматитов надынрузивной зоны в трещинах отрыва на крыльях линейных синклинальных складок.

Кулиндинское пегматитовое поле. В пределах этого поля большая часть пегматитовых тел размещается вне видимой связи с обнажающимся на дневной поверхности выходами инрузивных массивов и образует крупный по размерам крипобатолитовый ореол. Известны пегматиты, размещающиеся и в пределах гранитоидных плутонов, но их количество невелико по сравнению с первыми. Условия локализации этих двух групп тел являются, естественно, различными.

Внутриинрузивные пегматиты получили наибольшее развитие в одном из массивов гранодиоритов. Пегматитовые тела пространственно сближены друг с другом и вытянуты в северо-восточном направлении согласно с длинной осью массива. Преобладающее падение тел северо-западное, под углами 30—50°. В морфологическом отношении пегматиты представлены жилами плитообразной и линзовидной формы, имеющими увеличенную мощность в своих центральных частях и сокращенную — на флангах. Как свидетельствуют данные по скважинам, морфология жил с глубиной не претерпевает значительных изменений; отмечается лишь выклинивание их с глубиной.

Пространственная ориентировка пегматитов хорошо увязывается с системой трещин гранодиоритов, имеющих преобладающее северо-восточное простирание и северо-западное падение. Эти эндокинетические по своему происхождению трещины являлись пегматитовмещающими полостями, испытавшими на период инъекционных процессов определенное подновление. Так же как и на примере Кангинского поля, охарактеризованные пегматиты могут классифицироваться как посторогенные тела внутриинрузивной зоны в эндо- и экзоклинетических трещинах.

Пегматиты, размещающиеся в осадочно-метаморфических породах, не проявляют строгой приуроченности к какой-то ограниченной площади. Условия локализации этих пегматитов весьма разнообразны. Наибольший интерес представляют пегматиты южной части поля, на структурных особенностях которого мы и остановимся.

Здесь пегматиты залегают в песчано-глинистых сланцах, прорванных допегматитовыми дайками диабазовых порфиритов и амфиболитов. На контактах с пегматитами вмещающие породы турмалинизированы, ослоднены, альбитизированы и окварцованы. Песчаниково-сланцевая толща смята в сравнительно крупную брахантиклинальную складку, ориентированную в широтном направлении. По кинематическим условиям формирования В. Г. Гладков рассматривает ее как складку изгиба с центрическим скольжением. Охарактеризуем для примера пегматиты центральной части участка, где ядро этой складки, по мнению многих исследователей, образовано не вскрытыми эрозией гранитоидами. На участке локализуется серия пегматитовых тел различной протяженности и мощности. На юге и в центре они имеют субмеридиональное простирание и пологое падение на запад и восток. В морфологическом отношении они представлены жилами простой, пластообразной формы, имеющими четкие резкие контакты с кварц-полевошпат-слюдистыми сланцами, которые претерпели динамическое воздействие со стороны пегматитов с образованием «заворотов» и изгибов слоев по простиранию и падению и мелких локальных срывов. По отношению жил к слоистости (или сланцеватости) их можно считать согласными и частично согласными телами, выполняющими трещины кливажа течения.

По мере продвижения к северу от центральной части участка простирание жил меняется — начинают появляться тела субширотного простирания ($80-90^\circ$). В ряде мест они изгибаются по простиранию, приобретая северо-восточную ориентировку и образуя дугоподобные дайки. Залегают они также согласно с вмещающими породами или секут их по простиранию под небольшим углом; в этом случае они имеют пологое падение на северо-восток и северо-запад. Еще далее на север начинают преобладать кососекающие тела. Можно предположить, что в период формирования согласных (субмеридиональных) пегматитовых жил вмещающая складчатая структура претерпела сжатие, которое в сводовой части структуры могло быть вызвано интрузирующей силой нескрытого гранитоидного массива. В краевых частях складки (северная часть), где жилы в основном являются секущими, в большей степени проявились процессы растяжения, вызвавшие субширотную ориентировку тел. Учитывая преобладающее развитие субмеридиональных жил на участке, нам представляется, что пегматитоконтролирующие структуры были образованы в результате тангенциальных сжимающих усилий, ориентированных в широтном направлении. Если это предположение справедливо, то пегматитоподводящие структуры должны быть представлены системой радиальных тектонических нарушений, а сам пегматитовый очаг должен располагаться к востоку от сводовой части брахиантклинали, поскольку отмечается определенное склонение рудных тел в восточных румбах. Исходя из указанных особенностей, пегматиты участка можно классифицировать как образования околоинтрузивной зоны в межпластовых трещинах сводовой части брахиформной антиклинальной складки.

Формирование рассматриваемых пегматитов происходило в сложных тектонических условиях. Изучение внутрipegматитовой тектоники показало, как в период формирования пегматитов, так и после их становления проявлялись трещины различной морфологии и ориентировки (рис. 27). Наравне с трещинами, совпадающими с простиранием жил, широко развиты более поздние нарушения, ориентированные к ним под различными углами и пересекающие как пегматиты, так и вмещающие их породы.

Интересными являются пегматиты северо-восточного фланга участка, размещающиеся на северном крыле описанной выше брахиантклинали складки. Здесь оно разбито на отдельные блоки разрывными нарушениями северо-западного, реже северо-восточного направлений. По отношению к простиранию складки и по характеру проявления, подвижек, сопровождающихся брекчированием, дроблением и расщеплением пород, эти нарушения являются диагональными взбросо-сдвигами и сбросо-сдвигами, падающими под углом $70-85^\circ$ на юго-запад и юго-восток.

Пегматитовые тела имеют самую разнообразную морфологию. Преобладают тела плитообразной и линзовидной жильной формы, вытянутые в основном в северо-западном направлении. Наравне с жилами простой формы присутствуют тела сопряженной формы, образованные отходящими от них апофизами, ответвлениями и пр.; в этих случаях по простиранию и падению наблюдаются плавные раздувы и пережимы. Выявлены и жилобразные слепые тела, не выходящие на дневную поверхность.

По отношению к элементам залегания вмещающих пород большинство жил относится к частично согласным и несогласным; если принимать во внимание только их простирание, то пегматиты можно отнести к продольно-секущим, падающим под различными углами на юго-запад навстречу слоистости. Они выполняют тектонические трещины, тесно сопряженные с крутопадающими нарушениями северо-западного направления и являющиеся наложенными на складчатость. По своему генезису эти пегматитовмещающие полости могут рассматриваться как трещины скалывания, наследующие, очевидно, ориентировку секущего кливажа. Сказанным определяется структурный тип пегматитов: образования околоин-

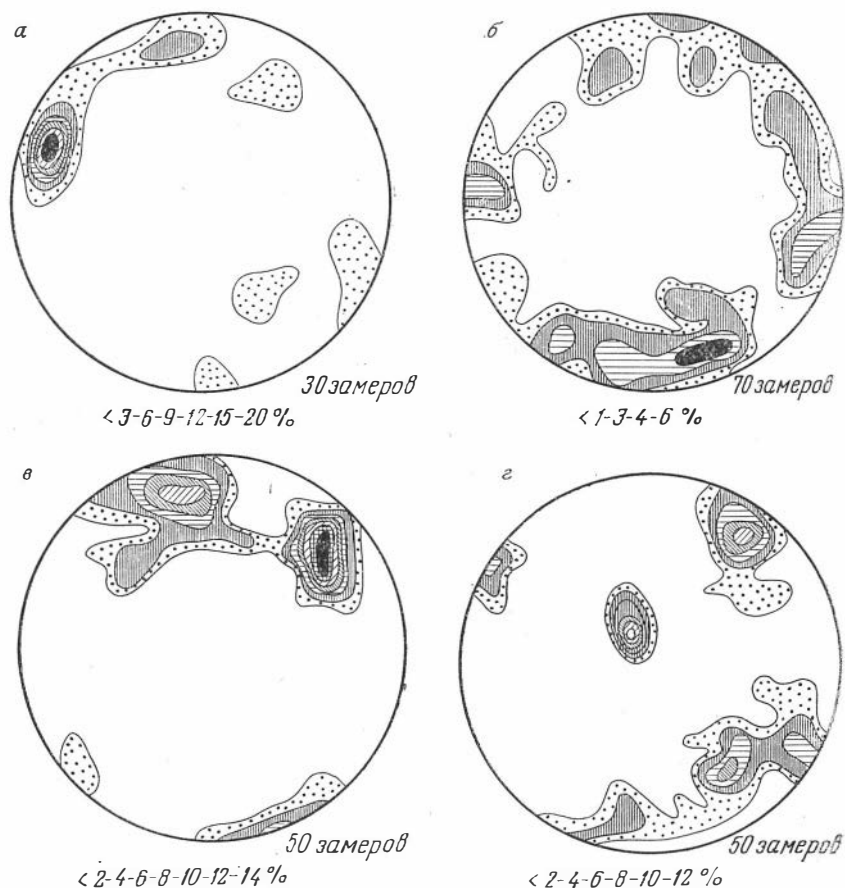


Рис. 27. Трещинная тектоника пегматитовых тел южной части Кулинддинского поля.

а — южная часть, преобладают трещины, совпадающие с простиранием жил; б — центральная часть, максимум образован трещинами, перпендикулярными к простиранию жил; в — северная часть, преобладают трещины, косо ориентированные к простиранию жил; г — северная часть, наравне с предыдущими развиты пологие трещины, образующие плитчатую отдельность в жилах.

трузивной зоны в разрывных нарушениях крыла брахиформной складки.

Каким же образом можно классифицировать тип структуры Кулинддинского пегматитового поля в целом? С учетом многообразия структурной обстановки формирования пегматитов его можно было бы рассматривать как поле посторогенных образований околоинтрузивной зоны в кристобатолитовом ореоле вмещающих пород. Однако это наименование классификационного типа является весьма общим, не отражающим тектонический контроль в распределении пегматитов. Если признать главенствующее значение (с практической точки зрения) пегматитов южной части поля, то они могут быть названы посторогенными образованиями околоинтрузивной зоны в кливажных и сколовых трещинах брахиформных антиклинальных складок.

Таким образом, мы можем отметить, что разнообразие структурно-геологических особенностей пегматитовых полей обуславливалось главным образом теми тектоническими структурами, которые контролировали расположение и определяли форму пегматитовых тел. Во всех изученных полях образование пегматитов происходило путем выполнения полостей, представляющих собой разрывные нарушения складчатых структур вмещающих пород и пегматитоносных гранитоидов.

Основными структурными типами изученных пегматитовых полей являются: а) поля пегматитов внутриинтрузивной зоны в эндо- и экзокинетических трещинах гранитоидов — Халзанское, Саханайское; б) поля пегматитов надынтрузивной зоны в трещинах скола и отрыва брахиформных и линейных антиклинальных складок — Дурулгуевское, Капгинское; в) поля пегматитов надынтрузивной зоны в трещинах отрыва линейных синклинальных складок — Седловское; г) поля пегматитов околоинтрузивной зоны в трещинах квиважа и скола брахиформных антиклинальных складок — Куллидинское.

4.2. ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ

Несмотря на длительное изучение пегматитовых полей Забайкалья, вопросам их зональности уделялось мало внимания. Данное обстоятельство побудило нас провести определенные исследования в этом направлении, результаты которых частично опубликованы [Темников, 1971б].

Приведем основные сведения, характеризующие наш подход к различным категориям зональности. Мы исходим из широко известных представлений В. И. Смирнова (1957, 1960, 1965), выделяющего три порядка эндогенной зональности: региональную зональность складчатых областей или поясов, обусловленную последовательным внедрением родоначальных магм различного состава с образованием разнообразных формаций горных пород и ассоциирующих с ними рудных месторождений; промежуточную зональность или зональность полей, особенно отчетливо проявленную вокруг гранитоидных массивов и определяемую процессами обособления рудообразующих веществ на уровне застывания родоначальных интрузивов; локальную зональность или зональность тел, появление которой связано с закономерным изменением минерального и химического состава по их мощности, простиранию и падению.

С учетом соизмеримости объектов исследований и приведенных определений в работе рассматривается зональность второго и третьего порядка, понятия о которых необходимо несколько дополнить. Зональность полей практически объединяет пространственные категории размещения продуктов магматизма. Она может анализироваться с широких позиций, освещающих закономерности их распределения относительно различных структурно-фациальных зон и крупных тектонических структур. Однако главным содержанием зональности второго порядка является закономерная смена формаций и минеральных ассоциаций по мере удаления от родоначального интрузива.

Очевидно, для того чтобы «выводить» какую-то зональность в пространственном распределении пегматитов относительно того или иного гранитного массива, необходимо установить между ними наличие определенной связи. Применительно к большинству изученных нами пегматитовых полей эта связь подтверждается следующими данными: многие пегматитовые тела локализируются внутри массивов гранитоидных пород; пегматиты часто приурочены к разрывным нарушениям, возникшим в процессе становления вмещающих гранитоидов; наблюдаются случаи пространственной и временной сближенности пегматитов с дайковыми породами, комагматичными с гранитоидами; пегматиты каждого поля характеризуются общностью состава, структур, текстур и процессов замещения; между гранитоидами и залегающими среди них пегматитами выявлены сходство и преемственность многих минералого-петрографических и геохимических черт.

Не менее важное значение для выяснения зональности пегматитовых полей имеет вопрос систематики пегматитов. С этой целью нами использо-

вана парагенетическая классификация, предложенная Н. А. Солодовым (1962), где в качестве главных фигурируют типы пегматитов: I — микроклиновые, II — микроклин-альбитовые, III — альбитовые, IV — альбит-сподуменовые. Применение этой классификации позволило нам более целесообразно подойти к выяснению зональности пегматитовых полей и систематизировать весьма разнообразные и порой противоречивые сведения о внутреннем строении пегматитов Забайкалья.

Локальная зональность объединяет понятия и соответствующие им термины, характеризующие ее генетические типы. В этом вопросе мы разделяем взгляды А. А. Беуса (1968), К. А. Власова (1952), А. И. Гинзбурга (1952) и Н. А. Солодова (1962), которые детально проанализировали вертикальную и горизонтальную зональность пегматитовых тел и причины ее появления.

Халзанское пегматитовое поле. В его пределах нами установлены определенные проявления зональности в размещении различных парагенетических типов пегматитов как по горизонтали, так и в вертикальном разрезе. В продольном направлении поля (с юго-запада на северо-восток) наблюдается следующий горизонтальный ряд пегматитов: микроклиновые (К) → микроклин-альбитовые (К+Na) → микроклиновые (К). В полном соответствии с этим проявляется смена структурно-морфологических типов пегматитов: шпирь, плитообразные жилы → штоки, трубчатые тела → шпирь, жилы. Отмеченную особенность размещения пегматитов можно назвать локальной горизонтальной зональностью, которая является по своему характеру продольно-симметричной и выражается в изменении минерального состава и морфологии пегматитов в горизонтальном разрезе гранитного массива в направлении его вытянутости.

Известно, что горизонтальная зональность пегматитовых полей является отражением их вертикальной зональности [Беус, 1954; Власов, 1952, 1956, 1961]. Статистический анализ распределения различных типов пегматитов по вертикали, проведенный с учетом их гипсометрического положения и изменений внутреннего строения, показал, что в Халзанском плутоне можно выделить два яруса пегматитообразования. Нижний ярус, где произошло формирование микроклиновых пегматитов, ограничивается абсолютными отметками 800—900 м; выше, на отметках 950—1100 м, размещаются микроклин-альбитовые пегматиты верхнего яруса.

Четкое разделение указанных типов пегматитов по вертикали и случаи перехода по падению некоторых жил позднего микроклин-альбитового пегматита в ранний по времени формирования микроклиновый пегматит свидетельствуют о наличии прямой вертикальной зональности второго рода (по Н. А. Солодову), которая ранее в Забайкалье не отмечалась.

Зональность в строении пегматитовых тел, имеющих различную морфологию, проявлена по-разному. В шпировых пегматитах на контакте с гранитоидами развита зона графического пегматита, далее следует зона среднезернистого апографического пегматита. Ближе к центру шпировых выделений появляются зоны мелкоблокового микроклина и кварца, характеризующиеся небольшими размерами.

Плитообразные тела имеют более высокую степень дифференциации. Помимо перечисленных, в них наблюдаются зоны блокового микроклина и кварцевое ядро. По внутреннему строению жилы первого поля являются симметрично- и асимметрично-зональными.

В штоко- и трубообразных телах, относящихся к полнодифференцированному типу по К. А. Власову (1961), блоки микроклина и кварца достигают значительных размеров (до 3×4 м в поперечнике). Зоны первичной кристаллизации этих тел осложнены процессами замещения, проявившимися в форме кварц-альбит-олигоклазового и кварц-мусковитового комплексов. В целом в рассматриваемых пегматитах преобладает прямой тип горизонтальной зональности по мощности и простиранию, хорошо наблю-

даемой по выклиниванию центральных и промежуточных зон от середины тел к их флангам и контактам.

Саханайское пегматитовое поле. Для этого поля характерны приблизительно аналогичные черты зонального строения. При описании его структуры отмечалось, что большинство пегматитов сконцентрировано в северной эндоконтактовой зоне гранитного массива. В восточной ее части преобладающее развитие имеют штоко- и трубообразные тела микроклипальбитовых пегматитов. В центре появляется значительное количество плитообразных жил микроклиновых пегматитов, которые к западу опять сменяются штоками и трубами. Так же, как и на примере Халзанского поля, эту особенность размещения пегматитов можно назвать локальной продольно-симметричной горизонтальной зональностью.

В пределах Саханайского поля устанавливаются определенные элементы вертикальной зональности в распределении различных морфологических типов пегматитов. Статистические обобщения показали, что шпировые тела и плитообразные жилы микроклиновых пегматитов обычно размещаются на абсолютных отметках 800—900 м. Более высокое гипсометрическое положение занимают штоко- и трубообразные тела микроклипальбитовых пегматитов, приуроченных к отметкам 950—1000 м.

Внутреннее строение пегматитов второго поля в общем простое. В наименее распространенных шпировых выделениях зональность выражена слабо и практически отсутствует. Плитообразные жилы дифференцированы. Чаще всего наблюдается следующая зональность в их строении. На контакте с вмещающими гранитами обычно располагается зона графического пегматита. Далее к центральным частям жил она переходит в зону апографического средне- и крупозернистого пегматита. Эта зона сменяется зоной блокового пегматита, сложенного кварцем и микроклином. Центральные части жил представлены зоной мономинерального кварца. Мощности зон и размеры моноблоков колеблются в широких пределах. Этот тип зональности считается обычным для пегматитов, формирующихся в спокойной тектонической обстановке, и полностью соответствует схеме зональности К. А. Власова.

В некоторых жилах встречен и другой тип зональности (рис. 28), однако в целом жильные пегматиты являются по своему строению симметрично-зональными и участково-зональными — для них более всего характерна горизонтальная зональность по мощности.

Наиболее интересны штоко- и трубообразные тела.

Строение одного из них характеризуется следующим образом. На контакте с вмещающими гранитами располагается маломощная зона аплитовидного пегматита. Далее наблюдается пегматит графической структуры, переходящий через апографическую разность в пегматит крупно- и грубозернистого сложения. Эта зона постепенно сменяется зоной бло-

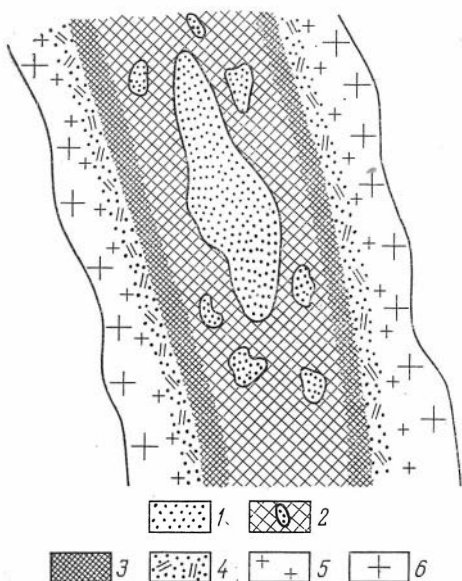


Рис. 28. Строение одной из пегматитовых жил плитообразной формы в северо-западной части Саханайского массива.

1 — блокового кварца, 2 — крупноблокового пегматита, 3 — мелкоблокового пегматита, 4 — мелкошешуйчатого мусковита, 5 — мелкозернистого мусковита, 6 — среднезернистого пегматита.

кового пегматита, состоящего главным образом из микроклина и в меньшей степени кварца. И наконец, в центре размещается мощное кварцевое ядро.

Несколько иное строение имеет штокообразное тело юго-восточной части Дульдургинского массива (см. рис. 24, а). Большая часть приконтактовых зон сложена среднезернистым пегматитом, который ближе к центру тела сменяется крупнозернистым, образующим самую внешнюю зону пегматита в восточном и южном его контактах с вмещающими гранитами, которые в виде удлиненных ксенолитов наблюдаются и в самом штоке. Центральные части представлены хорошо выраженными зонами крупноблокового пегматита и мономинерального кварца.

По своему внутреннему строению штоко- и трубообразные пегматиты могут быть отнесены к симметрично-зональным и асимметрично-зональным. Эта зональность сохраняется даже в тех случаях, когда пегматиты в вертикальном разрезе приобретают довольно сложную форму со своеобразными «заливами» во вмещающие гранитоиды, нередко слагающие верхние части тел.

В пределах Саханайского поля известны примеры вертикальной зональности первого рода (по Н. А. Солодову), когда в штоко- и трубообразных телах с глубиной уменьшаются мощности зон блокового кварца и блокового микроклина и на нижних горизонтах появляются зоны пегматита среднезернистой, апографической и графической структур.

Дурулгуевское пегматитовое поле. Впервые элементы зонального размещения пегматитов относительно гранитоидов Дурулгуевского плутона отметил А. М. Гребенников, который указал на следующую последовательную смену их типов по мере удаления от его восточного эндоконтакта.

Непосредственно в двуслюдяных пегматитоносных гранитах располагаются сингенетические шпировые и жильные пегматиты. Далее в приконтактовой зоне появляются простые слабо замещенные пегматиты, которые затем сменяются неравномернозернистыми и мелкоблоковыми замещенными разностями. Последние в свою очередь переходят в блоковые замещенные и сильно замещенные пегматиты с реликтами блоковых зон. Характерно, что в этом же направлении происходит закономерное увеличение аксессуарных компонентов. По классификации К. А. Власова (1952) перечисленные пегматиты были отнесены к графическому, блоковому и редкометалльно-замещенному типам. Отсутствие в этом ряду III полнодифференцированного типа объяснялось А. М. Гребенниковым беспокойной обстановкой формирования пегматитов.

Если же классифицировать основные тела поля по Н. А. Солодову, то со всей определенностью может быть намечен следующий горизонтальный ряд пегматитов: микроклиновые → микроклин-альбитовые → альбитовые. Для поля характерно кулисообразное расположение выделенных типов пегматитов, что дает возможность рассматривать эту зональность как диагональную. Последняя является отражением вертикальной зональности, элементы которой фиксируются по гипсометрическому расположению пегматитов. Эта зональность выявляется с большим трудом ввиду моноклинального залегания тел, но в целом можно утверждать, что на нижних горизонтах размещаются микроклиновые пегматиты, а несколько выше — микроклин-альбитовые.

Внутреннее строение пегматитовых тел детально описал А. М. Гребенников. Мы подчеркнем только основные их черты. По своему строению пегматиты Дурулгуевского поля довольно разнообразны; наряду с прекрасно дифференцированными телами встречаются жилы, в составе которых наблюдается одна или две зоны. Можно выделить симметрично-, асимметрично- и участково-зональные пегматиты с преобладанием последних двух типов зональности по мощности. От контактов к центральным частям жил фиксируются мелкозернистая альбитовая, апографическая, среднезер-

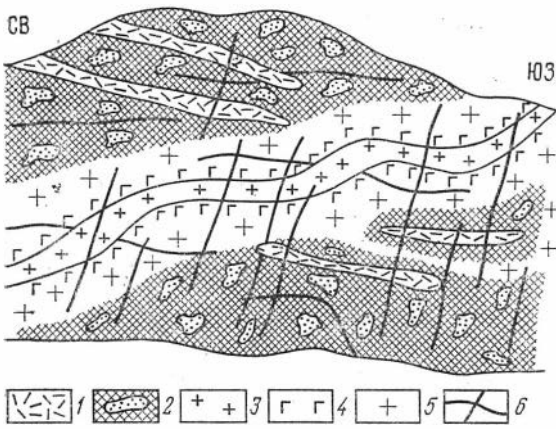


Рис. 29. Строение пегматитового тела в южной части Дурулгуевского поля.

1 — участки интенсивной альбитизации, 2 — мелкие блоки кварца и микроклина, 3 — мелко- и среднезернистый лейкократовый гранит, 4 — зона апографического пегматита, 5 — зона крупнозернистого пегматита, 6 — трещины.

нистая и мелкоблоковая зоны. Такая последовательность зон выдерживается в большинстве изученных тел. В случае широкого развития процессов дифференциации и

метасоматического замещения внутреннее строение пегматитов усложняется (рис. 29).

В некоторой части пегматитовых тел наблюдается вертикальная зональность первого рода, выражающаяся или в выклинивании центральных и промежуточных зон, или в объединении двух зон, чаще всего блокового кварца и микроклина, в общую кварц-микроклиновую зону. Многим пегматитам присуща прямая зональность по простиранию, наблюдаемая по выклиниванию различных зон на флангах или тупых окончаниях тел.

Кангинское пегматитовое поле. Пегматиты этого поля расположены в гранитном массиве и во вмещающих его породах. Если принимать во внимание тела западного экзоконтакта, в пределах поля, в продольном его направлении (т. е. с запада, юго-запада на восток, северо-восток) намечается следующая особенность в размещении пегматитов. В породах рамы преимущественным распространением пользуются микроклиновые пегматиты, которые в эндоконтакте массива сменяются микроклин-альбитовыми разностями. Их количество здесь невелико; среди гранитоидов преобладают микроклиновые пегматиты, концентрационные максимумы которых тяготеют к периферическим участкам плутона. Эти же пегматиты известны в его восточном экзоконтакте, а по мере продвижения на северо-восток они сменяются микроклин-альбитовыми пегматитами.

Отмеченное распределение пегматитов может быть выражено в виде следующего горизонтального ряда пегматитов: микроклиновые → микроклин-альбитовые → микроклиновые → микроклин-альбитовые. Эта особенность соответствует продольно-асимметричной зональности, выражающейся в изменении минерального состава пегматитов в направлении вытянутости поля и подмеченной нами на других подобных объектах.

Наибольший интерес представляют пегматиты восточного фланга поля, где они образуют несколько близко расположенных участков. Здесь размещение пегматитов подчиняется следующей закономерности. В гранитоидах эндоконтакта, на участках Боец, Скалистый (см. рис. 25), развиты микроклиновые пегматиты, а далее на крайнем северо-восточном фланге появляются микроклин-альбитовые пегматиты (участок Блоковый), что соответствует правой ветви отмеченного выше ряда. Теперь проанализируем пространственное размещение пегматитов восточной части поля в поперечном для него направлении, т. е. с юга на север. На южных участках (Камеранай, Сухой и др.) локализуются микроклин-альбитовые пегматиты (участки Лучинный, Боец, Скалистый), которые на крайних участках (Северный, Утесовый) сменяются опять микроклин-альбитовыми разностями. Нетрудно видеть, что такое распределение пегматитов соответствует поперечно-симметричной зональности.

О проявлении вертикальной зональности можно судить по гипсометрическому расположению различных типов пегматитов на современном эрозионном срезе. В пределах массива к купольным возвышениям приурочено подавляющее большинство жильных тел микроклиновых пегматитов, а в участках депрессионных понижений преобладают шпировые обособления; иными словами, по вертикали плутона намечается изменение морфологических особенностей пегматитов.

Элементы вертикальной зональности проявляются и в распределении пегматитов надвнутризливной зоны. Восточнее плутона к пониженным участкам современного рельефа приурочены штоки и жилы микроклиновых пегматитов неравномернозернистой структуры и слабой степени дифференциации. На более высоких гипсометрических отметках расположены мелко- и крупноблоковые пегматиты. Подмечено также различие в гипсометрическом положении микроклин-альбитовых и микроклиновых пегматитов: первые расположены на более высоких горизонтах, чем вторые, что позволяет предположить о прямой вертикальной зональности второго рода.

Зональность отдельных тел пегматитов проявлена слабо. Наиболее крупные по размерам тела по внутреннему строению относятся к симметрично-зональным, асимметрично-зональным и участково-зональным. Смена зон осуществляется от контактов пегматитовых тел к их центральным частям, т. е. она соответствует зональности по мощности.

Значительно меньше развита зональность по падению: на ряде коренных обнажений нам удалось наблюдать смену центральной, блоковой зоны апографической, а затем неравномернозернистой, расположенной у контакта тел. Такое изменение внутреннего строения пегматитов Н. А. Солодов рассматривает как вертикальную зональность первого рода. Некоторые пегматитовые жилы характеризуются зональностью по простирацию выражающейся в выклинивании центральных частей к флангам и контактам тел (прямая горизонтальная зональность).

Седловское пегматитовое поле. В этом поле нами выделяются микроклиновые, микроклин-альбитовые, альбитовые и альбит-сподуменовые пегматиты. Наиболее ранние из них микроклиновые пегматиты в виде шпировых выделений известны в центральной части гранитного массива. В его юго-западном эндоконтакте локализуются маломощные жилы микроклин-альбитовых пегматитов (первая зона). Далее от массива во вмещающих породах наблюдаются микроклин-альбитовые пегматиты, образующие одиночные тела плитообразной формы (вторая зона). Они сменяются мощными пегматитовыми жилами сложной морфологии (третья зона). В наибольшем удалении от массива располагаются жилы альбитовых пегматитов (четвертая зона).

На схеме показано строение поля в вертикальном разрезе, ориентированном вкрест его простираия (рис. 30). Форма нескрытой части

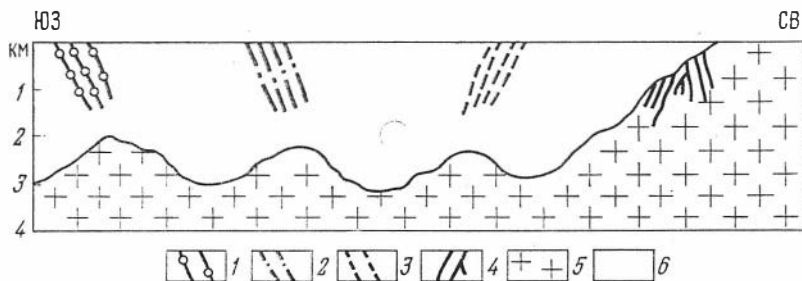


Рис. 30. Схематический разрез Седловского пегматитового поля.

1 — жилы альбитовых пегматитов; 2 — мощные пегматитовые жилы сложной морфологии; 3 — одиночные тела микроклин-альбитовых пегматитов плитообразной формы; 4 — маломощные жилы микроклин-альбитовых пегматитов; 5 — биотитовые порфириновые и двуслюдяные граниты; 6 — сланцы, песчаники и конгломераты.

гранитоидного массива отстроена по данным геофизических исследований. Как видно, вторая зона падает на юго-запад, а третья и четвертая — на северо-восток, причем каждая из них располагается над куполом или выступом скрытой апикальной поверхности массива. Такое расположение различных типов пегматитов, пространственно обособленных друг от друга, было обусловлено, по-видимому, локальным независимым вызреванием отдельных пегматитовых очагов [Власов, 1955] в нескольких куполах крупного плутона гранитоидов. Зональность Саханайского поля не соответствует схеме, предложенной Н. А. Солодовым (1971). Отличие состоит: а) в нахождении среди гранитов микроклин-альбитовых пегматитов; б) в появлении альбит-сподуменовых пегматитов ранее альбитовых (что установлено по их пересечениям); в) в развитии наиболее крупных по мощности пегматитовых жил на значительном расстоянии от контакта массива с вмещающими породами.

Если проанализировать распределение пегматитов различных типов по вертикали (учитывая их гипсометрическое положение и изменение внутреннего строения по падению), то намечается следующая особенность. На самых высоких горизонтах поля развиты альбит-редкометалльные пегматиты. С глубиной они сменяются микроклин-альбитовыми, которые еще ниже переходят в альбитовые пегматиты. В этом случае, очевидно, можно говорить о наличии прямой и обратной вертикальной зональности второго рода по Н. А. Солодову.

Детальная характеристика внутреннего строения пегматитов данного поля была приведена нами ранее [Темников, Гладков, 1963]. Здесь мы только отметим, что по своему внутреннему строению они могут быть отнесены к симметрично-, асимметрично- и участково-зональным. В целом преобладают последние два типа жил.

Кулиндинское пегматитовое поле. Впервые анализ пространственного размещения гранитоидов и пегматитов поля был проведен В. Г. Гладковым и Ю. И. Темниковым (1966). В этой работе мы отмечали некоторые элементы зональности, выражающиеся в следующем.

1. По мере продвижения от самых ранних гранодиоритовых массивов в северо-восточном направлении наблюдается последовательное развитие более поздних пород, представленных биотитовыми и двуслюдяными гранитами.

2. К западу от этих же гранодиоритов размещаются многочисленные тела пегматитов, а потом появляются лейкократовые плагиограниты (район Богова Утеса) и кварц-касситеритовые жилы.

Проведенными дополнительными работами подтверждены отмеченные закономерности пространственного распределения интрузивных пород и пегматитов. Кроме того, применение классификации Н. А. Солодова позволило выявить новые особенности в строении Кулиндинского поля. На крайнем северо-восточном фланге поля локализируются тела микроклин-альбитовых пегматитов. К югу они сменяются микроклиновыми разностями, а еще далее опять наблюдаются микроклин-альбитовые пегматиты. Иными словами, здесь имеет место линейно вытянутый в северо-восточном направлении ряд пород, в общих чертах соответствующий продольной симметричной зональности.

В южной части поля распределение пегматитов значительно осложняется. На первый взгляд может показаться, что здесь оно является беспорядочным, несистемным. Однако если прилечь во внимание преобладающее развитие того или иного парагенетического типа пегматитов на различных участках, то в широтном направлении, начиная с западного фланга поля, намечается следующая последовательность: микроклиновые → микроклин-альбитовые → альбитовые пегматиты. Такой ряд отвечает поперечно-асимметричной зональности.

В условиях сравнительно слабо расчлененного рельефа района Кулиндинского поля масштабное сопоставление отмеченной горизонтальной зональности с вертикальной зональностью пегматитов провести нельзя. Вместе с тем определенные элементы зональности в вертикальном разрезе удается подметить на некоторых участках. Например, интрузивные пегматиты одного из массивов гранодиоритов размещаются следующим образом. На нижних горизонтах расположены микроклин-альбитовые пегматиты со сподуменом. По мере перехода к высоким частям начинают появляться тела тех же пегматитов, но без сподумена. В пределах южной части поля к низким гипсометрическим отметкам приурочены микроклиновые пегматиты апографической и мелкоблоковой структур. На более высоких отметках размещаются пегматиты с хорошо проявленными процессами замещения и по составу относящиеся к микроклин-альбитовым.

Анализируя условия локализации описываемых пегматитов, мы пришли к выводу, что причины охарактеризованного их зонального размещения следует искать в локальном, независимом вызревании отдельных материнских очагов в апикальных, не вскрытых эрозией частях интрузивных массивов. Данное положение отмечалось нами при описании Седловского поля. Здесь мы только укажем, что К. А. Власов (1955) понимал вызревание пегматитовых очагов как эманационное обогащение их легкими соединениями. В дальнейшем А. Н. Леонтьев (1963, 1972) подчеркнул возможность расщепления вызревающего пегматитового расплава на калиевую и натриевую составляющие. Применение этих взглядов для Кулиндинского поля должно означать, что в тех случаях, когда на его отдельных участках концентрируются микроклиновые пегматиты, не вскрытые родоначальные очаги имели существенно калиевый состав и, очевидно, располагались на больших глубинах, чем ныне наблюдаемые массивы гранитоидов. В области несколько меньших давлений и температур происходило отщепление существенно натриевой части расплава, когда он достигал определенной «зрелости» и порождал альбитовые и промежуточные по положению микроклин-альбитовые пегматиты.

Для пегматитов Кулиндинского поля характерна слабая степень дифференциации. Зональность в строении многих рудных тел затуманена широко прошедшими в них процессами постмагматического метасоматоза.

Преобладающая масса пегматитов имеет средне- и крупнозернистое сложение при значительном разнообразии текстур (шлировых, полосчатых, такситовых и пр.). По своему внутреннему строению жилы симметрично-, асимметрично- и участково-зональные, они не отличаются от аналогичных пегматитов других изученных рудных полей. В наиболее крупных по размерам телах можно выделить 4—6 зон, закономерно сменяющих друг друга от контактов к центральным частям.

Чаще всего эта зональность по мощности характеризуется следующими данными. Приконтактные зоны тел сложены неравномернозернистым пегматитом, который сменяется зоной апографического пегматита. В центре размещается мелкоблоковая кварц-микроклиновая зона. Иногда со стороны одного контакта развита аплитовидная зона, а затем на всю мощность тело сложено мелкоблоковым пегматитом. С увеличением мощности жил от зальбандов к осевым частям увеличивается размер зерен породообразующих минералов и возрастает интенсивность процессов замещения. В раздувах жил размер блоков микроклина и кварца достигает 0,2—0,5 м, иногда до 1 м в поперечнике. По отдельным жилам мощность мономинеральной микроклиновой зоны составляет 7—8 м.

Во многих жилах хорошо проявлена зональность по падению, выражающаяся в изменении внутреннего строения пегматитов с глубиной. По падению тел происходит последовательное выклинивание центральной, чаще всего кварцевой зоны, затем промежуточных зон; нижние горизонты жил оказываются сложенными одной зоной, однако тип пегматита оста-

ся при этом неизменным. Такую зональность Н. А. Солодов называет вертикальной зональностью первого рода.

Но чаще всего наблюдается зональность пегматитов по простиранию. Преобладает прямой тип зональности, когда от центральных, осевых тел к их флангам наблюдается постепенное выклинивание зон различного состава. Например, в ряде тел от их центра к периферии происходит смена блоковой микроклиновой зоны на блоковую кварц-микроклиновую, затем пегматоидную и неравномернозернистую зоны непостоянного состава.

4.3. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ПЛУТОНОВ И ПЕГМАТИТОВ ПО ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫМ И МОРФОЛОГИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

Выше рассмотрены многие вопросы геологии пегматитовых полей Забайкалья. Судя по нашим исследованиям и имеющимся литературным данным, они проявляют определенные черты сходства с пегматитоносными гранитоидами и пегматитами отдельных регионов СССР и ряда зарубежных стран.

В целях сравнения нами привлечены в первую очередь материалы по Восточно-Забайкальской, Западно-Забайкальской, Восточно-Саянской, Приморской, Казахской и Монгольской провинциям.

По нашему мнению наибольший интерес представляет геолого-структурное и морфологическое сопоставление пегматитоносных гранитоидных массивов и ассоциирующих с ними пегматитов.

Западное Забайкалье. Среди пегматитов этой провинции В. А. Дворкин-Самарский и Г. В. Андреев (1966) по глубине формирования и особенностям состава выделяют три типа: редкоземельные, редкометальные и мидролитовые пегматиты.

Редкоземельные пегматиты генетически связаны с субщелочными гранитоидами, образующими сравнительно небольшие тела сложной формы и фациального облика. Центральные части пегматитоносных плутонов сложены мелкозернистыми, реже среднезернистыми лейкократовыми, биотитовыми и двуслюдяными гранитами с отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой. Среди пород краевых частей и в апофизах гранитов нередко наблюдаются аплиты и гранит-пегматиты. Возраст пегматитоносных гранитов определяется как позднепротерозойский.

В. А. Дворкин-Самарский (1962) подчеркивает, что во многих полях редкоземельные пегматиты обладают резко прямолинейной дайкообразной формой. Иногда локализация пегматитов происходила по двум пересекающимся трещинам или системам трещин, в результате чего жилы приобрели z-образную и более сложную форму, в них появляются раздувы, апофизы и пр.

Полям редкоземельных пегматитов свойственны элементы зональности, которые наиболее отчетливо проявляются вкост их простирания (поперечная зональность по Н. А. Солодову). В. А. Дворкин-Самарский приводит пример, когда в центральных частях одного из полей Заганской металлогенической зоны наблюдаются выходы гнейсовидных гранитов, гранит-пегматитов, аплитов и гранит-магнетитовых графических пегматитов. Далее вкост простирания поля, ближе к краевой части закартированного здесь горст-антиклинала эти образования последовательно сменяются редкоземельными пегматитами с графической и пегматоидной структурами, а затем альбитизированными редкоземельными пегматитами, которые прослеживаются в виде узкой зоны и в свою очередь сменяются кварц-альбитовыми и кварцевыми безрудными жилами.

Характерна асимметрия зональности пегматитовых полей, выраженная в плане. Она характеризуется В. А. Дворкиным-Самарским последовательным рядом: гранит → обычный пегматит → редкоземельный пегматит → кварцевые жилы. Нетрудно видеть, что такое пространственное распределение соответствует зональности полей редкометалльных пегматитов Забайкалья.

Значительно меньше сведений имеется по редкометалльным пегматитам, которые слагают поля в Северном Прибайкалье, в Моностойском, Муйском, Хамар-Дабанском хребтах, по Ципикан-Талойскому водоразделу и в других районах. Входящие в их состав замещенные пегматиты комплексного минерального типа датируются рифеем и в своем размещении контролируются региональными продольными разломами.

Третий, миаролитовый, тип пегматитов выявлен в апикальных частях небольших интрузий гранит-порфиров, альбитизированных и амазонитовых гранитов. Эти пегматиты представлены жилами кварц-полевошпатового состава с миароловыми пустотами.

Восточный Саян. В области развития рифеид юго-западного обрамления Сибирской платформы широко развиты древние гранитоиды и связанные с ними редкометалльные пегматиты. Так, например, в пределах Орот-Окинского междуречья пегматиты ассоциируют с типичными интрузивными массивами, приуроченными, как правило, к участкам четко обособленным в структурном отношении поднятиям. Эти массивы представлены двух-трехфазными, сравнительно просто построенными телами, состав которых изменяется от нормальных биотитовых до двуслюдяных гранитов, образованных в поздние фазы и нередко обогащенных микроклином и альбитом. В их размещении отмечается довольно четкий структурный контроль. Например, в одном из полей материнские для пегматитов граниты слагают крупную интрузию, занимающую согласное положение в структурах вмещающих пород и приуроченную к узлу пересечения различно ориентированных нарушений. Интересен тот факт, что многочисленные апикальные выступы интрузии выполняют ядерные части антиклинальных складок. Основной ее объем сложен равномернозернистыми, согласно разгнейсованными в эндоконтактовых зонах биотитовыми, реже биотит-амфибол-микроклин-плагиоклазными гранитами. В апикальных выступах распространены преимущественно двуслюдяные кислые разновидности гранитов, с которыми связывают появление редкометалльных пегматитов.

В пределах другого поля пегматитоносные граниты слагают отчетливо дискордантные массивы неправильной формы, обнажающиеся на уровне современного среза в виде довольно крупных в площадном отношении тел. В их составе преобладают массивные, иногда слабо разгнейсованные биотит-плагиоклаз-микроклиновые граниты. Апикальные части массивов сложены двуслюдяными разнозернистыми, местами пегматоидными гранитами со шлирами микроклиновых и альбит-микроклиновых пегматитов.

Восточносаянские пегматиты хорошо параллелизуются с изученными нами объектами по структурным условиям локализации. Большинство пегматитов пространственно тяготеет к апикальным выступам гранитоидных массивов и к провесам кровли, не вскрытых эрозией их участков, которые как бы «подстилают» пегматитовые поля.

В одних случаях пегматиты представлены серией межпластовых и секущих линзо- и плитообразных жил и размещаются на крыльях локальных антиклинальных складок, а самое крупное штокоподобное тело пегматита приурочено к ядру такой структуры; в других — пегматиты образуют серии или свиты тесно сближенных, морфологически сложных жил (с раздувами, пережимами и пр.), простирающихся согласно с вмещающими метаморфическими сланцами. Даже тогда, когда крупные пегмати-

товые тела залегают в массивных амфиболитах, последние образуют «согласно интрузивное тело».

На одном поле зональность выражается в последовательном изменении минерального состава пегматитовых жил по мере удаления от гранитных массивов. Вблизи них размещаются тела с небольшим количеством альбита, а затем его содержание заметно повышается и пегматиты становятся микроклин-альбитовыми по составу. Далее в них появляются и резко возрастают количественно сподумен, кварц и альбит при одновременном уменьшении содержания микроклина.

Внутреннее строение большинства пегматитов восточносибирских полей незональное. В некоторых из них фиксируется зональность по мощности, когда от периферии к осевым частям жил происходит смена зон различного состава. В целом характерны участковое и особенно полосчатое сложение пегматитов и многочисленные пересечения одних минеральных комплексов другими.

Приморье. Редкометалльные пегматиты и генерирующие их гранитоидные массивы этой провинции освещены И. Н. Говоровым с соавторами (1970), по их данным приводится описание наиболее характерных пегматитовых полей.

Большинство пегматитов Дальнего Востока пространственно и генетически связаны с метагранитами, получившими широкое развитие в южной части Малого Хингана. Пегматитоносные плутоны залегают обычно в ядрах антиклинальных складок, сложенных осадочно-метаморфическими толщами докембрийского возраста. Одни исследователи относят метаграниты к первой фазе раннепалеозойского тектоно-магматического цикла, считая их типичными соскладчатыми интрузивными образованиями. Другие полагают, что метаграниты являются межформационными интрузиями, внедрившимися на границе раннего и позднего протерозоя.

Рассмотрим в качестве примера Дитурский пегматитоносный массив. Он приурочен к ядру одноименной антиклинали, представляющей собой асимметричную линейную складку, образованную кристаллическими сланцами и доломитизированными известняками. В морфологическом отношении массив может рассматриваться как плитообразное тело, падающее на восток под углом $60-70^\circ$, на дневной поверхности граниты обнажаются в виде узкой полосы меридионального простирания, локализуясь в крупном разломе, проходящем в осевой части антиклинали.

Основной объем плутона сложен олигоклаз-микроклиновыми биотитовыми гранитами, переходящими в его апикальных частях в двуслюдяные, биотит-мусковитовые разности. В приконтактных зонах появляются интенсивно разгнейсованные биотит-роговообманковые граниты. По химическому составу все эти породы относятся к одному типу гранитоидов щелочноземельного ряда.

В северо-западном экзоконтакте Дитурского массива размещаются жильные тела разнообразного состава. Наибольшая их концентрация наблюдается в сводовой части, охарактеризованной выше антиклинали, где пегматиты встречаются среди сланцев и метагранитов, образуя в своей совокупности Дитурское пегматитовое поле. Они локализируются в трещинах, наложенных на складчатость, и по структурно-морфологическим признакам относятся к послескладчатым поперечно-секущим телам.

В размещении пегматитов главная роль принадлежит разрывным нарушениям, среди которых выделяются: 1) мощные тектонически ослабленные зоны северо-восточного и субмеридионального простирания, развившиеся вдоль контакта массива с боковыми породами, 2) субширотные трещины разрыва с крутым падением на северо-восток и юго-запад среди метагранитов и пород рамы. К одному из нарушений первого типа

приурочена пегматитовая жила, морфология которой обусловлена очертаниями плоскости контакта плутона и повторяет все ее неровности, причем раздувы жилы тяготеют к шарнирам мелких положительных складок, осложняющих Дитурскую антиклиналь. В нарушениях второго типа локализуются многочисленные жилы меньших размеров.

Редкометалльные пегматиты известны и на северной окраине Ханкайского срединного массива в области сочленения с Даубихинской синклинальной зоной, где они пространственно и генетически связаны с гранитоидами синий-кембрийского возраста, имея К—Аг возраст в пределах 795—480 млн. лет. Они картируются в виде сравнительно небольших штокообразных тел, конкордантных с синий-кембрийскими складчатыми структурами.

Выделяются три фациальные разновидности пегматитоносных гранитов: биотит-мусковитовые, биотит-силлиманитовые и турмалиновые. Преобладают двуслюдяные граниты, переходящие в апикальных частях в биотит-силлиманитовые и турмалиновые разности, образующие иногда и самостоятельные тела. По составу пегматитоносные граниты являются олигоклаз-микроклиновыми с обычным спектром аксессуарных минералов.

С этими гранитами ассоциируют пегматиты двух типов: слабо дифференцированные и редкометалльно-замещенные. Преобладают первые, представленные обычно плитообразными жилами с редкими раздувами и пережигами, относящиеся к продольно-поперечным и диагонально-секущим телам. Таковую же структурно-морфологическую характеристику имеют и редкометалльно-замещенные пегматиты.

Казахстан. Наиболее изученными и интересными являются пегматитовые поля Калбинского хребта, связанные с гранитами калбинского комплекса [Шавло, 1958; Дьячков, 1972; Щерба и др., 1971; и др.]. Они располагаются в основном в центральной и реже северо-западных частях Калба-Нарымской зоны, входящей в состав Зайсанской складчатой системы, для которой характерно погружение поверхностей Мохо и Конрада в направлении с северо-запада на юго-восток.

Калба-Нарымская зона заложилась в эйфельское время на каледонском фундаменте, расположенном на глубине 14—16 км [Дьячков, 1972]. В начальную стадию герцинского тектопо-магматического цикла эта зона представляла многоэпиклинали, где накапливались преимущественно терригенные отложения (Д—С₁) мощностью 9—16 км. В среднюю стадию (С₁₋₂) крайне ограниченно развиты отложения молассовой формации, а в верхнем карбоне в отдельных участках структуры — вулканизм дацит-липаритового состава. Таким образом, выделяют три структурных этажа, а Калбинский батолит пермского возраста внедрился вдоль границ первого и второго этажей [Щерба и др., 1971].

Среди гранитоидов выделяются добатолитовый (золотоносный кунушский комплекс), батолитовый (пегматитоносный и вольфрам-оловоносный калбинский и монастырский комплексы) и постбатолитовый дайковый комплексы. Все проявления редкометалльных пегматитов и гидротермалитов вольфрам-оловянной минерализации связаны с гранитами многофазного калбинского комплекса [Дьячков, 1972; и др.]. С гранитами монастырского комплекса связаны хрусталеносные (камерные) пегматиты (Дунгалинский массив).

Формирование редкометалльных пегматитов происходило в неспокойной тектонической обстановке [Лопатников, 1976; и др.], обусловленной длительным функционированием крупных глубинных разломов и оперяющих их нарушений. В районе выделяются три крупных тектонических блока, которые различаются особенностями тектонического режима, магматической деятельности, глубиной кристаллизации расплава (2—5 км), а также характером постмагматических процессов и эндогенной минерализации. Наиболее благоприятные условия для формирования редкометалль-

Сопоставление пегматитоносных гранитоидов и редкометалльных пегматитов различных

Провинция	Геотектоническое положение районов локализации пегматитоносных массивов	Структуры, контролирующие размещение массивов
Восточно-Забайкальская	Краевые зоны внутренних поднятий типа срединных массивов и районы, обрамляющие их	Разломы глубокого заложения, зоны повышенной трещиноватости
Западно-Забайкальская	Области сочленения внешних и внутренних зон завершённой складчатости	Разрывные нарушения, отделяющие жесткие глыбы, срединные массивы и горст-антиклинали от прогибов, впадин и грабен-синклиналей
Востошно-Саянская	Внутренние поднятия типа горст-антиклиналей	Узлы пересечения различно ориентированных нарушений, ядерные части антиклипальных складок
Приморская	Краевые зоны внутренних поднятий типа срединных массивов	Ядра антиклипальных складок, осложненные продольными нарушениями
Казахстанская	Внутренние поднятия типа горст-антиклиналей	Глубинные разломы и межформационное несогласие между Pz_1 и Pz_2
Монгольская	Краевые зоны внутренних поднятий	Различно ориентированные нарушения типа сбросов и сдвигов, ядра пликативных структур

ных пегматитов существовали в Центральном-Калбинском блоке (мезоабиссальная фация), в то время как оловянно-вольфрамовая минерализация преимущественно развита в Северо-Западном и Юго-Западном блоках (гипабиссальная фация).

Жильные образования калбинского комплекса, представленные дайками гранит-порфиров, двуслюдяных и аплитовидных гранитов, аплитов и аплит-пегматитов третьей фазы, тесно ассоциируют с редкометалльными пегматитами и обособляются в виде пегматитоносных жильных зон — пегматитовых полей.

Этим зонам свойственна вертикальная зональность в 1,5—1,8 м (снизу вверх): биотитовые и двуслюдяные граниты; безрудные кварц-микрклиновые пегматиты; аплит-пегматиты; редкометалльно-альбит-микрклиновые пегматиты; редкометалльно-альбитовые пегматиты; редкометалльно-замещенные пегматиты; альбит-редкометалльные пегматиты; кварцевые жилы. В эндоконтакте (внутриинтрузивной зоне) развиты первые пять зон, а во вмещающих породах (в надынтрузивной зоне) — последние три. В эндоконтакте пегматиты приурочены к участкам широкого развития

провинций по геолого-структурным и морфологическим признакам

Основные формы гранитоидных тел	Внутреннее строение
Согласные и частично согласные пласто-, штоко- и лакколитообразные тела с площадью выходов на дневную поверхность до первых сотен квадратных километров и купольным строением апикальной поверхности	Одно-двухфазные плутоны простого строения
Сравнительно небольшие тела неправильной формы в плане	Одно-двухфазные плутоны. Выделяются породы центральных и краевых фаций со сложными взаимоотношениями
Согласные и несогласные тела неправильной формы в плане	Двух-трехфазные, просто построенные плутоны с многочисленными куполовидными апикальными выступами
Согласные плито- и штокообразные тела с площадью выходов на дневную поверхность от нескольких десятков до первых сотен квадратных километров	Одно-двухфазные плутоны с разгнеиванными породами в приконтактных зонах и обилием ксенолитов вмещающих пород
Плитообразная, неправильно-линзовидная, лополитообразная	Многофазный плутон
Частично согласные и несогласные тела неправильной формы в плане	Просто- и сложнопостроенные плутоны с определенными элементами зональности в размещении различных по составу гранитоидов

процессов ассимиляции и гибридизма, а в пределах надинтрузивной зоны — только в ореоле контактового метаморфизма и мигматитизации.

На примере пегматитов Калбы зональность пегматитовых жил, свит, пучков и полей изучается уже более 30 лет [Гинзбург и др., 1979; Кузнецов, 1977; Лукашев, 1976; Солодов, 1962; Кузьменко, 1978; и др.].

Пространственно-временные соотношения, размещения и зональность редкометалльных пегматитовых полей и грейзеново-жильного вольфрам-оловянного оруденения в Калба-Нарымской зоне во многом сходны с описанными нами в Забайкалье. Это сходство еще более усиливается нахождением в последние годы редкометалльных гранитов и онгонитов [Пушко и др., 1978] — гипабиссальных аналогов редкометалльных пегматитов. Возможность выявления скрытых куполов редкометалльных гранитов и апогранитов под штокверково-жильными зонами вольфрам-оловянного оруденения обосновывалась Я. А. Косалсом ранее.

Монгольская Народная Республика. Наиболее полная характеристика редкометалльных гранитов и пегматитов дана в работе В. И. Коваленко и других [Редкометалльные гранитоиды ..., 1971]. Ими, в частности, показано, что пегматитоносны преимущественно ранне- и позднемезозойские интрузии, отнесенные к одной тектоно-магматической формации — к тоналит-аляскитовой формации гранитов этапа активизации.

Ведущие типы пород	Возраст гранитоидов	Пространственная позиция генетически связанных с гранитоидами пегматитов
Средне- и крупнозернистые порфирировидные микроклин-плагиоклазовые биотитовые и биотит-мусковитовые граниты	Поздний мезозой	Пологие понижения кровли и купольные возвышения плутонов, ядра и крылья локальных складок. Преобладают пегматиты надвнутрузивных зон
Мелко-среднезернистые лейкократовые, биотитовые и двуслюдяные граниты	Поздний протерозой	Зоны эндо- и экзоконтактов
Микроклин-плагиоклазовые биотитовые граниты, сменяющиеся в верхних частях плутонов двуслюдяными разностями со шширами пегматитов	Поздний протерозой—ранний кембрий	Апикальные выступы плутонов, провесы кровли, ядра и крылья локальных антиклинальных складок
Олигокраз-микроклиновые биотитовые граниты, переходящие в апикальных частях плутонов в биотит-мусковитовые, биотит-силлиманитовые и турмалиновые разности, образующие иногда самостоятельные тела	Ранний — поздний протерозой, ранний палеозой	Ядерные части антиклинальных складок, апикальные выступы плутонов
Гранодиориты, адамеллиты, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты	Поздний палеозой (P ₁)	Экзо- и эндоконтактные зоны прогибов кровли между гранитными куполами I фазы
Средне- и крупнозернистые биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные граниты	Ранний — поздний мезозой	Зоны экзо- и эндоконтактов

Известные в Монголии массивы редкометальных гранитоидов объединены вышеуказанными исследователями в две группы. Первую составляют массивы простого строения, сложенные гранитами одного геохимического типа, во вторую входят массивы сложного строения, образованные гранитами разных геохимических типов.

Из приводимого в работе описания видно, что их размещение чаще всего контролируется разрывными нарушениями. Например, в Жанчивланском районе такой структурой является Уландабинской разлом типа сбросо-сдвига, ориентированный поперечно по отношению к складчатым сооружениям северо-восточного направления. Известные здесь тела редкометальных гранитов относятся к трещинным интрузиям. Некоторые из массивов проявляют отчетливую приуроченность к пликативным структурам. В частности, это установлено для Хуху-Улинской группы плутонов, сопоставляемых с одним из изученных нами массивов. На уровне современного среза они обнажаются в виде двух изолированных друг от

Структурно-морфологические типы пегматитов	Зональность в строении пегматитовых полей
Согласные и секущие плитообразные линзовидные жилы, реже штоки и трубчатые тела, приуроченные к трещинам различного генезиса и направления	Горизонтальная, продольная, поперечная, диагональная и вертикальная (прямая и обратная) второго рода
Жилы, дайки, z-образные тела с раздувами и апофизами, приуроченные к трещинам различного генезиса и направления	Поперечная асимметричная зональность, выраженная в плане рядом: гранит → безрудный пегматит → редкометалльный пегматит → кварцевые жилы
Согласные и секущие линзо- и плитообразные жилы с раздувами и пережжками, образующие серии или свиты тел, приуроченных к нарушениям сколового и реже отрывного типа	Проявлена слабо, выражается в последовательном изменении содержания отдельных минералов (альбита, кварца, сподумена и др.) в пегматитах по мере удаления от гранитных массивов
Согласные и секущие жильные тела простой и сопряженной формы, приуроченные к тектонически ослабленным зонам вдоль контактов гранитоидов с вмещающими породами и трещинам отрыва и реке скола	Проявлена слабо
Линзовидные, плитообразные, неправильной формы тела, свиты жил в трещинах различного генезиса	Горизонтальная, продольная и вертикальная. Граниты → аплиты → аплит-пегматиты → безрудные пегматиты → редкометалльные пегматиты — кварцевые жилы
Согласные и секущие жильные тела, выполаживающие трещины различного генезиса и направления	Поперечная и диагональная асимметричная зональность в размещении пегматитов разного минерального состава

друга выступов единого крупного интрузива, в строении которых наблюдаются определенные черты зональности. Центральные их части сложены крупно- и среднезернистыми мусковитовыми или двуслюдяными гранитами, переходящими по направлению к контактам в чисто мусковитовые мелкозернистые разности со шпировыми пегматитами.

О строении пегматитовых полей Монголии можно судить по описанию пегматитов Хух-Дель-Ула В. И. Коваленко и другими [Редкометалльные гранитоиды Монголии, 1971]. Большая их часть залегает в приконтактной зоне докембрийских сланцев различного состава со среднепалеозойскими порфирированными гранитами. Судя по описанию и зарисовке, приводимым в работе, жильные тела пегматитов занимают секущее и согласное положение относительно вмещающих пород, ориентируясь в северо-восточном или северо-западном направлениях.

В размещении различных по минеральному составу типов пегматитов выявлена отчетливая зональность. В северной и северо-восточной частях

Геолого-тектоническая позиция полей	Условия размещения пегматитоносных интрузивных массивов	Структурно-морфологические
		Морфология
Поля внутренних поднятий, приуроченные к посторогенным гранитоидным плутонам	Плутоны, тяготеющие к зонам разломов глубокого заложения	Шлировые выделения; плитообразные и линзовидные жилы; штоки и трубчатые тела
	Плутоны в ядрах антиклинальных складок линейного типа, локализующиеся на участках сопряжения разноориентированных зон невышепной трещиноватости	Плитообразные и линзовидные жилы простой и сопряженной формы
	Плутоны в ядрах грабен-синклиналей, осложненных надвиговыми структурами	Жилы простой и сопряженной формы, реже штоки и трубчатые тела
	Плутоны в ядрах антиклинальных складок брахиформного типа	Жилы простой и сопряженной формы
Поля передовых зон относительного опускания в складчато-разрывных структурах прибрежно-континентальных отложений		
Поля флишевых прогибов в складчато-разрывных структурах морских отложений		

поля развиты шерл-микроклин-кварцевые пегматиты, в центральной части преобладают мусковит-топаз-микроклин-кварцевый, альбит-кварцевый и мусковит-альбит-кварцевый типы пегматитов. В юго-западной части площади поля локализуются пегматиты клевеландит-кварцевого состава.

Материалы по редкометальным пегматитам и пегматитоносным гравитам различных провинций систематизированы нами в табл. 8, 9 и позволяют сделать следующие выводы.

1. Большинство пегматитоносных гранитоидных массивов и ассоциирующих с ними пегматитовых полей размещается в краевых зонах внутренних поднятий или областях сочленения различных по типу развития геотектонических структур. В размещении плутонов устанавливается четкий структурный контроль, выражающийся в их пространственной приуроченности к ядрам локальных складок и разрывным нарушениям различного морфолого-генетического типа.

2. Морфология пегматитоносных массивов разнообразна, но в целом преобладают согласные и частично согласные тела неправильных форм в плане. По своему внутреннему строению они достаточно просты и образованы породами одной или двух фаз, не проявляющими четкого закономерного расположения в горизонтальном и вертикальном разрезах.

3. В большинстве провинций пегматитоносными являются неравнозернистые биотитовые, двуслюдяные, иногда порфиroidные граниты, образующие основной объем плутонов и, как правило, не входящие в состав дополнительных интрузивных тел, развитых на площади некоторых пегматитовых полей.

4. Генетически связанные с этими гранитоидами пегматиты размещаются обычно в зонах эндо- и экзоконтактов плутонов, приурочиваясь к их апикальным, куполовидным выступам, провесам кровли и различным морфологическим элементам складок. Несмотря на сравнительное разнообразие структурных позиций пегматитов относительно материнских плуто-

пегматитовых полей Забайкалья

особенности пегматитовых тел	Закономерности локализация пегматитовых тел	
Соотношения с вмещающими породами	Пегматитовмещающие полости	Морфологические элементы массивов и складчатых структур
В случае ориентированного внутреннего строения массивов занимают согласное, частично согласное и несогласное положения	Эндо- и экзокинетические трещины гранитоидов	Пологие понижения кровли и купольные вывышения массивов
Согласные (пластовые) и частично согласные (продольно-секущие)	Трещины скола (преобладает) и отрыва	Крылья антиклинальных складок брахиформного типа
Частично согласные (продольно-секущие) и несогласные (диагонально-секущие)	Трещины отрыва (преобладают) и скола	Сводовые части антиклинальных складок линейного типа
Несогласные (поперечно-секущие)	Трещины отрыва	Крылья синклинальных складок линейного типа
Согласные (пластовые), частично согласные (продольно-секущие) и несогласные (диагонально-секущие)	Трещины квиважа и скола	Сводовые части и крылья антиклинальных складок брахиформного типа

О к о н ч а н и е т а б л . 9

Парагенетические типы пегматитов	Вертикальный диапазон развития, м	Зональность пегматитовых полей	Типы пегматитовых полей
Микроклиновые и редко микроклин-альбитовые	300—500	Горизонтальная продольно-симметричная и прямая вертикальная второго рода	Поля постороженных пегматитов внутриинтрузивной зоны в эндо- и экзокинетических трещинах гранитоидов
Микроклиновые, микроклин-альбитовые, альбитовые	300—500	Горизонтальная диагональная	Поля постороженных пегматитов надинтрузивной зоны в сколовых трещинах на крыльях брахиформных антиклинальных складок
Микроклиновые, микроклин-альбитовые	200—300	Горизонтальная поперечно-симметричная и прямая вертикальная второго рода	Поля постороженных пегматитов надинтрузивной зоны в трещинах отрыва сводовых частей линейных антиклинальных складок
Микроклиновые, микроклин-альбитовые, альбитовые	1000	Горизонтальная поперечно-асимметричная и обратная вертикальная второго рода	Поля постороженных пегматитов надинтрузивной зоны в трещинах отрыва на крыльях линейных синклинальных складок
Микроклиновые, микроклин-альбитовые, альбит-оподуменовые	Более 1000	Горизонтальная продольная и поперечно-асимметричная	Поля постороженных пегматитов околониинтрузивной зоны в квиважных и сколовых трещинах брахиформных антиклинальных складок

нов, большинство образованных ими полей относится к надынтрузивному типу.

5. Структурно-морфологические типы редкометальных пегматитов весьма различны и определяются локальными, местными тектоническими условиями, существовавшими в момент их формирования. Преобладают линзо- и плитообразные жильные тела простой и сопряженной формы.

6. Многие пегматитовые поля характеризуются зональным строением, выражающимся чаще всего в пространственной разобщенности пегматитов различных парагенетических типов, закономерно располагающихся относительно материнских плутонов. Наибольшим развитием пользуется поперечный тип горизонтальной асимметричной зональности.

ВЫВОДЫ

В результате проведенных геолого-структурных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Направление эволюции магматизма региона зависело не столько от характера его геологического развития, сколько от структурно-тектонических условий, существовавших в период формирования разновозрастных гранитоидов. Преимущественная их концентрация в выделенных зонах повышенной магматической проницаемости позволяет предполагать, что одной из главных причин активного магматизма явились разрывные нарушения типа глубинных разломов, определившие, очевидно, направление тепловых потоков, с которыми связана та или иная генерация гранитоидных расплавов. Возникновение таких расплавов, если исходить из модели земной коры Забайкалья, происходило в первую очередь там, где ее гранитный слой имеет наибольшую мощность.

Установлено и показано соответствующими расчетами особое значение киммерийских гранитоидов в формировании и размещении пегматитов. Впервые выделены две пегматитоносные гранитные формации: гнейсогранодиорит-гранит-лейкогранитная (борщевочный комплекс) в гранито-гнейсовых куполах и гранит-лейкогранит-алаяскитовая (кукульбейский комплекс) в зонах глубинных разломов в связи с мезозойской тектоно-магматической активизацией Забайкалья.

2. Структурно-геологическая позиция изученных пегматитоносных гранитных плутонов и пегматитовых полей определяется их приуроченностью к периферическим частям Агинского поднятия и районам, примыкающим к нему. В своем пространственном распределении поля не проявляют поясовой концентрации, так как условия их локализации обуславливались главным образом развитием благоприятных разрывных нарушений и особенностями формирования пегматитоносных гранитоидных массивов.

Полученные нами данные опровергают сложившиеся в литературе представления о том, что пегматитогенерирующим являются мезозойские интрузии средних этапов развития геосинклинали, возникшие в период, непосредственно следующий за главной фазой юрской складчатости [Архангельская, 1964]. Материнские для редкометальных пегматитов граниты образовались на поздних стадиях развития Забайкальской подвижной области, преимущественно во внегеосинклинальных условиях, когда Агинская структурная зона закончила свое формирование в качестве крупного стабильного участка земной коры типа срединного массива т. е. в результате тектоно-магматической активизации последнего.

Все многообразие пространственного положения пегматитовых полей

региона относительно гранитоидных плутонов, с которыми устанавливается или подразумевается их генетическая связь, можно представить в виде трех основных вариантов: а) поля в гранитоидах и контактовых ореолах батолитоподобных массивов, имеющих значительные размеры; б) поля в гранитоидах и контактовых ореолах небольших интрузивных тел; в) поля в контактовых ореолах нескрытых массивов — надинтрузивные поля.

3. Пегматитоносные гранитоидные массивы характеризуются разнообразной формой в плане, а в разрезе чаще всего представлены пластообразными и лакколитоподобными телами, занимающими в структурах вмещающих толщ согласное или частично согласное положение. Апикальные части многих массивов имеют отчетливое купольное строение. Картируемые с помощью структурно-петрологических исследований купольные возвышения чаще всего располагаются в эндоконтактных зонах массивов.

Внутреннее строение изученных плутонов достаточно простое. Основная масса их сложена породами главной интрузивной фазы, представленными биотитовыми, двуслюдяными неравномернозернистыми гранитами микроклин-плагиоклазового состава и фазой дополнительных интрузий мусковитовых гранитов, а также дайками аплитов и аплитовидных гранитов. Большая часть массивов характеризуется ориентированным внутренним строением, которое в значительной степени определяется их морфологией и является, очевидно, следствием течения магматического расплава.

В пегматитоносных массивах достаточно широко развиты элементы прототектоники, представленные линейными и плоскопараллельными текстурами течения. Особенно четко линейные текстуры проявлены в крупнозернистых гранитах, где они выражены параллельной ориентировкой пластинок биотита. Плоскопараллельные текстуры течения присущи породам главной интрузивной фазы почти всех массивов, в которых наблюдается параллельная ориентировка плоскостей таблитчатых фенокристаллов полевого шпата.

Наиболее распространены структурными элементами плутонов являются эндокинетические трещины, закономерно ориентированные относительно линейных и плоскопараллельных текстур гранитоидов, а также контактовых поверхностей массивов. В соответствии с систематикой Г. Клооса в пегматитоносных гранитоидах могут быть выделены пластовые (пологие), поперечные, продольные и диагональные трещины. В большинстве случаев между внутренней структурой плутонов и поверхностью их контактов наблюдается согласное и несогласное соотношение, но в целом преобладает структурная конформность.

Становление массивов происходило в условиях, соответствующих мезогинабсальной группе фаций магматических пород, на глубинах 5—2 км от поверхности, существовавшей к моменту их образования. Граниты формировались в процессе активного механического внедрения магмы, и поэтому сложенные ими плутоны классифицируются нами как аллохтонные интрузивные тела.

4. Анализ геологических соотношений и взаимосвязи редкометалльных гранитов и пегматитов свидетельствует о том, что развитие материнских гранитоидов с пегматитовой и гидротермальной схемами рудообразования осуществлялось по двум параллельным, но разобщенным в пространстве линиям в условиях фациальных различий.

5. На примере Забайкальской провинции показана возможность систематизации пегматитоносных гранитоидных интрузий на основе пространственно-временных связей с ними различных по формационному типов пегматитов. В свою очередь, установленные вполне конкретные генетические зависимости условий образования гранитных пегматитов от структурно-фациальных особенностей интрузивных тел имеют большое значение для решения многих практических задач.

6. Пегматитовые поля Забайкалья образованы посторогенными телами простой и сопряженной формы, возникшими путем заполнения полостей. Впервые предложенная для региона группировка главнейших типов структур пегматитовых полей отражает различное влияние дизъюнктивной и пликативной тектоники на пространственное положение и морфологию пегматитовых тел. Значительно отличаясь от существующих структурных систематик подобного рода принципами своего построения и разнообразием выделенных типов, она, в частности, подчеркивает вполне определенную зависимость между строением пегматитовых полей и их структурной позицией. С этой точки зрения в изученных нами полях можно выделить следующие зоны локализации пегматитов:

а) пегматиты внутриинтрузивной зоны. Размещаются в глубоких и приповерхностных горизонтах материнских массивов, на участках проявления прототектонической трещиноватости и разрывных нарушений, разрывшихся по эндокинетическим трещинам;

б) пегматиты надинтрузивной зоны. Размещаются в складчатых структурах вмещающих материнские плутоны пород, приурочиваясь к благоприятным для локализации наложенным разрывным нарушениям;

в) пегматиты околоинтрузивной зоны. Располагаются в криптобатолитовых ореолах, на участках развития локальной линейной и брахиформной складчатости, выполняя разрывные нарушения типа трещин кливажа и скола.

Вертикальный диапазон развития указанных зон может быть различным, однако обобщение имеющихся данных показывает следующее. Первая зона пегматитов охватывает глубины 300—500 м. Пегматиты надинтрузивной зоны удалены от кровли материнских массивов в среднем на 1—2 км, что определяется по их положению в стратиграфическом разрезе того или иного района, а также по поведению контактовых поверхностей массивов. Пегматиты околоинтрузивной зоны размещаются на различных интервалах относительно скрытых интрузивных тел, но вряд ли они превышают 1,5—2 км, если судить по результатам геофизических исследований. Таким образом, общая вертикальная протяженность регионального яруса пегматитообразования в Забайкалье может быть оценена в 3—4 км.

7. Строение большинства пегматитовых полей региона является зональным, выражающимся в закономерном пространственном распределении различных парагенетических типов пегматитов в горизонтальном и вертикальном направлениях. Преобладает горизонтальный тип поперечной зональности, отчетливо устанавливаемый относительно материнских пегматитоносных плутонов. Проведенные работы позволяют говорить об определенном влиянии на зональность изученных полей таких факторов, как эрозионный срез гранитоидных плутонов и структурные условия локализации редкометальных пегматитов.

Во многих пегматитовых телах изученных полей широко проявились процессы дифференциации, обусловившие их симметрично-, асимметрично- и участково-зональное внутреннее строение. Оно четко фиксируется по признаку пространственной обособленности разнообразных минеральных ассоциаций, входящих в состав отдельных зон пегматитовых тел.

Охарактеризованные типы зональности являются следствием определенной связи между процессом формирования магматических источников внутри-, над- и околоинтрузивных пегматитолокализирующих структур и периодом геохимической и температурной эволюции пегматитообразующих расплавов-растворов, обогащенных летучими компонентами и редкими элементами, особенно фторофильными.

ЧАСТЬ II

5. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Основные петрохимические черты гранитоидов Восточного и Центрального Забайкалья, в том числе и пегматитоносных, рассмотрены А. А. Беусом (1968), В. В. Архангельской (1964), Н. С. Вартановой с соавторами (1972), В. Д. Козловым, Л. Н. Сवादковской (1977, 1978) и др. На большом фактическом материале показано, что описываемые гранитоиды по своему химическому составу относятся ко второму классу (по А. Н. Заварицкому) пересыщенных кремнеземом и глиноземом пород, к группе, богатой щелочами. Обращено внимание на специфичность (неоднородность состава) гранитоидов ранней фазы борщевочного комплекса как типичных представителей гранито-гнейсовых куполов, тогда как граниты фазы дополнительных интрузий (ФДИ) этого комплекса относительно гомогенны и по своим петрохимическим характеристикам (по А. Н. Заварицкому) практически не отличаются от кукульбейских и гранитов II фазы (дополнительных интрузий) кыринского комплекса.

5.1. НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГРАНИТОИДОВ БОРЩЕВОЧНОГО И КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСОВ

Весьма надежным и наглядным способом не только графического изображения химических составов пород единой генетически связанной серии пород, но и их расчленения является семикомпонентная диаграмма В. Н. Лодочникова [Лодочников, 1926], что убедительно показано А. С. Павленко (1963), Павленко и др. (1974) и В. И. Коваленко (1977). По нашим данным, каждый гранитоидный комплекс (кыринский, сохондинский, харалгинский, шахтаминский, борщевочный и кукульбейский) образует свой специфический комплементарный ряд пород (рис. 31). Так, гранитоиды борщевочного и кукульбейского комплексов отчетливо подразделяются на два самостоятельных разнонаправленных комплементарных ряда, обособленных от гранитоидов остальных комплексов, в том числе и от гранитов поздних фаз кыринского комплекса. Весьма примечательно то, что пегматитоносные граниты кукульбейского комплекса обособляются от комплементарных линий составов биотитовых гранитов ($\text{SiO}_2 \sim 71\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 15\%$ и т. д.) главной и поздней фаз пегматитоносных гранитов борщевочного комплекса благодаря более высоким (на 1—1,5%) содержаниям глинозема. При этом по содержанию кремнезема последние практически не различимы. Третий комплементарный ряд (при $\text{SiO}_2 \sim 77\%$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 12\%$) кукульбейского комплекса образуют литий-фтористые граниты, которые можно рассматривать как гипабиссальные аналоги мезоабиссальных редкометалльных пегматитов, а также субвулканических онгонитов.

Для более полной и всесторонней характеристики пород вычислены различные коэффициенты и отношения порообразующих элементов:

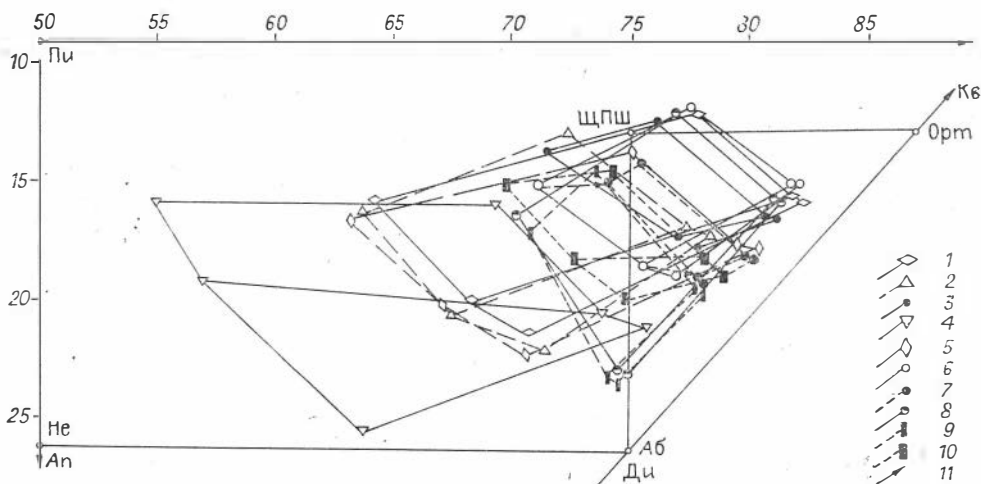


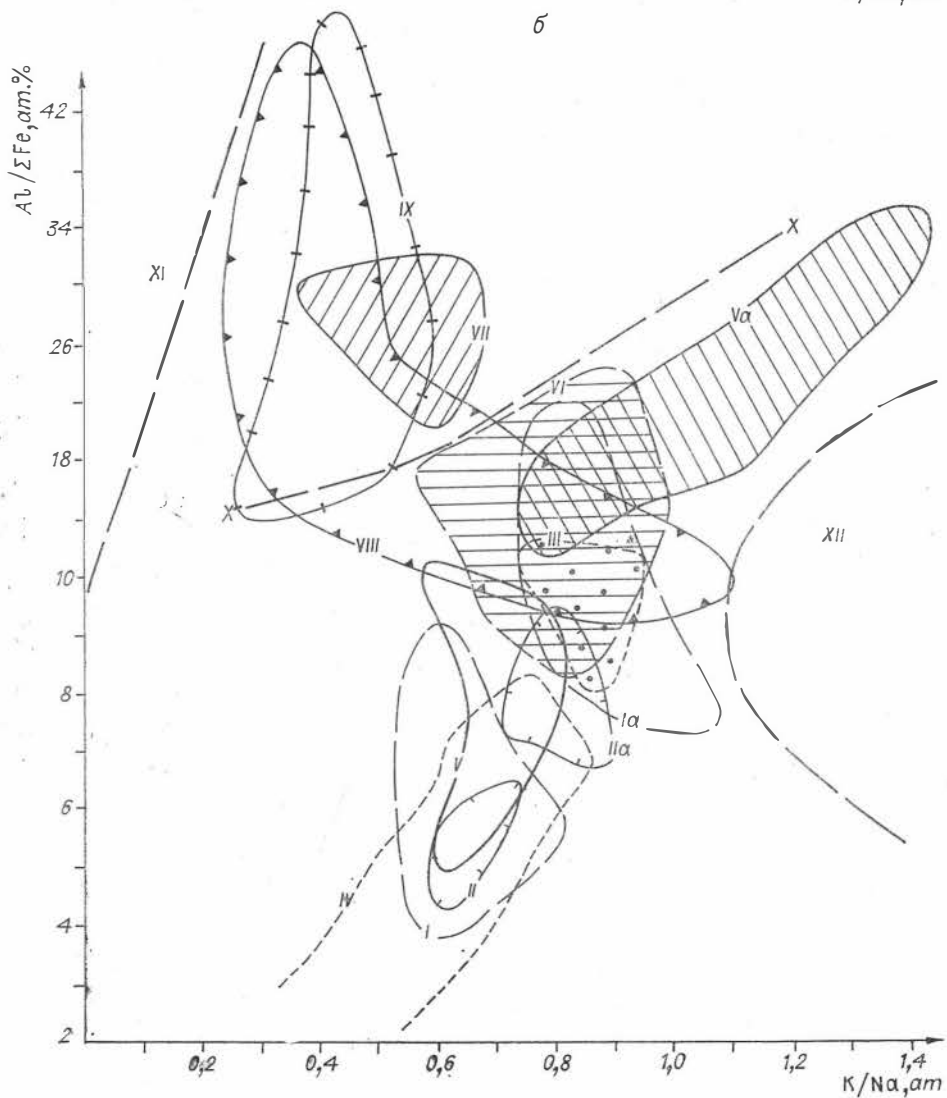
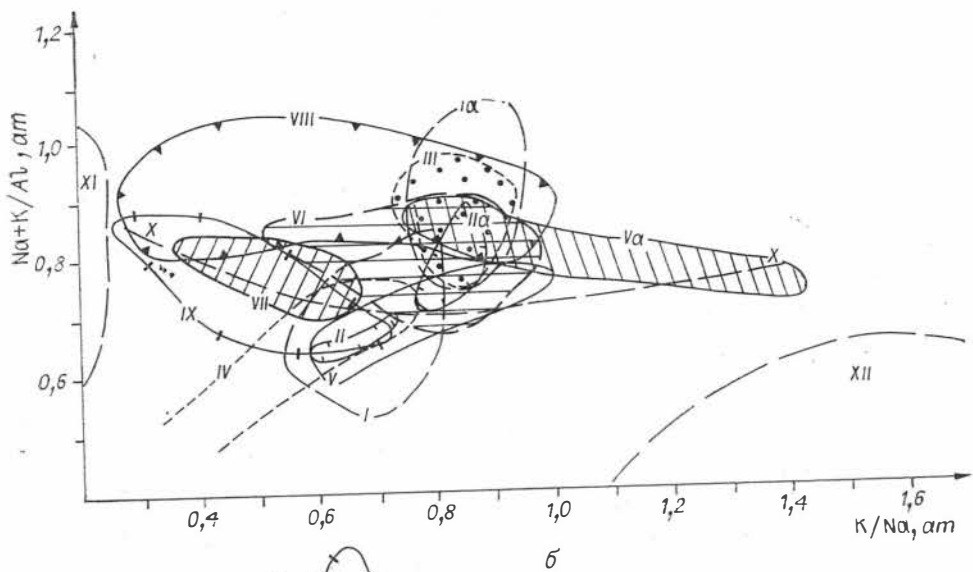
Рис. 31. Диаграмма комплементарных составов мезозойских гранитоидных комплексов Забайкалья.

1 — кыринский; 2 — сохондинский; 3 — харалгинский; 4 — шахтаминский; 5 — борщевочный; 6—9 — кукульбейский; 6 — олово-вольфрамоносные граниты, 7 — пегматитоносные двуслюдяные и мусковитовые граниты, 8 — литий-фтористые (редкометалльные) граниты, 9 — онгониты; 10 — онгониты МНР [Коваленко В., Коваленко Н., 1976]; 11 — направление дифференциации пегматитоносных гранитов.

Si/Al, ат., общая ($f_{об} = \frac{\Sigma Fe \cdot 100}{\Sigma Fe + Mg}$ ат. %) и стандартная ($f_{ст} = \frac{FeO \cdot 100}{FeO \cdot MgO}$ ат. %) железистость, коэффициент окисления ($f_{ок} = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$ ат.), Fe_2O_3/FeO , FeO/MgO , K/Na ат., коэффициент агнаитности ($K_{ар} = \frac{K + Na}{Al}$ ат.), общая щелочность ($A = Na + K - Ca$, ат.), степень альбитизации ($B = Na + Ca/K$), натриевость ($N = \frac{Na}{Al + K}$), $Al/\Sigma Fe + Mg$, $Al' = Al - (2Ca + Na + K)$, $\frac{Si + Al + Na + K}{Fe + Mg + Ca}$, $\Sigma Fe/Mg + Ca$, имеющие генетическое значение и позволяющие во многих случаях графически выявить критерии расчленения гранитоидов. Для гранитоидов борщевочного комплекса, особенно поздних фаз и биотитовых гранитов главной фазы кукульбейского комплекса, характерно преобладание K_2O над Na_2O (соответственно $K_2O/Na_2O = 1,1 - 2,14$ и $K/Na = 1,03 - 1,49$), тогда как для пегматитоносных гранитов последнего и особенно онгонитов свойственны обратные соотношения ($K_2O/Na_2O = 0,97 - 0,5$ и $K/Na = 0,86 - 0,26$). Литий-фтористые граниты характеризуются широким диапазоном K_2O/Na_2O отношений от 1,49—1,1 в биотитовых гранитах и аляскитах до 0,44 в лепидолит-альбитовых гранитах. Эти особенности хорошо выражают диаграммы $\frac{Na + K}{Al} - K/Na$ и $Al/\Sigma Fe + Mg - K/Na$ (рис. 32), на которых каждая из рассматриваемых породных ассоциаций

Рис. 32. Зависимость коэффициента агнаитности ($K_{ар} = \frac{Na + K}{Al}$) (а) и Al/Fe (б) от отношения K/Na в гранитоидных комплексах.

Поля здесь и на рис. 33—36: I — кыринский, ранняя фаза; Ia — то же, поздних фаз; II — сохондинский, ранняя фаза; IIa — то же, поздних фаз; III — харалгинский; IV — шахтаминский; V — борщевочный, ранняя фаза; Va — то же, поздних фаз; VI — кукульбейский оловяно-вольфрамоносные; VII — то же, пегматитоносные; VIII — то же, литий-фтористые граниты; IX — онгониты; X — амазонит-альбитовые апограниты; XI — полевошпатовые метасоматиты; XII — цвигтеры и грейзены. Римские цифры в кружках — поля щелочности.



образует свойственные только им поля. По коэффициентам агапайности пегматитоносные граниты и редкометаллоносные граниты и онгониты существенно не различаются ($K_{ар} = 0,7-0,9$) и лишь в литий-фтористых гранитах коэффициент агапайности более высокий ($K_{ар} = 0,8-1,05$).

На диаграмме $\frac{Na+K}{Al} - SiO_2$ (рис. 33, а) пегматитоносные граниты борщевочного, а также кукульбейского комплексов образуют практически единое поле (Va, VII). В то же самое время биотитовые, двуслюдяные и грейзенизированные граниты кукульбейского комплекса, хотя частично перекрывают поле пегматитоносных, но отчетливо выделяют свое поле (VI) в пределах субщелочных гранитов (II). Обширное поле (VIII) образуют литий-фтористые граниты, включающие поля пегматитоносных гранитов (Va, VII), кукульбейских (VI) и харалгинских (III) гранитов, гранитов поздней фазы кыринского комплекса (Ia) и онгонитов (IX).

По сумме щелочей ($Na_2O + K_2O$) все рассматриваемые граниты и онгониты не различаются и лишь в лепидолит-альбитовых гранитах $Na_2O + K_2O$ достигают 10—10,5%. На диаграмме $Na_2O + K_2O - SiO_2$ и $CaO - SiO_2$ (рис. 33, б) поля пегматитоносных гранитов кукульбейского и борщевочного комплексов практически совпадают, составляя часть поля главной фазы кукульбейских и поздней фазы кыринских гранитов.

На рис. 34 отражена зависимость содержания (%) SiO_2 и общей железистости (а), а также общего содержания железа (%) ($Fe_2O_3 + FeO$) (б). Судя по диаграмме $f_{об} - SiO_2$, каждый рассматриваемый комплекс и тип пород имеют свою специфическую эволюцию и могут быть статистически разделены, но обладают одной общей тенденцией возрастания общей железистости от ранних к поздним фазам и от глубинных частей интрузий к эндоконтактам и апикальным частям по мере кристаллизации — возрастания кремнекислотности. Характерно, что общая железистость гранитов, сходных по составу, но относящихся к различным комплексам и формационным типам, весьма близка, но объем полей и характер кривых эволюции отличается достаточно надежно. Пегматитоносные граниты кукульбейского и борщевочного комплексов довольно хорошо различаются общей

железистостью $\left(\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} \right)$, что довольно выразительно отражается на диаграммах в виде самостоятельных полей, лишь незначительно перекрывающихся (см. рис. 34), так как для борщевочных характерна более низкая общая железистость (65—80%), а для кукульбейских — от 75 до 90%, но наиболее высокая (80—100%) — для кыринских гранитов поздней фазы и харалгинских (85—97%). Граниты главной фазы кукульбейского комплекса в отличие от перечисленных характеризуются широкими колебаниями общей железистости от 60 до 95%, причем железистость растет к грейзенизированным мусковитовым разностям.

По мнению А. Н. Виноградова (1971), простым и надежным критерием различия палингенных и связанных с основными магмами остаточных гранитоидов служит соотношение между содержанием в породах кремнезема и железа, так как кислые расплавы-дифференциаты основных магм должны содержать больше железа, чем палингенные гранитные магмы. При этом безводные палингенные магмы вулканических ассоциаций должны содержать железа меньше, чем насыщенные водой плутонические гранитные магмы. Вулканические граниты, связанные с основными магмами (граниты базальтового ряда), в неопределенных разновидностях содержат железа на 1—2% больше, чем соответствующие им по кремнекислотности граниты плутонической группы. А. Н. Виноградов показал, что еще более резко различаются граниты базальтового (толеитовой серии) и сиаличе-

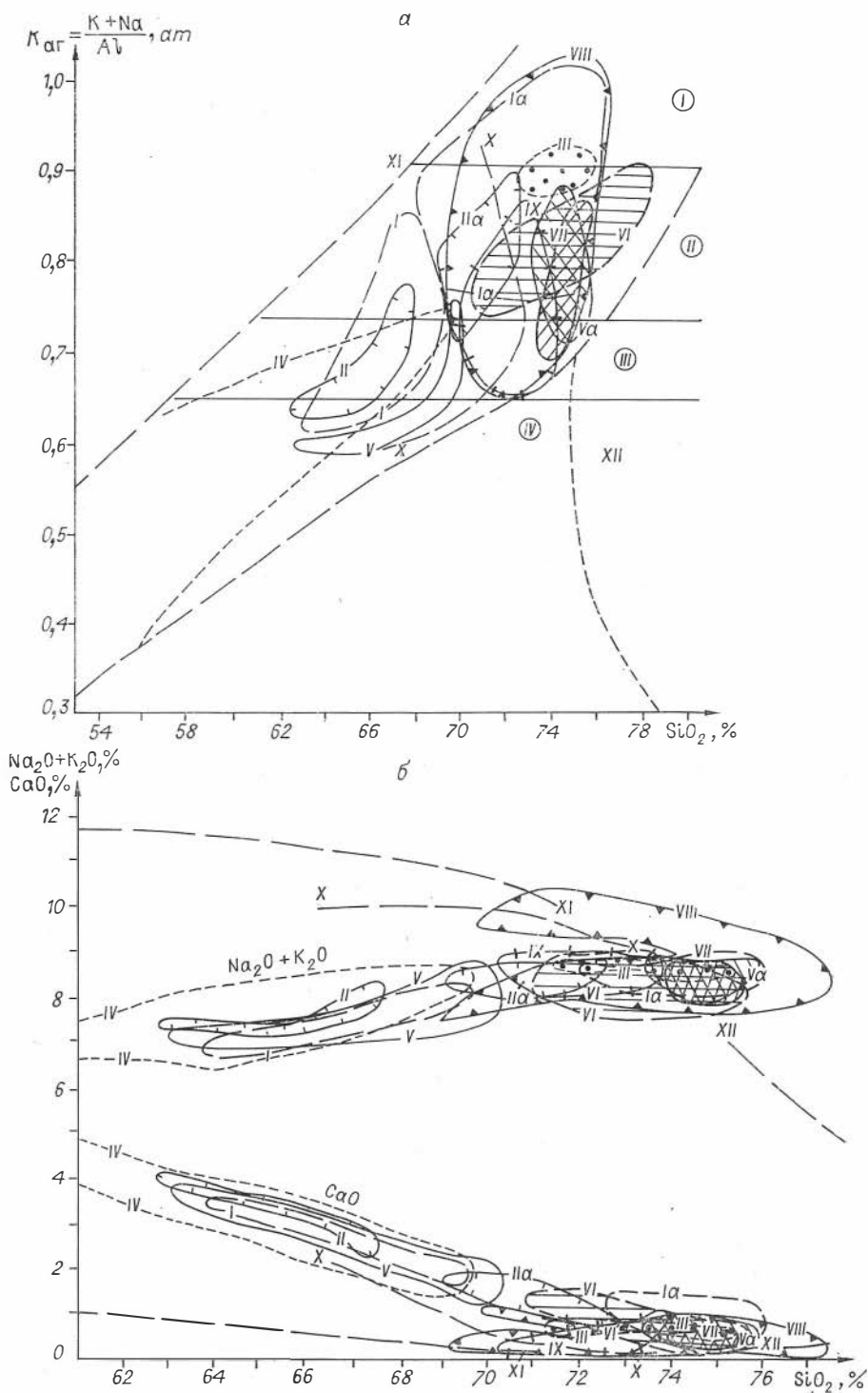


Рис. 33. Зависимость коэффициента агаптности (а), суммы $Na_2O + K_2O$ и CaO (б) от содержания SiO_2 в гранитоидах.

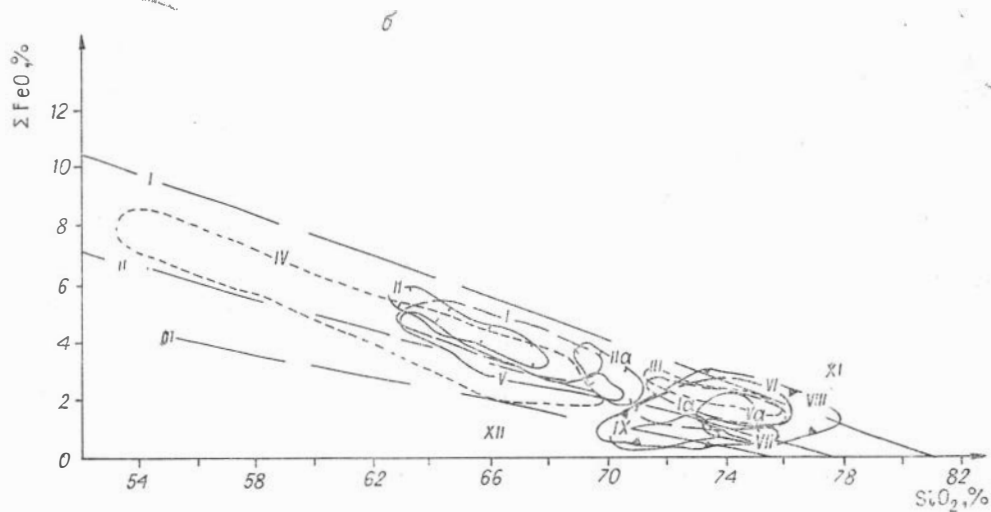
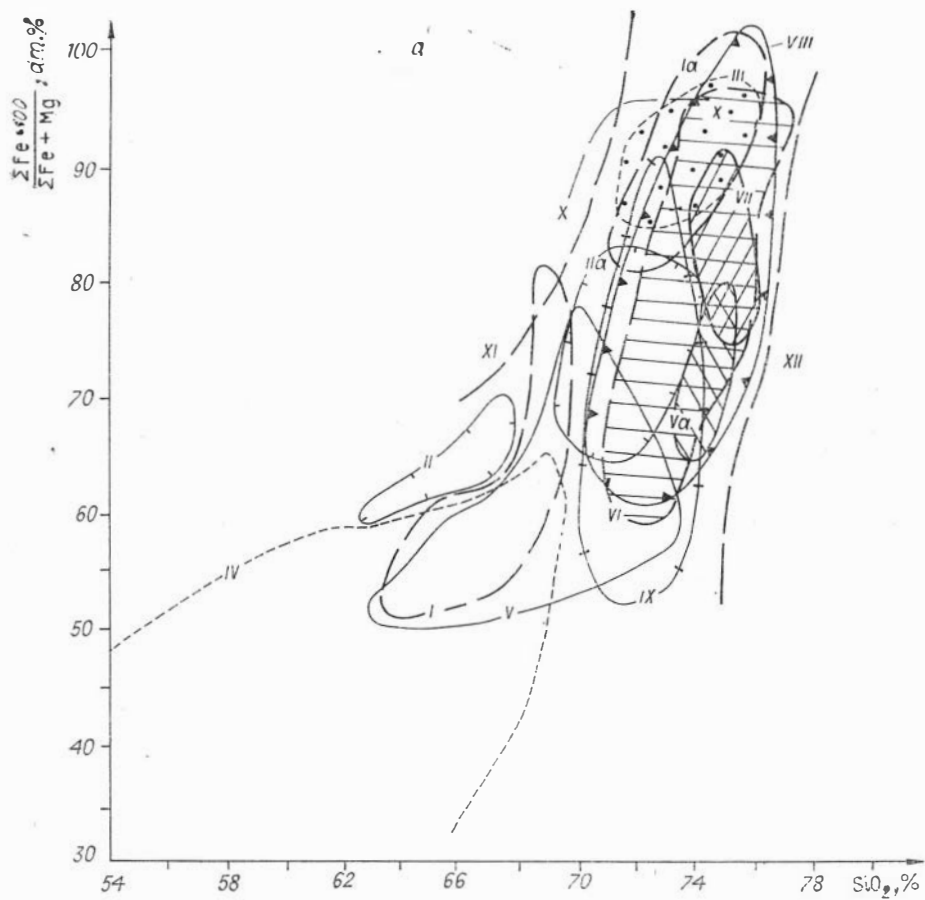


Рис. 34. Зависимость общей железистости ($f = \frac{\sum Fe}{\sum Fe + Mg}$) (а) и суммы Fe (б) от содержания SiO_2 в гранитоидах.

ского ряда, а промежуточные положения занимают породы андезитовой серии.

Между содержанием железа и кремнезема во всех комплексах существует обратная корреляционная зависимость, тогда как общая железистость находится в прямолинейной корреляционной связи с кремнекислотностью (см. рис. 34). По сумме железа $Fe_2O_3 + FeO$ граниты довольно хорошо различаются: пегматитоносные кукульбейские содержат ΣFe меньше всего (0,5—1%), в борщевочных достигают 2%, а в вольфрамоносных кукульбейских — 2,5%, а для поздней фазы кыринских гранитов характерны узкие пределы, но довольно высокие его содержания (1—2,5%). Это хорошо видно на диаграмме $Fe_2O_3 + FeO - SiO_2$ (см. рис. 37, б) по характерным полям, причем они все входят в контур поля литий-фтористых гранитов. При этом, судя по диаграмме, лишь онгониты и лепидолит-альбитовые граниты относятся к сиалическому ряду, а все рассматриваемые граниты — к андезитовой серии, что маловероятно.

Таким образом, анализ диаграмм (см. рис. 34) показывает, что выделить три генетические группы гранитов [по Виноградову, 1971] надежно не удастся, так как выявляется несоответствие расположения (по геологическим данным) явно палингенных сиалических гранитов борщевочного комплекса в пределах андезитовой серии так же, как шахтаминского, сохондинского и кыринского комплексов.

На диаграмме (рис. 35, а), предложенной В. А. Кутוליным (1964), гранитоиды практически всех комплексов располагаются преимущественно в пределах поля II (неоднородностей) и лишь частично литий-фтористые граниты и онгониты приурочены к полю I — палингенных и анатектических (коровых) гранитов. В пределах поля III гранитов-дифференциатов базальтоидных магм размещено поле гранитов харалгинского и поздней фазы кыринского комплексов, а также значительная часть литий-фтористых гранитов, что геологическими данными не подтверждается. По диаграмме В. А. Кутолина также весьма условно можно интерпретировать генетическую природу гранитоидов, а можно говорить лишь о кислотно-щелочной эволюции (рис. 35, б) и условиях кристаллизации и дифференциации (фазии глубинности).

На диаграмме $\frac{\Sigma Fe}{Mg + Ca} - \frac{Si + Al + Na + K}{\Sigma Fe + Mg + Ca}$ (рис. 36), отражающей направление эволюции и дифференциации пород, пегматитоносные граниты борщевочного, кукульбейского и кыринского комплексов обособляются в виде самостоятельных полей, а поле гранитов главной фазы кукульбейского комплекса частично перекрывает поле борщевочного и включает поле харалгинских и кыринских гранитов. Обширное поле литий-фтористых гранитов охватывает все вышеперечисленные и поле онгонитов.

Петрохимические особенности и эволюция состава гранитов кукульбейского и борщевочного комплексов весьма наглядно выявляются при нанесении их виртуальных составов на диаграмму системы ортоклаз — альбит — кварц — вода (рис. 37). На этой диаграмме проекции составов гранитов группируются вокруг точек котектических минимумов при низких P_{H_2O} (0,5—1 кбар анатектических гранитоидов) I фазы борщевочного комплекса и возрастании P_{H_2O} (1—3 кбар) в биотитовых и лейкократовых разностях гранитов, сопровождающихся Sn и Sn — W оруденением (поле I). Точки составов пегматитоносных гранитов (поле II) находятся вблизи котектических минимумов с высокими P_{H_2O} (2—4 кбар), достигая максимума (4—10 кбар) в редкометалльных пегматитах (поле IV), тогда как составы пегматитов в зависимости от степени их замещения (проявления поздних стадий) колеблются в широких пределах (поле III). Составы альбитизированных и грейзенизированных гранитов удалены от котектических линий в сторону ортоклаза (поле V). Составы аплитов, гранит-пор-

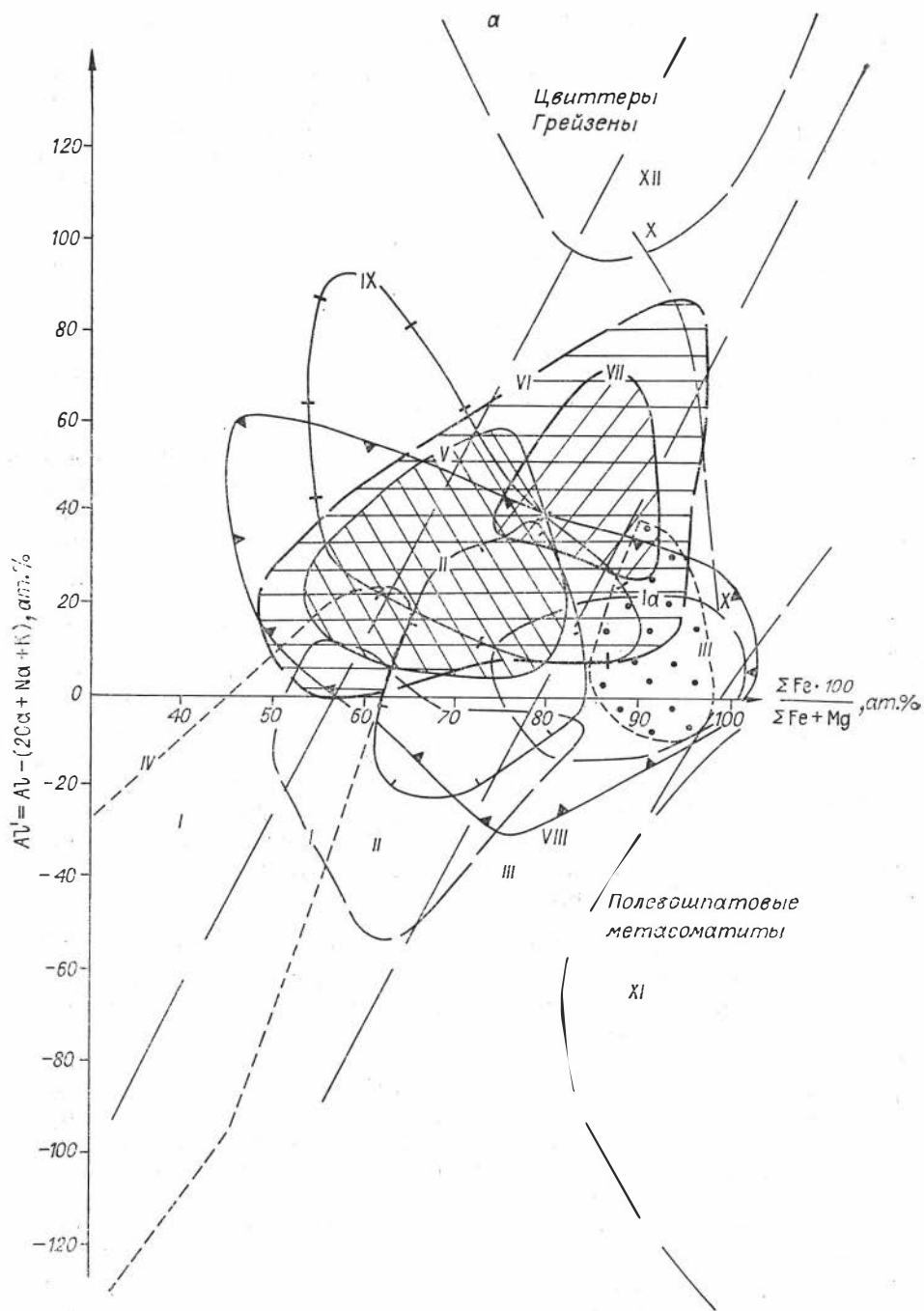


Рис. 35. Зависимость общей железистости (а) и коэффициента

фиров, кварцевых порфиров и фельзит-порфиров (поле VI) также группируются вдоль котектических минимумов в широком диапазоне P_{H_2O} (0,5—5 кбар) и роста альбитового компонента. Составы биотитовых и аляскитовых гранитов поздних фаз (поле VII), микроклин-амазонит-альбитовых гранитов (поля VIII, IX) также смещены в область высоких $P_{H_2O} = 4 - 10$ кбар и тройного температурного минимума, но смещены

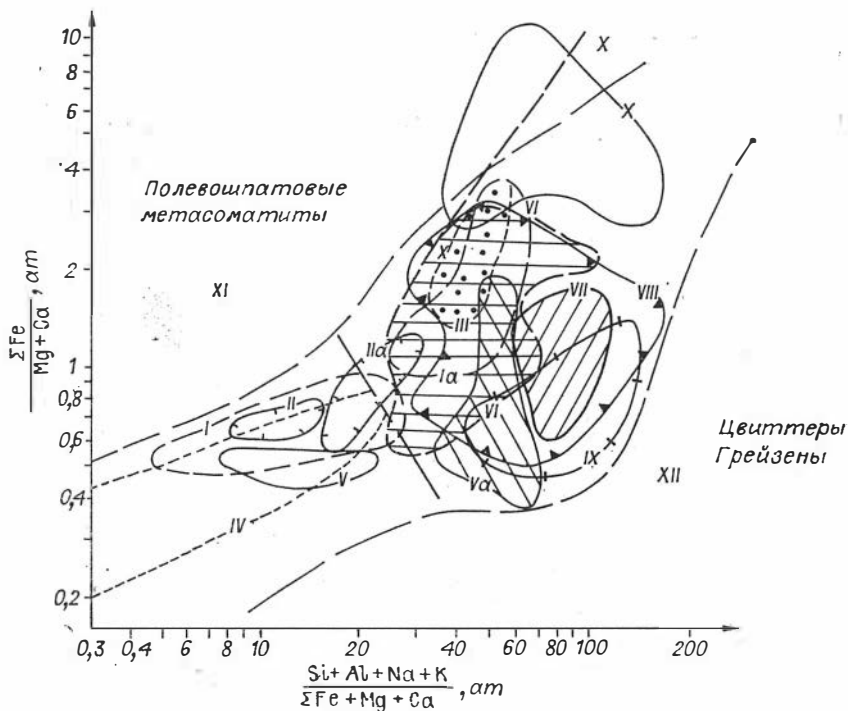
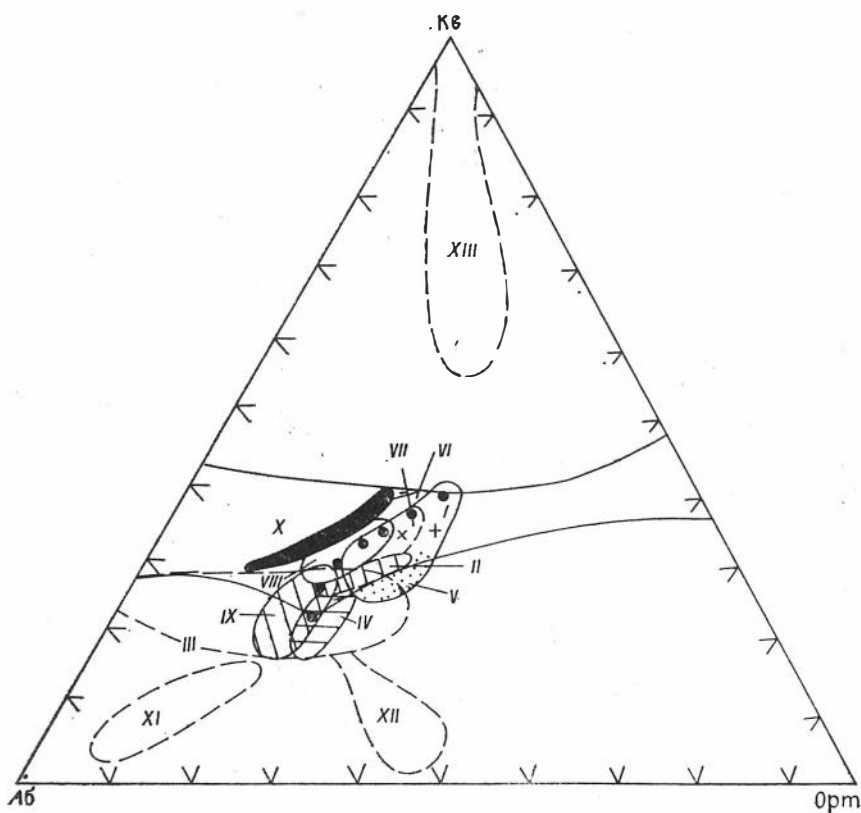


Рис. 36. Зависимость между $\frac{\Sigma Fe}{Mg + Ca}$ и $\frac{Si + Al + Na + K}{\Sigma Fe + Mg + Ca}$.



фельзит-порфиров). Метасоматические породы (по гранитам) располагаются в альбитовом углу диаграммы (альбититы — поле XI, полевошпатовые метасоматиты — поле XII), а в кварцевом углу — цвиттеры и грейзены (поле XIII). Таким образом, петрохимическая эволюция гранитной магмы, направленная в сторону возрастания альбитового компонента и расширения поля кристаллизации кварца, определяется флюидным режимом (P_{H_2O} и содержанием фтора) и кислотно-щелочным взаимодействием компонентов.

5.2. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕГМАТИТОНОСНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

Предпринята попытка математическими методами по химическому составу решить следующее: 1) выявить черты сходства и различия гранитоидов, пегматитоносных и редкометальных; 2) проследить изменение химизма гранитоидов по мере развития процессов дифференциации в ходе становления плутонов; 3) использовать данные химических составов пород для подтверждения связи с ними гранитных пегматитов (частные химические анализы не приводятся).

Для решения первой задачи сопоставлялись имеющиеся в нашем распоряжении результаты химических анализов всех основных разновидностей гранитов. В качестве математического метода использовался метод дискриминантных функций. Предварительно проводилась проверка статистических гипотез о равенстве средних многомерных случайных величин по V -критерию Уилкса [Миллер, Кан, 1965]. Этот критерий вычисляется по следующей формуле: $V = m \ln \frac{|W|}{|W+Q|}$, где $m = n - \frac{p+q+1}{2}$; $q = k - 1$; k — число выборок; p — число признаков; $n = N_1 + N_2 - 1$; N_1 — число анализов в первой выборке, N_2 — во второй; $|W|$ — детерминант матрицы, образованный несмещенными оценками дисперсий и ковариаций, вычисленных в предположении, что многомерные средние не равны; $|Q|$ — детерминант матрицы, образованный несмещенными оценками дисперсий и ковариаций, вычисленных в предположении, что нулевая гипотеза верна.

Изложенный метод обычно называется многомерным дисперсионным анализом (однофакторным) (табл. 10).

Значение критерия χ^2 при 10 степенях свободы и 0,05 уровне значимости составляет 18,3. Следовательно, биотитовые и двуслюдяные границы не различаются по петрохимическим данным, чего нельзя сказать о лейкократовых и аляскитовых разностях самих редкометальных гранитов и пегматитов. При этом однозначно устанавливается, что значение V -критерия направленно увеличивается в процессе дифференциации интрузивных плутонов, т. е. от биотитовых гранитов к двуслюдяным лейкократовым и, наконец, до пегматитов и редкометальных гранитов. Следует особо подчеркнуть, что, начиная с лейкократовых гранитов, обнаруживаются зна-

Рис. 37. Соотношение нормативных составов гранитоидов различной рудоносности.

Поля: I — оловянно-вольфрамоносных гранитов; II — пегматитоносных гранитов; III — пегматитов; IV — редкометальных пегматитов; V — альбитизированных и грейзенизированных гранитов (Му — Аб апогранитов); VI — аплитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров; VII — аляскитов и лейкогранитов поздних фаз; VIII, IX — литий-фтористых гранитов; VIII — амазонит-альбитовых гранитов, IX — лепидолит-альбитовых гранитов; X — онгонитов; XI — альбититов; XII — полевошпатовых метасоматитов; XIII — цвиттеров и грейзенов.

Результаты сравнения многомерных средних по V-критерию Уилкса петрохимических данных для одноименных пород массивов редкометалльных пегматитов и гранитов

Породы пегматитоносных гранитоидов	Породы массивов редкометаллоносных гранитов			
	Биотитовые порфирировидные граниты	Двуслюдяные граниты	Лейкократовые и аляскитовые граниты	Альбитизированные и грейзенизированные граниты (РГ)
Биотитовые порфирировидные граниты	12,62			
Двуслюдяные граниты		15,87		
Лейкократовые и аляскитовые граниты			22,74	
Альбитизированные и грейзенизированные пегматиты (РП)				25,4

чительные различия петрохимического состава пород, с которыми ассоциируют в одних случаях пегматиты, а в других — редкометалльные граниты.

Для проверки установленных выше положений производилось построение линейных дискриминантных функций вида

$$R(x) = B_1x_1 + B_2x_2 + \dots + B_nx_n,$$

где $B_1x_1, B_2x_2, \dots, B_nx_n$ — искомые постоянные коэффициенты этой функции. Практические приемы такого построения широко освещены в литературе (в частности, Миллером и Каном), поэтому мы не затрагиваем этот вопрос.

Для биотитовых гранитов дискриминантная функция имеет следующий вид: $R = -0,0035 \text{ SiO}_2 - 0,0628 \text{ TiO}_2 + 0,02511 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,0206 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,0013 \text{ FeO} - 0,0564 \text{ MnO} - 0,0187 \text{ MgO} + 0,0083 \text{ CaO} - 0,0047 \text{ Na}_2\text{O} + 0,0024 \text{ K}_2\text{O}$.

Значения дискриминантных функций, вычисленные для биотитовых гранитов по данным их химических составов, приведены в табл. 11. Как видно, эти значения полностью перекрывают друг друга.

Для двуслюдяных гранитов дискриминантная функция имеет следующий вид: $R = 0,0035 \text{ SiO}_2 - 0,1100 \text{ TiO}_2 + 0,0133 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,0337 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,0232 \text{ FeO} - 0,2942 \text{ MnO} + 0,1746 \text{ MgO} - 0,0772 \text{ CaO} + 0,0030 \text{ Na}_2\text{O} - 0,0326 \text{ K}_2\text{O}$.

Значения дискриминантных функций, приведенные в табл. 12, частично перекрываются.

Дискриминантная функция для лейкократовых и аляскитовых гранитов имеет следующий вид: $R = 0,3941 \text{ SiO}_2 - 30,6000 \text{ TiO}_2 + 0,4587 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0441 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,4841 \text{ FeO} - 23,5363 \text{ MnO} + 7,8641 \text{ MgO} - 3,7084 \text{ CaO} - 2,0486 \text{ Na}_2\text{O} - 1,2390 \text{ K}_2\text{O}$.

Ее значения приведены в табл. 13. Нетрудно убедиться, что эти значения для лейкократовых гранитов РП и РГ полностью различаются.

Значение дискриминантной функции непосредственно для редкометалльных пегматитов и гранитов имеет следующий вид: $R = 0,0034 \text{ SiO}_2 + 0,0091 \text{ TiO}_2 + 0,0046 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0165 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,0795 \text{ FeO} + 0,00790 \text{ MnO} - 0,0512 \text{ MgO} - 0,0917 \text{ CaO} - 0,0084 \text{ Na}_2\text{O} - 0,0166 \text{ K}_2\text{O}$.

Данные, приведенные в табл. 14, свидетельствуют о том, что значения дискриминантных функций полностью различаются.

Таблица 11

Значения дискриминантной функции для биотитовых гранитов

№ п/п	R(x)	№ п/п	R(x)	№ п/п	R(x)
1	-0,2480	20	-0,2851	39	-0,2795
2	-0,3090	21	-0,2571	40	-0,2847
3	-0,2358	22	-0,2688	41	-0,2664
4	-0,2743	23	-0,2375	42	-0,2792
5	-0,2534	24	-0,2760	43	-0,2534
6	-0,2927	25	-0,2822	44	-0,2582
7	-0,2809	26	-0,2824	45	-0,2469
8	-0,2662	27	-0,2766	46	-0,3094
9	-0,2490	28	-0,2911	47	-0,2647
10	-0,2716	29	-0,2816	48	-0,2722
11	-0,2759	30	-0,2840	49	-0,3024
12	-0,2554	31	-0,2823	50	-0,3085
13	-0,2851	32	-0,2581	51	-0,2818
14	-0,2761	33	-0,2776	52	-0,2562
15	-0,2766	34	-0,2707	53	-0,2511
16	-0,2752	35	-0,2881	54	-0,2538
17	-0,2732	36	-0,2771	55	-0,2678
18	-0,2778	37	-0,2832	56	-0,2628
19	-0,2823	38	-0,2763	57	-0,2934
				58	-0,2749

Для редкометаллических гранитов

1	-0,2583	6	-0,2699	11	-0,2634
2	-0,2593	7	-0,2441	12	-0,2364
3	-0,2613	8	-0,2527	13	-0,2638
4	-0,2046	9	-0,2364	14	-0,2777
5	-0,2746	10	-0,2648		

Таблица 13

Значения дискриминантной функции для лейкократовых гранитов

№ п/п	R(x)	№ п/п	R(x)	№ п/п	R(x)
----------	------	----------	------	----------	------

Для редкометаллических пегматитов

1	-39,7091	4	-39,4114	7	-38,8589
2	-39,2834	5	-39,3499	8	-40,4751
3	-39,4937	6	-39,3987	9	-39,7859
				10	-39,530

Для редкометаллических гранитов

1	-37,9796	4	-37,0235	7	-37,5369
2	-37,3875	5	-37,3791	8	-37,5892
3	-37,4497	6	-37,3968	9	-37,467

Конкретизируя изложенный выше материал, мы считаем возможным сделать весьма интересные, с нашей точки зрения, выводы.

1. Ранние продукты дифференциации исходного или материнского расплава, реализованные в виде биотитовых порфировидных и двуслюдяных гранитов интрузивных тел, с которыми ассоциируют редкометаллические пегматиты и граниты, по своим петрохимическим свойствам не отличаются друг от друга и, следовательно, знание их химического состава не может быть использовано для доказательства перспективности последних на редкометаллическое оруденение определенного генетического типа.

Таблица 12

Значения дискриминантной функции

№ п/п	R(x)	№ п/п	R(x)	№ п/п	R(x)
1	-0,0469	11	-0,0169	21	-0,0940
2	-0,0893	12	-0,0612	22	-0,0579
3	-0,0937	13	-0,0888	23	-0,0970
4	-0,0648	14	-0,0976	24	-0,1800
5	-0,1039	15	-0,0810	25	-0,0991
6	-0,0677	16	-0,0854	26	-0,1489
7	-0,0724	17	-0,0863	27	-0,1025
8	-0,1046	18	-0,0238	28	-0,1624
9	-0,0188	19	-0,1165	29	-0,0922
10	-0,1270	20	-0,0999	30	-0,0662

Для редкометаллических пегматитов

1	-0,0345	7	-0,0459	13	-0,0241
2	-0,0533	8	-0,0243	14	-0,0461
3	-0,0571	9	-0,0361	15	-0,0256
4	-0,0514	10	-0,0256	16	-0,0355
5	-0,0094	11	-0,0094	17	-0,0283
6	-0,0457	12	-0,0287		

Таблица 14

Значения дискриминантной функции

№ п/п	R(x)	№ п/п	R(x)	№ п/п	R(x)
----------	------	----------	------	----------	------

Для редкометаллических пегматитов

1	-0,1097	7	-0,3719	13	-0,4814
2	-0,3766	8	-0,1455	14	-0,3564
3	-0,1640	9	-0,4201	15	-0,4652
4	-0,3813	10	-0,6724	16	-0,3633
5	-0,2245	11	-0,3562		
6	-0,1484	12	-0,3708		

Для редкометаллических гранитов

1	-0,2324	17	-0,2285	33	-0,3160
2	-0,2297	18	-0,2005	34	-0,1715
3	-0,2299	19	-0,2571	35	-0,1567
4	-0,2318	20	-0,2647	36	-0,1585
5	-0,1986	21	-0,3226	37	-0,1874
6	-0,2982	22	-0,2280	38	-0,1985
7	-0,2943	23	-0,2572	39	-0,1686
8	-0,2543	24	-0,1705	40	-0,2718
9	-0,2574	25	-0,2033	41	-0,2992
10	-0,2622	26	-0,2012	42	-0,2434
11	-0,2121	27	-0,2240	43	-0,2351
12	-0,1300	28	-0,2175	44	-0,2103
13	-0,1814	29	-0,1787	45	-0,2942
14	-0,3232	30	-0,2173	46	-0,2230
15	-0,3103	31	-0,1679		
16	-0,2742	32	-0,2376		

2. Полученные дискриминантные функции для лейкократовых и аляскитовых гранитов, значительно отличающиеся друг от друга по химическим особенностям, позволяют уверенно относить неизвестный (экзаменируемый) образец, для которого выполнен силикатный анализ, к одному из двух названных типов путем подстановки значения анализа в функцию. В том случае, если значение дискриминантной функции лежит в пределах от $-37,979$ до $-37,023$, образец относится к лейкократовым разностям массивов редкометальных гранитов, а при значениях от $-40,475$ до $-38,858$ — к лейкократовым гранитам пегматитоносных плутонов. Зная эти функции, можно достаточно уверенно судить о том, в каком направлении развился рудномагматический процесс в изучаемом районе, или другими словами — возможно ли нахождение в нем редкометальных гранитов или пегматитов.

Динамика химизма пород изученных плутонов довольно наглядно иллюстрируется графиками, построенными в координатах кремнезем — натриевость и позволяющими одновременно учитывать соотношение главных подвижных компонентов — щелочей, кремнезема и алюминия. На одном из них (рис. 38, I) отражены имеющиеся в нашем распоряжении результаты химических анализов всех разновидностей гранитов, участвующих в строении пегматитоносных массивов. В тех же координатах показаны средние типовые породы Р. Дэли, соответствующие нормальной ветви дифференциации магмы гранитного состава. Несмотря на значительный разброс анализов, большая их часть располагается ниже приведенной кривой, что характеризует породы, образованные из однородной, гомогенной магмы. Почти все анализы гранодиоритов тяготеют к левой части кривой, к ее интервалу гранодиорит — гранит. Преобладающее количество анализов других разновидностей пород располагается в интервале кривой гранит — щелочной гранит — аляскит, причем значения коэффициента натриевости и кремнезема последних как бы ограничивают поле их развития.

На рис. 38, II о контуре поля фигуративных точек химических анализов различных пород массивов редкометальных гранитов и участков их локализации. Как видно, большинство этих точек расположено между отрезками кривой гранит — щелочной гранит — аляскит, образуя перекрывающиеся тела, что свидетельствует о комагматичности пород. В целом приводимый график характеризует изменение химизма пород, соответствующее закономерностям магматической дифференциации: от ранних к поздним разновидностям гранитов выдерживается общая тенденция увеличения натриевости при изменяющихся значениях кислотности. Наибольшие параметры последней присущи лепидолит-альбитовым гранитам.

Все это в определенной степени позволяет утверждать следующее: исследованные породы принадлежат к продуктам единой родоначальной магмы, поскольку не наблюдается качественной разницы в их петрохимических характеристиках; формирование плутонов вне зависимости от характера продуцируемых ими образований (редкометальные пегматиты или граниты) происходило в условиях нормальной магматической дифференциации гранитоидного расплава.

Рассмотренные аспекты связи редкометального оруденения с гранитоидами исследованных плутонов подкрепляются и данными их химических анализов. Последние обработаны по методу З. Г. Караевой (1968), который заключается в том, что по соотношению коэффициентов, определяющих щелочность пород $A = (Na + K) - Ca$ и степень альбитизации $B = Na - Ca/K$, среди гранитоидов могут быть выделены те из них, с которыми устанавливается генетическая связь различных эндогенных месторождений. На приводимом графике (рис. 39) ни одна из всех разновидностей пород, принимающих участие в строении пегматитоносных массивов,

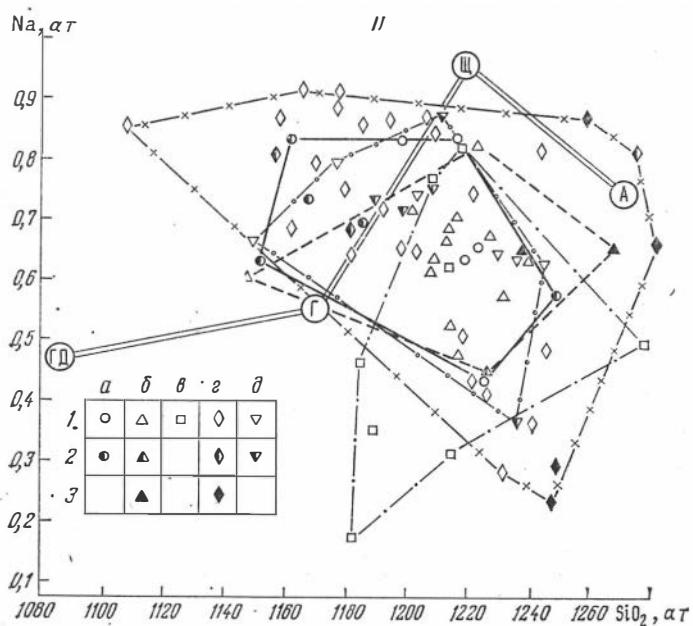
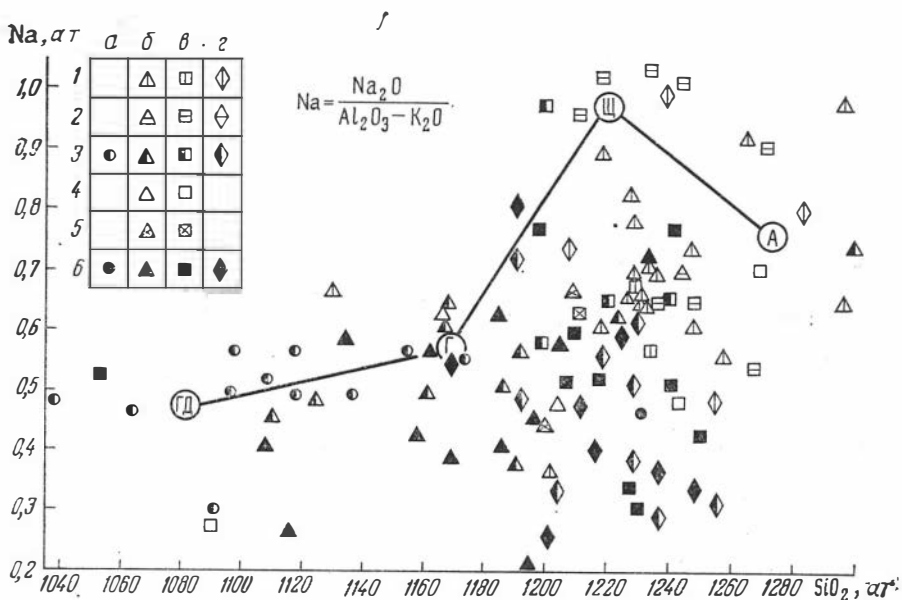


Рис. 38. График кремнезем — натриевость пегматитоносных (I) и редкометаллоносных гранитов (II).

I — гранодиоритов (а), порфириовидных и разнозернистых биотитовых гранитов (б), двуслюдяных мелко- и среднезернистых гранитов (в), аляскитовых и пегматитовидных гранитов, лейкогранитов (г). Массивы: 1 — Халзанский, 2 — Саханайский, 3 — Дурулгуевский, 4 — Кангинский, 5 — Седловский, 6 — Кулиндинский. II — порфириовидных и равнозернистых биотитовых (а), двуслюдяных мелко- и среднезернистых (б), мусковитовых (в), альбитизированных и грейзенизированных (г), амазонит-альбитовых (д) гранитов. Массивы: 1 — Хуху-Челотуйский, 2 — Этыкинский, 3 — Урда-Таптанайский. ГД — гранодиориты, Г — нормальный гранит, Ш — щелочной гранит, А — аляскит. Окрутены поля фигуративных точек анализов.

не попадает по коэффициентам A и B в область развития альбитизированных и грейзенизированных гранитов. Почти все анализы, характеризующие гранитоиды, лежат за пределами полей потенциально рудоносных пород и, таким образом, не имеют, очевидно, никакого отношения к процессам образования пегматитов. Значительная часть анализов пород, с которыми пространственно и структурно ассоциируют гранитные пегматиты, попадает в область развития порождающих их гранитоидов. Так, например, более 70% всех анализов биотитовых и двуслюдяных гранитов наблюдается в поле развития пегматитоносных пород, для которых З. Г. Караевой в качестве параметров потенциальной рудоносности приводятся следующие значения коэффициентов: $A = 165-200$, $B = 0.85$. В нашем случае эти значения составляют соответственно 165—220 и

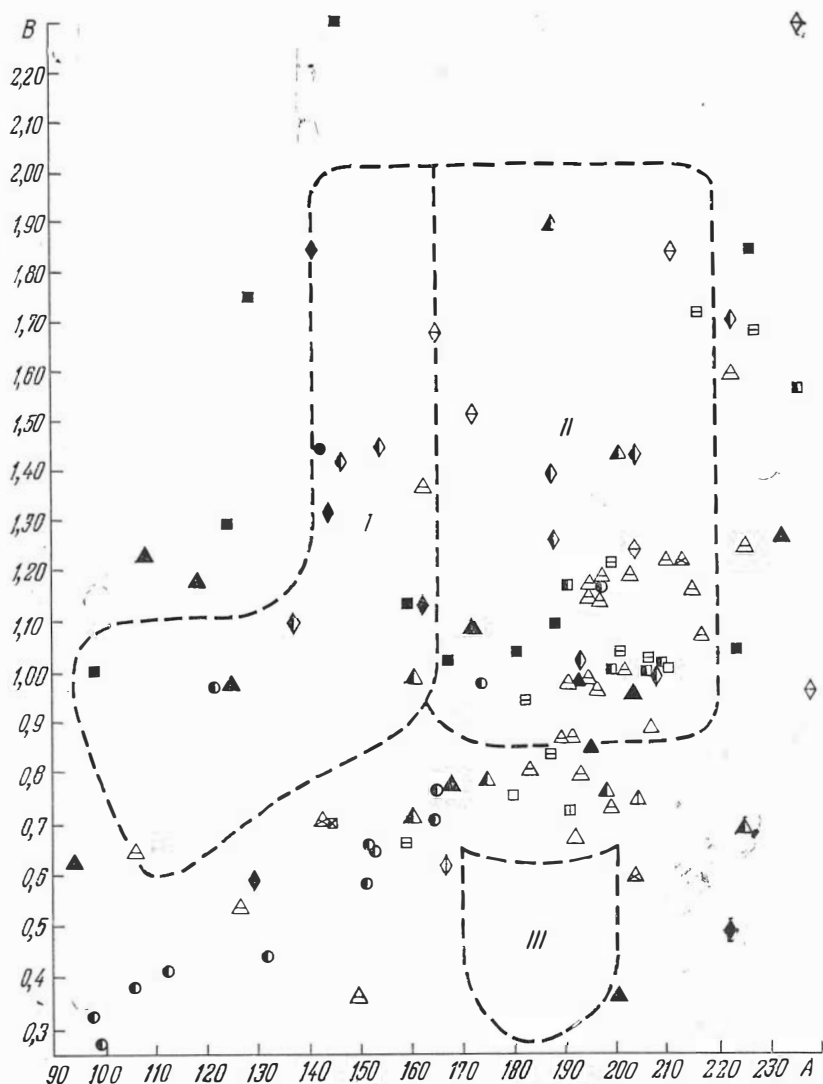


Рис. 39. Зависимость между общей щелочностью (А) и степенью альбитизации (В) в рудоносных гранитных плутонах.

Поля: I — оловянно-вольфрамоносных гранитов; II — пегматитоносных и III — редкометальных гранитов. Усл. обозн. см. на рис. 38 (II).

0,85—1,3 и могут, по-видимому, являться косвенными критериями, подтверждающими генетическую связь пегматитов с определенными интрузивными породами.

6. ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ БОРЩЕВОЧНОГО И КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСОВ

Первая геохимическая характеристика гранитоидов кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья была дана А. А. Беусом и А. А. Ситниным (1967), М. И. Кузьминым и В. С. Антипиным (1965, 1972). Исследованиями В. Д. Козлова, Л. Н. Свядковской и других (1977, 1978) наиболее полно охарактеризована геохимия редких элементов, бора и фтора не толь-

ко в гранитах всего кукульбейского, но и впервые борщевочного, а также других гранитоидных комплексов Восточного и Центрального Забайкалья.

6.1. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, БОРА И ФТОРА В ГРАНИТОИДАХ БОРЩЕВОЧНОГО КОМПЛЕКСА

Для гранитоидов этого комплекса обычно характерны содержания редких элементов в пределах средних для гранитов, выявленных А. П. Виноградовым (1962), но отличаются пониженными в 1,5—4 раза содержаниями фтора и лишь содержания лития повышены до 1,5 раза в I фазе и до 4 раз в гранитах поздней фазы. Как уже отмечалось [Козлов, Свадковская, 1977], по своим геохимическим особенностям гранитоиды главной фазы весьма близки к гранитоидам главной фазы кыринского комплекса, отличаясь от них незначительным (до 1,5 раза) повышением рубидия, бериллия и отчасти олова. Но в гранитах поздней фазы борщевочного комплекса отмечается накопление (в 1,2—2 раза) рубидия, бериллия, олова и фтора при некотором снижении их в кыринских по сравнению с главной фазой. Общим для этих комплексов является снижение содержаний лития, стронция, бария и цинка при практически неизменных содержаниях вольфрама, молибдена, бора и свинца. Таким образом, несмотря на некоторое геохимическое сходство кыринского и борщевочного комплексов, основные различия между ними обусловлены дегазацией расплава поздних фаз кыринского и некоторого обогащения с тенденцией остаточного накопления фторофильных РЭ в ряду биотитовые — двуслюдяные — мусковитовые граниты борщевочного комплекса (Халзанский и Борщевочный массивы). Эти геохимические особенности еще лучше выявляются индикаторными отношениями (табл. 15, 16).

В микропегматитах (биотитовых и мусковитовых) ранее [Козлов, Свадковская, 1977] выявлено резкое снижение содержаний фтора и фторофильных РЭ, стронция, бария, цинка и свинца, что нами дополнительно подтверждено, и снижение содержаний тантала, свидетельствующее о локальной дегазации остаточного расплава.

Характерно практически инертное поведение молибдена, вольфрама и бора при формировании этого комплекса. В огнейсованных гранодиоритах ранней (главной) фазы содержания некоторых фторофильных РЭ несколько понижены, хотя содержания олова, вольфрама и фтора иногда локально повышаются, но при более высоких содержаниях стронция и бария по сравнению с огнейсованными биотитовыми гранитами и особенно с гомогенными биотитовыми гранитами (см. табл. 15).

Неоднородное распределение фтора и РЭ отмечается также в гранитах поздних фаз (ФДИ), что было выявлено В. Д. Козловым и Л. Н. Свадковской (1977). Характерно, что в эндоконтактных фазах гибридизированных мелко-среднезернистых гранитов, имеющих большое сходство (негомогенный состав, неравномерная зернистость, микроклинизация) с гранитоидами ранней фазы, обычно содержания фтора и фторофильных РЭ понижены по сравнению с ранней фазой, а Sr и Ba практически не изменяются, что свидетельствует о дегазации краевых частей тел поздних фаз. В центральных же частях тел поздних фаз (ФДИ), характеризующихся гомогенностью состава, отсутствием калишпатизации и небольшим количеством (<4%) биотита, содержания Li, Rb, Be, Sn, W и Ta несколько возрастают, а бария и стронция обычно снижаются, достигая максимума для фторофильных РЭ и минимума Sr и Ba в двуслюдяных разностях и микроклиновых пегматитах.

В пределах Халзанского массива, особенно в его северной части, ряд тел и отдельные локальные участки лейкогранитов поздних фаз в купольных частях и под останцами кровли (но пространственно обособленных от

Распределение редких элементов (г/т), К, Na, и F (%) в гранит

№ п/п	Порода, фаза	Число проб	Na	K	F	Li	Rb	Be
			4	5	6	7	8	9
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Халзанский массив</i>								
1	Гнейсо-гранодиориты	9	3,2	2,7	0,06	60	140	2,0
2	Граниты биотитовые микроклинизи- рованные	22	2,8	4,1	0,06	65	170	2,6
3	Граниты биотитовые	10	2,3	4,1	0,01	25	145	2,1
4	Граниты биотитовые, ФДИ	11	2,5	4,1	0,06	51	240	3,2
5	Граниты двуслодные, ФДИ	10	2,6	3,8	0,05	53	260	4,4
6	Микропегматиты биотитовые	5	2,8	4,6	<0,01	30	160	1,7
7	Микропегматиты мусковитовые	6	2,4	3,6	<0,01	29	120	3,5
8	Граниты лейкократовые среднезерни- стые, ФДИ	5	2,5	3,8	0,04	200	150	2,8
9	Граниты лейкократовые	17	2,8	3,6	0,03	140	250	5,6
<i>Кангинский массив</i>								
10	Гнейсо-гранодиориты	11	2,9	3,1	0,04	45	100	2,4
<i>Борцевочный массив</i>								
11	Граниты гнейсовидные	20	2,4	4,4	0,058	45	210	4
12	Граниты биотитовые	11	2,3	4,2	0,03	45	220	4,4
13	Граниты огнейсованные	4	2,4	2,8	0,10	44	120	4,6
14	Граниты порфировидные, ФДИ	21	2,8	3,6	0,100	60	185	4,9
15	То же	7	2,3	3,9	0,04	48	210	4,7
16	Граниты двуслодные, лейкократовые, ФДИ	7	2,4	4,2	0,046	40	226	—
<i>Лискинский купол</i>								
17	Граниты биотитовые	11	2,7	3,7	0,03	25	140	2,6
<i>Кличкинский массив</i>								
18	Граниты биотитовые, ФДИ	18	2,6	4,2	0,10	46	280	3,6
<i>Комплекс в целом</i>								
19	Гранитоиды по комплексу	113	2,6	3,8	0,05	51	180	3
<i>Халзанский массив</i>								
20	Гнейсо-гранодиориты, I	7	3,3	2,8	0,055	58	143	2,1
21	Гранито-гнейсы, I	9	2,9	3,5	0,06	62	178	2,6
22	Граниты микроклинизированные	5	2,7	4,2	0,06	60	184	2,1
23	Граниты биотитовые, I	8	2,4	3,9	0,04	40	150	2,5
24	Граниты биотитовые, II	10	2,4	4,0	0,065	54	238	3,5
25	Граниты двуслодные мелко-средне- зернистые, II	10	2,5	3,9	0,06	56	268	4,2
26	Граниты биотитовые, II	11	2,6	3,8	0,05	180	210	3,0
27	Граниты лейкократовые, пегматоид- ные, II	9	2,7	3,8	0,04	151	240	5,2
28	Микропегматиты биотитовые	7	2,9	4,4	0,01	35	150	1,5
29	Микропегматиты мусковитовые	6	2,5	3,6	0,01	30	130	3,1
30	Пегматиты кварц-микроклиновые мел- коблоковые	9	2,3	4,5	0,05	38	360	11,0

Тондах борщевочного комплекса и их индикаторные отношения

Sr	Ba	B	Sn	W	Mo	Nb	Ta	Zn	Pb	Источник
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
<i>Халзанский массив</i>										
300	600	10	6,5	2,5	—	—	—	52	17	Козлов, Свадковская, 1977
210	800	16	4,8	1,4	—	—	—	59	23	
200	900	15	2,3	1,0	—	—	—	34	31	
160	530	14	6,4	1,0	—	—	—	45	27	
60	240	16	6,6	2,4	—	—	—	40	24	
70	500	10	3,8	2,0	—	—	—	30	18	
100	250	21	4,8	3,5	—	—	—	29	16	
140	420	14	5,5	1,3	—	—	—	28	18	
140	400	16	11,0	1,3	—	—	—	40	38	
<i>Кангинский массив</i>										
400	1050	13	3,6	2,3	—	—	—	56	22	
<i>Борщевочный массив</i>										
284	950		4,2	2,10	1,2	—	—	53	45	Антипин, 1977
150	300	19	1,5	—	—	—	—	18	46	Там же
600	1200	15	3,5	1,0	—	—	—	50	12	Козлов, Свадковская, 1977
403	1175		4,5	1,7	1,0	—	—	58	28	Антипин, 1977
230	400	23	7,0	0,9	—	—	—	27	43	Козлов, Свадковская, 1977
175	470	—	2,8	1,9	1,0	—	—	40	62	Антипин, 1977
<i>Лискинский купол</i>										
160	500	31	3,6	1,8	—	—	—	39	28	Козлов, Свадковская, 1977
<i>Кличкинский массив</i>										
150	650	—	5,3	0,9	—	—	—	77	33	
<i>Комплекс в целом</i>										
180	520	14	4,4	1,3	—	—	—	44	25	
<i>Халзанский массив</i>										
—	—	11	6,0	2,2	0,8	14	1,2	—	—	Я. А. Косалс
—	—	15	6,2	1,2	1,1	16	1,6	—	—	
—	—	15	5,0	1,2	1,6	14	1,3	—	—	
—	—	16	3,0	1,2	1,1	15	1,5	—	—	
—	—	13	6,0	1,6	1,2	20	2,2	—	—	
—	—	17	6,5	2,0	1,3	24	2,8	—	—	
—	—	13	5,0	1,5	1,3	24	2,6	—	—	
—	—	16	9,0	1,3	1,4	24	2,9	—	—	
—	—	11	4,0	1,5	1,1	15	1,5	—	—	
—	—	18	4,5	2,9	1,2	16	1,8	—	—	
—	—	28	15	3,0	2,0	30	3,9	—	—	

№ п/п	K/Na	K/Rb	Mg/Li	Na/Li	Rb/Li	F/Li	F/Be	Ba/Sr	Ba/Rb	B/Be	Sn/W	Zn/Pb	Nb/Ta	F/Ta	F/Sn	F/B
1	0,84	143	228	533	2,3	10,0	300	2,0	4,3	5,0	2,6	3,1	—	—	92,3	60,0
2	1,46	241	40	431	2,6	9,2	231	3,8	4,7	6,2	3,4	2,6	—	—	125,0	37,5
3	1,78	283	121	920	5,8	4,0	48	4,5	6,2	7,1	2,3	1,1	—	—	43,5	6,7
4	1,64	171	—	490	4,7	11,8	187	3,3	2,2	4,4	6,4	1,7	—	—	93,8	42,9
5	1,46	146	40	491	4,9	9,4	114	4,0	0,9	3,6	2,7	1,7	—	—	75,8	31,3
6	1,64	287	30	933	5,3	5,3	59	7,1	3,1	5,9	1,9	1,7	—	—	26,3	40,0
7	1,50	300	21	827	4,1	4,1	29	2,5	2,1	6,0	1,4	1,8	—	—	20,8	4,8
8	1,52	253	51	125	0,8	2,0	143	3,0	2,8	5,0	4,2	1,6	—	—	72,7	28,6
9	1,28	144	—	200	1,8	2,1	71	2,8	1,6	2,9	8,5	1,0	—	—	27,3	18,8
10	1,07	310	—	544	2,2	8,9	174	2,6	10,5	5,4	1,6	2,5	—	—	111,1	30,8
11	1,83	209	—	533	4,7	12,9	145	3,3	4,5	—	2,1	1,2	—	—	138,0	—
12	1,83	191	15	511	4,9	6,7	68	2,0	1,4	4,3	4,2	0,4	—	—	47,6	15,8
13	1,17	233	215	546	2,7	2,3	250	2,0	10,0	3,3	3,5	4,3	—	—	285,7	8,7
14	1,28	196	—	467	3,1	16,7	204	2,9	6,4	—	2,6	2,1	—	—	212,2	15,8
15	1,69	186	11	470	4,4	8,3	85	1,7	1,9	4,9	7,8	0,6	—	—	57,1	17,4
16	1,75	186	—	600	5,6	11,5	98	2,7	2,1	—	1,5	0,6	—	—	164,3	—
17	1,37	264	96	1080	5,6	12,0	115	3,1	3,6	11,9	2,0	1,4	—	—	83,3	9,7
18	1,61	150	—	565	5,1	21,7	278	4,3	2,3	—	5,9	2,3	—	—	188,7	—
19	1,46	211	78	510	3,5	9,8	167	2,9	2,9	4,7	3,4	1,8	—	—	133,6	—
20	0,85	196	230	569	2,5	9,5	262	—	—	5,2	2,7	—	11,6	458	91,8	50,0
21	1,21	197	130	468	2,9	9,7	231	—	—	5,8	5,2	—	10,0	375	96,7	40,0
22	1,56	228	39	450	3,1	10,0	286	—	—	7,1	4,2	—	10,7	461	120,0	40,0
23	1,63	260	77	600	3,7	10,0	160	—	—	6,4	2,5	—	10,0	267	133,3	21,0
24	1,67	168	51	444	4,4	12,0	186	—	—	3,7	3,7	—	9,0	295	108,3	50,0
25	1,56	146	38	446	4,8	10,7	143	—	—	4,0	3,3	—	8,5	214	92,3	35,3
26	1,46	181	15	144	1,2	2,8	167	—	—	4,3	3,3	—	9,2	192	100,0	38,5
27	1,41	158	11	179	1,6	2,6	77	—	—	3,1	6,9	—	8,2	138	44,4	25,0
28	1,52	293	37	828	4,3	2,8	67	—	—	7,3	2,7	—	10,0	67	25,0	9,1
29	1,44	277	25	833	4,3	3,3	32	—	—	5,8	1,6	—	8,9	56	22,2	5,6
30	1,96	125	6	605	9,5	13,2	45	—	—	2,5	7,5	7,7	7,7	128	33,3	17,9

Примечание. Прочерки здесь и далее — данные отсутствуют.

Таблица 16

Содержания Li, Nb, Ta (г/т) и F (%) в гранитных массивах борщевочного и кукуль-
бейского комплексов

№ п/п	Порода, фаза	Число проб	Li	Nb	Ta	F	Nb/Ta	F/Li	F/Ta	Mg/Li
-------	--------------	------------	----	----	----	---	-------	------	------	-------

Борщевочный комплекс

Цаган-Олуевский массив

1	Гнейсовидные плагио-граниты	1	76	10	2	—	5,0	—	—	—
2	Гранит биотитовый	1	76	24	2,6	—	9,3	—	—	—

Борщевочный массив

3	Гранит биотитовый	1	57	13	1,1	0,1	11,9	17,5	909	161
4	Гранит лейкократовый	1	82	19	1,3	0,1	14,6	12,2	769	42,7

Кукульбейский комплекс

Соктуйский массив

5	Гранит биотитовый, II	2	40	3,3	—	12,1	—	—	—	—
---	-----------------------	---	----	-----	---	------	---	---	---	---

Туринский массив

6	Дiorит	2	8	1,9	—	4,2	—	—	—	—
7	Гранит биотитовый	1	15	4,6	—	3,3	—	—	—	—

№ п/п	Порода, фаза	Число проб	Li	Nb	Ta	F	Nb/Ta	F/Li	F/Ta	Mg/Li
<i>Хангай-Шилинский массив</i>										
8	Граниты биотитовые, I	4		40,1	4,9		8,2			
9	Граниты двуслюдяные	3		26	8,6		3,0			
10	Граниты мусковитовые	2		33,2	2,5		13,3			
11	Граниты мусковитовые грейзенизированные	7		60,1	10,6		5,7			
12	Граниты биотитовые, II	15		30,5	2,2		13,9			
13	Граниты двуслюдяные	15		21,9	3,0		7,3			
14	Граниты мусковитовые	2		21,3	6,5		3,3			
15	То же, грейзенизированные	10		25,4	2,5		10,2			
16	То же, инт. грейзенизированные	11		30,0	4,2		7,1			
17	Граниты двуслюдяные, III	9		25,8	4,5		5,7			
18	Граниты мусковитовые	4		44,2	9,9		4,5			
19	Граниты литионит-мусковитовые	7		42,9	15,1		2,8			
20	Граниты литионитовые	7		49,3	10,5		4,7			

Примечание. 1—7 — данные Н. С. Вартаковой и др. (1972); 8—20 — данные В. В. Потапова (1971).

микроклиновых пегматитов) характеризуются более высокими содержаниями фторофильных РЭ (Be, Sn, Ta, В, особенно Li и Rb), не сопровождающимися повышением содержаний фтора, скорее всего наоборот. При этом содержания Sr и Ba закономерно снижаются. Дегазация в отношении F, Li, Rb, Be, Sn, Ta микропегматитов, пространственно сопряженных с микроклиновыми, а аплитов — с микроклин-альбитовыми пегматитами, создала условия для накопления РЭ в пегматитах соответствующих типов.

Особенности распределения РЭ и фтора в породах борщевочного комплекса свидетельствуют о том, что при развитии гранито-гнейсовых куполов в зависимости от структурно-тектонической обстановки дифференциация гранитной магмы при формировании аллохтонных интрузий поздних фаз может протекать двумя параллельными путями с образованием двух геохимически различающихся фаций гранитов. Менее перемещенным куполообразным телам пегматитоносных двуслюдяных и мусковитовых гранитов свойственно только незначительное накопление фторофильных РЭ. Более существенное накопление РЭ отмечается лишь в апикальных частях наиболее перемещенных тел-апофиз, отходящих от куполов, и в дайкообразных телах лейкогранитов заключительной фазы.

6.2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, БОРА И ФТОРА В ГРАНИТАХ КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

В зависимости от степени рудоносности В. Д. Козлов и Л. Н. Свядковская (1977) среди гранитов кукульбейского комплекса выделяют три типа: вольфрамо-, олово- и пегматитоносные граниты, отличающиеся не только по содержаниям РЭ и фтора, но и величинами индикаторных отношений элементов (табл. 17). Причем пегматитоносными бывает как олово-, так и вольфрамоносные массивы. Биотитовые граниты главной (ранней) фазы вольфрамоносных и олово-вольфрамоносных массивов, распространенных в основном в пределах Агинской зоны, характеризуются повышенными (в 2—3 раза) против средних в гранитах [по А. П. Виноградову, 1962] и в гранитах борщевочного комплекса содержаниями фторофильных РЭ:

Распределение редких элементов (г/т), К, Na и F (%) в оловянно-вольфра

№ п/п	Порода, фаза	Число проб	Na	K	F	Li	Rb	Be
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Зун-Ундурский массив</i>								
1	Граниты двуслюдяные	10	2,9	3,6	0,25	170	350	13,0
2	Граниты мусковитовые	11	2,7	3,6	0,38	290	415	20,0
3	Граниты мусковитовые сред- незернистые	4	2,8	3,6	0,37	265	450	24,0
<i>Талтанайский массив</i>								
4	Граниты биотитовые	4	2,8	3,5	0,13	185	290	11,0
5	Граниты двуслюдяные	5	3,0	3,6	0,17	190	390	19,0
<i>Белухинский массив</i>								
6	Граниты биотитовые	12	2,8	3,6	0,11	140	315	8,0
<i>Олдандинский массив</i>								
7	Граниты биотитовые	5	2,9	3,4	0,08	93	280	5,4
8	Граниты биотитовые (м/з)	6	2,6	3,9	0,13	130	400	8,3
9	Граниты двуслюдяные	4	2,5	4,0	0,09	120	285	8,8
10	Граниты мусковитовые	5	2,4	3,6	0,17	55	360	7,2
<i>Букукинский массив</i>								
11	Кварцевые порфиры	2	2,4	2,1	0,70	470	480	4,7
12	Граниты биотитовые	50	2,7	3,6	0,10	120	300	7,0
13	Граниты двуслюдяные	25	2,7	3,7	0,13	160	330	11,0
14	Граниты мусковитовые	30	2,7	3,6	0,20	200	420	14,0
<i>Хангилайский массив</i>								
15	Гранит-порфиры (апофизы), I	5	2,9	3,0	0,06	49	230	3,1
16	Граниты биотитовые, I	7	2,8	3,1	0,08	57	269	4,5
17	Граниты двуслюдяные, I	5	2,7	3,5	0,09	63	299	5,5
18	Граниты мусковитовые, I	5	2,7	3,6	0,11	83	317	6,5
19	Граниты грейзенизированные	5	2,6	3,6	0,15	51	333	8,8
20	Граниты биотитовые, II	12	2,7	3,5	0,11	97	310	6,9
21	Граниты среднезернистые, II	10	2,7	3,6	0,12	107	330	8,7
22	Граниты неравнозернистые, II	13	3,0	4,0	0,18	129	380	11,1
23	Граниты двуслюдяные, II	9	3,0	3,9	0,16	147	390	12,3
24	Граниты мусковитовые мелко- зернистые, II	10	2,8	3,8	0,22	105	426	21,7
25	Граниты мусковитовые грей- зенизированные, II	11	2,7	3,8	0,28	64	430	49,9
26	Аплиты (дайки), III	5	2,6	4,5	0,02	34	280	2,1
27	Гранит-порфиры (дайки), III	5	2,8	4,2	0,07	51	295	3,9
28	Граниты биотитовые мелко- зернистые (дайки), IV	5	3,0	4,0	0,10	113	280	6,7
29	Граниты биотитовые, IV	13	3,1	3,9	0,29	217	487	4,2
30	Граниты двуслюдяные, IV	9	3,1	3,8	0,35	253	507	6,3
31	Граниты мусковитовые, IV	8	3,3	3,7	0,41	303	613	7,9
32	Граниты альбит-амазонито- вые, IV	11	3,6	3,6	0,43	471	883	8,2
33	Граниты лепидолит-альбито- вые эндоконтакта, IV	11	4,1	3,2	0,57		1250	10,1
34	Граниты лепидолит-альбито- вые (дайки), IV	11	4,5	3,0	0,68		1407	12,2
35	Граниты биотитовые крупно- среднезернистые	12	2,5	3,9	0,09	125	330	6,7
36	Граниты мусковитовые сред- незернистые	4	3,0	3,1	0,13	100	430	8,4
37	Граниты мусковитовые	4	2,5	3,2	0,21	120	360	3,2

моносных гранитах кукульбейского комплекса и их индикаторные отношения

Gr	Ba	B	Sn	W	Mo	Nb	Ta	Zn	Pb	Источник
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
<i>Зун-Ундурский массив</i>										
70	170	108	25	7,1	—	—	—	27	18	Козлов, Свядковская, 1977
70	140	49	58	12,0	—	—	—	21	11	
45	110	130	62	33,0	—	—	—	18	13	
<i>Татанайский массив</i>										
90	220	20	13	2,3	0,9*	—	—	26	19	
70	190	25	29	5,3	5,1*	—	—	20	15	
<i>Белужинский массив</i>										
230	670	35	6,9	5,3	—	—	—	44	48	
<i>Олдандинский массив</i>										
220	420	18	5,7	2,3	1,2*	—	—	66	52	
120	320	20	5,5	1,7	—	—	—	42	50	
70	200	17	22	2,7	1,4*	—	—	46	44	
80	90	17	26	8,8	2,0*	—	—	18	43	
<i>Букуинский массив</i>										
200	400	45	65	12	—	—	—	120	15	
180	450	35	10	5,8	—	—	—	42	38	
110	330	30	20	3,1	—	—	—	30	24	
80	120	38	40	11	—	—	—	26	24	
<i>Хангилайский массив</i>										
—	—	27	9	3,5	1,5	32	2,8	—	—	Я. А. Косалс
—	—	37	27	5,5	1,1	30	3,1	—	—	
—	—	46	57	117	1,1	26	4,3	—	—	
—	—	59	66	633	1,2	31	2,2	—	—	
—	—	93	88	1050	1,4	57	8,5	—	—	
—	—	28	6	1,3	1,3	25	2,5	—	—	
—	—	20	11	2,8	1,5	27	3,0	—	—	
—	—	28	15	4,4	1,6	24	4,0	—	—	
—	—	23	15	10,4	1,5	22	3,1	—	—	
—	—	27	39	850	2,5	21	3,9	—	—	
—	—	108	67	1800	3,7	27	3,0	—	—	
—	—	13	3,5	2,3	1,4	15	1,8	—	—	
—	—	21	4,6	3,5	1,2	19	3,0	—	—	
—	—	31	5,5	3,8	1,3	24	4,1	—	—	
—	—	17	13	2,2	1,2	31	4,5	—	—	
—	—	19	24	3,2	1,2	28	5,1	—	—	
—	—	16	37	3,3	1,1	37	8,2	—	—	
—	—	15	61	3,5	1,0	48	20,1	—	—	
—	—	14	150	4,5	1,0	95	62,0	—	—	
—	—	16	160	5,6	1,8	73	69,0	—	—	
120	320	30	11	3,7	1,5*			40	52	Козлов, Свядковская, 1977
70	100	40	60	780	1,5*			31	50	
80	160	240	59	780	2,0*			80	26	

38	Граниты мусковитовые грейзенизированные (дайки)	6	3,5	2,8	0,13	49	465	38
<i>Соктуйский массив</i>								
39	Граниты биотит-амфиболовые, I	14	3,0	4,40	0,14	31	238	5,5
40	Граниты биотитовые, II	59	2,8	4,27	0,30	70	346	7,0
41	Граниты биотитовые порфировидные, III	11	2,71	4,17	0,33	84	378	7,2
42	Кварцевые сиениты дегазированные	30	3,87	5,56	0,056	12	142	2,6
43	Граниты жильные	3						
<i>Кир-Киринский массив</i>								
44	Граниты лейкократовые	24	2,6	3,7	0,26	134	411	7,1
<i>Ботовский массив</i>								
45	Граниты лейкократовые	8	3,3	3,9	0,18	150	467	5,8
<i>Шерловогорский массив</i>								
46	Граниты среднезернистые, I	13	2,6	3,0	0,37	103	240	12,1
47	Гранит-порфиры эндоконта, I	11	3,0	4,0	0,57	123	333	18,7
48	Граниты порфировидные, биотитовые, II	8	2,8	3,9	0,75	191	309	27
49	Гранит-порфиры (дайки), III	9	2,9	3,9	0,09	42	321	4,5
50	Аплиты (дайки), III	7	2,8	3,8	0,02	32	280	3,2
51	Граниты грейзенизированные	21	2,2	4,6	0,89	240	580	47
52	Кварцевые порфиры, I	13	3,8	4,0	0,80	180	380	27,4
53	Кварцевые порфиры, II — микрогранит-порфиры	7	2,0	4,0	0,71	130	380	29,8
<i>Адун-Челонский</i>								
54	Граниты биотитовые среднезернистые (эндоконтакт)	16	2,61	4,1	0,14	60	210	1,5
55	То же	11	2,7	3,9	0,16	77	230	1,8
56	Граниты биотитовые порфировидные (центральная часть)	15	3,0	3,5	0,07	400	240	3,0
57	То же	7	3,0	3,3	0,08	79	260	3,2
58	»	30	2,7	3,9	0,20	124	305	6,3
59	Граниты лейкократовые	11	2,6	3,3	0,22	136	326	7,1
60	Гранит-порфиры (дайки)	7	3,2	3,3	0,06	52	230	3,3
61	Граниты аплитовидные (дайки)	10	2,7	3,8	0,02	10	364	2,5
62	Аплиты (дайки)	7	2,8	3,7	0,01	12	355	2,1
<i>Тургинские массивы</i>								
63	Граниты биотитовые, I	12	2,6	3,6	0,02	29	230	5
64	То же	9	2,8	3,8	0,17	70	343	5,9
65	Граниты амазонитовые, II	5	2,8	3,2	0,20	200	670	5,1
<i>В целом по комплексу</i>								
66	Кварцевые диориты	4	2,24	2,72	0,20	56	150	3
67	Гранодиориты	22	2,43	3,28	н/о	82	152	8
68	Граниты биотитовые	12	2,55	3,77	0,21	87	264	9
69	Граниты двуслоянные	92	2,69	3,83	0,14	125	358	13
70	Аляскиты	3	1,74	4,33	0,25	150	770	20
71	Мусковит-альбитовые апограниты	16	3,52	2,27	0,35	88	260	65
72	Литиопит-алмазонит-альбитовые апограниты	100	4,34	3,19	0,48		1370	8
73	Среднее	249	2,65	3,56	0,20	115	310	13

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
60	70	64	54	70				20	14	
<i>Соктуйский массив</i>										
—	—	—	4,2	—	2,2	10	1,4	62	31	Кузьмин, Антипин, 1972
—	—	—	6,2	—	2,3	24	3,4	61	32	
—	—	—	7,4	—	2,0	35	7,4	42	21	
—	—	—	2,6	—	2,2	17	1,0	85	24	
<i>Кир-Киринский массив</i>										
—	—	—	7,4	—	—	—	—	44	27	
<i>Ботовский массив</i>										
—	—	—	10	—	—	38	9,8	41	25	
<i>Шерловогорский массив</i>										
—	—	19	18	4,9	1,2	35	3,5	—	—	Я. А. Косалс
—	—	40	38	21	1,3	44	5,7	—	—	
—	—	30	38	27	1,2	33	4,7	—	—	
—	—	47	9,7	2,2	1,2	21	3,9	—	—	Я. А. Косалс
—	—	13	3,8	1,9	1,2	24	3,1	—	—	
—	—	61	170	97	1,5	52	11	—	—	
—	—	180	120	1,8	1,1	14	73	—	—	
—	—	15	32	2,1	1,2	18	8,1	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Ашун-Челонский массив</i>										
—	—	20	4,0	3	—	—	—	20	20	Трошин, Гребенщикова, 1974
—	—	25	4,7	2,6	1,2	24	2,8	—	—	
—	—	50	10,0	6,0	—	—	—	37	31	Трошин, Гребенщикова, 1974
—	—	42	13,0	4,0	1,0	26	4,2	—	—	
150	340	—	12,0	4,0	—	—	—	32,5	21	Гребенщикова, 1980
—	—	—	8,7	—	0,8	25	3,6	3,7	31	
—	—	—	6,0	4,0	1,0	20	3,1	—	—	Я. А. Косалс
—	—	33	4,0	2,3	—	—	—	10	2,5	
—	—	25	2,3	1,9	0,8	15	1,5	—	—	
<i>Тургинские массивы</i>										
20	60	—	7,8	2,0	—	—	—	59	35	Козлов, Свадковская, 1977
—	—	—	3,7	—	1,0	32	5,9	54	32	
10	50	—	13,0	2,0	—	—	—	92	80	Козлов, Свадковская, 1972
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>В целом по комплексу</i>										
—	—	—	9	3	3	14	2,5	46	46	Беус, Ситниц, 1967
—	—	—	50	Не	опр.	20	2,5	Не	опр.	
—	—	—	17	4	1,5	20	2,6	53	60	
—	—	—	25	6	1,2	50	7,1	52	45	
<i>Не определялось</i>										
—	—	—	40	100	1,0	40	4,3	40	23	
—	—	—	66	3	1,0	105	67,0	140	40	
—	—	—	20	9	1,3	33	5,6	50	66	

№ п/п	K/Na	K/Rb	Mg/Li	Na/Li	Rb/Li	F/Li	F/Be	Ba Sr	Ba Rb	B/Be	Sn W	Nb Ta	Zn Pb	F/Ta	F/Sn
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	1,24	111	7,1	171	2,1	14,7	192	2,4	1,0	8,3	3,5	—	1,5	—	100,0
2	1,33	87	2,3	93	1,4	13,1	190	2,0	0,5	2,4	4,8	—	1,9	—	65,5
3	1,28	80	2,5	106	2,4	13,9	154	2,4	0,4	5,4	1,9	—	1,4	—	59,7
4	1,25	121	11,1	151	1,6	7	118	2,4	0,8	1,8	5,6	—	1,4	—	100,0
5	1,20	127	—	158	2,1	8,9	90	2,7	0,5	1,3	5,5	—	1,3	—	58,6
6	1,28	114	22,4	200	2,3	7,8	138	2,9	2,1	4,4	1,3	—	0,9	—	159,4
7	1,17	124	6,5	312	3,0	8,6	148	1,9	1,5	3,3	2,5	—	1,3	—	140,4
8	1,50	97	2,8	200	3,7	10,0	157	2,7	0,8	2,4	32,5	—	0,8	—	23,6
9	1,60	140	14,1	208	2,4	7,5	102	2,8	0,70	1,9	8,1	—	1,0	—	40,9
10	1,50	100	15,3	436	6,5	30,9	236	1,1	0,25	12,5	2,9	—	0,4	—	65,4
11	0,87	44	0,27	51	1,0	14,9	1489	2,0	0,8	9,6	5,4	—	8,0	—	107,7
12	1,33	120	22,1	225	2,5	8,3	143	2,5	1,5	5,0	3,5	—	1,1	—	100,0
13	1,37	112	4,1	119	2,1	8,1	118	3,0	1,0	2,7	1,5	—	1,2	—	65,0
14	1,33	86	3,0	135	2,1	10,0	143	1,5	0,3	2,7	0,9	—	1,1	—	50,0
15	1,03	130	8,2	592	4,7	12,2	194	—	—	8,7	2,7	11,4	—	214	66,7
16	1,11	115	11,8	491	4,7	14,0	178	—	—	8,2	4,9	9,7	—	258	29,6
17	1,29	117	6,8	428	4,7	14,3	164	—	—	8,4	0,5	6,0	—	209	15,8
18	1,33	114	4,1	325	3,8	13,3	169	—	—	9,1	0,1	14,1	—	500	16,7
19	1,38	108	7,7	510	6,5	29,4	170	—	—	10,1	0,08	6,7	—	176	17,0
20	1,29	113	21,6	278	3,2	11,1	159	—	—	4,1	4,6	10,0	—	440	183,3
21	1,33	109	15,5	252	3,1	11,2	138	—	—	2,3	3,9	9,0	—	400	109,0
22	1,33	105	9,3	232	2,9	13,9	162	—	—	2,5	3,4	6,0	—	450	120,0
23	1,30	100	10,1	204	2,6	10,9	130	—	—	1,9	1,4	7,1	—	516	106,7
24	1,36	90	9,5	267	4,1	20,9	101	—	—	1,2	0,04	5,4	—	564	56,4
25	1,41	88	10,2	422	6,7	43,7	56	—	—	2,2	0,04	9,0	—	933	41,8
26	1,73	118	1,1	765	11,2	5,9	95	—	—	6,2	1,5	8,3	—	111	57,1
27	1,5	142	2,3	549	5,8	13,7	179	—	—	5,4	1,3	6,3	—	233	152,2
28	1,33	143	3,9	265	2,5	8,8	149	—	—	4,6	1,4	5,8	—	244	181,8
29	1,26	80	9,2	143	2,2	13,4	690	—	—	4,0	5,9	6,9	—	644	223,1
30	1,23	75	5,9	122	2,0	13,8	555	—	—	3,0	7,5	5,5	—	686	145,8
31	1,12	60	1,9	109	2,0	13,5	519	—	—	2,0	11,2	4,5	—	803	110,8
32	1,00	41	0,9	76	1,9	9,1	524	—	—	1,8	17,4	2,4	—	214	70,5
33	0,78	25	0,4	53	1,6	7,4	564	—	—	1,4	28,9	1,5	—	92	43,8
34	0,67	21	0,1	46	1,4	6,9	557	—	—	1,3	28,6	1,06	—	98	42,5
35	1,53	118	14	200	2,6	7,2	134	2,7	0,9	4,5	3,0	—	0,8	—	81,8
36	1,03	72	—	300	4,3	13,0	155	1,4	0,2	4,8	0,8	—	0,6	—	21,7
37	1,28	89	—	210	3,0	17,5	66	2,0	0,4	7,5	0,8	—	3,1	—	35,6
38	0,80	60	—	714	9,9	26,5	34	1,2	0,15	1,7	0,8	—	1,4	—	24,1
39	1,43	185	64,5	968	7,7	45,2	255	—	—	—	—	7,2	2,0	1000	333
40	1,52	125	14,3	400	4,9	42,8	429	—	—	—	—	7,0	1,9	882	484
41	1,50	115	15,6	322	4,5	39,3	458	—	—	—	—	4,7	2,0	446	446
42	1,43	389	83,3	3225	11,8	46,7	215	—	—	—	—	17,0	3,5	560	215
43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	—	—	—
44	1,42	90	18,0	194	3,1	19,4	366	—	—	—	—	—	1,6	—	351
45	1,18	83	5,3	220	3,1	12,0	310	—	—	—	—	3,9	1,6	184	180
46	1,5	163	16,7	252	2,3	35,9	306	—	—	1,6	3,7	10,0	—	1057	205,5
47	1,3	120	9,3	244	2,7	46,3	305	—	—	2,1	1,8	7,7	—	1000	150,0
48	1,4	126	9,9	147	1,6	39,3	278	—	—	1,1	1,4	7,0	—	1875	197
49	1,3	121	2,9	650	7,6	21,4	200	—	—	10,4	4,4	5,4	—	231	93
50	1,3	136	1,3	875	8,7	6,2	62,5	—	—	4,1	2,0	7,7	—	65	52,6
51	2,1	79	1,1	92	2,4	37,1	189,4	—	—	1,3	1,7	4,7	—	809	52,4
52	1,1	105	0,9	211	2,1	44,4	1082	—	—	0,5	66,7	1,9	—	1016	66,7
53	2,0	105	0,7	154	2,9	54,6	724	—	—	0,5	15,2	2,2	—	876	221,9
54	1,56	194	—	435	3,5	23,3	933	—	—	13,3	1,3	—	1,0	—	350
55	1,44	170	19,6	350	3,0	20,8	889	—	—	13,9	1,8	8,6	—	571	340
56	1,16	145	—	75	0,6	1,8	237	—	—	16,7	1,7	—	1,0	—	71
57	1,1	127	7,5	168	1,5	10,1	250	—	—	13,1	3,3	6,2	—	190	61
58	1,44	128	—	217	2,4	16,1	317	—	—	—	3,0	—	1,7	—	167
59	1,27	101	16,1	193	2,4	16,2	309	—	—	—	—	6,9	1,2	611	253
60	1,03	143	3,2	762	4,4	11,5	181	—	—	5,2	1,5	6,5	—	197	100
61	1,39	104	—	2740	36,4	20,0	80	—	—	13,2	1,7	—	—	—	50
62	1,32	104	1,0	2333	29,6	8,3	48	—	—	11,9	1,2	10,0	—	66,7	43
63	1,38	166	10,9	897	8,0	6,9	40	3,0	0,3	2,2	3,9	—	1,5	—	25,6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
64	1,38	110	—	400	4,9	24,3	295	—	—	—	—	5,4	1,7	288	460
65	1,14	48	0,9	140	3,4	10,0	392	5,0	0,07	2,4	6,5	—	1,2	—	154
66	1,21	181	493	400	2,7	35,7	667	—	—	—	3,0	5,6	1,0	800	222
67	1,35	216	154	296	1,9	—	—	—	—	—	—	8,0	—	—	—
68	1,48	143	30	293	3,0	24,1	233	—	—	—	4,2	7,7	0,9	808	124
69	1,42	107	17	215	2,9	11,2	108	—	—	—	4,1	7,0	1,2	197	56
70	2,49	56	6,8	116	5,1	16,6	125	—	—	—	—	—	—	—	—
71	0,74	87	13	400	2,9	39,8	54	—	—	—	0,4	9,3	1,7	814	88
72	0,64	23	2	57,5	1,8	6,4	600	—	—	—	22,0	1,6	1,6	72	73
73	1,34	115	61	230	2,3	17,4	154	—	—	—	2,2	5,9	0,8	357	100

Примечание. Звездочками отмечены данные Г. Ф. Ивановой (1972).

лития, рубидия, бериллия, олова, тантала, вольфрама и др., но при менее повышенных (в 1,2—2 раза) содержаниях фтора и свинца, определяя этим значительно более низкие величины многих индикаторных отношений. Этим гранитам свойственны пониженные содержания стронция и бария, тогда как в распределении бора отмечаются весьма значительные колебания (в 1,2—2,5 раза) в различных массивах при общих его повышенных содержаниях.

А. А. Беусом и другими (1962, 1968) была выявлена тесная связь геохимических особенностей с минералого-петрохимической зональностью главных фаз гранитных массивов, особенно апикальных частей куполов, где возникают различные апограниты, обусловленные формированием метасоматической и геохимической зональности под воздействием постмагматических растворов на ранее раскристаллизованные граниты. В целом выявлено однонаправленное накопление практически всех РЭ, фтора и бора от биотитовых к мусковитовым разностям гранитов от внутренних к эндоконтактовым и апикальным частям куполов. Характерно некоторое накопление РЭ, фтора и бора по мере появления в гранитах мусковита (двуслюдяные разности), достигающее наибольшей степени в мусковитовых и грейзенизированных разностях (см. табл. 17). Так, в двуслюдяных разностях крупнозернистых порфировидных гранитов главной фации Саханайской группы вольфрамоносных куполов (Саханайский, Зун-Ундурский и Таптанайский) отмечается некоторое накопление всех фторофильных РЭ, фтора и бора и снижение Sr, Ba, Zn и отчасти Pb. Еще более интенсивное (почти в 2 раза) накопление РЭ, бора и фтора выявлено в мелкое среднезернистых гранитах, локализирующихся в апикальной части Саханайского массива, а в Зун-Ундурском и Таптанайском куполах, составляющих внутреннюю зону, — на современном эрозионном срезе. Дальнейшее накопление (полтора — двукратное) РЭ, бора и фтора и снижение Sr, Ba, Zn происходит в мелко-среднезернистых мусковитовых и грейзенизированных гранитах апикальной части Зун-Ундурского, Хангилайского и других массивов. Менее ярко процесс накопления фтора и РЭ от биотитовых гранитов внутренней зоны к мусковитовым гранитам апикальной части установлен [Козлов, Свядковская, 1977] в Олдандинском массиве. При этом наиболее обогащены РЭ (Li, Rb, Be, Sn), бором и фтором при относительно повышенных содержаниях, также Sr, Ba, Zn, Pb мелкозернистые биотитовые граниты эндоконтактовой фации (см. табл. 17).

Более сложная картина распределения описываемых элементов наблюдается в гранитах многофазных плутонов (Хангилайский, Соктуйский, Шерловогорский и др.). Так, в Хангилайском массиве наиболее низкие содержания РЭ (Li, Rb, Be), Та и фтора характерны для мелкозернистых биотитовых гранитов I фазы, снижающихся в дайкообразных апофизах гранит-порфиров вследствие дегазации расплава при его кристаллиза-

ции, пространственно совпадающих с развитием Sn и Sn — W оруденения. В средне-крупнозернистых и порфировидных биотитовых гранитах II фазы центральной части главного купола Хаңгилайского массива содержания всех РЭ (за исключением олова) и фтора возрастают в 1,5—2 раза. Такая же тенденция сохраняется от центральной части купола (от крупно-, через среднезернистые граниты) к апикальной и эндоконтактовой фациям мелко-неравномернозернистых биотитовых гранитов, достигая 2—3-кратного повышения против центральной части купола и средних содержаний по А. П. Виноградову (1962). Это явно указывает на эманационное обогащение головных зон магматической колонны фторофильными РЭ и фтором. С другой стороны, в средне-мелкозернистых биотитовых гранитах, гранит-порфирах и особенно аплитах, образующих дайкообразные апофизы, рассеивающие граниты I, II купола и вмещающие породы, содержания всех фторофильных РЭ, бора и фтора резко (в 2—5 раз) снижаются (особенно Sn и Та). Это ярко свидетельствует о дегазации остаточного расплава III фазы и отделения этих компонентов во флюидной фазе в процессе кристаллизации расплава в апофизах, полями развития которых и контролируется наиболее интенсивная грейзенизация гранитов и редкометалльно-вольфрамовое оруденение II этапа.

В биотитовых среднезернистых гранитах поздней IV фазы — наиболее глубокой фации западного купола литий-фтористых гранитов, прорывающих граниты более ранних фаз и редкометалльно-вольфрамовое оруденение II этапа, так же как на Этыкинском [Левицкий и др., 1963], происходит дальнейшее накопление фтора, редких щелочей и тантала, менее

Средние содержания Na, K и F (%), редких элементов (г/т) в гранитоидах

№ п/п	Порода	Na	K	F	Li	Rb	Be	Sr	Ba
<i>Харалгинский массив</i>									
1	Граниты лейкократовые	2,9	4,0	0,29	91	370	10,0	60	90
2	Граниты биотитовые порфировидные	3,1	4,1	0,28	84	380	13,0	80	130
3	Граниты биотитовые мелкозернистые	3,2	3,8	0,32	190	480	9,3	39	50
4	Гранит-порфиры	2,9	4,1	0,12	20	240	5,0	60	140
5	Гранит-порфиры апикальной части	2,6	4,0	0,06	30	190	1,7	36	125
6	Псевдотуфы	2,3	4,1	0,06	—	260	—	23	105
<i>Берейский массив</i>									
7	Граниты лейкократовые	2,9	4,1	0,36	96	400	10,0	40	80
8	Граниты биотитовые порфировидные	2,7	4,0	0,24	80	380	14,0	60	120
9	Гранит-порфиры	2,8	4,0	0,25	70	350	9,3	27	77
<i>Ханчерагинский массив</i>									
10	Граниты биотитовые порфировидные	2,9	4,2	0,37	86	390	12,0	100	300
11	Гранит-порфиры	2,9	4,2	0,27	69	350	12,0	110	320
<i>Ингодинский массив</i>									
12	Граниты лейкократовые	2,2	3,4	0,02	34	235	5,3	87	230
13	Граниты порфировидные	2,8	4,2	0,29	56	370	8,9	90	430
14	Граниты мелкозернистые	2,8	4,1	0,23	43	340	8,8	96	300
15	Гранит-порфиры	2,8	4,1	0,29	88	370	7,2	150	640
16	Кварцевые порфиры	1,6	4,8	0,84	376	552	14,0	132	425
17	Кварцевые порфиры	1,8	4,6	1,46	—	450	0,7	300	750
18	Кварцевые порфиры	2,1	4,9	0,9	490	480	2,6	170	480

Примечание. 16 — основная масса полевошпатовая, 17 — микрогранитная, 18 — фель

олова. Содержания бериллия, вольфрама и бора снижены в 1,5—2 раза по сравнению с более ранними фазами, особенно III, вследствие дегазации этого расплава. От этой глубинной фации центральной части купола в последовательном ряду зональности: двуслюдяные — мусковитовые — амазонитовые — лепидолит-альбитовые граниты апикальной части и дай-ки альбит-лепидолитовых гранитов, происходит дальнейшее наиболее интенсивное (в 3—10 раз) накопление фтора, редких щелочей, тантала, олова, менее — бериллия и вольфрама, а бор и молибден имеют обратную тенденцию.

В Соктуйском массиве от I к III фазе М. И. Кузьминым и В. С. Антипиным (1965, 1972) также было выявлено закономерное накопление фтора, лития, рубидия, бериллия, олова (в 1,5—2,5 раза) и особенно тантала (более 5 раз), а в жильных гранитах даже в 50 раз, тогда как Zn и Rb не накапливаются. В дегазированных фациях кварцевых сиенитов поздней фазы содержания фтора и всех фторофильных РЭ резко (в 3—7 раз) снижаются, что свидетельствует об уходе этих компонентов в составе флюидной фазы, в отличие от Rb и особенно Zr, имеющих тенденцию к накоплению.

Шерловогорский массив от других оловянно-вольфрамоносных отличается более высоким уровнем (в 1,5—10 раз) концентрации фтора и фторофильных РЭ в крупнозернистых порфиридных биотитовых гранитах центральной части купола главной интрузивной фазы (II), возрастающим более чем в 2 раза в гранит-порфирах эндоконтакта и апикальной части и апофизах. Субвулканические кварцевые порфиры I фазы дегазированы

Т а б л и ц а 18

харалгинского комплекса [Козлов, Свадковская, 1977]

B	Sn	W	Zn	Pb	K/Na	$\frac{K}{Rb}$	Mg/Li	$\frac{Na}{Li}$	$\frac{Rb}{Li}$	F/Li	F/Be	B/Be	$\frac{Ba}{Sr}$	$\frac{Ba}{Rb}$	F/Sn	$\frac{Sn}{W}$	$\frac{Zn}{Pb}$
<i>Харалгинский массив</i>																	
14	12	6,3	42	26	1,38	108	4,0	319	4,1	32,0	290	1,4	1,5	0,2	242	1,9	1,6
12	7,3	4,8	56	29	1,32	108	6,5	369	4,5	33,0	215	1,0	1,6	0,3	384	1,5	1,9
16	6,0	9,1	60	30	1,19	79	0,9	168	2,5	17,0	344	1,7	1,3	0,1	533	0,6	2,0
9	10	3,3	69	34	1,41	171	15,1	1450	12	—	240	1,5	2,3	0,6	120	3,0	2,0
11	6,2	5,1	56	35	1,54	210	—	867	6,3	—	352	6,5	3,5	0,6	97	1,2	1,6
20	5,0	4,4	56	33	1,78	158	—	—	—	—	—	—	4,6	0,4	120	1,1	1,7
<i>Береинский массив</i>																	
14	6,5	7,0	36	42	1,41	102	3,1	302	4,2	37,5	607	1,4	2,0	0,2	554	0,9	0,8
18	6,0	6,6	38	38	1,48	105	7,6	338	4,8	30,0	258	1,3	2,0	0,3	400	0,9	1,0
7	8,7	3,5	50	40	1,43	114	1,7	400	5,0	35,7	258	0,7	2,8	0,2	287	2,5	1,1
<i>Халчерангинский массив</i>																	
14	9,7	2,6	56	27	1,45	108	8,4	337	4,5	43,0	208	1,2	3,0	0,8	381	3,7	2,1
14	9,1	6,0	42	30	1,45	120	14,0	420	5,1	39,1	308	1,2	2,9	0,9	297	1,5	1,4
<i>Ингодинский массив</i>																	
18	6,5	3,5	12	18	1,54	145	23,4	547	6,9	5,9	22	3,4	2,6	0,98	31	1,8	0,7
28	11,0	6,0	31	28	1,50	98	30,1	500	6,6	51,8	362	3,1	4,8	1,2	264	1,8	1,1
36	115,0	8,0	25	30	1,46	121	19,6	551	7,9	53,5	319	4,1	3,1	0,9	20	14,4	0,8
30	11,0	5,5	41	32	1,46	111	13,7	318	4,2	32,9	600	4,2	4,3	1,7	264	2,0	1,3
105	11,0	6,6	116	120	3,00	87	3,1	43	1,5	22,3	2035	7,5	3,2	0,8	764	1,8	0,97
15	17,0	6,5	200	20	2,56	102	1,8	28	0,7	22,5	346	21,4	2,5	1,7	859	2,6	10,0
18	11,0	4,5	300	60	2,33	102	2,3	43	1,0	18,4	300	6,9	2,8	1,0	818	2,4	5,0

зитовая.

с низкими содержаниями фтора, лития и вольфрама, но резко повышенными — бора (более 10 раз). В гранит-порфирах и особенно аплитях, образующих дайки (III фаза) в гранитах II фазы и во вмещающих породах, содержания фтора, бора и всех фторофильных РЭ резко снижаются (в 2—20 раз) по сравнению с гранитами II фазы. Очевидно, что дегазация остаточного расплава создала весьма благоприятные условия для отделения флюидной фазы — интенсивной грейзенизации гранитов II фазы Шерловогорского купола. Грейзенизированные граниты отличаются весьма интенсивным накоплением фтора и фторофильных редких элементов. Судя по резкому обогащению кварцевых порфиров субвулканического облика фтором и фторофильными редкими элементами, можно согласиться с мнением М. Г. Петровой и П. Т. Белова (1966, 1973) об их генетическом единстве с гранитами, особенно с дайками гранит-порфиров Шерловогорского массива, т. е. представляющих собой обогащенный фтором и фторофильными редкими элементами остаточный расплав, весьма сходный с онгонитами Арыбулакско-Шерловогорского района [Антипин и др., 1980]. Эти кварцевые порфиры весьма сходны с поздними дайками кварцевых порфиров Ингодинского, Букукинского массивов, а также с фельзитовыми граносиенит-порфирами Шумиловского массива (табл. 18, 19). Такие обогащенные топазами и слюдами кварцевые порфиры и гранит-порфиры (при $K > Na$) давно известны в старейшем оловорудном районе Англии — Корнуоле под названием эльванов, образовавшихся из низкотемпературных расплавов-флюидов [Henley, 1972] В. И. Коваленко и Н. И. Коваленко (1976) онгониты рассматривают как субвулканические аналоги литий-фтористых (амазонитовых) гранитов — поздних дифференциатов гипабиссальных плутонов (Хангилайского, Этыкинского, Тургинского и других массивов Забайкалья).

Пегматитоносные граниты Адун-Челонского массива, которые, как полагают [Комплексные..., 1969; Трошин, 1978; и др.], на глубине 1 км соединяются с Шерловогорским, образуя единый плутон, отличаются от шерло-

Т а б л и ц а 19

Средние содержания К, Na и F (%), редких элементов (г/т) и их индикаторные отношения в гранитоидах Шумиловского массива [Козлов и др. 1977]

№ п/п	Порода	Число проб	Na	K	F	Li	Rb	Be	Sr	Ba	B	Sn	W	Zn	Pb
1	Граниты биотитовые	32	2,9	3,6	0,09	130	300	6,0	200	360	13	15	1,7	34	54
2	Граниты двуслюдяные	7	3,9	4,3	0,34		470	4,5	Не опр.			35	75	130	56
3	Граниты аплитовидные (дайки) в центральной части купола	9	4,0	4,3	0,27		530	3,8	»			29	41	120	40
4	Фельзитовые граносиенит-порфиры (дайки) в центральной части купола	7	4,0	4,4	0,87		1100	4,1	»			48	44	140	97

№ п/п	Порода	K/Na	K/Rb	Na/Li	Rb/Li	F/Li	F/Be	B/Be	Zn/Pb	Ba/Sr	Ba/Rb	F/Sn	Sn/W
1	Граниты биотитовые	1,24	120	29	2,3	6,9	150	2,2	0,6	1,3	1,2	60	8,8
2	Граниты двуслюдяные	1,10	92	55	0,76	5,5	755	—	2,2	—	—	97	0,5
3	Граниты аплитовидные	1,08	81	78	1,04	5,2	710	—	3,0	—	—	93	0,7
4	Фельзитовые граносиенит-порфиры	1,10	40	50	1,4	10,9	2122	—	1,4	—	—	191	1,1

вогорских гранитов значительно более низким уровнем содержаний фтора и фторофильных РЭ, незначительно превышающим уровень пегматитоносных гранитов для редкометалльных пегматитов. При этом от эндоконтакта к центру лишь содержания фтора снижаются в 2 раза, а фторофильных РЭ, бора, свинца и цинка, наоборот, возрастают в 1,2—2 раза, что отличает этот массив не только от Шерловогорского, но и от других оловянно-вольфрамоносных гранитных массивов кукульбейского комплекса. В дайках гранит-порфиров, аплитовидных гранитов и аплитов содержания фтора, бора и фторофильных редких элементов заметно снижаются, что свидетельствует о дегазации остаточного расплава. Это, по мнению Ю. П. Трошина (1978) и В. И. Гребенчиковой (1980), явно указывает на то, что отделяющаяся флюидно-газовая фаза при кристаллизации даек, наряду с временно-пространственной сопряженностью с пегматитами, в структурных ловушках привела к формированию камерных пегматитов, обогащенных фтором, бором и фторофильными редкими элементами, по сравнению не только с дайками, но и вмещающими гранитами. Тесную пространственно-генетическую связь даек лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, аплитовидных гранитов и аплитов с формированием камерных пегматитов неоднократно рассматривал М. А. Осипов (1974).

Таким образом, на примере Шерловогорского и Адун-Челонского массивов можно увидеть не только различный уровень концентрации фтора, бора и фторофильных РЭ, но и формирование различных генетических типов оруденения в каждом из них, но кристаллизовавшихся на разной глубине: 1,0—2 км для Шерловогорского и ~3 км для Адун-Челонского куполов единого крупного гранитного плутона, скрытого под вмещающими породами на глубине > 1 км. Эти различия несомненно обусловлены различными тектоническими обстановками, существовавшими во время движения и становления куполов. Шерловогорский купол формировался в зоне глубинного разлома на борту Харанорской впадины, а Адун-Челонского — в более спокойной тектонической обстановке под покровом-экраном слабо проницаемых в отношении флюидной фазы песчано-сланцевых пород, тогда как онгониты развиты преимущественно в пределах контактового ореола каждого из них [Антипин и др., 1980].

6.3. ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ И ПЕГМАТИТОНОСНЫЕ ГРАНИТНЫЕ МАССИВЫ

Весьма интересные геохимические данные получены при изучении распределения калия, натрия, фтора, бора и фторофильных редких элементов, а также бария, стронция, цинка и свинца в гранитных массивах, сопровождающихся как пространственно разобщенным пневматолит-гидротермальным оловянно-вольфрамовым оруденением, так и редкометалльными пегматитами (Саханайский, Дурулгуевский, Седловский, Кангинский и Кулиндинская группа массивов).

Так, характер распределения и уровень концентрации этих элементов в гранитах Дульдургинского купола и южной части Саханайского массива (табл. 20) в районе локализации Бата-Горехонского вольфрамового рудопроявления практически аналогичен выше рассмотренным оловянно-вольфрамоносным гранитным массивам (Букукинский, главный купол Хангилайского массива, Соктуйский и др.), не сопровождающимся пегматитами. При этом весьма ярко выражено накопление фтора, бора и всех фторофильных редких элементов от биотитовых к двуслюдяным гранитам эндоконтакта, достигающее максимума в мусковитовых грейзенизированных гранитах и дайках двуслюдяных гранитов (мусковит-альбитовых апогранитах по А. А. Беусу). Хотя отмечено снижение содержаний фтора, таковые у фторофильных редких элементов сохраняются на уровне

Средние содержания редких элементов (г/т), К, Na, F (%) в оловянно-вольфрамоносные отношения

№ п/п	Порода, фаза	Число проб	Na	K	F	Li	Rb	Be
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Саханайский массив

Вольфрамоносный купол (Дульдургинское)

1	Граниты биотитовые	13	2,7	3,8	0,14	110	300	6,0
2	То же	10	2,6	3,9	0,12	104	309	6,5
3	Граниты двуслюдяные	8	2,8	3,9	0,13	135	300	8,0
4	То же	7	2,7	3,9	0,12	140	315	9,0
5	Граниты биотитовые	3	2,8	4,0	0,18	200	330	14,0
6	То же	6	2,8	3,9	0,16	180	340	13,6
7	Граниты грейзенизированные (мусковитовые)	5	2,6	4,2	0,16	130	290	22,0
8	То же	5	2,7	4,1	0,18	140	299	24
9	Граниты двуслюдяные среднезернистые (дайки)	7	2,9	3,9	0,09	130	340	8,7
10	Аплиты (дайки)	5	3,2	3,4	0,01	32	240	2,2

Пегматитоносный купол (Са)

11	Граниты биотитовые	7	2,8	3,9	0,08	51	280	4,7
12	Граниты двуслюдяные	8	2,9	3,6	0,06	64	303	5,2
13	Аплиты (дайки)	7	3,1	3,2	0,02	30	207	2,2
14	Граниты аплитовидные (дайки)	5	3,2	3,1	0,04	115	280	3,9
15	Пегматиты кварц-микроклиновые	9	2,7	3,8	0,08	102	390	8,2

Дурулгуевский

Вольфрамоносный купол (Де)

16	Граниты биотитовые	6	2,7	3,8	0,06	96	350	6,0
17	мелкозернистые	7	2,7	3,9	0,07	101	330	5,8
18	Граниты биотитовые	8	2,5	3,5	0,07	110	270	7,0
19	среднезернистые	10	2,6	3,6	0,08	120	290	7,7
20	Граниты двуслюдяные	8	2,6	3,6	0,11	190	345	11,0
21	крупнозернистые	7	2,7	3,6	0,12	180	360	9,9
22	Граниты мусковитовые грейзенизированные	6	2,9	3,4	0,20	250	550	25,0
23	То же	5	2,8	3,5	0,23	262	410	23,0
24	Аплиты (дайки)	4	2,7	3,6	0,01	27	260	2,7

Пегматитоносный купол

25	Граниты биотитовые	11	2,6	3,5	0,05	40	250	4,1
26	Граниты мелкозернистые	12	2,7	3,7	0,03	56	280	4,4
27	Граниты двуслюдяные	4	2,7	3,9	0,02	46	300	4,4
28	мелкозернистые	9	2,7	3,6	0,06	75	290	5,5
29	Граниты мусковитовые	14	3,0	3,1	0,04	57	280	13,0
30	мелкозернистые	9	3,2	3,3	0,08	88	310	11,2
31	Граниты пегматоидные	10	3,0	3,6	0,11	100	350	14,0
32	Аплиты (дайки)	5	3,3	3,0	0,01	29	216	2,4
33	Пегматиты кварц-микроклиновые	9	2,6	3,9	0,10	99	360	21,0

ных и пегматитоносных гранитных массивах кукульбейского комплекса и индикатор-элементов

Sr	Ba	B	Sn	W	Mo	Nb	Ta	Zn	Pb	Источник
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20

Саханайский массив

и Бата-Гороховское месторождения)

100	330	47	12	3,6	—	—	—	28	20	Козлов, Свадковская, 1977
—	—	31	15	3,2	1,3	—	3,1	—	—	Я. А. Косалс
100	440	69	14	4,5	—	—	—	20	22	Козлов, Свадковская, 1977
—	—	58	17	4,9	1,5	—	4,1	—	—	Я. А. Косалс
90	320	96	23	5,7	—	—	—	26	22	Козлов, Свадковская, 1977
—	—	88	21	4,6	1,5	—	3,9	—	—	Я. А. Косалс
120	490	49	16	28	—	—	—	17	23	Козлов, Свадковская, 1977
—	—	50	18	21	1,8	—	3,1	—	—	Я. А. Косалс
70	280	107	15	12	—	—	—	19	19	Козлов, Свадковская, 1977
—	—	17	3,2	2,0	1,2	—	1,8	—	—	Я. А. Косалс

ханайское месторождение)

—	—	23	9	2,1	1,2	—	2,3	—	—	
—	—	27	15	2,9	1,5	—	3,1	—	—	
—	—	12	3,1	1,8	1,2	—	1,8	—	—	
—	—	26	12	3,3	1,3	—	3,3	—	—	
—	—	41	27	4,1	1,4	—	6,3	—	—	

Дурулгуевский

Довогоорское месторождение)

60	250	19	11	2,3	—	—	—	41	30	Козлов, Свадковская, 1977
—	—	21	9	2,1	1,2	—	3,3	—	—	Я. А. Косалс
210	510	20	13	5,3	—	—	—	50	22	Козлов, Свадковская, 1977
—	—	18	10	4,2	1,4	—	4,0	—	—	Я. А. Косалс
160	380	31	18	2,5	—	—	—	47	21	Козлов, Свадковская, 1977
—	—	27	16	3,0	1,5	—	4,9	—	—	Я. А. Косалс
60	120	29	37	1,5	—	—	—	43	12	Козлов, Свадковская, 1977
—	—	31	30	2,0	2,1	—	3,1	—	—	Я. А. Косалс
—	—	14	3,3	1,8	1,1	—	1,5	—	—	

Пегматитоносный купол

—	—	12	10	1,6	1,1	—	1,9	—	—	
—	—	14	12	2,1	1,3	—	2,2	—	—	
80	190	18	8,6	2,9	—	—	—	36	27	Козлов, Свадковская, 1977
—	—	20	15	3,8	1,5	—	2,8	—	—	Я. А. Косалс
40	130	22	18,0	4,6	—	—	—	7	21	Козлов, Свадковская, 1977
—	—	25	19	4,2	1,8	—	3,8	—	—	Я. А. Косалс
—	—	26	29	9,0	1,6	—	4,4	—	—	
—	—	12	5,2	2,1	1,1	—	1,5	—	—	
—	—	31	28	8,5	1,9	—	5,1	—	—	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Седловский массив								
<i>Оловоносный купол</i>								
34	Граниты биотитовые	16	2,5	3,9	0,09	56	210	4,0
35	крупнозернистые	7	2,6	3,7	0,09	67	230	4,7
36	Граниты двуслюдяные	2	2,7	4,0	0,04	35	250	4,8
37	среднезернистые	7	2,8	3,9	0,06	48	259	5,0
38	Аплиты (дайки)	3	3,0	3,4	0,01	24	230	2,3
<i>Пегматитоносный купол</i>								
39	Граниты биотитовые	5	2,7	3,7	0,04	49	207	4,7
40	Граниты двуслюдяные	7	2,8	3,7	0,05	57	291	5,7
41	Гранит-порфиры (дайки)	5	3,1	3,4	0,05	41	230	4,0
42	Аплиты (дайки)	4	3,4	3,0	0,01	30	209	3,1
43	Пегматиты кварц-микроклиновые	6	2,7	3,9	0,07	88	405	9,9
<i>Оловоносные купола</i>								
Листвянский								
44	Граниты биотитовые	5	2,7	4,2	0,09	55	220	6,4
Большие Шаронайские								
45	Граниты биотитовые	15	2,8	3,9	0,11	68	220	4,0
46	Граниты редкометалльные	6	2,7	3,9	0,21	330	250	11,0
Мало-Кулиндинский								
47	Граниты биотитовые	5	2,8	4,4	0,08	36	230	3,9
Верхнекулиндинский								
48	Гранодиориты мелкозернистые	6	3,1	3,3	0,22		220	7,1
Шаронайский								
49	Граниты двуслюдяные	5	3,2	3,8	0,14	190	330	14,0
50	мелкозернистые	3	3,1	3,9	0,09	130	290	9,1
51	Граниты мусковитовые	5	3,7	3,0	0,16	193	350	16,0
<i>Пегматитоносные купола</i>								
Богов Утес								
52	Граниты двуслюдяные, I	7	3,7	3,7	0,06	76	290	5,1
53	Граниты мусковитовые	6	3,6	3,5	0,08	90	460	8,1
54	Граниты мусковитовые, I	5	3,7	3,4	0,07	83	430	7,8
55	Плагиограниты, II		3,9	3,1	0,05	41	290	8,7
56	Аплиты (дайки)	3	3,7	3,3	0,01	21	220	3,0
57	Пегматиты кварц-микроклиновые	5	2,9	4,1	0,09	93	502	10,5
Хара-Быркинский								
58	Граниты мусковитовые среднезернистые	7	3,9	2,7	0,06	110	280	16,0
Кангинский								
59	Граниты биотитовые среднезернистые	7	2,9	3,6	0,05	51	260	5,2
60	Граниты двуслюдяные	7	3,2	3,3	0,06	79	275	6,7
61	Граниты мусковитовые	12	3,1	3,3	0,04	93	320	8,2
62	Граниты мусковитовые мелкозернистые	8	3,2	3,0	0,09	180	390	13,0
63	Граниты пегматоидные	11	3,7	2,8	0,07	101	290	11,0
64	Аплит-пегматиты	7	3,6	3,0	0,02	31	223	2,3
65	Пегматиты кварц-микроклиновые	8	2,9	3,9	0,10	97	422	12,0
<i>Оловоносный купол</i>								
Мало-Кангинский								
66	Гранодиориты	25	3,3	1,9	0,18	290	300	13,0
67	Граниты биотитовые	4	2,7	3,4	0,11	170	240	8,0

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Седловский массив										
<i>Оловоносный купол</i>										
140	300	24	7,9	1,5	—	—	—	47	34	Козлов, Свадковская, 1977 Я. А. Косалс Козлов, Свадковская, 1977 Я. А. Косалс
—	—	19	8,1	1,8	1,1	—	2,7	—	—	
50	100	40	11	3,0	—	—	—	10	40	
—	—	37	9	2,5	1,2	—	3,3	—	—	
—	—	13	3,1	2,0	1,1	—	2,1	—	—	
<i>Пегматитоносный купол</i>										
—	—	19	7,5	2,3	1,3	—	2,0	—	—	
—	—	31	10,7	3,9	1,6	—	3,3	—	—	
—	—	22	8	3,0	1,2	—	2,7	—	—	
—	—	13	4,7	2,2	1,1	—	1,8	—	—	
—	—	41	24	4,7	1,9	—	4,9	—	—	
<i>Оловоносные купола</i>										
Листвянский										
200	600	39	49	80	—	—	—	65	30	Козлов, Свадковская, 1977
Большие Шаронайские										
300	820	23	9,3	1,9	—	—	—	51	30	
230	500	52	44	1,9	—	—	—	67	31	
Мало-Кулиндский										
260	740	22	3,9	5,2	—	—	—	49	33	
Верхнекулиндский										
480	970	23	32	8,8	—	—	—	88	13	
Шаронайский										
100	380	470	25	5,0	—	—	—	43	34	Я. А. Косалс
—	—	197	15	3,1	1,2	—	3,1	—	—	
—	—	397	37	4,7	1,5	—	5,1	—	—	
<i>Пегматитоносные купола</i>										
Богов Утес										
—	—	17	19	1,3	1,0	—	2,7	—	—	Я. А. Косалс Козлов, Свадковская, 1977 Я. А. Косалс
20	50	21	47	3,1	—	—	—	17	26	
—	—	23	35	3,2	1,3	—	3,7	—	—	
—	—	25	37	3,3	1,4	—	5,1	—	—	
—	—	16	5,7	2,7	1,2	—	2,0	—	—	
—	—	21	44	4,9	1,7	—	6,4	—	—	
Хара-Быркинский										
15	30	46	13	9,5	—	—	—	19	5	Козлов, Свадковская, 1977
Кангинский										
—	—	22	8,1	2,5	1,3	—	2,3	—	—	Я. А. Косалс
—	—	35	13	2,6	0,9	—	2,9	—	—	Козлов, Свадковская, 1977
60	80	52	20	2,6	—	—	—	15	44	
70	140	39	36	3,0	—	—	—	19	17	
—	—	48	27	2,8	1,4	—	3,5	—	—	Я. А. Косалс
—	—	17	4	2	1,3	—	1,9	—	—	
—	—	33	41	3,1	1,9	—	5,8	—	—	
<i>Оловоносный купол</i>										
Мало-Кангинский										
160	375	19	45	1,1	—	—	—	110	16	Козлов, Свадковская, 1977
200	310	18	13	1,4	—	—	—	46	39	

№ п/п	K/Na	K/Rb	Mg/Li	Na/Li	Rb/Li	F/Li	F/Be	Ba/Sr	Ba/Rb	B/Bc	Sn/W	Nb/Ta	Zn/Pb	F/Ta	F/Sn
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	1,41	127	13,2	245	2,7	12,7	233	3,3	1,1	7,8	3,3	—	1,4	—	116,7
2	1,50	126	13,9	250	2,9	11,5	185	—	—	7,8	4,7	—	—	387	80,0
3	1,39	130	9,4	207	2,2	9,6	163	4,4	1,5	8,6	3,1	—	0,9	—	92,8
4	1,44	124	8,5	193	2,3	8,6	133	—	—	6,4	3,5	—	—	293	70,6
5	1,43	121	—	140	1,6	9,0	129	3,6	1,6	6,8	4,0	—	1,2	—	78,3
6	1,39	115	9,5	156	1,9	8,9	118	—	—	6,5	4,6	—	—	410	76,2
7	1,62	144	—	200	2,2	12,3	73	4,1	1,7	2,2	0,6	—	0,7	—	100,0
8	1,52	137	6,9	193	2,1	12,8	75	—	—	2,1	0,8	—	—	581	100,0
9	1,34	115	—	223	2,6	6,9	103	4,0	0,8	12,3	1,3	—	1,0	—	60,0
10	1,06	142	1,5	1000	7,5	3,1	45	—	—	7,7	1,6	—	—	55,5	71,2
11	1,39	139	43,0	549	5,5	15,7	170	—	—	4,9	4,3	—	—	348	88,9
12	1,24	119	27,5	453	4,7	9,4	115	—	—	5,2	5,2	—	—	258	40,0
13	1,03	155	1,8	1033	6,9	6,7	91	—	—	5,5	1,7	—	—	333	64,5
14	0,96	111	4,5	278	2,4	3,5	102	—	—	6,7	3,6	—	—	121	33,3
15	1,41	97	3,6	265	3,8	7,8	98	—	—	5,0	6,6	—	—	127	29,6
16	1,41	108	28,9	281	3,6	6,3	100	4,2	0,7	3,2	4,8	—	1,4	—	54,5
17	1,44	118	27,1	267	3,3	6,9	121	—	—	3,6	4,3	—	—	212	77,8
18	1,40	130	25,2	227	2,5	6,4	100	2,4	1,9	2,8	2,5	—	2,3	—	53,8
19	1,38	124	24,5	217	2,4	6,7	104	—	—	2,3	2,4	—	—	200	80,0
20	1,38	104	10,5	137	1,8	5,8	100	2,4	1,1	2,8	7,2	—	2,2	—	61,1
21	1,33	100	11,0	150	2,0	6,7	121	—	—	2,7	5,3	—	—	245	75,0
22	1,17	62	—	116	2,2	8,0	80	20	0,2	1,2	24,7	—	3,6	—	54,0
23	1,25	73	1,8	107	1,8	8,8	100	—	—	1,3	15,0	—	—	742	76,7
24	1,33	138	1,2	1000	9,6	3,7	37	—	—	5,2	1,8	—	—	67	30,3
25	1,35	140	48,1	650	6,3	12,5	122	—	—	2,9	6,3	—	—	263	50
26	1,37	132	32,7	482	5,0	5,4	68	—	—	3,2	5,7	—	—	136	25
27	1,44	130	—	587	6,5	4,3	45	—	—	4,1	2,9	—	1,3	—	23,2
28	1,33	124	17,2	360	3,9	8,0	109	—	—	3,6	3,9	—	—	214	40
29	1,03	111	—	626	4,9	7,0	31	—	—	1,7	3,9	—	0,3	—	22,2
30	1,03	106	7,5	364	3,5	9,1	71	—	—	2,2	4,5	—	—	215	42,0
31	1,2	103	5,1	300	3,5	11,0	100	—	—	1,8	3,2	—	—	250	122
32	0,91	143	1,3	1138	7,2	3,4	42	—	—	5,0	2,5	—	—	66,7	19,2
33	1,50	108	3,3	263	3,6	10,1	48	—	—	1,5	3,3	—	—	200	117
34	1,50	186	46,3	447	3,8	16,1	225	2,1	1,4	6,0	5,3	—	1,4	—	114
35	1,42	161	36,5	388	3,4	13,4	192	—	—	4,0	4,5	—	—	333	111
36	1,48	160	—	771	7,1	11,4	83	2,0	0,8	8,3	3,7	—	0,25	—	36,4
37	1,39	150	19,1	583	5,4	12,5	120	—	—	7,4	3,6	—	—	182	66,7
38	1,13	148	1,1	1250	9,6	4,2	44	—	—	5,7	1,6	—	—	47,8	32,3
39	1,37	150	57,9	551	5,0	8,2	85	—	—	4,0	3,3	—	—	200	53,3
40	1,32	127	31,5	491	5,1	8,8	88	—	—	5,4	2,7	—	—	152	46,7
41	1,09	148	3,1	756	5,6	12,2	125	—	—	5,5	2,7	—	—	185	62,5
42	0,88	144	1,5	1133	6,9	3,3	32	—	—	4,2	2,1	—	—	56	21,3
43	1,44	96	2,9	307	4,6	7,9	71	—	—	4,1	5,1	—	—	143	29,2
44	1,56	168	62,5	491	4,0	16,4	141	3,0	2,7	6,1	0,2	—	—	—	47,4
45	1,39	177	58,5	412	3,2	16,2	275	2,7	3,7	5,8	4,9	—	1,7	—	118,3
46	1,44	156	10,9	82	0,8	6,4	191	2,2	2,0	4,7	23,2	—	2,2	—	47,7
47	1,57	191	75,4	778	6,4	22,2	205	2,8	3,2	5,6	0,7	—	1,5	—	205,0
48	1,06	150	20,5	51	0,4	3,6	310	2,0	4,4	3,2	3,6	—	5,8	—	68,8
49	1,46	115	6,3	168	1,7	7,4	106	3,8	1,2	33,6	5,0	—	1,3	—	56,0
50	1,46	134	7,9	238	2,2	6,9	99	—	—	21,6	4,8	—	—	290	60,0
51	0,82	86	2,5	192	1,8	8,3	100	—	—	24,8	7,9	—	—	314	43,2
52	1,0	128	10,1	487	3,8	7,9	118	—	—	3,3	14,6	—	—	353	31,6
53	0,97	76	—	400	5,1	8,9	99	2,5	0,1	2,6	15,2	—	0,6	—	17,0
54	1,06	95	8,5	362	4,0	9,6	115	—	—	2,9	10,9	—	—	391	25,7
55	0,79	107	5,7	951	7,1	12,2	57	—	—	2,9	11,2	—	—	98	13,5
56	0,89	150	0,8	1762	10,5	4,8	33	—	—	5,3	2,1	—	—	50	17,5
57	1,27	92	2,0	297	4,1	8,9	82	—	—	2,5	12,8	—	—	219	21,4
58	0,69	96	4,3	355	2,5	5,5	38	2,0	0,1	2,9	1,4	—	1,3	—	46,2
59	1,24	138	35,1	569	5,1	9,8	96	—	—	4,2	3,2	—	—	217	61,7
60	1,03	120	20,1	405	3,5	7,6	89	—	—	5,2	5,0	—	—	207	46,2
61	1,06	103	7,1	333	3,4	4,3	49	1,3	0 25	6,3	7,7	—	0,3	—	20,0
62	0,94	77	2,7	178	2,2	5,0	69	2,0	0,4	3,0	12,0	—	1,1	—	25,5
63	0,76	96	2,1	366	2,9	6,9	64	—	—	4,4	9,6	—	—	200	25,9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
64	0,83	134	1,8	1161	7,2	6,5	87	—	—	7,4	2,0	—	—	105	50,0
65	1,41	97	2,6	265	3,8	7,8	98	—	—	5,0	13,2	—	—	127	24,4
66	0,57	63	7,5	114	1,0	6,2	138	2,3	1,3	1,5	40,9	—	6,9	—	40,0
67	1,26	142	18,5	159	1,4	6,5	138	1,5	1,3	2,3	9,3	—	1,2	—	84,7

Примечание. Названия пород здесь соответствуют таковым в табл. 26.

биотитовых гранитов, но ниже, чем в мусковитовых грейзенизированных фациях при высоком содержании бора (до 107 г/т). Дайки аплитов интенсивно дегазированы с резким обеднением их фтором и всеми фторофильными редкими элементами.

По направлению к северу, в сторону Саханайского пегматитового поля, содержания фтора, бора и фторофильных РЭ в биотитовых гранитах снижаются в 1,5—2 раза и приближаются к средним содержаниям этих элементов [по Виноградову, 1962]. В двуслюдяных и мусковитовых гранитах и особенно в кварц-микроклиновых пегматитах содержания фторофильных редких элементов и бора возрастают в 1,2—2 раза и достигают содержаний их в биотитовых гранитах вольфрамоносного купола, что намного ниже, чем в сходных двуслюдяных и мусковитовых разностях того же купола. Содержания же фтора, наоборот, снижаются и лишь в пегматитах снова возрастают. Аплиты, как обычно, интенсивно дегазированы с весьма низкими содержаниями всех изученных редких элементов и фтора.

В западной части Дурулгуевского массива в районе вольфрамоносного купола Дедовогорского вольфрамового месторождения содержания и характер распределения редких элементов во всех соответствующих разностях гранитов значимо не отличаются от Саханайского. Отличия заключаются в более низких содержаниях (в 2 раза) фтора и бора в биотитовых разностях Дурулгуевского массива. Аплиты также интенсивно дегазированы.

В сторону Дурулгуевского пегматитового месторождения содержания фтора, бора и редких элементов в биотитовых разностях также снижаются в 1,2—2 раза, как в Саханайском массиве, но уровень их в 1,2—1,5 раза ниже. В ряду биотитовый — двуслюдяной — мусковитовый — пегматоидный гранит — микроклиновый пегматит фтор, бор и редкие элементы закономерно накапливаются (в 2,5 раза). Аплиты также дегазированы всеми этими элементами.

В. Д. Козлов и Л. Н. Сवादковская (1977) отмечали, что геохимическая характеристика гранитов кукульбейского комплекса, сопровождающихся преимущественно оловянным оруденением в сочетании с редкометальными пегматитами по сравнению с ранее описанными вольфрамоносными и пегматитоносными, менее стабильна.

Наиболее низкий уровень содержаний фтора, бора и редких элементов, отмеченный в биотитовых гранитах Седловского массива, сопоставляем [Козлов, Сवादковская, 1977] с ограниченно рудоносными лейкогранитами поздних фаз кыринского комплекса. В них против средних повышены лишь содержания олова, лития и бора, а бериллия и вольфрама — понижены. В оловоносном куполе от биотитовых разностей гранитов к двуслюдяным содержания фтора и лития снижаются в 1,5—2 раза, а рублидия, бериллия, бора, олова, вольфрама и тантала несколько (в 1,2—2 раза) возрастают при резком обеднении аплитов всеми этими элементами. В пределах Седловского пегматитоносного купола в биотитовых гранитах содержания фтора, лития и бора понижены в 1,2—2 раза, а рублидия, бериллия, олова, вольфрама и тантала сохраняются практически на том же уровне. При этом от биотитовых через двуслюдяные и мусковитовые гра-

ниты к микроклиновым пегматитам происходит закономерное накопление всех рассматриваемых элементов. Дайки гранит-порфиров несколько обеднены этими элементами, а аплиты наиболее интенсивно ими дегазированы.

Граниты Кулидинской группы массивов по геохимическим данным практически не отличаются от Седловского массива. По мнению В. Д. Козлова и Л. Н. Свядковской (1977), именно на примере Кулидинской группы гранитных массивов-куполов отчетливо проявляется геохимическая нестабильность в зависимости от условий их формирования. Так, даже мелкозернистые биотитовые гранодиориты Верхнекулидинского дайкообразного штока характеризуются резко повышенными содержаниями фтора, рубидия, бериллия и вольфрама, особенно лития и олова, приближаясь по геохимическим особенностям к ультраредкометалльным гранитам [Козлов, Свядковская, 1977]. Эти авторы полагают, что обогащение фтором и фторофильными РЭ гранодиоритов обязано процессам гибридизма, выражающимся в смешении отдифференцированных остаточных расплавов и флюидов с расплавами шахтаминского комплекса, вызывая повышение щелочности биотитовых гранитов Листвянского, Мало-Кангинского, Мало-Кулидинского, Шаронайского куполов. Нам представляется более правдоподобным проявление более поздних наложенных процессов раннего щелочного метасоматоза (калишпатизации и биотитизации) на уже раскристаллизованных ранее диоритах и гранодиоритах, возможно, шахтаминского комплекса над купольными выступами гранитов кукульбейского комплекса, сопровождающихся привносом фтора и РЭ вследствие дегазации биотитовых гранитов (Мало-Кангинский и др.). Это находит свое подтверждение в резком обогащении фтором, литием, бериллием, бором и оловом среднезернистых биотитовых гранитов центральной части Большого Шаронайского массива и обеднении (в 2—5 раз) этими же элементами среднезернистых биотитовых гранитов эндоконтакта. Очевидно, что с дегазацией расплавов, обогащенных фтором и РЭ в таких купольных структурах, во вмещающих породах связано образование метасоматически измененных гранитоидов (Верхнекулидинский, Мало-Кангинский) и кварц-касситеритового оруденения Онопского и других рудопроявлений этого района. В то же время в апикальной части слабо эродированного Шаронайского и Хар-Быркинского куполов мелкозернистые двуслюдяные и особенно грейзенизированные мусковитовые граниты относительно обогащены фтором, но особенно литием, бериллием, бором, оловом, менее вольфрамом и танталом. Это, по мнению В. Д. Козлова, свидетельствует о большой роли в составе флюидной фазы воды по сравнению с гранитами Шаронайского массива. Этим и обусловлена локализация во вмещающих породах пегматитовых тел.

По уровню концентрации и характеру распределения граниты Кангинского пегматитоносного купола, а также Богова Утеса занимают промежуточное положение между олово-пегматитоносным Седловским массивом и вольфрамо-пегматитоносными Дурулгуевским и Саханайским массивами. В Кангинском куполе довольно отчетливо проявлена тенденция накопления в 2 раза фтора, в 2—3 раза лития, бериллия, бора, тантала и олова в последовательном ряду: биотитовые — двуслюдяные — мусковитовые плагио- и пегматоидные граниты — микроклиновые пегматиты и дегазации сопряженных с ними в пространстве и во времени аплитов и аплит-пегматитов.

Изучение распределения фтора, бора и РЭ в гранитных массивах приводит к следующему выводу.

1. Особенности его обусловлены тектонической обстановкой, градиентами температуры и давления не только в период становления гранитоидных плутонов и отдельных куполов, но и во время движения магматического расплава от магматического очага до места его остановки — магма-

тической камеры. Поэтому следует выделить три этапа дифференциации расплава: очаговую; камерно-очаговую; камерную.

2. Более низкие содержания фтора и фторофильных РЭ свойственны гранитоидным плутонам гранито-гнейсовых куполов (борщевочный комплекс), чем гранитным интрузивам зон — глубинных разломов (кукуль-бейский, харалгинский, асакан-шумиловский комплексы).

3. Для гранитоидных плутонов гранито-гнейсовых куполов характерно снижение содержаний фтора и фторофильных РЭ к поздним фазам и лишь в редких случаях отмечается их локальное накопление.

4. Гранитные интрузивы зон глубинных разломов характеризуются более высоким уровнем содержаний фтора и фторофильных РЭ и существенным их накоплением в поздних дифференциатах с возникновением литий-фтористых гранитов и онгонитов.

5. Пегматитоносные гранитные массивы и купола обоих этих комплексов характеризуются более низким уровнем содержаний фтора и фторофильных РЭ, чем оловянно-вольфрамоносные и редкометальные гранитные плутоны и купола.

7. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ РАЗЛИЧНОЙ РУДОНОСНОСТИ

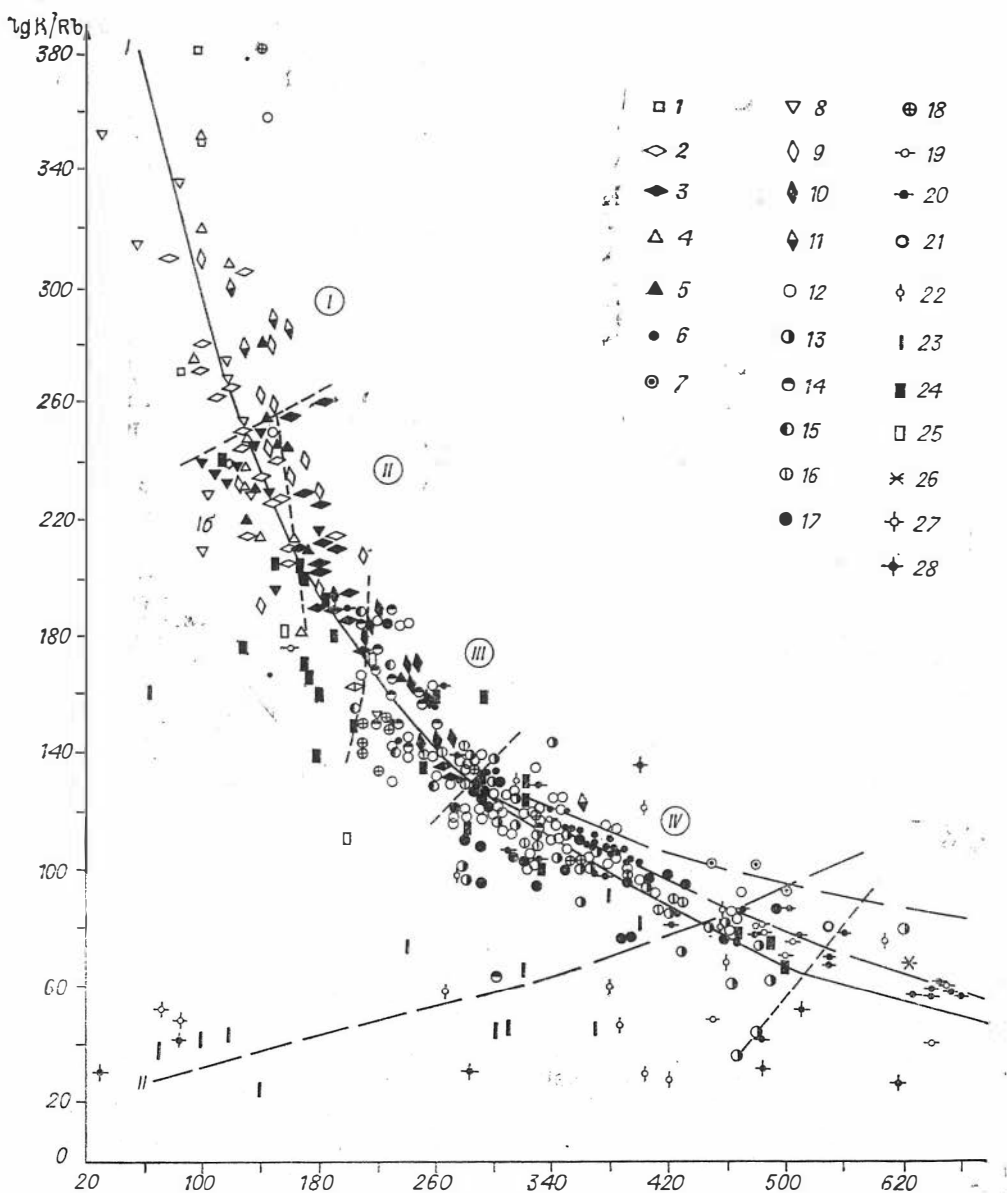
Ниболее полная геохимическая характеристика мезозойских гранитоидных комплексов Забайкалья различной рудоносности дана В. Д. Козловым и Л. Н. Свадковской (1977). Мы лишь кратко рассмотрим некоторые аспекты геохимии редких элементов, бора и фтора в этих гранитоидах в связи с их редкометальностью и, в частности, с их пегматитоносностью. При этом особое внимание уделяется сравнительной геохимической характеристике пегматитоносных и редкометальных гранитов, пегматитов и онгонитов.

Как показали исследования О. Д. Ставрова (1963, 1978), редкие щелочи (Li, Rb) и их индикаторные отношения K/Rb и Mg/Li являются хорошими и надежными показателями геохимической эволюции гранитоидного магматизма и дифференциации расплава. Диаграмма $K/Rb—Rb$ может быть использована не только для этих целей, но и в качестве критерия для расчленения гранитоидных комплексов, фаз и фаций, для оценки их дифференцированности.

Нами на диаграммах $K/Rb—Rb$, $Mg/Li—Li$, $Na/Li—Li$, $K/Rb—Mg/Li$, $K/Rb—Na/Li$, $Nb/Ta—Ta$, $F/Li—Li$, $F/Be—Be$, $F/Ta—Ta$, $K/Rb—Be$, $K/Rb—F$ и других нанесены данные средних содержаний элементов (лития и рубидия) и их отношений по мезозойским гранитоидным комплексам Забайкалья и пегматитоносному калбинскому комплексу Восточного Казахстана.

На диаграмме $K/Rb—Rb$ (рис. 40) на кривой I—I и I—Iб выделяются пять полей, отличающихся различной концентрацией Rb и величиной отношения K/Rb . Поле Ia включает породы (габбро-диориты, гранодиориты, диорит-порфириты) I фазы шахтаминского, борщевочного, кыринского, даурского и сохондинского комплексов, а также дегазированные микропегматиты борщевочного комплекса при содержаниях Rb — 30—150 г/т и отношений $K/Rb—380—180$. Поле Ib охватывает содержания Rb — 100—170 г/т и $K/Rb—250—160$ г/т в биотит-роговообманковых и биотитовых гранитах I фазы кыринского и борщевочного комплексов, в калишпатизированных диоритах, гранодиоритах и гранитах шахтаминского комплекса, в диоритах и гранодиоритах I фазы калбинского (табл. 24)

и пегматитоносных комплексов Восточного Саяна, Верхоянья и Средней Азии (табл. 22), а также в гранитах II фазы сохондинского комплекса. Поле II объединяет граниты II фазы (ФДИ) кыринского комплекса, с которыми связаны камерные пегматиты и кварц-турмалин-касситеритовые рудопроявления, граниты I фазы борщевочного и калбинского комплексов, содержащие Rb — 160—210 г/т и K/Rb — 260—140. Поле III ограничено содержаниями Rb — 200—300 г/т и K/Rb — 190—120 в биотитовых и лейкократовых гранитах II фазы борщевочного и калбинского комплексов, в биотитовых гранитах I фазы пегматитоносных и оловоносных куполов и аплитах, гранит-порфирах и аплитовидных гранитах кукульбейского комплекса, ассоциирующих с камерными и редкометалльными пегматитами (Саханайский, Дурулгуевский, Адун-Челонский, Седловский, Мало-Кангинский и массивы Кулиндинской группы). Поле IV ха-

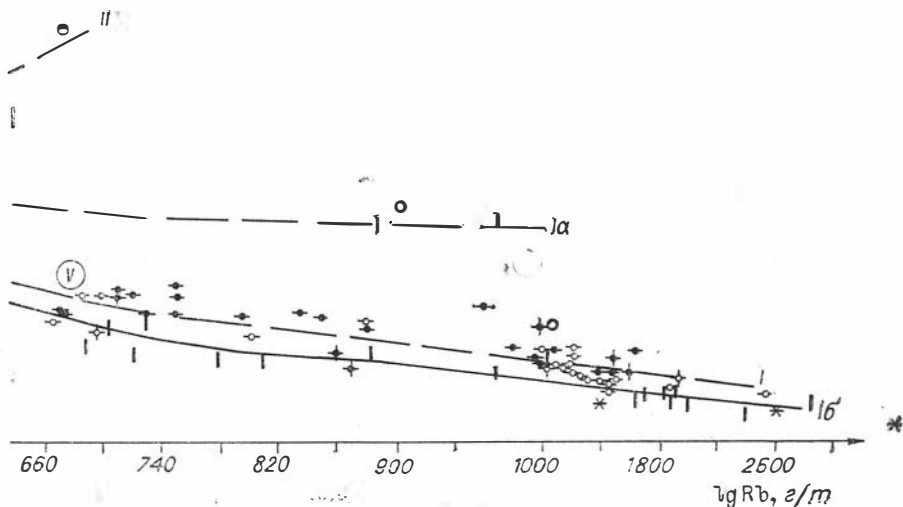


рактируется наибольшим разнообразием фазовых и фаціальных разновидностей гранитов с содержаниями Rb — 280—530 г/т и K/Rb — 140—40 в двуслюдяных и мусковитовых пегматитоносных гранитах и кварц-микроклиновых пегматитах кукульбейского и калбинского комплексов, в биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых грейзенизированных гранитах, аплитах, гранит-порфирах и аплитовидных гранитах вольфрамоносных и оловянно-вольфрамоносных куполов, а также биотитовых и лейкократовых литий-фтористых гранитов поздних фаз кукульбейского комплекса и МНР. Сюда же входят граниты и кварцевые порфиры харалгинского комплекса и биотитовые и двуслюдяные граниты главной фазы асакан-шумиловского комплекса, с которыми ассоциируют кварц-редкометалльно-вольфрамит-касситеритовое жильное и грейзеновое оруденение. Поле V ограничивает наиболее обогащенные рубидием породы (литий-фтористые граниты, онгониты и редкометалльные пегматиты (500—300 г/т) при значениях K/Rb отношения от 80 до 6. При этом фаціальные разности литий-фтористых гранитов (мусковит-альбитовые, микроклин-альбитовые, амазонит-альбитовые и лепидолит-альбитовые) ложатся на кривую I—I, а онгониты и редкометалльные пегматиты — на кривую I—Iб, реже I—Iа. Характерно, что на кривой II—II, отражающей обратные соотношения K/Rb — Rb, выделяются амазонитовые апограниты и связанные с ними и с онгонитами полевошпатовые метасоматиты и альбититы.

На диаграмме Na/Li — Li (рис. 41, а) выделяются три кривые I—I, II—II, III—III соответственно палингенных гранитоидов, литий-фтористых гранитов и онгонитов. На кривой I—I поле I—Iа ограничивает содержания лития 10—70 г/т при Na/Li — 2400—430 в гранитоидах кыринского, сохондинского, шахтаминского и борщевочного комплексов, пегматитоносных и оловоносных гранитов I фазы калбинского и пегматитоносных биотитовых гранитов кукульбейского комплексов, а также де-

Рис. 40. График K/Rb—Rb для мезозойских гранитоидов Забайкалья.

1 — даурский, комплекс; 2 — кыринский, ранняя фаза; 3 — то же, поздние фазы; 4 — сохондинский, ранняя фаза; 5 — то же, поздние фазы; 6 — харалгинский; 7 — то же, кварцевые порфиры; 8 — шахтаминский; 9 — борщевочный, ранняя фаза; 10 — то же, поздние фазы; 11 — то же, микропегматиты и аплиты; 12—19 — кукульбейский комплекс: 12 — оловянно-вольфрамоносные биотитовые граниты; 13 — двуслюдяные и мусковитовые (мусковит-альбитовые апограниты) граниты; 14 — оловоносные граниты; 15 — пегматитоносный Адун-Челонский; 16 — пегматитоносные биотитовые граниты; 17 — двуслюдяные и мусковитовые пегматитоносные граниты; 18 — аплиты, гранит-порфиры; 19 — литий-фтористые граниты [Коваль, 1975]; 20 — литий-фтористые граниты МНР [Коваленко, 1977]; 21 — асакан-шумиловский комплекс; 22 — амазонит-альбитовые апограниты [Кюсалс, 1976]; 23 — онгониты [Коваленко, 1977; Кожевников и др., 1976; Антипин и др., 1980]; 24 — калбинский; 25 — монастырский; 26 — редкометалльные пегматиты [Солодов, 1962; Кузьменко, 1978]; 27 — полевошпатовые метасоматиты; 28 — двиттеры и грейзены.



Средние содержания К, Na, Mg, F (%) и редких элементов (г/т), величины инди

№ п/п	Порода, фаза	Число проб	Mg	Na	K	F	Li	Rb	Cs	Be	B	Sn	W	Mo	Nb	Ta
<i>Калбинский комплекс</i>																
1	Мигматиты	7	0,41	3,5	2,8	0,08	109	115	21	3,7	5,9	15	1,5	0,5	15	3,0
2	Гранодиориты, I	7	0,93	3,7	2,2	0,18	151	125	15	5,7	9	17	4,9	0,8	19	4,2
3	Плагiogраниты, I	7	0,81	3,2	2,5	0,12	140	175	12	6,9	11	11	3,3	1,0	23	1,5
4	Граниты среднезернистые, I	17	0,66	2,6	2,9	0,07	105	170	9	6,5	6	6	2,1	1,2	21	2,2
5	Граниты порфировидные, I	13	0,12	2,6	3,3	0,09	87	199	12	7,8	7,5	8	2,0	1,3	21	3,3
6	Граниты среднезернистые, II	19	0,43	2,7	3,4	0,06	77	250	12	7,5	10,0	9	3,2	1,2	18	3,8
7	Граниты двуслюдяные, II	15	0,41	2,8	3,5	0,08	121	350	15	10,1	14	12	3,9	1,4	19	4,6
8	Граниты двуслюдяные (дайки), III	11	0,29	3,1	3,3	0,07	160	440	16	10,8	15	13	4,1	1,4	20	4,8
9	Аплиты (дайки)	13	0,05	3,3	3,2	0,02	35	281	12	3,3	6	4,5	1,9	1,3	13	1,6
10	Аплит-пегматиты (дайки)	11	0,04	3,3	3,5	0,09	54	460	18	9,3	26	23	4,2	1,1	25	4,0
<i>Монастырский комплекс</i>																
11	Граниты биотитовые, I	11	0,59	2,6	3,9	0,10	75	160	9	4,5	13	4,7	2,0	1,2	13	2,0
12	Граниты лейкократовые, II	11	0,44	2,8	3,5	0,12	33	150	7	5,8	10	5,5	2,8	1,2	14	0,9
13	Аплит-пегматиты (дайки)	9	0,32	3,6	2,2	0,12	12	200	8	8,4	9	8,9	3,2	1,3	15	2,2

газироваанные аплиты и гранит-порфиры. При этом наиболее низкие содержания лития (10—40 г/т) и высокие значения отношения Na/Li — 2400—740 характерны для габбро — диоритов — гранодиоритов шахта-минского, даурского, сохондинского, борщевочного и калбинского ком-

Средние содержания редких щелочей, бора (г/т), К, Na и F (%) в пегматито

№ п/п	Порода, фаза	Число проб	Na	K	Li	Rb	Cs	B
<i>Саянский комплекс (PR₃), Восток</i>								
1	Граниты эндоконтакта, I	5	2,36	2,89	90	180	21	22
2	Граниты главной фации, I	7	2,65	3,06	46	150	11	11
3	Граниты, II	9	2,43	4,16	37	310	8	7
<i>Восточно-Кунгейский массив, Тянь-</i>								
4	Граниты, I	11	2,63	2,98	23	130	2,5	11
5	Граниты, II	6	3,60	3,78	43	360	5	18
<i>Терскойский массив, Тянь-</i>								
6	Граниты, I	6	2,30	3,26	20	140	6	5
7	Граниты, II	6	3,20	4,00	50	360	10	8
<i>Зирабулак-Зиаэтинский массив (Pz₃),</i>								
8	Граниты, I	8	2,55	3,77	56	176	8	3
9	Граниты, II	9	2,62	4,69	165	295	22	22
<i>Калбинский комплекс (P₁),</i>								
10	Граниты эндоконтакта, I	7	2,62	3,40	140	170	12	9,2
11	Граниты главной фации, I	7	2,76	3,20	85	150	7	5,6
12	Граниты, II	6	2,62	4,17	123	260	14	13
<i>Блнных-Хайский и Арга-Блнных-Хайский</i>								
13	Граниты, I	30	2,53	3,46	112	190	13	23
14	Граниты, II	14	2,47	3,87	187	320	31	48

каторных отношений в пегматитоносных гранитоидах Калбинского хребта

K/Na	K/Rb	Mg/Li	Na/Li	Rb/Li	F/Li	F/Be	F/B	B/Be	Sn/W	Nb/Ta	F/Ta	F/Sn	K/Cs	Rb/Cs
<i>Калбинский комплекс</i>														
0,81	243	37,7	321	1,05	7,7	216	136	1,59	10,0	4,9	267	53,3	1333	5,5
0,59	176	61,6	245	1,09	11,9	316	200	1,58	1,8	4,5	428	105,8	1467	8,3
0,78	143	57,8	229	1,25	8,6	174	109	1,59	3,3	15,3	800	109,1	2083	14,6
1,72	171	62,8	248	1,62	6,1	108	117	0,93	2,8	10,5	350	116,7	3222	18,9
1,27	166	48,3	299	2,99	10,3	115	120	0,96	4,0	6,4	273	112,5	2750	16,6
1,26	136	55,8	359	3,25	7,8	80	60	1,33	2,8	4,7	158	66,7	2833	20,8
1,25	100	33,9	231	2,89	6,6	79	57	1,39	3,1	4,1	174	66,7	2333	23,3
1,06	75	18,1	194	2,75	4,1	61	44	1,39	3,2	4,2	137	50,7	2062	27,5
0,97	114	14,3	943	8,03	5,7	61	33	1,82	2,4	8,1	125	44,7	2667	23,4
1,06	76	7,4	611	8,52	16,7	97	35	2,79	5,5	6,2	225	39,1	1944	25,6
<i>Монастырский комплекс</i>														
1,5	244	78,7	347	2,13	21,3	355	123	2,89	2,4	6,5	800	349,5	4333	17,8
1,25	233	133,0	848	4,55	26,4	207	120	1,72	1,9	15,5	1333	218,2	5000	21,4
0,61	110	266,7	3000	16,67	100	143	133	1,07	2,8	6,8	545	134,8	2750	25,0

плексов, дегазированных микропегматитов, аплитов и аплитовидных гранитов борщевочного и кукульбейского комплексов. Поле II характеризует граниты харалгинского комплекса, оловоносные и пегматитоносные двуслюдяные граниты кукульбейского комплекса с содержащими лития

носных и редкометаллических гранитах некоторых регионов СССР [Ставро, 1978]

F	K/Na	K/Rb	Rb/Cs	K/Cs	Na/Li	Rb/Li	F/Li	F/B
<i>ный Саян, редкометаллические пегматиты</i>								
0,12	1,22	160	8,6	1 400	262	2,0	13,3	55
0,12	1,15	204	13,8	2 800	576	3,2	25,1	110
0,037	1,69	130	40	5 200	657	8,6	10,0	53
<i>Шань, редкометаллические граниты (Pz₁)</i>								
0,15	1,13	230	52	12 000	1143	5,7	65,2	136
0,43	1,05	106	72	7 600	837	8,4	100	240
<i>Шань, редкометаллические граниты (Pz₁)</i>								
0,20	1,40	233	23	5 400	1150	7	100	400
0,65	1,25	111	36	4 000	640	7,2	130	810
<i>редкометаллические пегматиты</i>								
0,062	1,49	214	31	4 800	455	3,1	11,1	210
0,090	1,79	159	23	2 100	159	1,8	5,5	41
<i>редкометаллические пегматиты</i>								
0,12	1,26	200	14	2 800	187	1,2	8,6	130
0,07	1,15	213	21	4 600	325	1,8	8,2	125
0,15	1,54	160	28	3 000	213	2,1	12,2	115
<i>массивы (Mz), редкометаллические пегматиты</i>								
0,075	1,36	182	16	2 700	226	1,7	6,7	23
0,099	1,65	121	10	1 300	132	1,7	5,3	4

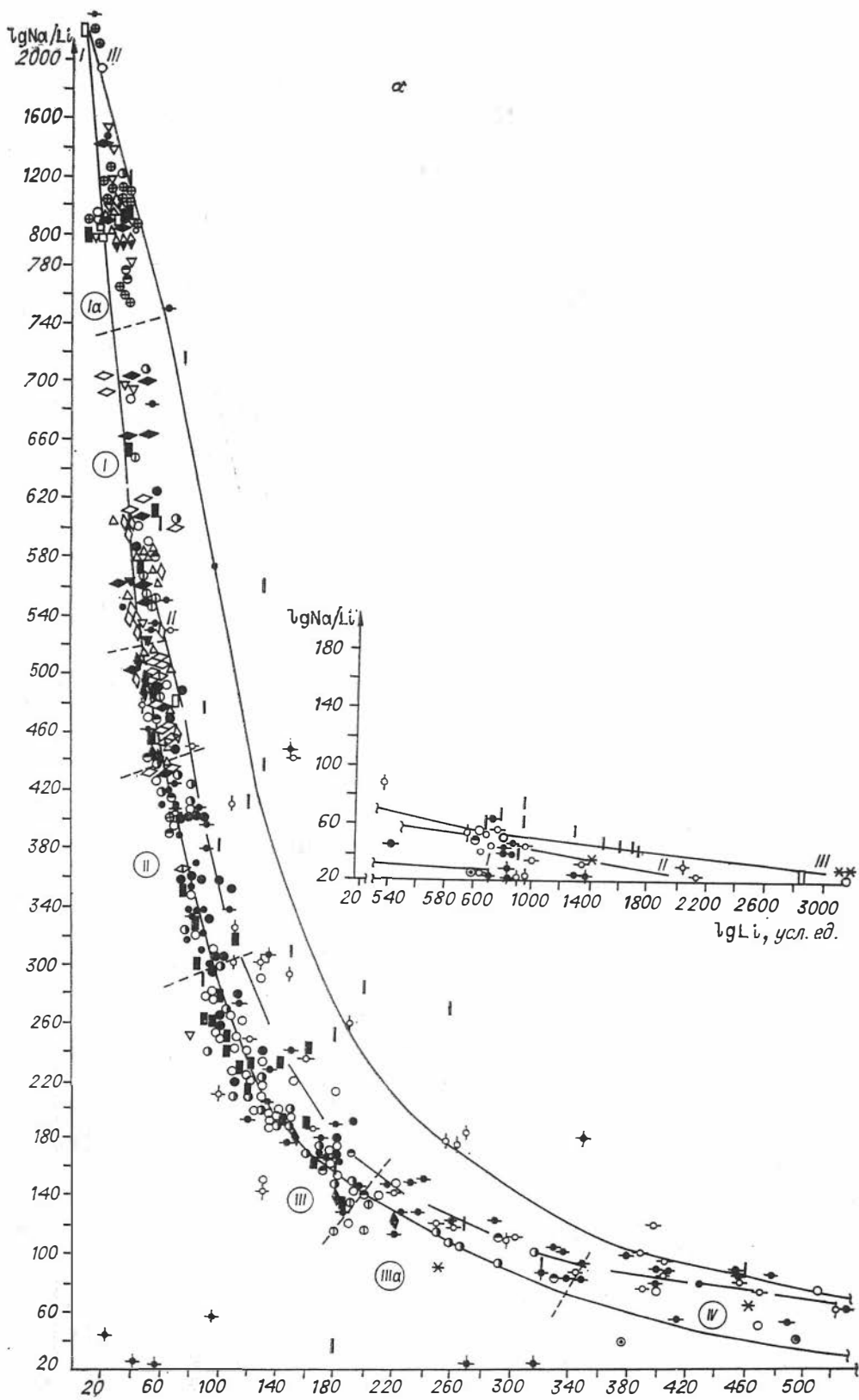
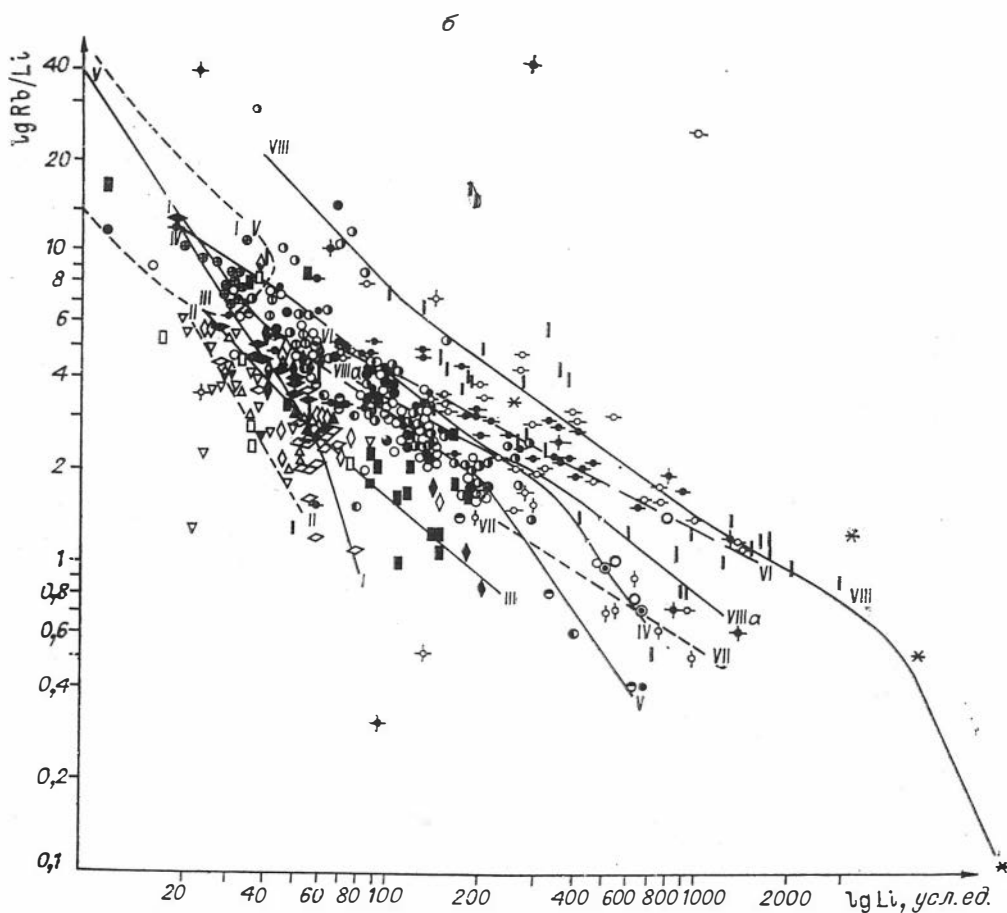


Рис. 41. Графики Na/Li—Li (а) и Rb/Li—Li (б) для мезозойских грайнтоидов.

—70—110 г/т и Na/Li 440—300. Поле III ограничено содержаниями лития 110—200 г/т и Na/Li 300—110 в биотитовых и двуслюдяных гранитах вольфрамосных массивов, мусковитовых пегматитовых гранитах и кварц-микроклиновых пегматитах кукульбейского, калбинского, саянского и других комплексов. Поле IIIa включает только мусковитовые грейзенизированные граниты вольфрамосных куполов кукульбейского комплекса при содержании Li — 190—340 г/т и Na/Li — 140—80. Максимальные содержания лития (340—500 г/т) и минимальные Na/Li — 70—6 на кривой III характерны для кварцевых порфиров Шерловой горы, Букуинского (кукульбейский комплекс) и Ингодинского массивов (харалгинский комплекс). Кривая II—II фиксирует широкий диапазон изменения параметров Na/Li — Li в зональных интрузиях литий-фтористых гранитов (от биотитовых до лепидолит-альбитовых) Забайкалья и МНР. Широкий диапазон содержаний лития и Na/Li характерен для поздних субщелочных аплитовидных гранитов и фельзитовых граносиенит-порфиров Шумиловского массива, онгонитов и редкометальных пегматитов (кривая III—III).

Анализ диаграммы Rb/Li — Li (см. рис. 41, б) показывает закономерную эволюцию не только содержаний, но и отношений этих элементов от ранних комплексов, фаз и фаций гранитоидов к более поздним. Так, для кыринского комплекса характерны наиболее низкие значения отношения Rb/Li — 1,1—3,5 (кривая I—I) в гранитоидах I фазы, возрастающие до 13 в гранитах поздних фаз, что происходит вследствие дегазации литием, на фоне накопления рубидия. Та же тенденция выявляется и в гранитоидах сохондинского комплекса. Наиболее низкие пределы как величин



Rb/Li (1,2—6), так и содержаний лития (25—50 г/т) присущи гранитоидам шахтаминского комплекса (кривая II—II). При формировании борщевочного комплекса имеет место другая тенденция — снижение отношения (6—0,8) от ранней фазы к поздним на фоне возрастания содержаний лития от 25 до 60 г/т в пегматитоносных и до 200 г/т (кривая III—III) в редкометаллоносных. В дегазированных разностях гранитов и микропегматитах величина Rb/Li возрастает до 9. Наибольший разброс значений Rb/Li (35—0,4) и содержаний лития (10—500 г/т) свойствен гранитам харалгинского (кривая IV—IV), кукульбейского (кривая V—V) и асакан-шумиловского комплексов, достигающий максимума в литий-фтористых гранитах (VI—VI). В гранитах харалгинского комплекса величина Rb/Li обычно находится в пределах 5—2,5 при содержании лития от 50 до 200 г/т, а снижение значений Rb/Li до 0,7, а также возрастание содержаний лития до 500 г/т происходит в кварцевых порфирах. В процессе дегазации расплава Rb/Li возрастает до 12, а минимальные содержания лития составляют 20 г/т. Пегматито- и оловоносные биотитовые граниты кукульбейского комплекса обычно имеют более высокие значения Rb/Li (7—3,5), снижающиеся до 1,8 в мусковитовых гранитах при низких содержаниях лития (35—60 г/т) в биотитовых и более высоких (до 200 г/т) в мусковитовых пегматитоносных гранитах. Сходная тенденция сохраняется и в оловянно-вольфрамоносных куполах, где минимальные Rb/Li — 0,4 и максимальные содержания лития достигают 400 г/т в мусковитовых гранитах, тогда как процесс интенсивной грейзенизации гранитов приводит к выносу лития и возрастанию Rb/Li до 30. Дегазированные разности — аплиты, гранит-порфиры и аплитовидные граниты пегматитоносных и оловянно-вольфрамоносных куполов — характеризуются наиболее высокими значениями Rb/Li (38—6) и минимальными содержаниями лития (10—40 г/т, поле I—IV). Литий-фтористые граниты — продукты кристаллизации остаточного расплава кукульбейского комплекса образуют свою кривую VI—VI, отражающую тенденцию более интенсивного накопления лития, чем рубидия при возрастании Rb/Li до 5—1 по сравнению с более ранними фазами. Следует отметить, что амазонитовые апограниты отчетливо по значениям Rb/Li обособляются (кривая VII—VII) от магматических (кривая VI—VI). Дальнейший рост величин Rb/Li происходит в онгонитах и редкометалльных пегматитах (кривая VIII—VIII).

Диаграмма Mg/Li — Li (рис. 42, а) хорошо отражает геохимические особенности отдельных гранитоидных комплексов. Так, кривая I—I отражает зависимость Mg/Li — Li кыринского, сохондинского и борщевочного комплексов, кривая II—II — шахтаминского и III—III — харалгинского комплексов. Весьма сложная зависимость Mg/Li — Li выявляется в гранитах кукульбейского комплекса: на кривой IV—IV (Li — 25—320 г/т, Mg/Li — 110—10 г/т) выделяются оловоносные гранитные массивы, IV—IVа — биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые пегматитоносные граниты (Li — 30—200 г/т, Mg/Li — 60—2), IV—IVб — биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты вольфрамоносных куполов (Li — 30—300 г/т, Mg/Li — 30—1,5), IV—IVв — дегазированные разности — аплиты, аплитовидные граниты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры (Li — 80—10 г/т, Mg/Li — 30—0,6), а кривая V—V отражает геохимическую специфику зональных интрузий литий-фтористых гранитов, отличается от кривой VI—VI — амазонитовых апогранитов и кривой VII—VII — онгонитов.

На диаграмме индикаторных отношений Mg/Li — K/Rb (см. рис. 42, б) хорошо выделяется пять групп пород. Кривая I—I отражает геохимическую эволюцию гранитоидов шахтаминского, кыринского, сохондинского и борщевочного комплексов, характеризующихся наиболее высокими значениями этих отношений (Mg/Li — 1300—5, K/Rb — 350—150). На этой кривой выделяются три поля. Поле I включает только габбро-диориты,

диориты и гранодиориты шахтаминского комплекса, а поле II — биотитовые граниты этого комплекса и гранитоиды I фазы кыринского, сохондинского и борщевочного комплексов, а поле III охватывает граниты поздних фаз кыринского, сохондинского и борщевочного комплексов и характеризуется более низкими значениями Mg/Li — 70—5 и K/Rb — 300—140. По величинам отношений Mg/Li это соответствует гранитам кукульбейского комплекса, а по K/Rb отличается в 2 раза более высокими характеристиками. На кривой II—II обособляются граниты кукульбейского и харалгинского комплексов при более низких Mg/Li — 70—0,8 и K/Rb — 200—70. Характерно, что наиболее высокие значения этих отношений имеют биотитовые граниты пегматитоносных и оловоносных куполов, а также I и II фаз калбинского комплекса. Дальнейшее прямо пропорциональное снижение Mg/Li и K/Rb отношений наблюдается последовательно в гранитах вольфрамоносных, двуслюдяных и мусковитовых пегматитоносных и грейзенизированных вольфрамоносных куполов кукульбейского комплекса и в гранитах харалгинского. В отличие от этой тенденции дегазация расплава на фоне снижения величины отношения Mg/Li сопровождается возрастанием отношения K/Rb в 1,5 раза (кривая II—IIa). Литий-фтористые граниты в виде кривой III—III отражают дальнейшую геохимическую эволюцию расплава пропорциональным снижением до минимальных значений отношения Mg/Li до 0,1, а K/Rb до 18. В отличие от этого формирование амазонитовых апогранитов и метасоматитов характеризуется обратными соотношениями Mg/Li и K/Rb — снижение Mg/Li сопровождается ростом K/Rb (кривая IIIa—IIIa). Онгониты обособляются самостоятельной кривой IV—IV при значениях Mg/Li , характерных для амазонитовых апогранитов, но наиболее низких величинах отношений K/Rb от 45 до 12, отличающих их от других разностей и дифференциатов кислых гранитных магм.

На диаграмме Na/Li — K/Rb (рис. 43) выделяется также пять типов кривых, отражающих геохимическую эволюцию гранитоидного магматизма в мезозое и процессы дифференциации отдельных комплексов. Характерна прямо пропорциональная зависимость между Na/Li и K/Rb , причем эти отношения снижаются от ранних к поздним комплексам и фазам. Так, кривая I—I характеризует наиболее высокие значения для даурского, кыринского, сохондинского, шахтаминского и борщевочного комплексов. Кривая II—II, имея довольно сложную морфологию (за счет трех ветвей дифференциации), отчетливо отделяет граниты кукульбейского комплекса от других мезозойских гранитоидных комплексов. Наиболее высокие значения отношений Na/Li — 800—450 и K/Rb — 200—160 имеют биотитовые и двуслюдяные граниты олово- и пегматитоносных куполов, снижаясь по Na/Li до 180, а K/Rb до 70—50 (кривая II—IIa). Вольфрамоносные биотитовые и двуслюдяные граниты характеризуются снижением Na/Li до 100, а K/Rb до 50, достигая минимальных Na/Li — до 20 в грейзенизированных гранитах и кварцевых порфирах. Для гранитов харалгинского и асакан-шумиловского комплексов типичен меньший разброс Na/Li — 600—250, K/Rb — 140—95, тогда как в кварцевых порфирах, фельзитовых граносиенит-порфирах и субщелочных аплитовидных гранитах отношения Mg/Li еще ниже — 78—28, а K/Rb до 40. Дегазированные разности имеют наиболее высокие значения Na/Li — 1200—700, K/Rb — 210—100 (поле IIe). Третья ветвь дифференциации (II—IIб) представлена заключительной фазой литий-фтористых гранитов при самых низких значениях отношений Na/Li — 200—10, K/Rb — 100—18, несколько отличаясь от аналогичных гранитов МНР (кривая III—III). Для амазонитовых апогранитов и метасоматитов выявляется обратная тенденция (кривая IV—IV) — снижение отношений K/Rb сопровождается возрастанием Na/Li . В отличие от пегматитоносных гранитов кукульбейского комплекса для калбинских характерны более высокие значения K/Rb —

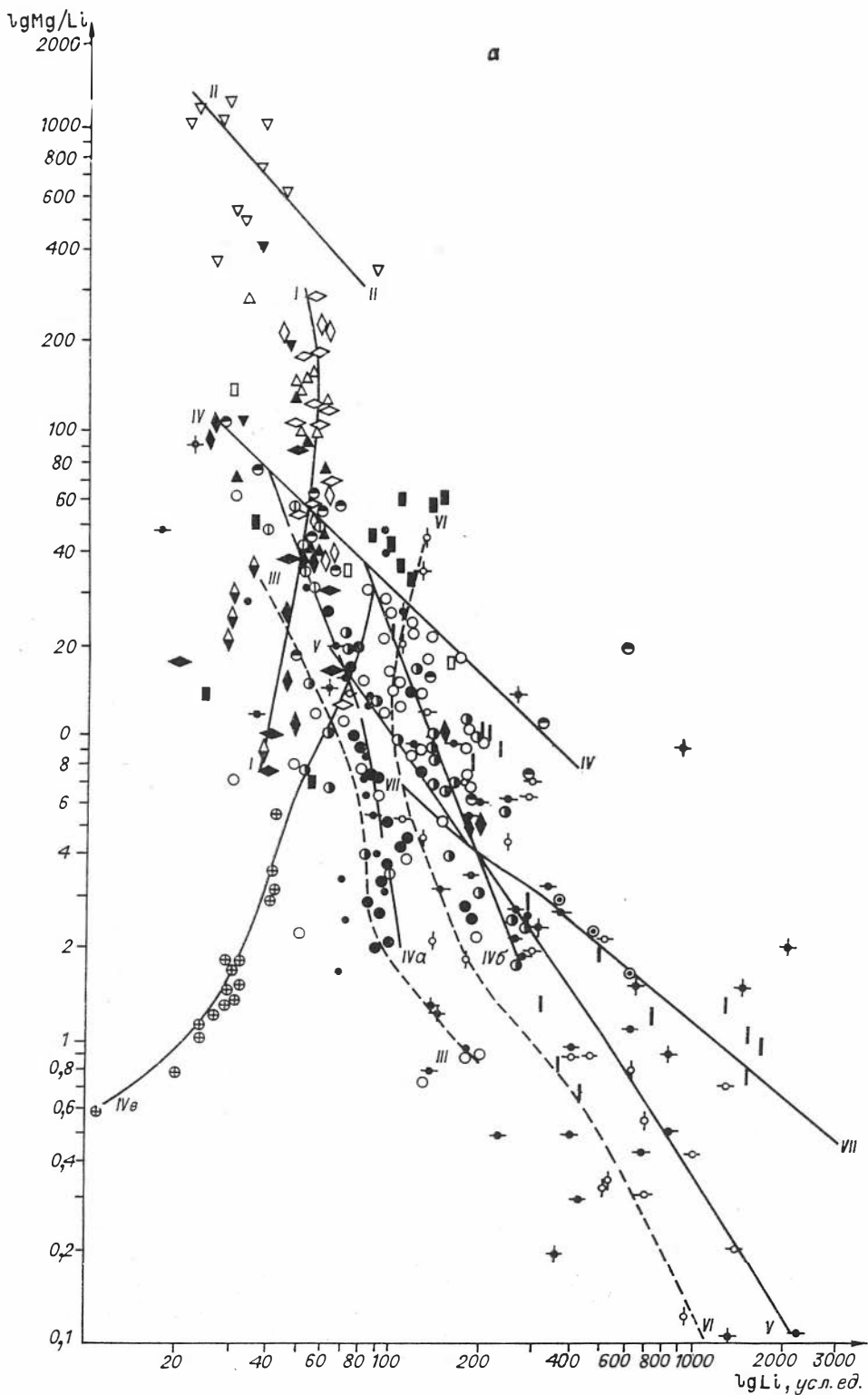
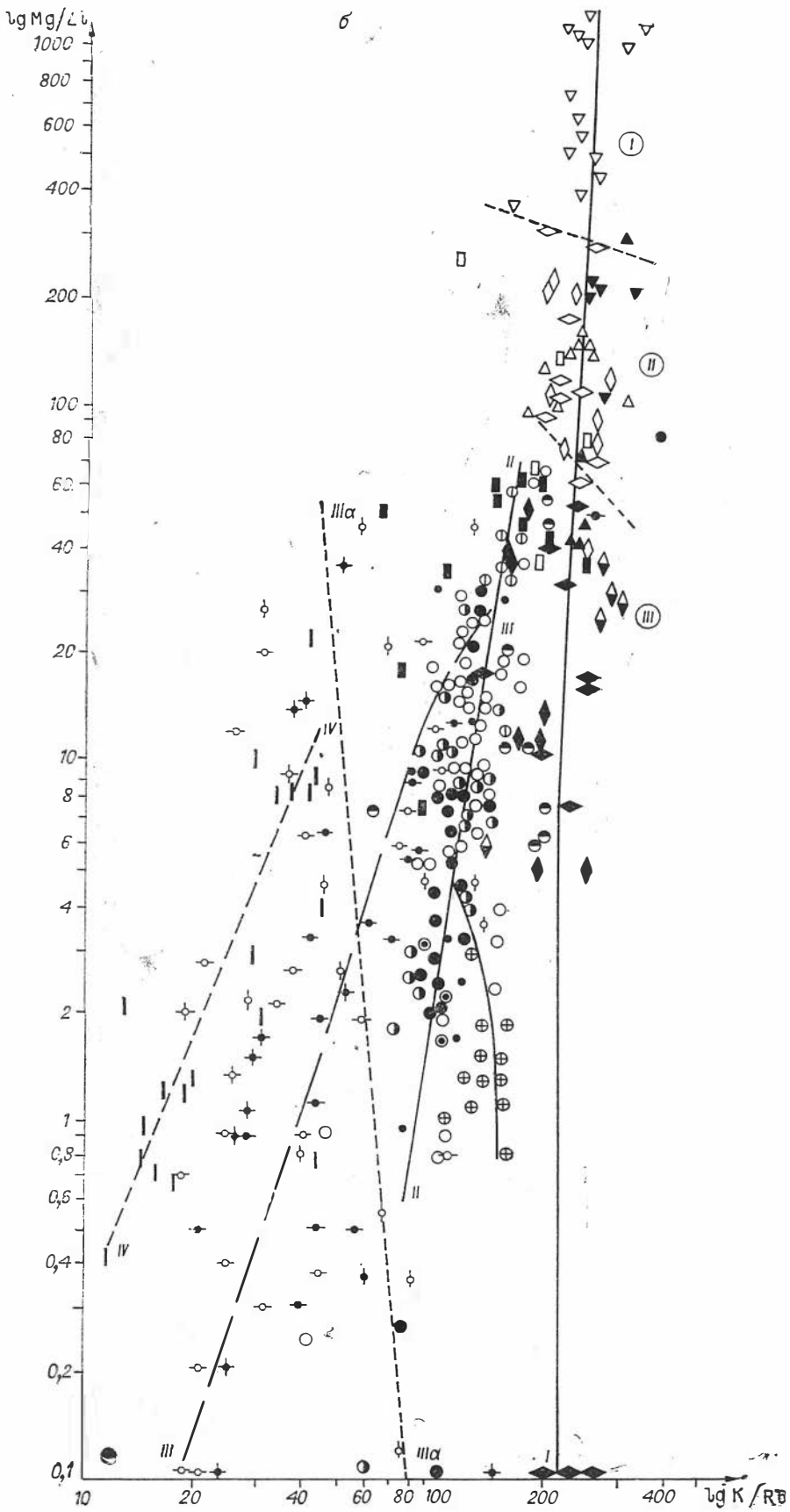


Рис. 42. Графики Mg/Li—Li (а) и Mg/Li—K/Rb (б) для мезозойских гранитоидов.



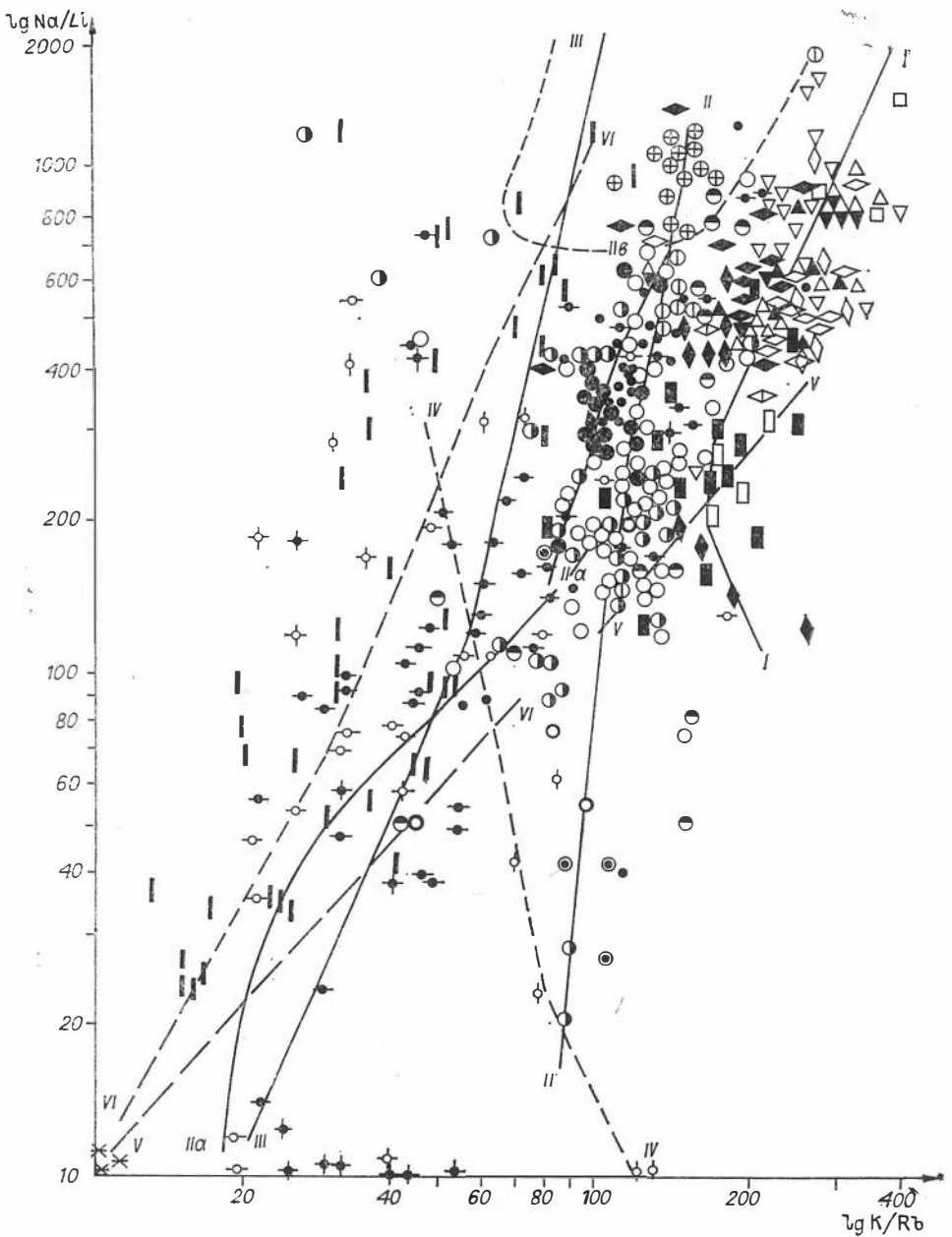


Рис. 43. График Na/Li—K/Rb для мезозойских гранитоидов.

до 250, при тех же Na/Li, с той же тенденцией снижения к поздним фазам и кварц-микроклиновым пегматитам (кривая V—V). Продолжением кривых II—IIa и V—V является кривая VI—VI, на которую ложатся редкометальные пегматиты. Весьма сходная, как для литий-фтористых гранитов и пегматитов, зависимость между K/Rb — Na/Li характерна и в онгонитах, но только при более низких значениях K/Rb.

Наглядным показателем не только петро-, но и геохимической эволюции гранитоидного магматизма, по нашему мнению, является отношение $\frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}}{\Sigma\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$, отражающее наряду со степенью дифференциации пород в пределах единого комплекса еще, в большей мере, привнос Si,

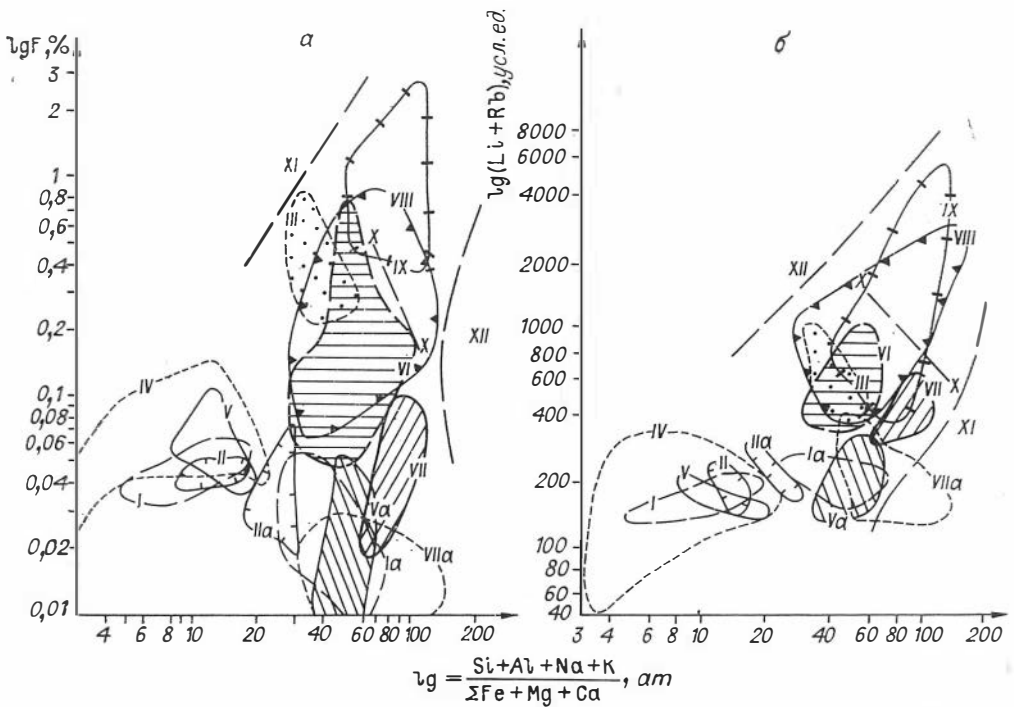


Рис. 44. Графики $F = \frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$ (а) и $\text{Li} + \text{Rb} = \frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$ (б) для мезозойских гранитоидов.

Na, K интрателлурическими растворами в последовательном ряду формирования гранитоидных комплексов. Поэтому весьма интересно проследить связь с этим отношением содержаний бериллия, фтора и других элементов, а также ряд индикаторных отношений K/Rb и др.

На диаграмме $F = \frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}}{\Sigma\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$ (рис. 44, а) для каждого комплекса отчетливо выделяются свои поля зависимости между содержаниями фтора и степенью дифференцированности гранитоидов. Так, гранитам кыринского комплекса свойственны низкие содержания фтора, но некоторое накопление его отмечается в I фазе к более кислым разностям (поле I), а для поздних фаз — наоборот, снижение фтора, особенно в пегматитоносных в связи с их дегазацией. Сходная картина наблюдается и в гранитоидах сохондинского комплекса (поля II и IIa) и особенно — в гранитоидах борщевочного (поле V—Va). Некоторое повышение содержаний фтора по мере дифференциации отмечено в гранитоидах шахтаминского комплекса (поле IV). В кукульбейском отмечается более сложная картина этой зависимости. Так, пегматитоносные граниты при той же дифференцированности, что и олово-вольфрамоносные, отличаются от последних в 2—4 раза более низкими содержаниями фтора (поля VI и VII). При этом для обоих полей по мере дифференциации происходит накопление фтора. Литий-фтористые граниты имеют еще более высокую степень дифференциации и накопления фтора (поле VII), достигая наибольших значений в онгонитах (поле IX). При той же дифференцированности гранитов харалгинского комплекса уровень концентрации фтора в них выше, чем в аналогичных гранитах кукульбейского комплекса (поле III), отвечает их грейзенизированным разностям. Поле VIIa охватывает все дегазированные разности гранитов кукульбейского, харалгинского, борщевочного и кыринского комплексов, сохраняя при этом ту же дифференцированность.

На диаграмме $\text{Li} + \text{Rb} - \frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}}{\Sigma\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$ (см. рис. 44, б) каждый гранитоидный комплекс, а также отдельные фазы и фации образуют свои специфические поля. Общей закономерностью является накопление редких щелочей ($\text{Li} + \text{Rb}$, г/т) по мере дифференциации от ранних к поздним фазам и возрастание от ранних к поздним комплексам в пределах структурно-формационных зон. Олово-вольфрамоносные граниты харалгинского и кукульбейского комплексов одинаково дифференцированы и имеют ту же сумму $\text{Li} + \text{Rb}$ (поля III и VI), тогда как более дифференцированные пегматитоносные граниты содержат меньше $\text{Li} + \text{Rb}$ (поле VII). Усиление дифференциации олово-вольфрамоносных гранитов, сопровождаясь накоплением $\text{Li} + \text{Rb}$ в остаточных расплавах, формирует литий-фтористые (амазонитовые и лепидолит-альбитовые) граниты (поле VIII) и онгониты (поле IX). Дегазация расплавов кыринского, борщевочного и особенно кукульбейского комплексов сопровождается резким снижением $\text{Li} + \text{Rb}$ (поле VIIa).

Общеизвестно, что эволюция отношения K/Rb в генетически связанных сериях пород является надежным геохимическим индикатором дифференциации магматического расплава [Ставров, 1963, 1978]. Поэтому между величинами $\text{K/Rb} - \frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}}{\Sigma\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$ (рис. 45, а) имеется обратно пропорциональная зависимость — снижение K/Rb и возрастание $\frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}}{\Sigma\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$, образующая поля и кривые, свойственные каждому комплексу, а также пегматитоносным и олово-вольфрамоносным гранитам (поля VI и VII). В то же время при дегазации происходит обратная эволюция отношений — возрастание K/Rb и частично снижение $\frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}}{\Sigma\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$ (поле VIIa).

На диаграмме $\text{Be} - \frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}}{\Sigma\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$ (см. рис. 45, б) также отчетливо выделяются определенные поля для каждого комплекса, фазы и фации гранитоидов. При этом совершенно отчетливо выражена прямо пропорциональная тенденция накопления Be по мере дифференцированности расплава от ранних комплексов, фаз и фаций к поздним, от биотитовых к муско-

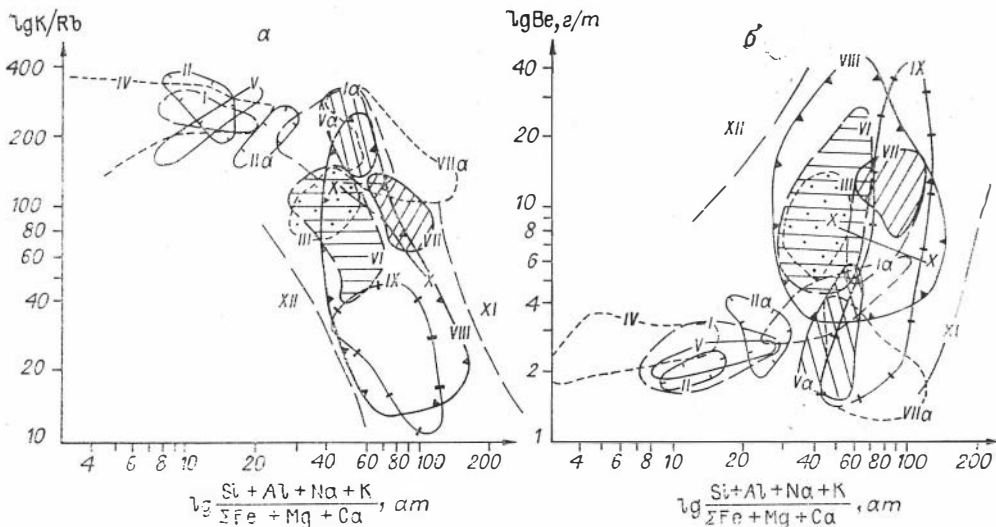


Рис. 45. Графики $\text{K/Rb} - \frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$ (а) и $\text{Be} - \frac{\text{Si} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$ (б) для мезозойских гранитоидов.

витовым, лепидолит-альбитовым разностям и онгонитам. Наоборот, дегазация сопровождается выносом Be из более дифференцированного расплава (поле VIIa).

Весьма важная задача при сравнительной геохимической характеристике гранитоидов — выявление зависимости между фторофильными РЭ и фтором: Rb — F, Li — F, F/Li — Li, Be — F, Be — F/Be, Ta — F, Ta — F/Ta, Sn — F и W — F.

В гранитоидах кыринского комплекса между Rb и F (рис. 46) в отличие от других отмечена обратная зависимость (кривая I—I) на фоне снижения содержаний фтора к поздним фазам — наиболее кислым разностям гранитов происходит накопление рубидия, указывая на дегазацию расплава и отсутствие связи рубидия с фтором при формировании этого комплекса. Весьма сходная зависимость Rb — F имеет место и в Адун-Челонском массиве (кривая VIII—VIII), что, по-видимому, характеризует геохимические условия образования камерных пегматитов. Остальным гранитоидным комплексам свойственна своя специфическая прямо пропорциональная зависимость Rb—F. Так, в породах сохондинского, шахтаминского и борщевочного комплексов, характеризующихся наиболее низкими содержаниями рубидия и фтора, от ранних фаз и фаций к поздним и более кислым наблюдается накопление (до 2 раз) этих элементов (кривые II—II, III—III и IV—IV).

Примечательно, что максимальный уровень накопления Rb и F (соответственно 200—250 г/т и 0,06—0,1%) в гранитах названных комплексов отвечает минимальным содержаниям пегматито- и оловоносных биотитовых гранитов харалгинского, асакан-шумиловского и кукульбейского комплексов. При этом важно отметить, что для них более характерно интенсивное (до 5-кратного) накопление фтора, чем рубидия (в 2—3 раза) в поздних олово-вольфрамоносных лейкогранитах, а в кварцевых порфирах и фельзит-порфирах накопление фтора достигает 0,7—1,5% (в 10—15 раз), что свойственно альбитовым онгонитам [Коваленко В., Коваленко Н., 1976; Кожевников и др., 1976]. В процессе формирования лигней-фтористых гранитов (кривая IX—IX) и онгонитов (кривая X—X) в

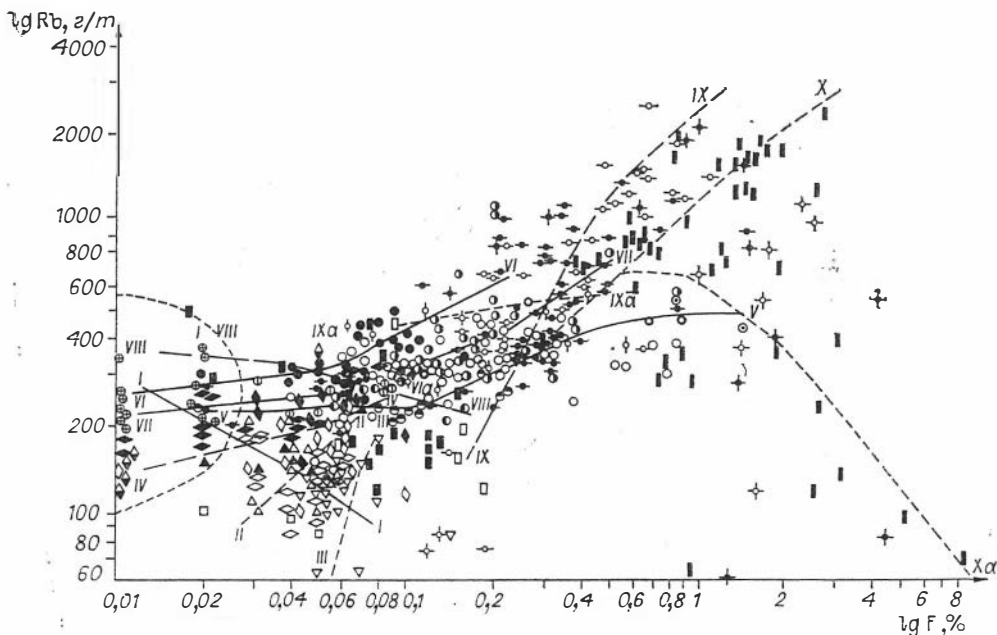


Рис. 46. График Rb—F для мезозойских гранитоидов.

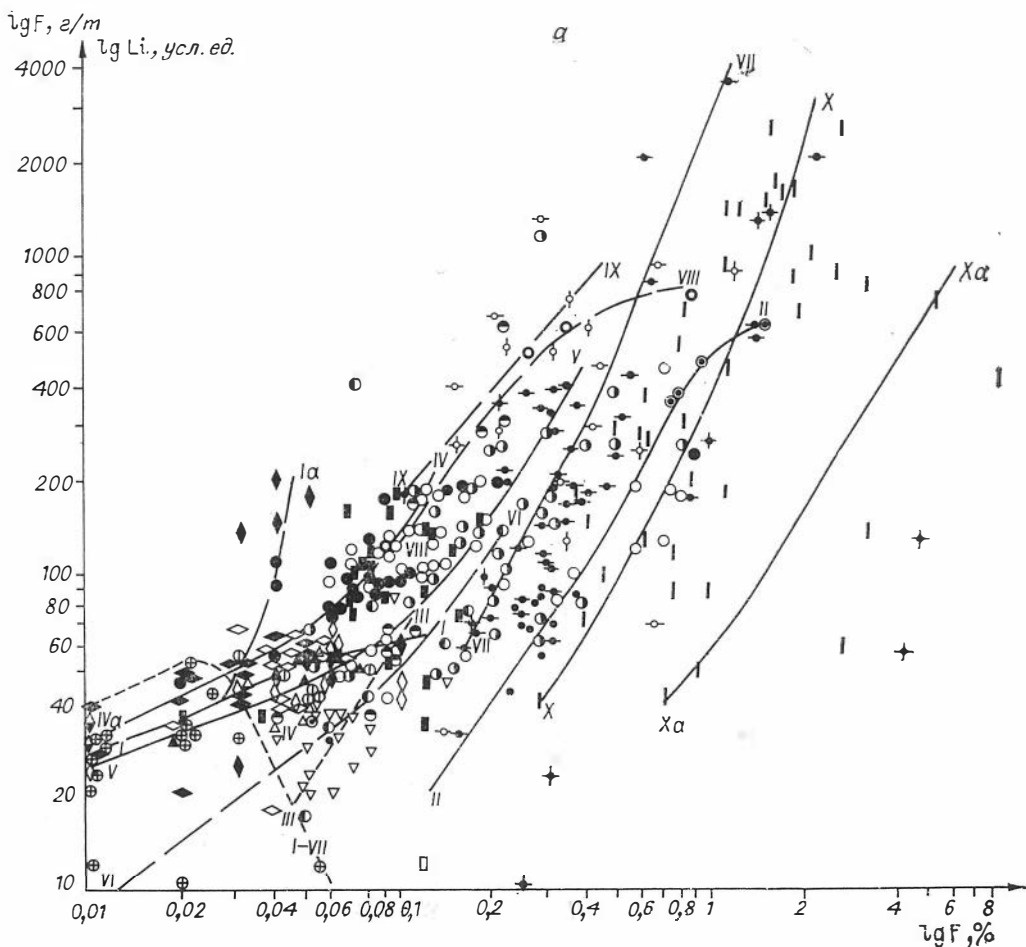
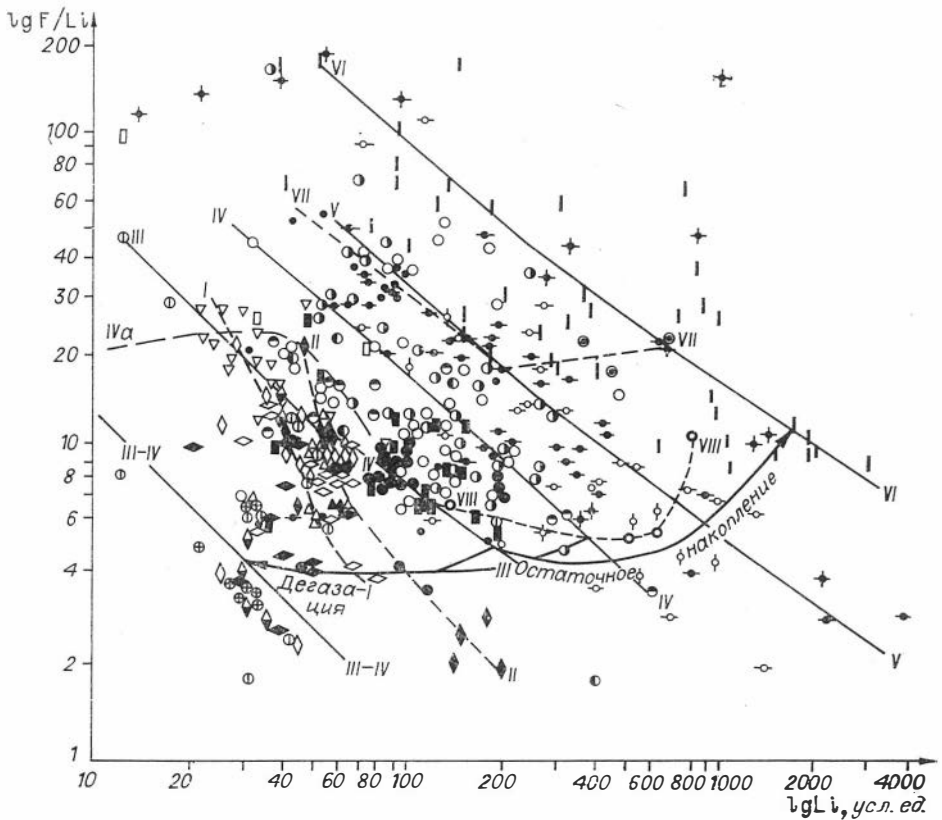


Рис. 47. Графики зависимости Li—F (а) и

тенсивность накопления как рубидия, так и фтора приблизительно одинакова. Этим обусловлена различная конфигурация кривых — зависимостей Rb — F: харалгинского (V—V) комплекса, пегматитоносных (VI—VI), олово-вольфрамоносных (VII—VII) и литий-фтористых (IX—IX) гранитов кукульбейского комплекса. Дегазация расплава сопровождается выносом в основном фтора и слабо рубидия (поля I—VIII).

Между литием и фтором во всех гранитоидных комплексах существует прямо пропорциональная зависимость (рис. 47, а). При этом благодаря различному уровню концентрации лития и фтора и соотношению F/Li (см. рис. 47, б) для каждого комплекса и фаціальных разностей выделяются свои специфические кривые, отражающие геохимическую эволюцию гранитоидного магматизма во времени (от ранних к поздним комплексам) и в процессах дифференциации (от ранних к поздним фазам и фациям). Ранние комплексы — кыринский, сохондинский, шахтаминский, а отчасти борщевочный, характеризуются весьма низким уровнем содержаний Li и F, имеют тенденцию некоторого накопления их в кислых разностях ранних фаз и снижения (дегазацию) в поздних дифференциатах (см. рис. 47, а кривые I—I, III—III). В редкометальных гранитах поздних фаз борщевочного комплекса выявлено некоторое накопление лития (кривая I—Ia). Граниты харалгинского, асакан-шумиловского и кукульбейского комплексов отличаются высоким уровнем накопления лития и фтора [Козлов, Свад-



F/Li—Li (б) для гранитоидов.

ковская, 1977; Таусон, 1977], хорошо выделяющимся из кривых II—II, IV—IV, V—V, VI—VI, VII—VII, VIII—VIII, вплоть до образования онгонитов (кривые X—X, X—Xa). Как видно на рис. 47, б Li/F соотношения в гранитоидах кыринского, сохиндинского и шахтаминского комплексов колеблются в пределах 30—3,5 (кривая I—I) при содержаниях лития 20—80 г/т и уменьшаются по мере роста содержаний лития, а дегазация наряду с уменьшением Li и F приводит также к снижению значений F/Li (до 2). В гранитоидах борщевочного комплекса величина Li/F находится в пределах 20—2 при содержаниях лития 40—200 г/т (кривая II—II), причем в пегматитоносных гранитах это отношение более высокое (20—10), а в редкометальных — низкое (3—2). Пегматитоносные граниты кукульбейского комплекса имеют Li/F в пределах 20—5 при содержаниях лития от 20 до 200 г/т, возрастающих к мусковитовым разностям (кривая III—III). В олово-вольфрамоносных гранитах содержания лития возрастают (до 500 г/т), особенно при их грейзенизации, обуславливая значительный разброс значений F/Li от 70 до 3 (кривая IV—IV). Дальнейшее накопление фтора при формировании литий-фтористых гранитов заключительной фазы кукульбейского комплекса приводит к возрастанию пределов F/Li 100—2 (кривая V—V), достигая максимума (833—9) в онгонитах (кривая VI—VI). Дегазированным разностям гранитов присущи низкие содержания лития (10—50 г/т) и значения F/Li — 20—2 (кривая III—

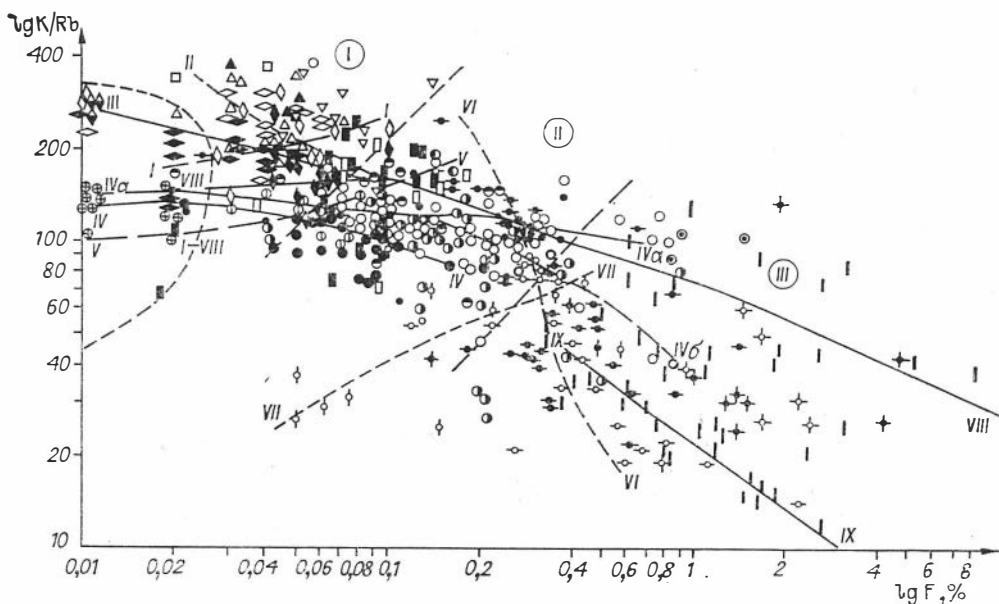


Рис. 48. График K/Rb—F для гранитоидов.

IV). По величинам F/Li (58—16) и содержаниям лития (42—200 г/т) граниты харалгинского комплекса отвечают глубинным зонам литий-фтористых гранитов, а кварцевые порфиры (F/Li до 18, Li до 500 г/т) — онгонитам (кривая VII—VII). Сходная эволюция расплава характерна и для асаканшумиловского комплекса (кривая VIII—VIII), отличаясь более низкой величиной F/Li — 6,4 в ранних гранитах и возрастанием до 11 F/Li в поздних фельзитах.

Исследование связи между K/Rb отношением и содержанием фтора в гранитоидах показало, что преобладает преимущественно обратно пропорциональная зависимость (рис. 48). Лишь в кыринском комплексе (кривая I—I) проявлена прямая связь — снижение отношения K/Rb (от 300 до 200) к поздним фазам сопровождается снижением содержания фтора (от 0,06 до 0,01%). Аналогичная зависимость выявлена в амазонитовых апогранитах (кривая VIII—VIII). На диаграмме K/Rb — F можно выделить три поля. Поле I включает преимущественно безрудные или слабо пегматитоносные и оловоносные щелочноземельные граниты кыринского, сохондинского, шахтаминского и борщевочного комплексов и дегазированные разновидности плюмазитовых гранитов кукульбейского комплекса со значениями K/Rb 400—100 при содержаниях фтора 0,01—0,1%. Поле II охватывает олово-вольфрамоносные, пегматитоносные и редкометалльные плюмазитовые граниты харалгинского и кукульбейского комплексов, характеризующиеся величинами K/Rb от 200 до 50 и содержаниями фтора от 0,004 до 0,4%. Поле III отличается наиболее низкими величинами K/Rb отношений — от 120 до 10 и максимальными содержаниями фтора — от 0,2 до 8%, образуя так называемый литий-фтористый геохимический тип гранитов: амазонитовые и альбит-лепидолитовые граниты и онгониты.

На рис. 49, а показана зависимость между содержаниями бериллия и фтора. В гранитоидах ранней фазы кыринского и борщевочного комплексов наряду с сохондинскими и шахтаминскими выявлена обратная зависимость между бериллием и фтором, так как граниты по мере возрастания их кремнекислотности дегазированы фтором, а у бериллия проявлена тенденция накопления (возрастание содержания Be от 1,8 до 6 г/т) (кривые I—I, III—III). Сходная тенденция наблюдается и при формировании

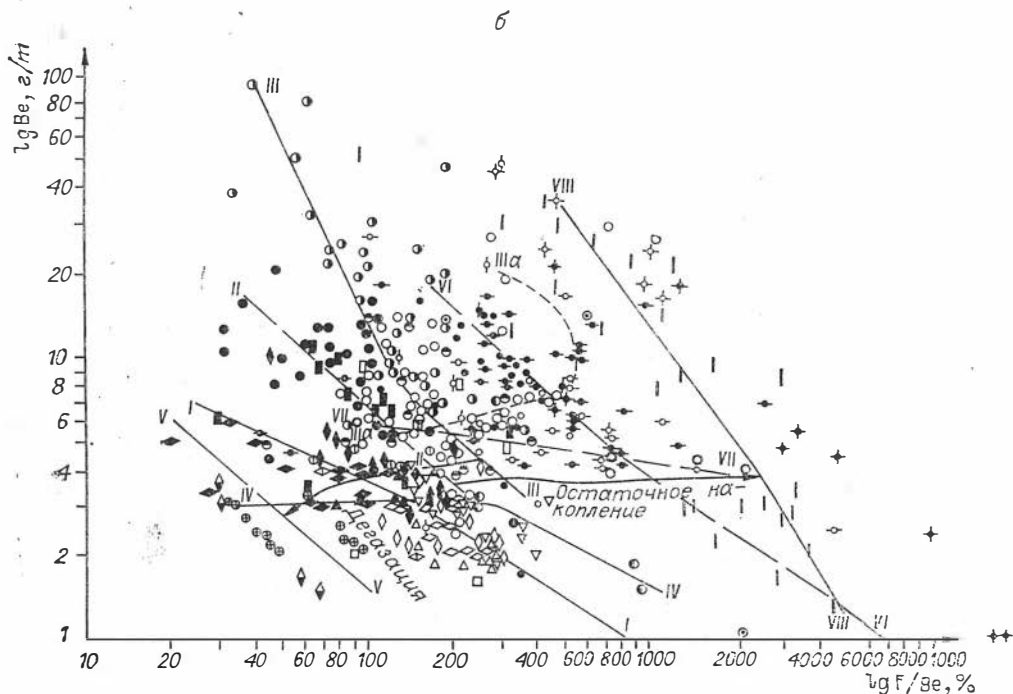
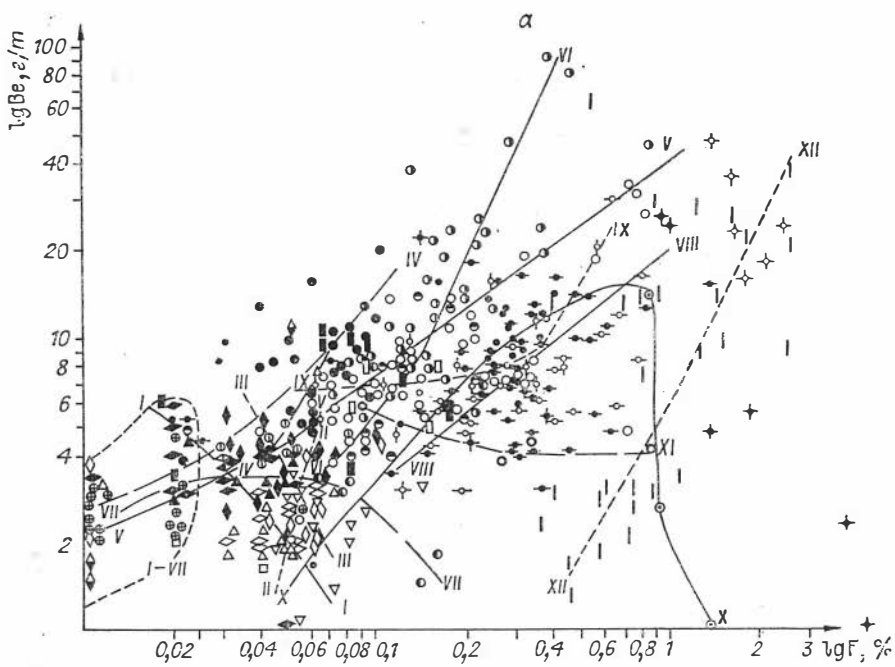
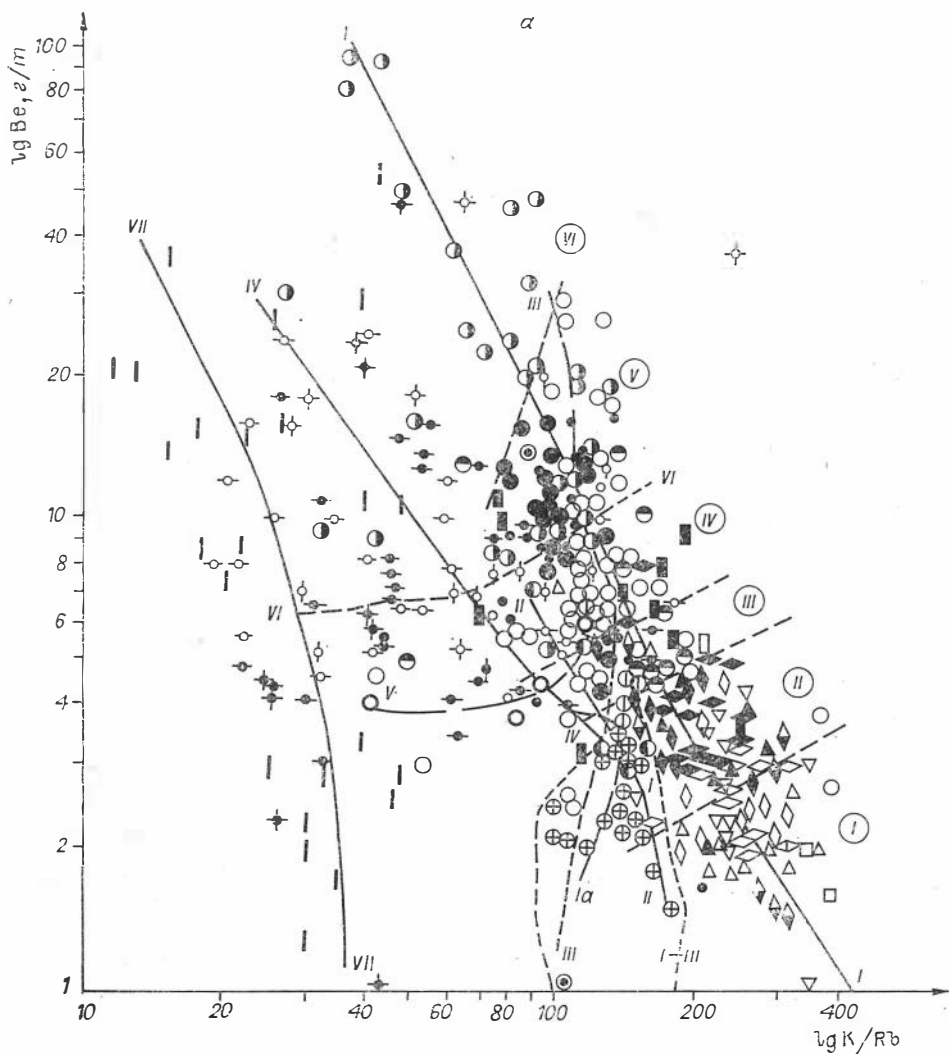


Рис. 49. Графики зависимости Ве—F (а) и F/Ве—Ве (б) для гранитоидов.

Адун-Челонского массива от эндоконтакта к центральной его части, но в отличие от этого происходит вынос бериллия в процессе дегазации остаточного расплава при образовании камерных пегматитов борщевочного комплекса и этого массива (кривые VII—VII и III—III). Это хорошо иллюстрирует эволюцию отношения F/Ве (см. рис. 49, б, кривые I—I, IV—IV и V—V) от 300 в ранних до 20 в поздних фазах и фациях по мере роста

содержаний Ве и дегазации расплава. В гранитоидах шахтаминского комплекса связь между Ве и F прямо пропорциональная (кривая II—II).

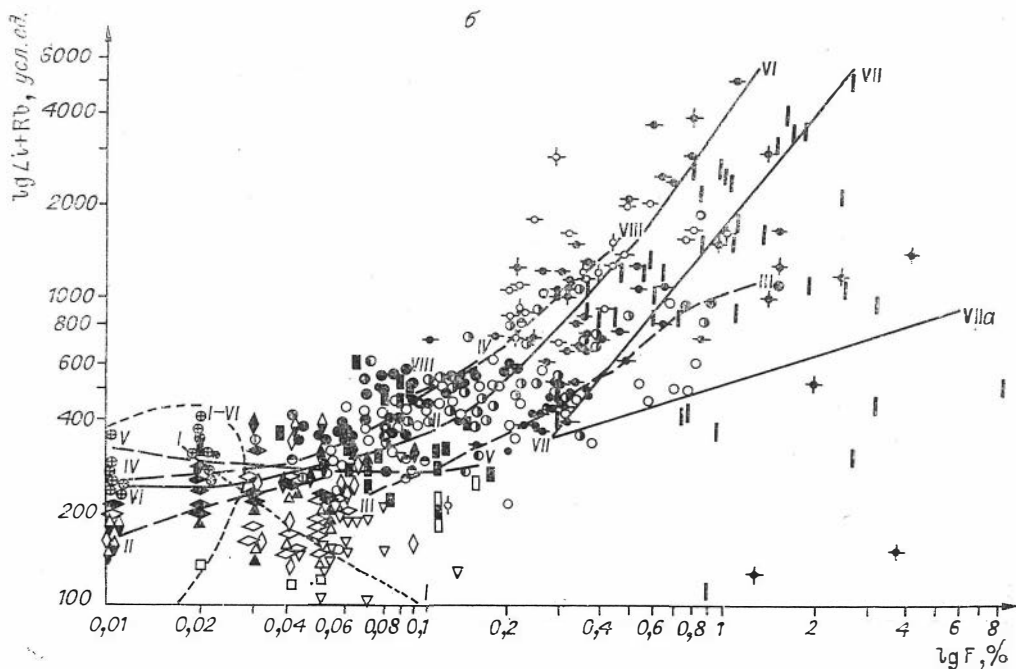
При формировании пегматитоносных гранитов кукульбейского комплекса проявлена отчетливая прямо пропорциональная зависимость накопления бериллия (от 4 до 20 г/т) и фтора (от 0,03 до 0,1%) от биотитовых к мусковитовым гранитам и кварц-микроклиновым пегматитам (кривая IV—IV). Вторая ветвь дифференциации кукульбейского комплекса при формировании олово-вольфрамоносных гранитных куполов сопровождается некоторым накоплением бериллия (до 36 г/т) и особенно фтора (до 0,8%) в поздних кварцевых порфирах и апикальных частях (кривая V—V). При этом проявленные здесь альбитизация и грейзенизация приводят к накоплению бериллия, менее фтора (до 0,4%) в мусковитовых разностях гранитов (кривая VI—VI). В литий-фтористых гранитах и онгонитах сохраняются те же зависимости между Ве и F, но только при более высоком уровне концентрации фтора (кривые VII—VII, XI—XI), достигая высоких значений F/Ве (см. рис. 49, б, кривые VI—VI и VIII—VIII). Процессы дегазации остаточного расплава (с выносом Ве и F) при формировании пегматитов и редкометального оруденения сохраняют также прямо пропорциональную зависимость Ве — F, но приводят к резкому снижению от-



ношения F/Be до 100.—20 (см. рис. 49, а, поле I—VII и б, V—V). В гранитах харалгинского комплекса выражена та же зависимость между Be и F, но кривая распределения (VII—VII) на диаграмме Be—F (см. рис. 47, а) и соотношения F/Be (кривая VI—VI) на диаграмме Be—F/Be (см. рис. 47, б) совпадает с литий-фтористыми гранитами кукульбейского комплекса, располагаясь между плюмазитовыми гранитами кукульбейского комплекса и онгонитами, что еще более подчеркивается резким понижением интенсивности накопления фтора и редких щелочей (см. рис. 46, 47) в кварцевых порфирах Ингодинской дайки, приближающейся к онгонитам, но отличающейся обедненностью бериллием, т. е. обратной зависимостью. Сходная тенденция между бериллием и фтором выявлена В. Д. Козловым, Л. Н. Свадковской (1977) в гранитах Шумиловского массива, поздние дифференциаты которого (фельзитовые граносенит-порфиры) по накоплению фтора и редких щелочей приближаются к онгонитам (см. рис. 47, а, кривая VIII—VIII; рис. 50, а, кривая VII—VII).

Между содержаниями бериллия и эволюцией отношения K/Rb проявлена обратная зависимость практически во всех гранитоидных комплексах и их поздних дифференциатах (см. рис. 50, б, кривые I—I, II—II, III—III, IV—IV и VII—VII). На кривой I—I выделяются пять полей по зависимости Be — K/Rb в различной степени рудоносных гранитов. Поле I — безрудные гранитоиды ранних фаз кыринского, сохондинского, шахтаминского и борщевочного комплексов. Поле II — слабо оловоносные граниты с камерными пегматитами поздних фаз сохондинского, кыринского и борщевочного комплексов (K/Rb от 300 до 160 при Be от 2,5 до 5 г/т). Поле III — олово- и пегматитоносные биотитовые граниты кукульбейского комплекса (K/Rb от 200 до 100 при Be от 4 до 6 г/т). Поле IV — олово-вольфрамоносные редкометальные граниты кукульбейского и харалгинского комплексов (K/Rb от 200 до 100 при Be от 5 до 30 г/т). Поле

Рис. 50. Графики зависимости Li + Rb — F (а) и Be — K/Rb (б) для гранитоидов.



V охватывает в основном двуслюдяные, мусковитовые и пегматоидные граниты и кварц-микроклиновые пегматиты кукульбейского комплекса (K/Rb от 120 до 70 при Be от 8 до 16 г/т). Поле VI включает грейзенизированные мусковитовые граниты олово-вольфрам-редкометаллоносных куполов (K/Rb от 100 до 35 при Be от 20 до 100 г/т). Процессы дегазации остаточных расплавов пегматито- и олово-вольфрамоносных куполов фиксированы кривой I—Ia и III—III (поле Ia—III) при прямо пропорциональной зависимости между бериллием (от 4 до 1 г/т) и отношением K/Rb (от 160 до 100). Обратной пропорциональной зависимости между бериллием и эволюцией отношения K/Rb при формировании литий-фтористых гранитов обусловлена дальнейшим снижением отношения K/Rb от 100 до 25 и накоплением бериллия от 4 до 25 г/т в остаточном расплаве плюмазитовых гранитов (кривая IV—IV). Онгониты можно рассматривать как продукты дальнейшей дифференциации литий-фтористых гранитов при снижении K/Rb от 50 до 10 и содержаниях бериллия от 1,2 до 36 г/т (кривая VII—VII). В отличие от редкометаллоносных гранитов кукульбейского и харалгинского комплексов при формировании Шумиловского массива и особенно Ингодинского массива харалгинского комплекса проявлена прямо пропорциональная зависимость между K/Rb и Be (кривые III—III и V—V), что указывает на вынос бериллия из остаточного обогащенного фтором расплава, приближающегося к онгонитовому, давшего поздние дайки кварцевых порфиров. Сходная зависимость между Be и K/Rb отмечается в пределах метасоматической колонки амазонитовых апогранитов (кривая VI—VI) в отличие от магматических литий-фтористых гранитов.

На рис. 51 рассмотрена зависимость между величиной отношения Nb/Ta и содержанием тантала в различных формационных типах грани.

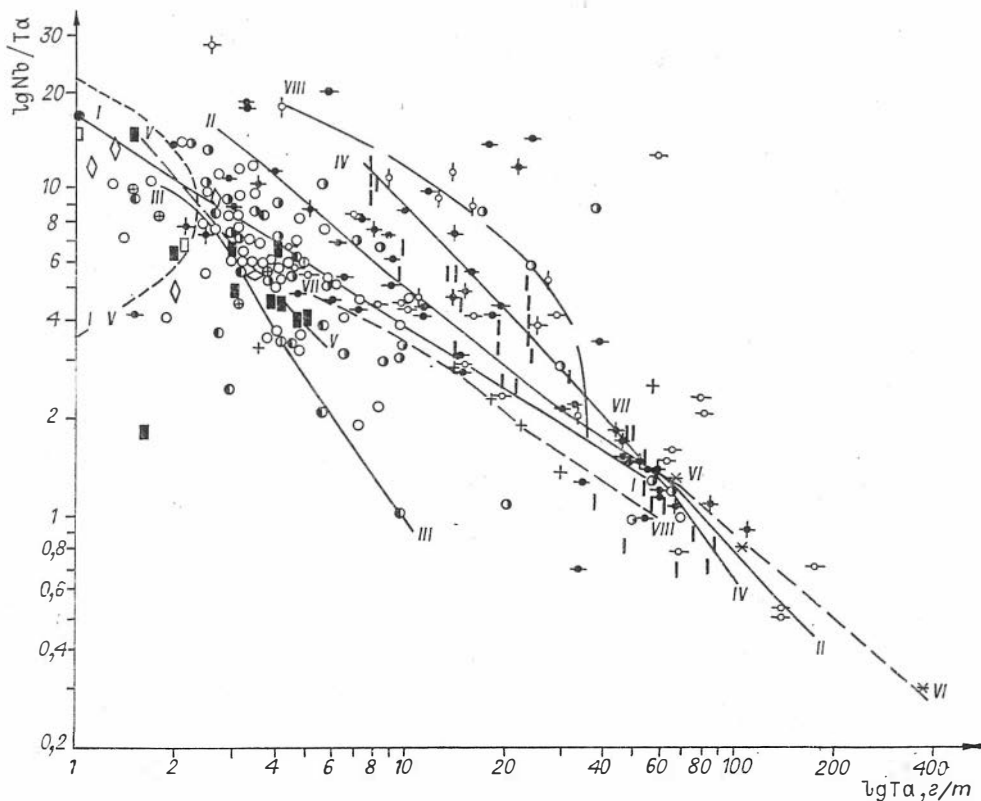


Рис. 51. Графики зависимости Nb/Ta — Ta для гранитоидов.

тов. Прежде всего обращает на себя внимание наличие обратно пропорциональной зависимости между Nb/Ta — Ta во всех гранитах, снижение Nb/Ta отношения при обычной тенденции возрастания содержаний тантала к поздним дифференциатам. Каждый тип имеет свои специфические пределы значений Nb/Ta и содержаний тантала, что позволяет использовать график Nb/Ta — Ta для целей расчленения гранитов и оценки их рудоносности. В олово-вольфрамоносных гранитах кукульбейского комплекса меняется Nb/Ta от 14 до 2 по мере роста тантала от 1,2 до 16 г/т. В процессах альбитизации и грейзенизации происходит дальнейшее снижение Nb/Ta до 1, достигая 60 г/т тантала (кривая I—I). В гранитах Адун-Челонского массива от эндоконтакта к центру наблюдается закономерное снижение Nb/Ta от 14 до 2,5 и в камерных пегматитах от 8,4 до 1,1 при возрастании тантала от 2,6 до 9 г/т (кривая III—III). В пегматитоносных гранитах калбинского комплекса отношение Nb/Ta от ранней (I) к поздней (III) фазам снижается от 14 до 4, а содержание тантала возрастает от 1,5 до 52 г/т (кривая V—V), занимая промежуточное положение между олово-вольфрамоносными гранитами и адун-челонскими камерными пегматитами. В литий-фтористых гранитах поздних дифференциатов остаточного расплава олово-вольфрамоносных гранитов кукульбейского комплекса происходит дальнейшее снижение отношения Nb/Ta, особенно за счет роста содержаний тантала (кривая II—II). При этом в глубинных зонах биотитовых гранитов отношение Nb/Ta колеблется в пределах 8—6, а в апикальных зонах куполов — лепидолит-альбитовых гранитах и поздних дайках, это отношение снижается до 0,8—0,5, содержания же тантала возрастают от 4—7 до 180 г/т. Весьма сходная зависимость в литий-фтористых гранитах между Nb/Ta — Ta выявлена в МНР В. И. Коваленко (1976, 1977) и М. В. Кузьменко (1978) (кривая VII—VII). Практически та же зависимость и уровень концентрации тантала сохраняются в онгонитах (кривая IV—IV) и редкометальных пегматитах (кривая VI—VI) [Кузьменко, 1978], что несомненно свидетельствует о сходстве геохимических условий образования редкометальных пегматитов, литий-фтористых гранитов и онгонитов, относящихся к фациям различной глубинности (мезогипабиссальной и субвулканической). Дегазация остаточных расплавов сопровождается преимущественным выносом тантала, что приводит к росту отношения Nb/Ta до 18 и снижению тантала до 1 г/т (поле I—IV). В отличие от литий-фтористых гранитов амазонитовые апограниты характеризуются более высоким отношением Nb/Ta и меньшим уровнем накопления тантала (кривая VIII—VIII).

Между танталом и фтором в гранитоидах выявляется прямо пропорциональная зависимость (рис. 52, а, кривые I—I и II—II), отражающая не только две ветви дифференциации, но и накопление тантала и фтора от ранних фаз и фаций к поздним, от более глубинных к поверхностным (кривые I—I, II—II, II—IIa и III—III). Дегазация остаточного расплава сопровождается резким снижением содержаний тантала (поле III) и величины отношения F/Ta (см. рис. 52, б, кривая V—V, поле I—IV). Характерна обратно пропорциональная зависимость между содержанием тантала и отношением F/Ta с тенденцией возрастания (от 150—900 до 150—4000) значений этого отношения от ранних фаз и фаций к поздним (кривые I—I, . . . , VII—VIIa) при накоплении тантала от 1 до 100 г/т в литий-фтористых гранитах и онгонитах. На диаграмме Ta—F/Ta (см. рис. 52, б) для каждого комплекса, фазы и фации выделяются свои специфические поля. Так, на кривой I—I в пределах F/Ta 900—350 при содержаниях тантала 1,2—1,6 г/т находится поле гранитоидов I фазы борщевочного комплекса, а снижение F/Ta до 140 при возрастании до 3 г/т тантала на этой кривой включает пегматитоносные лейкограниты поздних фаз борщевочного и биотитовые граниты кукульбейского комплексов. Кривая II—II охватывает в основном пегматитоносные граниты кукуль-

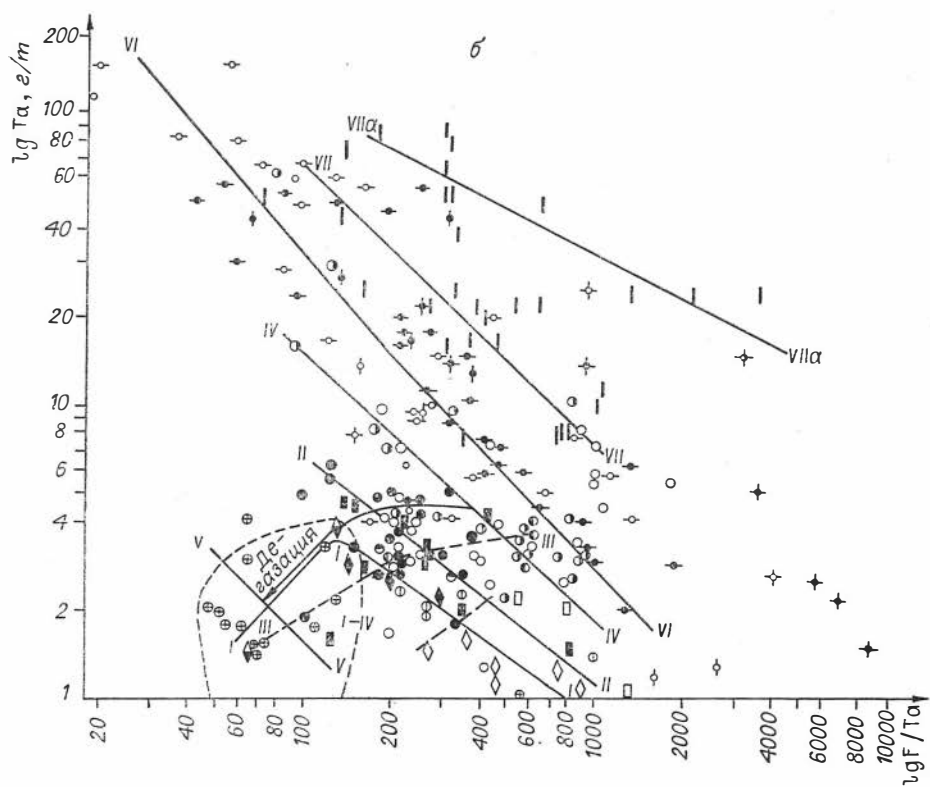
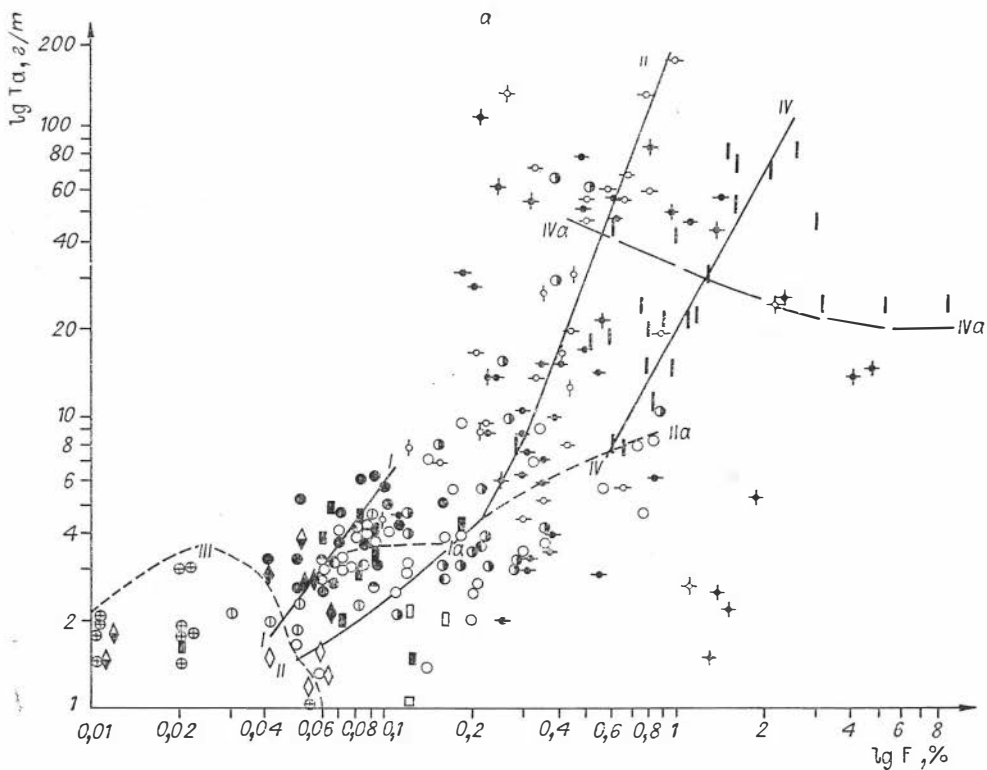


Рис. 52. Графики зависимости Та—F (а) и F/Ta—Та (б) для гранитоидов.

бейского комплекса, ограниченные F/Ta от 1000 до 100 при 1,4—6,2 г/т тантала. Олово-вольфрамоносные биотитовые граниты кукульбейского комплекса, характеризующиеся более высокими содержаниями тантала (2,5—10 г/т) и приблизительно теми же значениями F/Ta, группируются преимущественно в пределах кривой III—III. Характерно, что отношение F/Ta возрастает от биотитовых к мусковитовым, особенно грейзенизированным гранитам. В литий-фтористых гранитах (от биотитовых к лепидолит-альбитовым) содержания тантала возрастают от 4 до 160 г/т, а отношение F/Ta снижается от 1400 до 20 (кривая VI—VI). В онгонитах же нижний предел содержаний тантала составляет 8 г/т, достигая 90 г/т при сильном колебании F/Ta от 3600 до 100. Дегазированные разности размещаются в поле I—IV при F/Ta 140—48 и содержаниях 1—4 г/т тантала (кривая V—V).

В гранитоидах ранних фаз кыринского и борщевочного комплексов между оловом и фтором характерна прямо пропорциональная зависимость при низком уровне их концентрации, но происходит накопление их от более ранних среднего состава пород к более поздним кислым фациям и поздним фазам (рис. 53, кривая I—I). В гранитах поздних фаз при сохранении той же прямой зависимости дегазация в ряде массивов сопровождается и выносом олова (кривая II—II). Кроме того, в гранитах поздних фаз этих комплексов проявлена еще и другая тенденция, когда дегазация фтора сопровождается накоплением олова (до 11 г/т), что создает обратно пропорциональную зависимость между ними (кривая III—III). Эта же зависимость проявляется в гранитоидах сохондинского и шахтаминского комплексов (кривая III—III). В гранитах кукульбейского, харалгинского и асакан-шумиловского комплексов при высоком уровне концентрации олова и фтора отчетливо выражена прямо пропорциональная зависимость

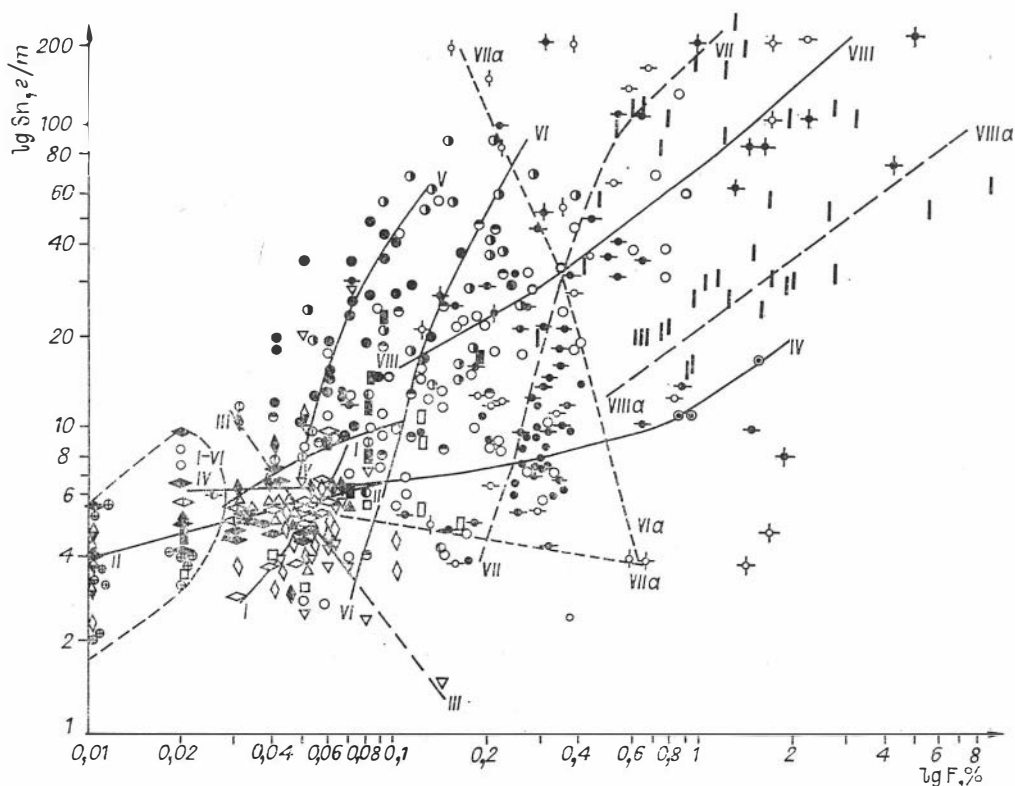


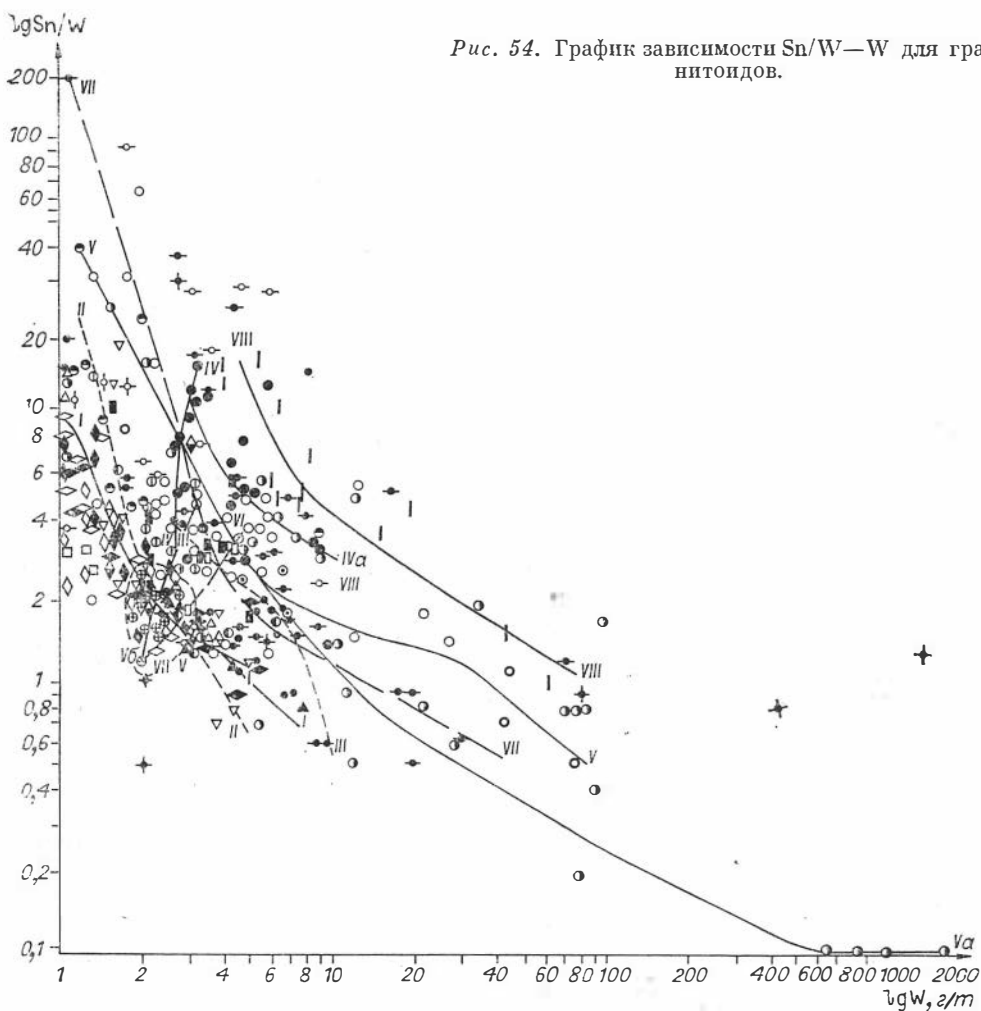
Рис. 53. График зависимости Sn—F для гранитоидов.

между оловом и фтором, но при различных соотношениях между ними. Более интенсивно олово накапливается по отношению к фтору в гранитах кукульбейского комплекса (кривые V—V, VI—VI и VII—VII), а в харалгинском и асакан-шумиловском, наоборот, содержания олова в 1,5—2 раза превышают кукульбейские (кривые IV—IV и VIII—VIII). В оигонитах эта тенденция получает свое дальнейшее развитие (кривые VIII—VIII и VIII—VIIIa). Таким образом, на диаграмме олово — фтор бесспорно выделяются пегматитоносные, олово-вольфрамоносные и литий-фтористые граниты (кривые V—V, VI—VI и VII—VII). При этом противоположная зависимость между оловом и фтором выявлена в амазонитовых апогранитах (кривая VI—VIa).

Между вольфрамом и фтором в гранитоидах кыринского, сохондинского, шахтаминского и борщевочного комплексов зависимость проявлена нечетко и противоречиво. В кукульбейском комплексе однозначно проявлена прямо пропорциональная зависимость при более интенсивном накоплении вольфрама, чем фтора, что позволяет выделить пегматитоносные граниты с содержанием вольфрама 1,4—10 г/т и фтора 0,04—0,11%, олово-вольфрамоносные биотитовые граниты и поздние кварцевые порфиры, содержащие 1,4—26 г/т вольфрама и 0,06—0,68% фтора, литий-фтористые граниты — вольфрам 2—12 г/т, фтор 0,2—0,6% и оигониты — вольфрам 5—10 г/т, фтор 1,4—2,6%. Существенное накопление вольфрама (до 1800 г/т) происходит при грейзелизации гранитов, а дегазация сопровождается существенным снижением содержания вольфрама (до 2 г/т). В отличие от этого в гранитах харалгинского комплекса при прямо пропорциональной зависимости между вольфрамом и фтором проявлено более интенсивное накопление фтора, чем вольфрама, и при более низком уровне концентрации последнего (2,5—9 г/т).

Судя по диаграмме Sn/W — W (рис. 54), в гранитоидах более распространена обратная зависимость между этими параметрами, имеющая свои специфические особенности для каждого гранитоидного комплекса. В гранитоидах кыринского, сохондинского и отчасти борщевочного комплексов отношение Sn/W колеблется от 14 до 0,8 при возрастании содержания вольфрама от 0,5 до 8 г/т (кривая I—I) от среднеосновных пород к гранитам I фазы и далее к гранитам поздних фаз. В дегазированных разностях это отношение имеет противоположную тенденцию — снижение содержания вольфрама при росте величины Sn/W за счет олова. Сходные соотношения Sn/W и их эволюция отмечаются в гранитоидах шахтаминского комплекса (кривая II—II). В оловоносном харалгинском комплексе величины отношений Sn/W более низкие и колеблются в довольно узких пределах от 4 до 0,6 при содержаниях вольфрама от 3,8 до 9 г/т (кривая III—III). В пегматитоносных гранитах кукульбейского комплекса величины Sn/W отношение колеблется в пределах 16—2,6. В биотитовых разностях это отношение низкое (2,6—5,5) и достигает максимума (15—16) в двуслюдяных при незначительном росте содержания вольфрама (кривая IV—IV). В мусковитовых гранитах Sn/W отношение снижается до величин в биотитовых гранитах благодаря накоплению вольфрама до 8 г/т (кривая IV—IVa). В оловоносных гранитах величины отношения Sn/W наиболее высокие (от 40 до 3,5), а в биотитовых вольфрамоносных ниже (30—1,4). В двуслюдяных и особенно в мусковитовых грейзелизированных разностях гранитов это отношение существенно снижается от 5 до 0,1 (кривая V—Va) за счет интенсивного накопления вольфрама (до 2000 г/т) в отличие от мусковитовых пегматитоносных гранитов. В дегазированных разностях гранитов кукульбейского комплекса отношение Sn/W низкое и колеблется в узких пределах 2,8—1,2 (кривая V—Va, поле V—VII) и низких содержаниях вольфрама (2—3 г/т). В литий-фтористых гранитах величины Sn/W отношений наиболее высокие и достигают 200, но преобладают значения 30—4, причем снижаются от биотито-

Рис. 54. График зависимости Sn/W—W для гранитоидов.



вых к наиболее поздним фациям за счет некоторого накопления (до 6 г/т) вольфрама (кривая VII—VII). В онгонитах это отношение практически такое же (10—2,5), как в мусковитовых пегматитоносных гранитах при 5—100 г/т (кривая VIII—VIII).

Особенности процесса дифференциации (особенно эманационной) гранитной магмы являются важными факторами, определяющими возможность накопления фтора и фторофильных РЭ в гранитах поздних фаз (остаточных расплавах) и возникновения в зависимости от фации глубинности, тектонической обстановки и проницаемости пород тех или иных типов РЭ оруденения (пегматитов, редкометалльных гранитов, онгонитов и пневматолит-гидротермального).

В качестве меры степени дифференцированности и потенциальной рудоносности гранитоидных комплексов и массивов можно использовать величину коэффициента распределения фтора и РЭ между ранней и поздними фазами гранитов, внешними и внутренними (эндоконтактовыми и центральными) частями plutонов и отдельных фаз, а также вкрапленниками и основной массой порфировых разностей пород. При вычислении коэффициента распределения мы допускаем, с определенной долей условности, существование равновесия: вкрапленники (твердое) \rightleftharpoons основная масса (жидкое), эндоконтакт (твердое) \rightleftharpoons внутренняя часть (жидкая),

I фаза (твердое) \rightleftharpoons II фаза (жидкое) и далее, т. е. коэффициент распределения и накопления практически тождествен. Чем меньше коэффициент распределения (< 1), тем больше апикальные части плутонов и остаточный расплав (поздние фазы) обогащаются фтором и фторофильными РЭ, особенно редкометалльные граниты и онгониты. Однако, с другой стороны, процессы эманационной дифференциации хотя и приводят к накоплению фтора и фторофильных РЭ в головных зонах движущегося расплава или в остаточном расплаве, но в процессе кристаллизации они могут быть дегазированы, нередко в гранитах апикальных частей интрузий, и поздние дифференциаты оказываются обедненными фтором и фторофильными РЭ. В этом случае коэффициент распределения всегда больше 1, что может служить доказательством потенциальной рудоносности и локализации в эндо-экзоконтакте редкометалльных пегматитов, метасоматитов, грейзенов и жильных образований.

В табл. 23, 24 приведены коэффициенты распределения фтора и фторофильных РЭ в гранитоидных комплексах различной рудоносности. Наиболее высокие значения коэффициентов распределения характерны для интрузий, безрудных на фтор и фторофильные РЭ, промежуточные — для пегматитоносных (калбинский, зирабулак-зиаэтинский, ынных-хайский и др.) комплексов и Халзанского массива, а более низкие для вольфрам-оловоносных интрузий, снижаясь в редкометалльных гранитах (особенно для фтора, лития, рубидия, олова и тантала) и достигая минимальных значений в онгонитах [Коваленко В., Коваленко Н., 1976]. При этом

Т а б л и ц а 23

Коэффициенты распределения РЭ и F между гранитами разных фаз отдельных массивов

Фаза гранитных массивов	K_F	K_{Li}	K_{Rb}	K_{Be}	K_B	K_{Sn}	K_W	K_{Mo}	K_{Nb}	K_{Ta}
<i>Хангилайский</i>										
Между I и II	0,67	0,53	0,80	0,63	1,85	2,45	1,96	0,73	1,10	1,33
Между II и III	1,2	0,94	1,18	1,30	0,64	2,00	0,73	1,00	1,12	0,73
Между III и IV	0,34	0,52	0,57	1,35	1,82	0,42	1,72	1,09	0,77	0,91
Между внутренней и периферийной зонами IV фазы	0,50	0,27	0,39	0,41	1,21	0,10	0,50	1,20	0,32	0,07
<i>Соктуйский</i>										
Между I и II	0,46	0,44	0,68	0,78	—	0,67	—	0,96	0,41	0,41
Между II и III	0,90	0,83	0,91	0,97	—	0,83	—	1,15	0,70	0,46
<i>Шерловогорский</i>										
Между I и II	0,49	0,53	0,77	0,44	0,63	0,47	0,18	1,0	1,06	0,74
Между II и III (кварц-порфирами)	0,93	1,07	0,81	0,99	0,16	0,31	15,0	1,1	1,50	0,53
<i>Тургинский</i>										
Между I и II (Li—F гранит)	0,10	0,14	0,34	0,98	0,98	0,60	1,0	—	—	—
<i>Халзанский</i>										
Между I и II	0,80	0,22	0,71	0,83	1,23	1,20	0,80	0,84	—	0,59
<i>Калбинский</i>										
Между I и II	1,5	1,13	0,75	1,04	0,75	0,89	0,62	1,09	1,16	0,84
Между II и III	0,90	0,48	0,57	0,70	0,50	0,69	0,78	0,85	0,90	0,79
<i>Монастырский</i>										
Между I и II	1,33	2,27	1,02	0,77	1,30	0,85	0,71	0,91	0,92	2,22

Коэффициенты распределения РЭ между гранитами I и II фаз по данным О. Д. Ставрова (1978)

Комплекс, массив	K_{Li}	K_{Rb}	K_{Cs}	K_B	K_F	K_{Be}	K_{Sn}	K_{Nb}	K_{Ta}
<i>Пегматитовые</i>									
Калбинский	0,69	0,58	0,50	0,43	0,46				
Саянский	1,24	0,46	1,37	1,57	3,24				
Зирабулак-Зиаэтинский	0,34	0,59	0,36	0,13	0,68				
Ынных-Хайский и Арга-Ынных-Хайский	0,60	0,60	0,49	0,47	0,75				
<i>Редкометалльные</i>									
Восточно-Кунгейский	0,53	0,36	0,50	0,61	0,34				
Терскойский	0,40	0,39	0,60	0,62	0,30				
<i>Безрудные на РЭ</i>									
Нижнепротерозойский (Восточный Саян)	0,63	0,94	0,83	0,62	0,49				
Сусамырский	0,58	0,60	0,7	0,7	0,77				
Каратюбинский	0,41	0,64	0,44	0,13	0,84				
Тамдынский	0,58	0,72	0,53	0,68	0,55				
Шахтаминский, I и II	0,79	0,60	—	—	1,0	0,87	3,04	0,53	0,62
Там же, II—III	0,62	0,72	—	—	0,89	0,71	0,65	0,29	0,30

наиболее информативным и чувствительным в этом отношении является рубидий, менее литий, фтор, тантал и олово. Последние предпочтительнее накапливаются во флюидной фазе и более подвижны при эманационной дифференциации, чем рубидий, который в большей мере отражает направленность и интенсивность кристаллизационной дифференциации.

Подводя итог, отметим следующее.

1. В процессе формирования гранитоидных комплексов отмечается закономерное накопление фтора и фторофильных РЭ и возрастание степени потенциальной рудоносности от ранних к поздним комплексам и фазам для этих элементов. Для кукульбейского комплекса характерен следующий порядок: нерудоносные → пегматитовые на РЭ → хрусталеносные → оловянно-вольфрамоносные → редкометалльные граниты → онгониты, представляющие разные фации и фазы единой рудномагматической системы.

2. Процессы дегазации играют значительную роль при формировании не только пневматолит-гидротермальных месторождений, но не менее широко распространены при обособлении редкометалльных и камерных пегматитов.

3. Надежными геолого-геохимическими критериями расчленения гранитоидных комплексов и фаз, являются не столько содержания фтора и фторофильных РЭ и величины отдельных индикаторных отношений, сколько более информативными их пары: $K/Rb - Rb$, $Na/Li - Li$, $Mg/Li - Li$, $K/Rb - Na/Li$, $K/Rb - Mg/Li$, $Nb/Ta - Ta$, $F/Li - Li$, $F/Be - Be$, $F/Ta - Ta$, $Sn/W - W$, $F - \frac{Si + Al + Na + K}{\Sigma Fe + Mg + Ca}$, $Be - \frac{Si + Al + Na + K}{\Sigma Fe + Mg + Ca}$, $Li + Rb - \frac{Si + Al + Na + K}{\Sigma Fe + Mg + Ca}$, $K/Rb - \frac{Si + Al + Na + K}{\Sigma Fe + Mg + Ca}$ и др.

8. ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Пегматиты образовались в период времени от архея до кайнозоя, но масштабы и интенсивность пегматитообразования были различными [Гинзбург и др., 1979; Солодов, 1977]. Поэтому важно рассмотреть геолого-геохимические аспекты формирования пегматитов в связи с гранитообразованием в истории развития земной коры, так как эти вопросы в литературе практически не обсуждались.

8.1. ФОРМАЦИИ ПЕГМАТИТОВ

По геологическим и термодинамическим условиям образования гранитные пегматиты в настоящее время разделяются на четыре формации, отличающиеся многими геологическими и минералого-геохимическими признаками [Гинзбург и др., 1979]. Каждая формация характеризуется специфическими закономерностями размещения, строения и рудоносности.

Хрусталеносные (камерные) пегматиты формации малых глубин чаще всего располагаются среди материнских гранитов гипабиссальной фации, прорывающих наиболее слабо метаморфизованные породы. Глубина их формирования имеет пределы 1,5—3,5 км.

Редкометалльные пегматиты формации умеренных (средних) глубин залегают среди пород кордиерит-амфиболитовой фации регионального метаморфизма [Винклер, 1969, 1979]. Верхний предел глубин (3—4 км) этих пегматитов определяется минимальной глубиной, на которой возможен метаморфизм кордиерит-амфиболитовой фации в фанерозойских областях в условиях низко-среднетемпературных фаций контактового метаморфизма (роговообманковых роговиков) в связи с гипабиссальными и мезоабиссальными гранитными интрузиями.

В докембрии редкометалльные пегматитовые поля, локализующиеся в «шовных» прогибах древних платформ и щитов — геосинклинальных трогов и авлакогенов, формировались в условиях средне-высокотемпературных фаций регионального метаморфизма низких давлений (кордиерит-амфиболитовой фации), но высоких геотермических градиентов (интенсивных тепловых потоков).

Такая же глубина выявлена восстановлением мощности разрезов толщ, перекрывающих поля редкометалльных пегматитов в период их формирования в фанерозое (Казахстан, Забайкалье [Гинзбург и др., 1979; Лукашев, 1976; и др.] и Афганистан [Россовский и др., 1976а, б; Россовский, Коноваленко, 1976; Россовский, Чмырев, 1976]). При этом вертикальный диапазон развития редкометалльных пегматитов прослежен на 5 км, т. е. на глубину до 8—8,5 км, так как на большей глубине редкометалльное оруденение в них исчезает. С пегматитами этой формации связаны основные месторождения редких элементов, а также ювелирные камни — изумруд, кунцит, воробьевит, полихромные и цветные турмалины.

Слюдоносные пегматиты формации больших глубин приурочены к подобным структурам, но размещающимся среди метаморфических толщ, относимых к альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма более высоких давлений и меньших геотермических градиентов (тепловых потоков). Эти пегматиты развиваются в более глубинных условиях (от 7 до 11 км), чем редкометалльные. Вертикальная амплитуда их распространения — 2,5 км в высокогорных районах Гиндукуша [Россовский и др., 1976а, б]. Все промышленные месторождения мусковита относятся к этой формации.

Редкоземельные пегматиты формации весьма больших глубин характерны для глубокометаморфизованных толщ древних щитов, относи-

мых чаще всего к гранулитовой фации метаморфизма. Они формируются в условиях ультраметаморфизма на глубинах более 10—11 км, обычно не сопровождаются промышленным оруденением (ортотектиты по А. Е. Ферсману). Представляют интерес как керамическое сырье, иногда обогащены ортитом и монацитом, а в форстеритсодержащих мраморах возникают плагиоклазовые пегматиты с корундом и драцитом. В контактовых зонах этих пегматитов (Индия, Афганистан) встречаются сапфир и рубин [Россовский и др., 1976а, б].

Пегматиты разных формаций пространственно разобщены и не переходят друг в друга по простиранию или падению. На примере пегматитовых полей Гиндукуша вследствие хорошей обнаженности и расчлененности рельефа пегматиты по вертикали прослежены на многие километры [Россовский и др., 1976б]. При этом выяснилось, что вертикальная амплитуда распространения всех пегматитов составляет 10,5—11 км, а пегматиты весьма больших глубин встречаются только в нижнем структурном этаже земной коры среди глубокометаморфизованных толщ архея и имеют, по видимому, архейский или раннепротерозойский возраст. Слюдоносные пегматиты связаны с глубинными инъекционными зонами среднепротерозойского этажа, а редкометалльные распространены в пределах верхнего фанерозойского этажа и зон активизации Индостанского щита, каледонид и герцинид и имеют альпийский возраст (27 млн. лет).

Таким образом, выделенные четыре формации гранитных пегматитов образуются в областях неодинакового термодинамического режима, характеризующихся различным геотермическим градиентом и метаморфизмом.

8.2. ВОЗРАСТ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЯСОВ И ПРОВИНЦИЙ, ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТНЫХ И ПЕГМАТИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Пегматиты образовались на протяжении всей истории развития земной коры, но первые поля пегматитов (редкоземельных) образовались в период консолидации древнейших кратонов-протоконтинентов (3600—3000 млн. лет). Первые крупные поля редкометалльных пегматитов возникли в период, когда на еще тонкой континентальной коре в пределах древних кратонов заложилась самые ранние прогибы (примерно 3000—2600 млн. лет назад), продолжая формироваться вплоть до кайнозоя (15—12 млн. лет) и связаны со всеми тектоно-магматическими циклами [Гинзбург и др., 1979; Солодов, 1977; и др.].

Древнейшие поля пегматитов (Ag — PR₁) известны на всех протоконтинентах (кратонах). В настоящее время выделяются не менее шести крупных поясов или провинций редкометалльных пегматитов.

1. Южно-Канадский пояс протягивается более чем на 1000 км вдоль южного и западного края Канадского щита. Возраст пегматитов колеблется в пределах 2800—2400 млн. лет, реже до 2000 млн. лет.

2. Родезийско-Трансвальский пояс приурочен к Себаквийско-Булавайской протоплатформе в Южной Африке. Возраст по Rb — Sr методу — около 2650 млн. лет.

3. Провинция Северной Танзании приурочена к древним породам лодоман-нианзийского комплекса с возрастом 2650 млн. лет еще слабо изученных пегматитов.

4. Кольский пояс в восточной части Балтийского щита — возраст пегматитов 2700—2500 млн. лет.

5. Западно-Австралийский пояс расположен в пределах одноименного щита с возрастом пегматитов и гранитов 3000—2700 млн. лет.

6. Пояс Кимберли-Дарвин в северной части Западно-Австралийского щита имеет возраст в пределах 2700—2500 млн. лет.

В карельский тектоно-магматический цикл (2100—1900 млн. лет) происходит дальнейшая консолидация земной коры, утолщение гранитизированной оболочки протоконтинентов, возникновение новых стабильных участков и последующая их дифференциация с образованием дополнительных прогибов-протогеосинклиналей вдоль разломов. После инверсии этих прогибов возникают новые пегматитовые поля. В этот период формируются пегматиты Украинского щита и Русской платформы (2300—2000 млн. лет), провинция Гианского щита в Южной Америке (2200—1900 млн. лет) и Берега Слоновой Кости в Африке (2000—1900 млн. лет.) В это же время происходит протоактивизация кеноренских протогеосинклиналей — наращивание их по простиранию. Поэтому среди пегматитовых провинций кеноренского возраста имеются отдельные поля более молодого (2000 млн. лет) возраста. Например, в пределах Южно-Канадского пояса к ним относится Берник-Лейк, а в Родезийско-Трансваальской провинции — пегматиты р. Лимпопо.

Эти же тенденции еще более четко проявлены на протяжении выборгского тектоно-магматического цикла (гудсонская орогения) в период 1800—1600 млн. лет. В это время возникли провинции Блэк Хиллс (штаты Южная Дакота, Колорадо и Нью-Мексико, США), Скандинавии (Швеция), Украинского щита, Русской платформы, Внутренней Монголии в КНР, Южно-Сибирского пояса и др.

Все пегматитовые поля карельской и выборгской эпох приурочены к линейным геосинклинальным трогам — рифтоподобным структурам или областям протоактивизации и поэтому некоторые пояса пегматитов залегают среди железистых кварцитов (Украинский и Австралийский щиты). Отложения этого времени, по сравнению с протогеосинклиналями кеноренской орогении, характеризуются большей мощностью. Этим обусловлено появление в нижнем структурном этаже вблизи дна мусковитовых пегматитов среди пород альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма, а в верхнем структурном этаже среди кордиерит-амфиболитовой фации аллохтонных гранитов и редкометалльных пегматитов. Таким образом, мусковитовые пегматиты исторически впервые появляются на один-два тектоно-магматических цикла позже, чем редкометалльные. Это связано с тем, что в архее — раннем протерозое земная кора еще была весьма тонкой, так как отложения протогеосинклиналей имели малую мощность, а тепловые потоки были повышены и весьма интенсивно протекали процессы дегазации верхней мантии, что способствовало образованию именно редкометалльных пегматитов [Гинзбург и др., 1979].

В верхнем протерозое (1600—1100 млн. лет) редкометалльные пегматиты формируются в небольшом количестве. На Индостанском полуострове в связи с процессами протоактивизации раннепротерозойских «геосинклинальных трогов» связано возникновение Неллурской пегматитовой провинции.

В гренвильское время (1100—800 млн. лет) вновь в значительном количестве формируются крупные пегматитовые пояса и провинции. В это время образуется крупнейший Центрально-Африканский пояс, пегматиты грабена Осло в Норвегии, Бихарской провинции (Индия), Юго-Западной Австралии и др.

К границе верхнего рифея и фанерозоя континентальная кора становится жесткой и более мощной. Пегматитовые поля и пояса возникают в тесной связи с гранитным магматизмом либо в типичных эвгеосинклинальных областях, либо в зонах «резонансной» (отраженной) активизации на щитах, платформах и срединных массивах. С байкальским тектоно-магматическим циклом связаны Восточно-Африканско-Мадагаскарская (550—450 млн. лет), Центрально-Австралийская (700—400 млн. лет), Северо-

Прибайкальская и другие провинции. В каледонский цикл возникают Нигерийско-Сахарская, Марокканско-Малийская, Центрально-Азиатская, Бразильская и др. К этому времени завершается формирование слюдоносных пегматитов, а в последующее герцинское время появляются переходные мусковит-редкометалльные пегматиты. Кроме того, интересно наличие мнароловых пустот с драгоценными камнями в редкометалльных пегматитах.

Пегматитовые провинции и пояса герцинского возраста (350—200 млн. лет) характерны для Европы и Азии. К ним относятся Пиренейская (Португалия и Испания) и Центрально-Европейская (Чешский массив и Баварский лес) провинции, Центральное плато Франции, пояса Урала, Средней Азии, Казахстана, Монголо-Алтайская и Яно-Колымская провинции. В США и Канаде в это время образовался громадный Аппалачский пояс пегматитов вдоль края Северо-Американской платформы протяженностью более 3000 км (штаты Алабама, Джорджия, Северная Каролина, Виргиния, Коннектикут, Нью-Гэмпшир и Мэн).

С киммерийским тектоно-магматическим циклом (190—110 млн. лет) связан пояс Кордильер (Анды) Северной и Южной Америки, ряд полей в пределах Монголо-Охотской металлогенической зоны (Приморье, Забайкалье, МНР и др.), Средней Азии и др.

Самые молодые пегматиты мира возникли в период киммерийско-альпийского тектоно-магматического цикла (85—12 млн. лет) в Альпах (Австрия, Италия, о. Эльба), на Балканах, в Японии и крупнейшем (более 3000 км) Южно-Азиатском поясе (Средняя Азия, Афганистан, Индия).

Диаграмма (рис. 55) интенсивности пегматитообразования (также и пегматитоносных гранитов) во времени, построенная А. И. Гинзбургом и другими (1979) и несколько измененная нами, иллюстрирует динамику формирования пегматитовых формаций и пегматитоносных гранитов.

Так, выявляется пять максимумов интенсивности редкометалльного пегматитообразования (млн. лет): 1) 2800—2600; 2) 2100—1600; 3) 1150—1000; 4) 500—200; 5) 150—15. Крупнейшие (по масштабам и запасам) месторождения редкометалльных пегматитов (Be—Cs—Li—Ta) являются как самыми древними — Воджина (2700 млн. лет), Бикита и Солсбери (2650 млн. лет), Берник-Лейк (2000 млн. лет) и другие, так и самыми молодыми (85—15 млн. лет) в пределах Южно-Азиатского пояса. Количественно более 60% всех редкометалльных пегматитовых поясов мира имеют докембрийский возраст [Солодов, 1977], но, сравнивая историю формирования редкометалльных пегматитов в докембрии (более 2000 млн. лет) и продолжительность всего фанерозоя (только 500 млн. лет), ясно видим, что наблюдается даже усиление интенсивности (возрастание количества более двух раз) редкометалльного пегматитообразования за единицу геологического времени (в пересчете на 100 млн. лет). Следует учитывать также прогрессивное укорачивание геологического времени по мере развития земной коры. Совершенно очевидно, что масштабы месторождений определяются не возрастом, а благоприятными структурными и геолого-геохимическими условиями.

Пегматиты (редкоземельные) формации весьма больших глубин, залегающие среди

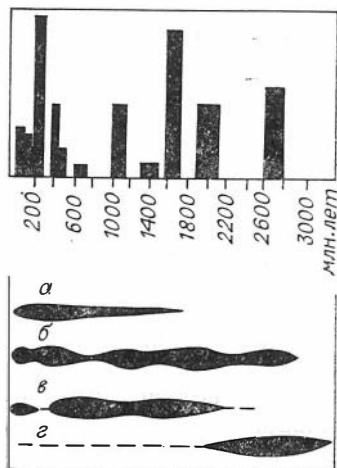


Рис. 55. Интенсивность пегматитообразования во времени.

Вертикальный масштаб — число пегматитовых провинций данного возраста. Пегматиты: а — хрусталоносные, б — редкометалльные, в — слюдоносные, г — редкоземельные.

мигматитов и гнейсогранитов гранулитовой фации метаморфизма, развиты лишь в породах основания древних щитов и платформ. По геологическим и радиологическим данным эти пегматиты формировались в течение архея — раннего протерозоя (3600—2000 млн. лет.). В пределах Южно-Азиатского пояса предполагается более молодой (даже альпийский) возраст редкоземельных пегматитов [Россовский и др., 1976а, б].

Для слюдоносных пегматитов характерны два максимума формирования (см. рис. 55): на протяжении 150 млн. лет, в период 1750—1600 млн. лет (Северная Карелия, Енисейский кряж, Индия и др.); в течение 300 млн. лет, в период 700—400 млн. лет (Мамско-Чуйский пояс и др.). Возможен и более молодой возраст мусковитовых пегматитов. Так, в пределах Южно-Азиатского пояса значительная часть пегматитов этой формации связана с формированием глубинных частей гигантских межформационных массивов молодых редкометалло-пегматитоносных гранитов при абсолютном возрасте мусковитовых пегматитов (район Джалабада-Сароби) в пределах 26—21 млн. лет [Россовский и др., 1976а, б].

Хрусталеносные пегматиты появились уже в протерозое (1700—1600 млн. лет) на Украинском и Балтийском щитах, где они связаны с гранитами формации рапакиви. Преобладающее большинство их образовалось в фанерозое (герцинском, мезозойском и альпийском тектоно-магматическом циклах), так как более молодые плутоны менее эродированы и связаны с гранитными формациями зон тектоно-магматической активизации.

8.3. ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТНЫХ И ПЕГМАТИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Геолого-структурные закономерности размещения пегматитоносных полей, поясов и провинций в последние годы освещены многими исследователями [Архангельская, 1975, 1980; Архангельская, Гинзбург, 1976; Геология..., 1968; Гинзбург и др., 1979; Колотухина, 1977; Колотухина и др., 1964; Поля..., 1976; и др.]. Весьма важной закономерностью размещения пегматитовых полей, поясов и провинций является приуроченность их к отрицательным тектоническим структурам в фундаментах щитов и платформ — протяженным прогибам (грабенам), обрамленным обычно разломами. Эти структуры в литературе получили различные названия: внутрикратонные протогеосинклинали [Хаин, 1971], палеоавлакогены [Лейтес и др., 1970; Милановский, 1976], геосинклинальные трюги [Марков, 1964], грабен-синклинали [Россовский и др., 1976а, б] и палеорифты [Архангельская, 1975, 1980]. Так как история возникновения и развития, морфология, геологическое строение и магматизм таких прогибов-грабенов поразительно сходны, но не полностью идентичны современным континентальным рифтам [Архангельская, 1975, 1980; Милановский, 1976; Левашов, 1980; и др.], то все же правильнее применять более общий термин — рифтоподобные структуры [Алтухов, 1980].

По геофизическим данным строение земной коры под этими прогибами аналогично строению ее под современными континентальными рифтами. Для них характерна малая мощность гранитного слоя (по отношению к окружающим блокам), высокое положение верхней границы базальтового слоя и поверхности Мохо [Хаин, 1971; Бабаян и др., 1978; и др.]. В строении этих прогибов обычно выделяют два структурных этажа: нижний (вблизи дна, сложенного более древним гранитизированным основанием), представленный метаморфизованными среднеосновными эффузивами, и верхний, представленный преимущественно песчано-сланце-

выми породами зеленосланцевой фации, а у бортов метаморфизованными до амфиболитовой фации.

В истории развития палеорифтовых структур выделяют несколько этапов: растяжение и образование глубинных разломов «дорифтового» времени заложения, уходящих в мантию; вспучивание земной коры и возникновение поднятий в основании будущих структур; проседание по разломам и возникновение палеограбен-депрессий; развитие рифтоподобных структур, сопровождающихся углублением впадин, формированием осадочно-вулканогенных серий и внедрением субщелочных базитов и щелочных ультрабазитов; послерифтовое прогибание и консервация этих структур под мощным чехлом более молодых терригенных осадков. Мощность отложений в таких рифтоподобных структурах достигает 12—16 км.

На поздних этапах развития рифтоподобных структур после инверсии их тектонического режима или в период протоактивизации [Эндогенные..., 1978] проявлен гранитоидный, реже щелочно-гранитоидный магматизм, который и сопровождается пегматитами [Архангельская, 1975, 1980; и др.]. Гранитоидные плутоны размещаются в днищах этих прогибов, образуя крупные округлые или овальные гранито-гнейсовые купола, которые, разрастаясь во времени, проникают в верхний структурный этаж в виде аллохтонных интрузивов вдоль прибортовых и сопряженных с ними разломов [Летников, 1975; и др.]. Пегматитовые поля, пространственно и генетически связанные с этими гранитными интрузиями, располагаются на продолжении структур, контролирующихся размещением гранитоидных плутонов, и иногда теряют видимую связь с последними. Чаще всего пегматитовые поля вытягиваются согласно простиранию прогибов, вдоль граничных разломов, локализуясь большей частью среди пород основного состава (амфиболитов и др.). При этом, как отмечено [Архангельская, Гинзбург, 1976; Гинзбург и др., 1979], масштабы редкометальных пегматитовых полей и их продуктивность находятся в прямой зависимости от размеров вмещающих их рифтоподобных структур и особенно распространения пород повышенной основности как геохимического барьера.

В срединных массивах, сложенных докембрийскими породами и предполагающихся в пределах областей фанерозойской складчатости, пояса пегматитов также приурочены к наложенным на эти массивы разломам, краям платформ и щитов или наложившимся на них прогибам, иногда сходным с рифтоподобными структурами. Нередко в связи с зонами резонансной (отраженной) и автономной тектоно-магматической активизации каледонского (Центрально-Азиатский пояс и др.), герцинского (Монголо-Алтайский пояс и др.), киммерийского (Забайкалье, МНР и др.) циклов наблюдается дальнейший рост древних и зарождение новых гранито-гнейсовых куполов [Летников, 1975; Сеница, 1976; Афанасов, 1980; Кейльман, 1974; и др.]. Именно с такими гранито-гнейсовыми куполами во многих случаях выявляется тесная связь аллохтонных пегматитоносных гранитов, редкометальных и камерных пегматитов: борщевочный комплекс в Забайкалье [Сеница, 1975; Афанасов, 1980], многие пегматитоносные граниты и пегматиты Африки и других пегматитовых провинций мира [Божко, 1970; Колотухина и др., 1964; Holmes, 1951; и др.].

В фанерозойских складчатых областях пегматитовые поля и пояса локализуются в зонах длительного и интенсивного прогибания, т. е. залегают среди мощных флишевых песчано-сланцевых толщ с прослоями эффузивов (эвгеосинклиналей, чаще на границе с миогеосинклиналями) в экзо-эндоконтактных зонах посторогенных гранитных плутонов. Редкометальные пегматиты локализуются в прогибах кровли со стороны пологих контактов на продолжении гранитоидных массивов и между отдельными куполами мезогипабиссальной фации глубинности (Казахстан, Забайкалье и др.). Хрусталеносные пегматиты локализуются в апикаль-

ных частях куполов гипабиссальных интрузивов под непроницаемой кровлей.

Обобщение глобальных закономерностей размещения пегматитовых формаций и соответствующих им пегматитоносных гранитоидов привело нас к выводу о строгом формационном соответствии между ними, что позволяет предложить обобщенную формационную схему эволюции пегматитов и пегматитоносных гранитоидов в истории развития земной коры (табл. 25).

Весьма примечательно то, что пегматитовые пояса и поля как в докембрии, так и в фанерозое локализируются в узких зонах прогибов, где накапливаются сходные толщи флишевых и эффузивно-терригенных пород. Однако древние рифтоподобные структуры отличаются от фанерозойских геосинклинальных областей большей значимостью в составе этих отложений эффузивных образований, постоянным присутствием межпластовых тел субщелочных и щелочных основных и ультраосновных пород, трассирующих эти прогибы. Кроме этого, существенно отличается и гранитоидный магматизм: мигматит-гнейсо-плагиогранит (тоналит)-гранитная, мигматит-гнейсо-гранодиорит-гранитная и мигматит-гнейсо-гранитная формации в древних — раннедокембрийских, сменяются гранодиорит-гранитной, плагиогранит-гранитной, гранит-лейкогранитной формациями в фанерозойских складчатых областях, относимых нередко к группе формаций гранитных батолитов [Кузнецов, 1964; и др.]. При этом в рифтоподобных системах формирование гранитоидных плутонов происходило в условиях напряженного тектонического режима, что привело к отрыву пегматитовых полей от гранитоидных массивов и обусловило тектонический контроль пегматитов в отличие от фанерозойских областей, где размещение пегматитов контролируется морфологией плутонов.

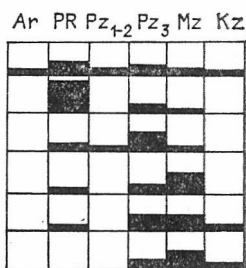
Хрусталеносные пегматиты связаны с гранитными формациями зон тектоно-магматической активизации протерозойского и фанерозойского возрастов (см. табл. 25).

Так как редкометалльные пегматитовые пояса образуются на всем протяжении эволюции земной коры и обычно связаны с долгоживущими разломами, то на различных этапах этой эволюции они ассоциируют с различными другими группами и генетическими типами месторождений, определяя специфические особенности различных металлогенических провинций [Архангельская, 1975, 1980; Эндогенное оруденение..., 1978; и др.]. Так, редкометалльные пегматитовые поля нередко залегают в раннепротерозойских прогибах, выполненных железистыми кварцитами (Украина, Западная Австралия и др.). В протерозойских рифтоподобных структурах с редкометалльными пегматитами ассоциируют более ранние гипербазиты с рудопроявлениями кобальта, никеля, меди, хрома (Канадский и Балтийский щиты, Сибирская платформа и др.), а с зеленокаменным метаморфизмом — золотое оруденение (Канадский щит, Австралия и др.) и близкие к пегматитам по возрасту приразломные гранито-подобные метасоматиты с редкоземельным и тантало-ниобиевым оруденением (Канадский щит, Сибирская платформа и др.). Для протерозойских рифтоподобных систем менее характерны щелочно-сиенитовые магматические и метасоматические породы с редкометалльным оруденением.

Для фанерозойских складчатых областей характерна ассоциация в пределах единых провинций редкометалльных и хрусталеносных пегматитов, а также грейзеновых и кварцевожилых месторождений олова, вольфрама, молибдена, висмута, бериллия (Афганистан и др.). В фанерозойских и современных рифтовых системах редкометалльные пегматиты нередко ассоциируют со щелочными гранитами и с ультраосновными щелочными породами и карбонатитами с тантало-ниобиевой и фосфорной минерализацией (Восточно-Африканский пояс, юг Сибирской платформы и др.).

Рис. 56. Эволюция генетических типов редкометального оруденения во времени [Архангельская, 1980; Солодов, 1977].

1 — пегматиты (Li, Cs, Ta, Be), 2 — полевошпатовые метасоматиты (Nb, Ta, TR, Be), 3 — щелочные граниты (Nb, Ta, TR, Be), 4 — литий-фтористые граниты (Li, Cs, Ta), 5 — карбонаты (Nb, TR), 6 — пневматолит-гидротермальные и гидротермальные (Li, Be).



Весьма важной геолого-геохимической особенностью является смена генетических типов редкометального оруденения во времени [Архангельская, 1980; Солодов, 1977; Гинзбург и др., 1979; и др.]. Так, редкометальные (Be, Ta, Li, Cs и др.) месторождения пегматитов и щелочных полевошпатовых метасоматитов (Be, Ta, Nb и др.) имеют докембрийский возраст (рис. 56) и поэтому распространены преимущественно на щитах и платформах. Среди фанерозойских преобладают другие генетические типы. Месторождения (Nb, Ta, TR, Be) связаны со щелочными (агпайтовыми) сиенитами и гранитами в основном герцинского, реже мезозойского возраста и с тектоно-магматической активизацией щитов, платформ, срединных массивов, байкалид и каледонид. Месторождения (Ta, Li), связанные с литий-фтористыми гранитами и онгонитами позднепалеозойского и мезозойского возрастов (МНР, Казахстан, Забайкалье, Центральная Европа и др.), редко протерозойские (Сибирь). Карбонатитовые месторождения (Nb, Ta, P) особенно характерны для герцинского и мезозойского циклов, хотя проявлены они и в протерозое, и кайнозое. Гидротермально-пневматолитовые и гидротермальные месторождения (Be, Mo, W, Sn) наиболее типичны в мезозое и позднем палеозое, в кайнозое их меньше, а в докембрии и раннем палеозое они мелкие и единичные.

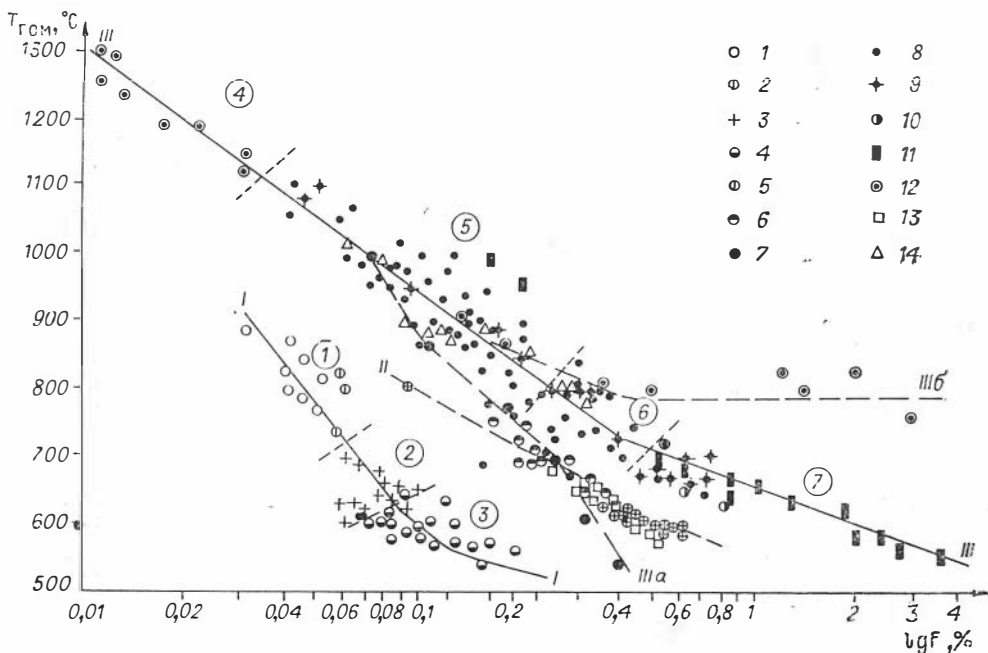


Рис. 57. Зависимость между $T_{Гсм}$ расплавных включений и содержанием фтора в гранитах и пегматитах.

1 — анатектические граниты гранулитовой и амфиболитовой фаций; 2 — пегматиты тех же фаций; 3 — пегматитоносные (камерных пегматитов) граниты; 4 — внешние зоны камерных пегматитов 5 — граниты рапакиви; 6 — камерные пегматиты (внешние зоны) из гранитов рапакиви; 7 — редкометальные пегматиты (внешние зоны); 8 — гипабиссальные граниты; 9 — граниты Шерловой Горы; 10 — литий-фтористые граниты; 11 — онгониты; 12 — вулканиты и субвулканические породы; 13 — Граносиенит-гранитная ассоциация МНР; 14 — щелочные сиениты, граниты и субщелочные лейкограниты куналейского комплекса.

Глобальные закономерности размещения пегматитоносных гранитных и пегматитовых формаций в земной коре

Формация пегматитов	Гранитоидная формация	Щит, платформа, срединный массив (палеорифтовая система, зона активизации)	Фанерозойская геосинклинально-складчатая область (геоантиклинальное поднятие, зона активизации)	Провинция, пояс
1	2	3	4	5
Хрусталеносные пегматиты формации малых глубин (фашия зеленых сланцев, гипабиссальная фашия, 1,5—3,5 км)	Гранит-лейкогранитная (Kz)	Альпийский цикл, зоны тектоно-магматической активизации щитов (Индостанского), платформ, срединных массивов (85—12 млн. лет)	Альпийский цикл, зоны тектоно-магматической активизации мезозонд, герцинид, каледонид и байкалид	Южно-Азиатский, Альпы, Балканы
	Гранит-лейкогранитная (Mz) Гнейсо-гранодиорит-гранит-лейкогранитная (Mz)	Киммерийский цикл, зоны тектоно-магматической активизации срединных массивов (190—110 млн. лет)	Киммерийский цикл, зоны тектоно-магматической активизации герцинид, каледонид, байкалид	Забайкалье, МНР, Средняя Азия и др.
	Щелочногранит-аляскитовая (Pz ₃) Гранит-лейкогранитная (Pz ₃) Грапидиорит-гранит-лейкогранитная (Pz ₃)	Герцинский цикл, зоны тектоно-магматической активизации срединных массивов (350—200 млн. лет)	Герцинский цикл, зоны тектоно-магматической активизации каледонид и байкалид	Казахстан, Урал, МНР и др.
	Гранит-рапакиви (PR ₃)	Зоны тектоно-магматической активизации щитов, платформ (1700—1600 млн. лет)		Украинский щит (Коростенский плутон), Балтийский щит (Выборгский и Питкярантский плутоны)
Редкометалльные пегматиты формации умеренных глубин (кордиорит-амфиболитовая фа-	Гранодиорит-гранит-лейкогранитная (Kz)	Альпийско-киммерийский цикл, зоны тектоно-магматической активизации (Индостанского), срединных массивов, палеорифт (?),	Альпийско-киммерийский цикл, зоны тектоно-магматической активизации герцинид, каледонид, байкалид	Южно-Азиатский, Альпы, Балканы

ция, гнймезоабиссальная
фация)

	(85—12 млн. лет)		
Гранит-лейкогранит- аляскитовая (Mz) Гранит-лейкогранитная (Mz) (Гнейсо)-гранодиорит-гранитная (Mz)	Гиммерийский цикл, зоны тектоно-магматической активизации средних массивов и платформ, рифтоподобные системы (?) (190—110 млн. лет)	Гиммерийский цикл, зоны тектоно-магматической активизации герцинид, каледонид, байкалид	Кордильер-Андийский, Забайкальская, Приморская, Средне-Азиатская и др.
Гранит-лейкогранитная (Pz ₃) Плагногранит-гранит-лейкогранитная (Pz ₃) Гнейсо-гранодиорит-гранитная (Pz ₃)	Герцинский цикл, зоны тектоно-магматической активизации платформ, средних массивов, рифтоподобные системы (?) (350—200—млн. лет)	Герцинский цикл, зоны тектоно-магматической активизации каледонид, байкалид	Ирпесейская, Центрально-Европейская, Центрально-Восточно-Казахстанская, Горно-Алтайская, Монголо-Алтайская, Туркестано-Зеравшанская, Уральская, Яно-Колымская, Аппалачская и др.
Плагногранит-гранитная (Pz ₁₋₂) Гранодиорит-гранитная (Pz ₁₋₂)	Каледонско-байкальский цикл, зоны тектоно-магматической активизации платформ, щитов, средних массивов, рифтоподобные системы (?) (700—400 млн. лет)	Каледонско-байкальский цикл, зоны тектоно-магматической активизации байкалид	Восточно-Африканско-Мадагаскарская, Центрально-Австралийская, Прибайкальская, Центрально-Азиатская, Нигерийско-Сахарская, Марокканско-Малийская, Бразильская и др.
Гранодиорит-гранитная (PR ₃ —Rf)	Гренвилльский цикл, зоны тектоно-магматической активизации щитов, протоплатформ, рифтоподобные системы (1100—800 млн. лет)		Центрально-Африканский, грабен Осло, Бихарская, Раджастанская (Индия) и др.
Гранодиорит-гранитная (PR ₃)	Протоактивизация протоплатформ и щитов, рифтоподобные системы (?) (1600—1100 млн. лет)		Неллурская (Индия), Прибайкальский, Юго-Западно-Австралийский и др.
Гранодиорит-гранитная (PR ₂)	Выборгский цикл, протоактивизация протоплатформ и крато-		Блэк-Хиллс, Скандинавская, Приазовская, Внут-

1	2	3	4	5
	Мигматит-гнейсо-гранодиорит-гранитная (PR ₂)	нов, палеорифтоподобные системы (?) (1800—1600 млн. лет)		ренней Монголии (КНР), Южно-Сибирская и др.
	Мигматит-гранитная (PR ₁) Мигматит-гнейсо-гранитная (PR ₁) Мигматит-гнейсо-гранодиорит-гранитная (PR ₁)	Карельский цикл, протоактивизация кратонов, рифтоподобные системы (?) (2100—1900 млн. лет)		Украинский, Майсурская (Индия), Гвианская (Южная Америка), Берег Слоновой Кости, Кольский и др.
	Мигматит-гнейсо-гранодиорит-гранитная (Ar)	Кеноренский цикл, кратоны, протоконтиненты, протогеосинклинали (3000—2400 млн. лет)		Южно-Канадский, Родезийско-Трансваальский, Северо-Танзанийский, Кольский, Западно-Австралийский, Кимберли-Дарвин и др.
Мусковитовые пегматиты формации больших глубин (альмандин-амфиболитовая и абиссальная фации, 8—14 км)	Гнейсо-гранодиорит-гранитная (Kz)	Альпийский цикл, зоны тектоно-магматической активизации Индостанского щита (85—20 млн. лет)		Южно-Азиатский (Гиндукуш)
	Гранодиорит-пегматоидно-гранитная (PR ₃ —Pz ₁)	Зоны тектоно-магматической активизации платформ и срединных массивов, рифтоподобные системы (700—400 млн. лет)	Байкальско-каледонский цикл	Мамско-Чуйский, Майсурский (Индия), Южно-Азиатский, Бразильский и др.
	Гранодиорит-гнейсо-гранитная (PR ₃)	Протоактивизация протоплатформ, щитов, палеорифтовые системы (1600—1100 млн. лет)		Восточно-Саянский, Кондаковский, Бихарский, Раджастанский, Майсурский, Южно-Азиатский, Алданский и др.
	Мигматит-гнейсо-гранитная (PR ₂)	Протоактивизация кратонов и рифтоподобные системы (1750—1600 млн. лет)		Кольско-Карельская, Неллурская и др.
Редкоземельные пегматиты формации весьма больших глубин (гранулитовая и абиссальная фации, 10—14 км)	Мигматит-гнейсо-гранитная (PR ₁) Мигматит-тоналит (плаггиогранит)-гнейсо-гранитная (Ar—PR ₁)	Кратоны, протоконтиненты, протоплатформы (3600—2000 млн. лет)		Южно-Азиатский, Канадский, Балтийский, Украинский, Алданский, Западно-Австралийский и др.

Кроме того, весьма примечательно то, что смена генетических типов оруденения во времени характерна и для каждого редкого элемента в отдельности [Архангельская, 1980; Солодов, 1977]. Так, если архейские месторождения Ве пегматитовые, то в протерозое появились бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты (Канадский щит и др.). В палеозое, особенно в мезозое, широко проявлены грейзеновые и гидротермальные месторождения бериллия, а в альпийский цикл возникли лишь низкотемпературные месторождения бертрандита (рис. 56).

Наиболее древние месторождения тантала, лития и цезия тоже пегматитовые, а в протерозое к ним добавились щелочные полевошпатовые метасоматиты при незначительном развитии щелочных сиенитов и гранитов, карбонатитов и литий-фтористых гранитов. В позднем палеозое резко преобладают щелочные агапитовые сиениты и граниты, а в мезозое — литий-фтористые граниты. Карбонатиты преимущественно образовались в позднем мезозое, а в кайнозое наряду с карбонатитами формировались крупные поля редкометальных пегматитов. Те же закономерности характерны для месторождений циркония и редких земель.

8.4. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТНЫХ И ПЕГМАТИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Объективные геолого-геохимические критерии генетической связи пегматитов с гранитами практически еще не разработаны и до сих пор в литературе на эту тему ведется дискуссия.

Как уже отмечалось, обширная группа гранитных пегматитовых формаций генетически неоднородна, отличается не только по глубине образования, геохимическим особенностям и характеру рудоносности и связи с гранитами, но, что наиболее существенно, по механизму формирования и источникам вещества [Гинзбург и др., 1979; Макрыгина и др., 1977; Никаноров, 1979; Недумов, 1975; Петров, Макрыгина, 1975; Салье, Глебовицкий, 1976; Шмакин, 1976; и др.]. Следовательно, как пегматиты, так и пегматитоносные гранитоиды гетерогенны, причем каждая пегматитовая формация имеет свои принципиально различные взаимоотношения с гранитоидными плутонами. При этом весьма важно то, что намечается глубокое соответствие между формациями пегматитов и пегматитоносных гранитов (табл. 25).

Наиболее глубинные пегматиты, приуроченные к древним мигматит-гранитоидным комплексам гранулитовой фации метаморфизма, обнаруживают тесную пространственную связь (вплоть до постепенных взаимных переходов) с лейкократовым материалом мигматитов и анатектических гранитов или же с их ультраметаморфическими обособлениями [Макрыгина и др., 1977; Петров, Макрыгина, 1975; Кориковский, 1967; и др.]. Эти гранитоиды отличаются резко пониженными содержаниями фтора и фторофильных РЭ от других гранитоидных формаций (см. табл. 26). Для них характерны наиболее высокие значения отношений K/Na , K/Rb , Na/Li , Rb/Li , Ba/Rb .

На протяжении ряда лет господствовало мнение о том, что слюдоносные пегматиты имеют только метаморфогенное происхождение и с гранитами вообще не связаны. Современные данные свидетельствуют [Гинзбург и др., 1979; Слюдоносные пегматиты..., 1976; Шмакин, 1976; Никаноров, 1979; и др.] о гетерогенности слюдоносных пегматитов (магматическом, метаморфическом и послемагматическом генезисе). Гетерогенными являются и ассоциирующие с ними пегматоидные гранитоиды, формирующиеся в условиях альмандин-амфиболитовой фации [Винклер, 1969, 1979] или кианит-силлиманитового и дистенового типов [Макагон, 1977]. Метаморфические граниты имеют близкие, но несколько более высокие содер-

Средние содержания Na, K, F (%), редких элементов (г/т) и индикатора

№ п/п	Магматическая формация	Na	K	F	Li	Rb	Cs	Be	Ba	Sr	Mo	W	Sn
<i>Гранитоиды редкоземельных пегматитов</i>													
1	Мигматит-гнейсо-гранитная	2,3	4,6	0,018	11	140	—	0,6	2800	280	1,2	—	2,8
2	Мигматиты	2,5	2,4	0,07	32	103	—	0,8	636	259	—	—	4,3
3	Гнейсо-граниты	2,0	4,1	0,04	26	182	—	0,9	1000	181	—	—	3,2
4	Граниты	2,4	4,1	0,04	18	192	—	0,7	840	187	—	—	2,0
<i>Пегматоидные граниты слодоносных пегматитов</i>													
5	Гранодиорит-пегматоидно-гранитная (PR):												
	Метаморфическая	3,3	1,1	0,04	22	35	—	2,0	538	636	—	—	2,0
	ортоклазовая магматическая	3,0	3,7	0,05	27	118	4	1,3	5500	820	—	—	3,0
	микроклиновая магматическая	3,3	2,7	0,08	41	125	5	3,2	720	390	—	—	3,0
<i>Граниты редкометалльных пегматитов</i>													
6	Мигматит-гранитная (PR ₁)	3,2	3,2	0,03	75	260	—	3,3	320	140	—	—	—
7	Гранодиорит-гранитная (PR ₂)	2,5	2,9	0,05	45	160	10	2,8	740	400	0,8	3,2	9,1
8	Гранодиорит-гранит-лейкогранитная (P ₃)	2,6	3,4	0,065	81	200	15	7,6	—	—	1,2	3,1	8,0
9	То же	2,7	3,3	0,03	40	230	—	4,6	—	—	—	—	9,0
10	Гранит-лейкогранит-аляскитовая (M ₂)	2,6	3,8	0,065	72	250	16	4,5	391	163	1,2	2,2	10,0
11	Гранит-лейкогранитная (Mz)	3,1	3,2	0,05	140	250	—	3,0	—	—	—	—	9,0
<i>Граниты хрусталоносных (намерных)</i>													
12	Гранит-рапакиви (PR ₂)	2,5	4,1	0,14	55	226	3	7,7	190	—	1,1	—	8,2
13	Гранодиорит-лейкогранитная (Pz ₃)	2,9	3,8	0,10	28	210	2	11,0	—	—	—	—	16,0
14	Щелочно-гранит-аляскитовая (Pz ₃)	3,4	4,2	0,26	40	270	1	11,0	—	—	—	—	7,2
15	Гранит-лейкогранит-аляскитовая (Mz)	2,8	3,9	0,12	124	305	16	3,1	340	150	1,1	4	12

Примечание. 1,7 — данные Л. В. Таусона (1977); 2—4 — Б. В. Петрова, В. А. Мак-Я. А. Косалса; 9, 11—Поля..., 1976; 12—14—А. И. Гинзбурга и др. (1979); 10, 15—Я. А. Косалса

жания лития, бериллия, стронция, бария, фтора по сравнению с гранитоидами гранулитовой фации (см. табл. 26), достигая максимальных в магматических ортоклазовых гранитах при снижении отношений в 2—3 раза: K/Na, Na/Li, Rb/Li, Ba/Sr, Ba/Rb.

В редкометалльных пегматитовых полях, поясах и провинциях широко распространены дифференцированные аллохтонные гранитоидные комплексы обычно нормальной известково-щелочной серии [Гинзбург и др., 1979; Ставров, 1978; Лукашев, 1976; и др.]. Для этих комплексов, особенно докембрийских, нередко характерна автохтонность гранитоидов (гнейсо-гранодиоритов, гнейсо-гранитов) ранней фазы и развитие мигматитов как в докембрии, так и в фанерозое. В фанерозое в зонах тектономагматической активизации широко представлены пегматитоносные гнейсо-гранодиорит-гранитная, гранит-лейкогранитная, гранодиорит-гранитная и гранит-лейкогранит-аляскитовая формации (Казахстан, Забайкалье, МНР и др.). Редкометалльные пегматиты независимо от возраста являются конечными дифференциатами аллохтонных дифференцированных комплексов. При этом весьма важной геохимической особенностью является закономерное накопление фтора и фторофильных РЭ, снижение содержаний бария и стронция от ранних к поздним фазам (табл. 27) и далее к пегматитам [Гинзбург и др., 1979; Гордиенко, 1979; Салье, Глебовицкий, 1976; и др.]. Отчетливо проявлена дегазация аплитов в отношении фтора и фторофильных РЭ. Повсеместная пространственно-временная сопряженность: пегматиты — аплиты — аллохтонные граниты в мезо-

торные отношения в пегматитоносных гранитах разных формаций

B	Nb	Ta	K/Na	K/Rb	Na/Li	Rb/Li	F/Li	F/Be	Ba/Sr	Ba/Rb	B/Be	Sn/W	Nb/Ta	F/Ta	F/Sn
<i>матитов (гранулитовая фация)</i>															
—	—	—	2,00	329	2091	12,7	16,4	300	10,0	20,0	—	—	—	—	64,3
—	—	—	0,96	233	781	3,2	21,8	875	2,4	6,1	—	—	—	—	162,8
—	—	—	2,05	225	770	7,0	15,4	444	5,5	5,5	—	—	—	—	125,0
—	—	—	1,70	213	1333	10,6	22,2	571	4,5	4,3	—	—	—	—	200,0
<i>титов (альмандин-амфиболитовая фация)</i>															
—	—	—	0,33	330	1500	1,6	18,2	200	0,8	15,4	—	—	—	—	200,0
—	—	—	1,23	323	1111	4,4	18,5	385	6,7	46,6	—	—	—	—	166,7
—	—	—	0,82	245	805	3,0	19,5	250	1,8	5,7	—	—	—	—	266,7
<i>тов (жордиерит-амфиболитовая фация)</i>															
265	20	2,5	1,00	123	425	3,4	4,0	100	2,3	1,2	80,3	—	8,0	12	—
17	—	—	1,16	181	555	3,6	11,1	179	1,8	4,6	6,1	2,8	—	—	54,9
9	26	3,5	1,33	170	321	2,5	8,0	86	—	—	1,2	2,6	7,4	186	81,3
22	15	3,2	1,22	143	675	5,7	7,5	66	—	—	4,9	—	4,7	94	3,3
18	22	3,1	1,46	152	361	3,5	9,0	144	2,4	1,6	4,0	4,5	7,1	260	65,0
—	18	3	1,0	128	221	1,8	3,5	167	—	—	—	—	6,0	167	55,6
<i>пегматитов (фация зеленых сланцев)</i>															
21	—	—	1,64	180	454	4,1	25,5	181	—	0,7	2,7	—	—	—	—
3	—	—	1,31	181	1000	7,5	55,6	91	—	—	0,3	—	—	—	—
1	28	1,9	1,23	155	850	6,7	65,0	236	—	—	0,1	—	14,7	137	361,0
21	24	3,5	1,39	128	226	2,5	9,7	387	2,3	1,1	6,8	3,0	6,9	343	100,0

рыгиной (1975); 5 — В. М. Макагона (1977), Б. М. Шмакина (1976); 6 — В. В. Гордиенко (1979); с учетом данных В. Д. Козлова и др., (1977).

и особенно в гипабиссальной фации в редкометальных пегматитовых полях, наиболее ярко проявленная в фанерозое, рассматривается нами как единая рудномагматическая система. Поэтому дегазацию локальных участков остаточного расплава мы считаем существенным источником флюидно-газовой фазы, обогащенной фтором и фторофильными РЭ, создающей благоприятную обстановку для формирования редкометальных пегматитов. Еще более отчетливо о дифференциации, вернее направленной эволюции расплава, можно судить по снижению отношений K/Rb, Na/Li, F/Li, F/Be, Ba/Rb, Nb/Ta. Намечается тенденция накопления фтора и фторофильных РЭ и снижение величин этих отношений в пегматитоносных гранитных комплексах, материнских для редкометальных пегматитов, по сравнению со слюдоносными, т. е. от автохтонных к аллохтонным. Кроме того, проявлена тенденция накопления фтора и фторофильных РЭ от более древних к молодым пегматитоносным гранитным формациям (см. табл. 26, 27). Это, по нашему мнению, указывает на определенную эволюцию условий формирования (уменьшение фации глубинности) пегматитоносных гранитов и редкометальных пегматитов во времени (PR₁ — Mz), т. е. в истории развития земной коры. Следовательно, гранитоиды в докембрии на щитах и платформах менее перемещены, чем в фанерозойских областях и зонах тектоно-магматической активизации.

Материнские для хрусталеносных пегматитов (камерных, миароловых) граниты областей низких давлений (малых глубин) относятся к ги-

Средние содержания щелочей, фтора (%) и редких элементов (г/т) в разновозрастных индикаторные от

№ п/п	Порода, фаза	Na	K	F	Li	Rb	Be	Mo	W	Sn	Nb	Ta	B
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14

Редкометалльные пегматиты

Балтийский щит (PR₁)

1	Мигматит-граниты	3,1	3,6	0,015	80	51	2,9	—	—	—	17	—	11
2	Граниты двуслюдяные	3,0	3,5	0,05	55	331	5,8	—	—	—	24	2,3	340
3	Граниты пегматоидные	3,4	3,0	0,021	247	410	4,2	—	—	—	18	3,3	380

Саянский комплекс (PR₂)

4	Гранитоиды, I	2,3	2,4	0,057	33	103	2,4	1,0	3,7	10	—	—	10
5	Граниты, II	2,5	3,9	0,054	78	286	4,2	0,7	2,5	13	—	—	24

Калбинский комплекс (Pz₃)

6	Гранитоиды эндокон- такта	2,6	2,9	0,07	105	170	6,5	1,2	2,1	6	21	2,0	6
7	Граниты, I	2,6	3,3	0,09	87	199	7,8	1,3	2,0	8	31	3,2	8
8	Граниты, II	2,7	3,4	0,06	77	250	7,5	1,2	3,2	9	28	3,8	10
9	Граниты, III	2,8	3,5	0,08	121	350	10,1	1,4	3,9	12	23	4,6	14
10	Аплиты (дайки)	3,3	3,2	0,02	35	280	3,3	1,3	1,9	5	13	1,6	6
11	Аплит-пегматиты	3,3	3,5	0,04	54	460	9,3	1,5	4,2	23	25	4,0	26

Урал (Pz₃)

12	Гранитоиды эндокон- такта	3,0	1,5	0,02	60	182	3,0	—	—	13,3	18	2,5	—
13	Граниты, I	2,7	3,8	0,03	18	151	3,0	—	—	12,0	12	1,1	25
14	Граниты, II	2,9	3,3	0,04	50	300	4,0	—	—	11,8	12	3,9	20
15	Граниты лейкократо- вые, III	2,8	3,8	0,03	30	330	6,5	—	—	4,0	12	4,9	25

Средняя Азия (Pz₃)

16	Граниты, I	3,8	2,3	0,37	162	200	3,0	—	—	—	20	2,0	—
17	Гранит лейкократо- вый, II	2,2	4,7	0,33	54	160	3,0	—	—	—	20	2,0	—

Средняя Азия (Mz)

18	Гранит, I	2,8	1,6	0,05	180	155	2,2	—	—	5,6	20	2,0	—
19	Граниты двуслюдяные, I	3,0	3,1	0,06	240	255	3,4	—	—	11,8	15	4,0	—
20	Граниты лейкократо- вые, II	3,3	3,1	0,04	80	260	2,7	—	—	10,0	22	3,0	—

Борщевочный комплекс (Mz)

21	Гранитоиды, I	2,4	3,9	0,05	45	150	2,5	1,1	1,1	3,5	16	1,5	16
22	Граниты, II	2,4	4,0	0,065	52	238	3,5	1,2	2,0	6,5	25	2,7	17
23	Граниты лейкократо- вые, II	2,6	3,8	0,045	89	260	4,6	1,4	1,5	8,0	26	3,7	16
24	Аплиты (дайки)	2,9	4,4	0,01	35	150	1,5	1,1	1,5	4,0	15	1,5	11

Кукульбейский комплекс (Mz)

25	Граниты, I	2,7	3,7	0,06	58	260	4,6	1,1	2,2	8,0	22	2,1	19
26	Граниты, II	3,0	3,8	0,07	91	360	8,8	1,3	3,1	21	21	3,9	31
27	Аплиты (дайки)	3,4	3,0	0,01	28	210	2,5	1,1	2,5	5,0	16	1,7	14

Хрусталеносные пегматиты

Монастырский комплекс (Pz₃)

28	Граниты, I	2,6	3,9	0,16	75	160	4,5	1,1	2,0	4,7	13	2,0	13
29	Граниты, II	2,8	3,5	0,12	33	156	5,8	1,2	2,8	5,5	14	1,9	10

материнских гранитных комплексах рекометальных и хрусталеносных пегматитов и ношения элементов

Ba	Sr	K/Na	K/Rb	Na/Li	Rb/Li	F/Li	F/Be	Ba/Sr	Ba/Rb	B/Be	Sn/W	Nb/Ta	F/Ta	F/Sn
15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Редкометальные пегматиты														
<i>Валтийский щит (PR₁)</i>														
595	253	0,84	510	584	0,6	1,8	52	23	11,6	3,8	—	—	—	—
225	123	1,16	106	546	6,0	9,0	88	1,8	0,6	52,8	—	10,4	247	—
60	37	0,88	73	137	1,6	0,8	50	1,6	0,1	90,5	—	5,4	63	—
<i>Саянский комплекс (PR₂)</i>														
800	510	1,04	233	697	3,1	17,3	238	1,6	7,8	4,2	2,7	—	—	57
440	170	1,56	136	320	3,7	6,9	129	2,6	1,5	5,7	3,1	—	—	42
<i>Калбинский комплекс (Pz₃)</i>														
—	—	1,12	171	248	1,6	6,7	108	—	—	0,9	2,6	10,5	350	117
—	—	1,27	166	299	2,3	10,3	115	—	—	0,9	4,9	9,7	287	113
—	—	1,26	136	351	3,2	7,8	80	—	—	1,3	2,8	7,4	158	67
—	—	1,25	100	231	2,9	6,6	79	—	—	1,4	3,1	5,0	174	67
—	—	0,97	114	943	8,0	5,7	61	—	—	1,8	1,4	8,1	125	44
—	—	1,06	76	611	8,5	16,7	97	—	—	2,8	5,5	6,2	225	39
<i>Урал (Pz₃)</i>														
—	—	0,50	82	5000	3,0	3,3	67	—	—	—	—	7,2	80	15
—	—	1,40	251	1500	8,3	16,6	100	—	—	8,3	—	11,9	272	25
—	—	1,13	110	580	6,0	8,0	100	—	—	5,0	—	3,0	103	34
—	—	1,35	115	933	11,0	10,0	46	—	—	3,8	—	2,4	61	75
<i>Средняя Азия (Pz₃)</i>														
—	—	0,51	115	234	1,2	22,8	1233	—	—	10,0	—	10,0	1850	—
—	—	2,13	293	407	2,9	61,1	1100	—	—	—	—	10,0	1000	—
<i>Средняя Азия (Mz)</i>														
—	—	0,57	103	155	0,8	2,8	227	—	—	—	—	10,0	250	—
—	—	1,03	121	125	1,0	2,5	176	—	—	—	—	3,7	150	—
—	—	0,91	119	412	3,2	5,0	148	—	—	—	—	7,3	133	—
<i>Борщевочный комплекс (Mz)</i>														
787	308	1,63	268	533	3,3	11,1	200	2,6	5,2	6,4	3,2	10,7	333	142
410	193	1,67	168	461	4,6	12,5	186	2,1	1,7	4,9	3,3	9,3	296	100
383	129	1,46	146	292	2,9	5,1	98	3,0	1,5	3,5	1,7	7,0	167	56
250	60	1,52	293	828	4,3	2,8	67	4,1	1,4	7,3	2,7	10,0	67	25
<i>Кукумбейский комплекс (Mz)</i>														
290	150	1,37	142	465	4,5	10,3	138	1,9	1,1	4,1	3,6	9,5	286	75
130	80	1,27	105	330	3,9	7,7	80	1,6	0,4	3,5	6,8	5,4	206	33
80	40	0,88	143	1214	7,6	3,5	40	2,0	0,4	6,4	2,0	9,4	59	20
Хрусталеносные пегматиты														
<i>Монастырский комплекс (Pz₃)</i>														
—	—	1,56	244	347	2,1	21,3	355	—	—	2,9	2,4	6,5	800	340
—	—	1,25	233	848	4,6	26,4	207	—	—	1,7	1,9	7,4	631	218

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
30	Аплиты (дайкп)	3,6	3,2	0,02	12	140	2,2	1,1	2,0	4,5	14	0,9	9
31	Аплит-пегматит	3,6	2,2	0,12	42	200	8,4	1,3	3,2	8,9	15	2,2	9
<i>Адун-Челонский массив (Мз)</i>													
32	Граниты эндоконтак-	2,6	4,0	0,15	65	220	1,6	1,2	2,8	4,8	24	2,8	22
33	та, I Граниты, I (центр. часть)												
34	Гранит-порфир (дайка)	2,8	3,5	0,18	125	290	5,8	1,0	4,0	12,0	24	3,5	25
35	Аплит, аплитовидный гранит	3,2	3,3	0,06	52	230	3,3	1,0	4,0	6,0	20	2,7	17
		2,8	3,7	0,01	12	360	2,3	0,8	2,0	3,5	15	1,5	30

Примечание. 1—3 — данные В. В. Гордиенко (1979); 4, 5 — Л. В. Таусона (1977),
ных В. Д. Козлова и др. (1977).

пабиссальной фации. Среди них выделяются четыре формации зон тектономагматической активизации: рапакиви и рапакивидные граниты (PR₃) Коростеньского (Украинский щит), Питкярантского, Выборгского и Салминского плутонов (Балтийский щит); гранодиорит-гранит-лейкогранитная (Pz₃—Mz) (Каибский, Зерендинский, Бектаутинский и другие массивы в Казахстане, борщевочный, кыринский комплексы в Забайкалье); щелочногранит-аляскитовая (Кентский, Акжайляуский и другие массивы в Казахстане, плутон Пайк-Пик, Колорадо, США и др.); гранит-лейкогранитная (Pz₃—Mz) (Адун-Челонский массив, монастырский комплекс в Казахстане, Мурзинско-Адуйский массив на Урале, Пала в США, провинция Минас-Жерайс в Бразилии, а также провинции в МНР, Афганистане). В целом для гранитов этих формаций характерен дальнейший рост содержания калия, фтора, фторофильных РЭ, снижение бария и стронция и отношений K/Rb, Na/Li, Ba/Rb и др. Распределение фтора и фторофильных РЭ в гранитных массивах во многом определяется кислотно-щелочными свойствами расплавов [Коваленко, 1977; Косалс, 1976б; Таусон, 1977; и др.], что особенно усиливается по мере снижения фации глубинности [Антипин, 1977; Косалс, 1976б; и др.]. Хрусталеносные пегма-

Содержание элементов (г/т) и индикаторные отно

Пегматиты	Регион	Калишпат			Мусковит		
		Ba	Rb	Ba/Rb	Ba	Rb	Ti
Редкоземельные	США	5000	442	11,3	—	—	—
	Слюдянка	7400	260	28,5	—	—	—
	Приольхонье	200	250	0,57	280	380	5400
Мусковитовые	США	8000	300	27,0	3000	400	—
	Восточная Сибирь	7000	330	21,2	2600	250	4500
	Балтийский щит	2870	315	9,1	2000	375	3300
	Индия	7200	525	13,7	1250	400	3550
Редкометалльные	США	40	2000	0,02	20	3000	—
	Восточная Сибирь	100	7750	0,013	20	7850	900
	Балтийский щит	30	7200	0,005	—	5450	600
	Индия	20	3200	0,006	30	4200	800
Хрусталеносные	Восточная Сибирь	20	2830	0,007	20	2500	2300
	Украинский щит	10	810	0,012	—	1880	10

Примечание. США — данные Б. М. Шмакина с соавторами (1979); Слюдянка, При и Украинский щиты — [Поля..., 1976]; Восточная Сибирь (хрусталеносные) — А. В. Татарнинова

15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
—	—	0,89	229	3000	11,6	16,7	90	—	—	4,9	2,2	15,5	220	44
—	—	0,61	110	857	4,7	28,5	143	—	—	1,1	2,8	6,8	545	135
<i>Адуи-Челонский массив (Мз)</i>														
—	—	1,58	181	400	3,3	23,0	937	—	—	13,7	1,7	8,5	537	313
340	150	1,25	120	224	2,3	14,4	340	2,2	1,1	4,2	3,0	7,1	514	150
—	—	1,03	143	615	4,4	11,5	182	—	—	5,1	1,5	7,4	222	100
—	—	1,33	103	2333	30,0	8,3	43	—	—	13,0	1,7	10,0	66	29

6—11, 28—31 — Я. А. Косалса; 12—27 — [Поля..., 1976]; 32—35 — Я. А. Косалса с учетом дан-

титы так же, как и редкометалльные, весьма тесно в пространстве и во времени сопряжены с дайками аплитов и аплитовидных гранитов, что отмечено многими исследователями [Гинзбург и др., 1979; Осипов, 1974; и др.]. При этом они интенсивно дегазированы в отношении фтора и фторофильных РЭ (см. табл. 27), способствуя обособлению флюидной фазы в ловушках-камерах остаточного расплава, обогащенного водой, фтором и фторофильными РЭ.

Каждой материнской гранитной фации глубинности и формации соответствует своя формация пегматитов и характеризуется определенным уровнем содержания РЭ, бора и фтора, по еще в большей мере величинами индикаторных отношений K/Rb, Na/Li, Ba/Rb, Ba/Sr, Nb/Ta.

Геохимическая специфика пегматитов и гранитов определяется давлением во время кристаллизации расплава [Косалса, 1976б; Таусоп, 1977; Шмакин, 1979; и др.], что хорошо видно на примере гранитных пегматитоносных формаций разных фаций (см. табл. 26). В пегматитах разных формаций это хорошо иллюстрируют данные распределения РЭ в отдельных минералах: калишпате, биотите и мусковите (табл. 28). Хорошим индикатором давления при пегматитообразовании считают [Шмакин,

Таблица 28

шения в минералах пегматитов разных формаций

Мусковит					Биотит							
Nb	Ta	Ba/Rb	Ti/Nb	Nb/Ta	Ba	Rb	Ti	Nb	Ta	Ba/Rb	Ti/Nb	Nb/Ta
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	—	0,74	540	—	—	—	—	—	—	—	—	—
112	22,5	7,5	—	5,0	3000	400	—	62	3	7,5	—	20,6
60	—	10,4	75	—	1933	379	23 800	85	5	5,1	280	17,0
55	—	5,3	60	—	2850	489	19 100	65	—	5,8	294	—
45	—	3,1	79	—	1250	1238	13 600	91	10	1,0	149	9,1
188	53,8	0,007	—	3,5	595	1013	—	404	67	0,6	—	6,0
200	—	0,003	4,5	—	1750	2300	2 240	250	16	0,7	64	21,9
155	—	—	3,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
285	—	0,007	2,8	—	345	3344	16 400	185	66	0,1	89	2,8
30	—	0,008	77	—	122	2092	—	—	—	0,06	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

ольхонье, Восточная Сибирь (мусковитовые), Индия — Б. М. Шмакина (1976, 1979); Балтийский и др. (1976).

1979; Шмакин и др., 1979; и др.] отношения Ba/Rb, Ti/Nb в этих минералах (табл. 28), что не менее отчетливо проявляется и в гранитах (см. табл. 26, 27).

Из изложенного в этой главе следует:

1) по геохимическим данным можно довольно надежно выделить пегматитоносные гранитоидные формации по фациям глубинности, а также судить об их потенциальной рудоносности и прогнозировать пегматиты;

2) для пегматитоносных гранитных формаций характерна тенденция закономерного накопления фтора и фторофильных РЭ и снижения величин отношений K/Rb, Mg/Li, Na/Li, Ba/Rb и др. от абиссальной к гипабиссальной фации и от ранних к поздним комплексам (формациям) и фазам;

3) геохимическая специализация и рудоносность гранитных и пегматитовых формаций определяется строением и составом земной коры в областях генерации магм, кислотно-щелочной эволюцией и направленностью эманационной дифференциации во время движения и кристаллизации расплава в магматической камере;

4) формационное и фациальное соответствие на основе петрохимического и геохимического единства и закономерная смена во времени и пространстве пегматитоносных гранитов и пегматитов только определенных формаций отражает эволюционное развитие отдельных геоструктур и земной коры в целом. Это позволяет при геолого-геохимических исследованиях гранитных плутонов прогнозировать формации пегматитов.

9. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ

Вопрос о генезисе кислых магм как вулканоплутонических, так и плутонических ассоциаций и условиях их кристаллизации весьма сложен и до сего времени далек от решения в силу их гетерогенности.

Так, более 50 лет продолжается дискуссия о генезисе гранитоидов, имеющих весьма широкое распространение в областях высокотемпературного регионального и локального метаморфизма (от гранулитовой до фации зеленых сланцев) и мигматизации. По этому вопросу в настоящее время существует шесть альтернативных гипотез: 1) выплавление гранитного расплава происходит за счет повышения температур с участием воды, образующейся при дегидратации породообразующих слюды и роговых обманок [Шкодзинский, 1976]; 2) выплавление происходит на фронте восходящих растворов, богатых водой, без существенного привноса других компонентов; 3) восходящие растворы привносят калий, натрий, кремнезем и летучие компоненты (H_2O , Cl, F и др.), что приводит к образованию гранитного расплава за счет богатых глиноземом силикатов; 4) восходящие растворы не только привносят, но и выносят породообразующие компоненты, приводя к «метаматматической» дебазификации [Коржинский, 1972], что создает возможность образования гранитов за счет пород существенно иного состава вплоть до «гранитизации» базитов; 5) граниты нередко или даже преимущественно образуются без участия плавления путем метасоматического преобразования различных пород восходящими растворами; 6) граниты — продукты дифференциации базальтоидных магм.

Гипотеза гранитизации (без плавления), возникшая в 30-е годы и ставшая затем весьма распространенной, в последнее десятилетие быстро теряет свою популярность. Правда, сам термин имеет пока распространение, но постепенно уже теряет свой первоначальный смысл, отвечающий ги-

потезе 5. По мнению Б. С. Соболева (1973), он приобретает более широкое геологическое значение пространственного замещения гранитом ранее существовавших пород с образованием расплава (неперемещенные автохтонные гранитоидные баголты, а также магматическое замещение пород с последующим перемещением расплава) с тем или иным участием привноса и выноса компонентов, чаще всего в соответствии с гипотезой Д. С. Коржинского (1972).

Как отмечает В. С. Соболев (1976), рамки рациональной дискуссии в петрологическом аспекте сейчас все более ограничиваются: экспериментальными исследованиями по плавлению упрощенных систем и реальных гранитов при участии H_2O , NaF и KF [Кадик и др., 1971; и др.]; изучением гомогенизации расплавных включений в минералах из гранитоидов и других магматических пород, что значительно сложнее, чем для вулканических пород [Бакуменко, 1970; Бакуменко и др., 1979б; Магматогенная кристаллизация..., 1975; Ермаков, Долгов; 1979; и др.].

9.1. ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ И ПЕГМАТИТОВ РАЗНЫХ ФАЦИЙ ГЛУБИННОСТИ

За последние 5—8 лет накоплен довольно обширный материал по термобарогеохимии расплавных включений в минералах из гранитоидов разных фаций и их эффузивных аналогов. Обобщение этих данных (табл. 29) свидетельствует о тенденции возрастания температур гомогенизации ($T_{ГОМ}$) от абиссальной к поверхностным фациям. Минимальные $T_{ГОМ}$ расплавных включений (900—760°C), характерные для мигматитов, автохтонных гранитов и пегматитов гранулитовой и амфиболитовой фаций [Магматогенная кристаллизация..., 1975; Генетические исследования..., 1976; Чупин, 1975; и др.], возрастают до 1000°C в мезоабиссальной, до 1100°C в гиабиссальной [Генетические исследования..., 1976; Бакуменко и др., 1979а, б; Косалс, 1976б; и др.], до 1200—1300°C в субвулканической и достигают максимума (1400°C) в эффузивной фации.

Высокие $T_{ГОМ}$ (>900°C) характерны для вкрапленников гранитоидов гиабиссальной и субвулканической фаций и эффузивов. Так, наиболее высокие $T_{ГОМ}$ (до 1100°C) установлены в центральных частях вкрапленников кварца из гранит-порфиров апикальной части гиабиссального Первомайского массива (гуджирский комплекс) в Западном Забайкалье и более поздних даек. К периферии вкрапленников $T_{ГОМ}$ снижается до 850—800°C. В кварце основной массы первичные расплавные включения, а во вкрапленниках кварца — вторичные дают $T_{ГОМ}$ в интервале 850—650°C [Косалс, 1976б].

Относительно более низкие $T_{ГОМ}$ (880—730°C) выявлены в эльджуртинских гранитах [Наумов, Учайшвили, 1977] и рапакививидных гранитах I фазы [Чупин и др., 1979]. Низкие $T_{ГОМ}$, равные 700—660°C, расплавных включений отмечены в гранитах Шерловой горы и Адун-Челонского массива [Косухин, 1980], а в лейкократовых гранитах II фазы Дунгалинского (Калба) массива и в средиезернистых гранитах II фазы Кырийского массива $T_{ГОМ}$ еще ниже (640—600°C). Наиболее низкие $T_{ГОМ}$ (650—560°C) расплавных включений зафиксированы в породах гранит-граносиенитовой ассоциации МНР и гранитах рапакиви II и III фазы [Чупин и др., 1979; Чудин, Матреницкий, 1980]. В топазах из литий-фтористых (амазонит-альбитовых) гранитов гиабиссальной фации и субвулканических онгонитов $T_{ГОМ}$ расплавных включений также низкие — соответственно 650—600 и 720—580°C [Наумов, Учайшвили, 1977]. Сходные $T_{ГОМ}$ расплавных включений установлены в кварце из внешних зон (апли-товидной и графической) камерных пегматитов [Наумов, Учайшвили,

Температуры гомогенизации ($T_{\text{ГОМ}}$) расплавных включений в минералах из гранитоидов и эффузивов

Порода, фаза	Минерал	$T_{\text{ГОМ}}$ расплавных включений, °C	Давление флюида ($P_{\text{ФЛ}}$), кбар	Местонахождение (массив)	Источник
1	2	3	4	5	6
Э ф ф у з и в н а я ф а ц и я					
Риолиты	Санидин	1200—1070		Исландия	Наумов, Поляков, 1974
»	Кварц	1150—950		Там же	Там же
Обсидиан	Санидин	1180—1070		»	»
Кварцевый порфир	Кварц	1260		Кавказ	Генетические исследования..., 1976
»	»	1150—1125		Салаир	Там же
»	»	1260—860		Вост. Забайкалье	Наумов и др., 1975
Лавобрекчия кварцевого порфира	»	1260—980		Там же	Там же
Туфолава кварцевого порфира	»	1260—940		»	»
Туф кварцевого порфира	»	940—780		»	»
Дацит	»	1260—1180		»	»
Туф дацита	»	1100—940		»	»
»	»	900—780		»	»
Кварцевый альбитофир	»	1270—1140		»	»
Кварцевый порфир	»	1320—1200		Сев. Тянь-Шань	Наумов и др., 1969
Пемза	Плагиоклаз	1350—1080		Вулкан Хангар	Бакуменко, 1970
»	Кварц	1260—780		Там же	Там же
»	»	800—600		Аляска	Clocchiatti, 1975
»	»	790—720		Камчатка	Бакуменко, и др., 1979
Туф	»	1370—1350		Япония	Мгматогенная кристаллизация..., 1975
»	»	1400—1000		Аляска	Clocchiatti, 1975
Кварцевый порфир	»	1260—1110		Армения	Генетические исследования..., 1976
Павтеллерит	»	860—820		о. Павтеллерия	Там же
»	»	760—740		Там же	Di Paola e. a., 1978
»	Полевой шпат	830—810		»	Там же
Игнимбрит	Кварц	1000—800		Аляска	Clocchiatti, 1972
»	»	880—840		Там же	Clocchiatti, 1975
»	»	840—800		»	Генетические исследования..., 1976

Субвулканическая фация

Кварцевый порфир (глубинная часть)	Кварц	1370—1250		Салаир	Лапухов и др., 1971
Кварцевый порфир (апикальная часть)	»	1150—1120		Там же	Там же
Дацитовый порфир	»	1150—1100		Рудный Алтай	Зубков и др., 1972
Липаритовый порфир	»	1150—1020		Там же	Там же
Липарит-дацитовый порфир	»	1050—980		»	»
Автомагматическая брекчия	Плагиоклаз	1200—1180		»	»
То же	Кварц	1180—1150		»	»
Гранит-порфир	Санидин	1290—1170		Болгария	Бакуменко, 170
Гранофир	»	930—900		Исландия	Наумов, Поляков, 1974
Липарит	Апатит	1250—1050		Кавказ, Кыртык	Наумов и др., 1977
»	Кварц	1220—900		Там же	Там же
»	Апатит	1100		Кавказ, Тырнауз	»
»	Кварц	940—790		Там же	»
Витрофир	Апатит	1160—11200		»	»
»	Кварц	830—750		»	»
Гранодиорит-порфир, дацит	Полевой шпат	1230—1150		Эрдэнитуин-Обо,	Сотников и др., 1979
То же	Кварц	1110—860		Кальмакырское и др.	Там же
Гранит-порфир	»	900—800	2,5—2	Сорское	»
Онгонит	Кварц, вкрапленники	1020—920		МНР	Наумов и др., 1977
»	Топаз, вкрапленники	930—580		МНР, Вост. Забай- калье	Там же
»	То же	720—640		МНР	»
Кварцевый порфир	Кварц	660—650		Алтын Топкан	Бакуменко и др., 1979б

Гипабиссальная фация

Редкометаллоносные граниты

Гуджирский комплекс

Гранит-порфир	Кварц, вкрапленники	1050—800		Первомайский	Косалс, 1976б
Гранит средизерни- стый	Кварц	1050—800		Там же	Там же
Сиенит-порфир	Кварц, вкрапленники	1050—900		»	»

1	2	3	4	5	6
Гранит-порфир	Кварц, основная масса	850—700		Там же	Там же
Аплит	Кварц	800—600		»	»
Гранит-порфир	Кварц, вкрапленники	1000		»	Шапешко, Харламов, 1977
Бом-горхонский комплекс					
Диорит	Кварц	1020—980		Бом-Горхон	Полянский, 1973
Гранит биотитовый, I		980—960	1,5—1,3	Там же	Там же
Гранит лейкократовый, II		1050—950	1,5—1,3	»	»
Гранит мелкозернистый, аплит		1020—950		»	»
Гранит-порфир (дайка)	Кварц, вкрапленники	950—860		»	»
Пегматит	Кварц	720—500	1,0—0,9	»	»
Силексит	»	680—600	2,0—0,9	»	»
Мало-куналейский комплекс					
Граносиенит щелочной, I	Кварц	1020—980		Харитоновский	Магматогенная кристаллизация, 1975
Сиенит щелочной, II		890—880		Мало-Куналейский (с. Бар)	Вартанова и др., 1976
Гранит лейкократовый, III	»	900—880			Там же
Гранит-порфир субщелочной, III	Кварц, вкрапленники	910—780		Зап. Забайкалье	Швадус, 1980
То же	То же	930—890		Там же	Там же
»	Кварц, основная масса	910—780	3—2,5	»	»
»	Кварц, вкрапленники	960—910	4—3	»	»
Гранит неравнозернистый, III	Кварц	870—855		»	»
То же	Флюорит	855—840	3,1—2,6	»	»
Гранит среднзернистый, III	Кварц	825—780		»	»
То же	»	880—840		»	»
Микролы, графика (в гранитах)	»	790—735		Зап. Забайкалье	Швадус, 1980

Граносиенит-порфир (дайка)	Кварц, вкрапленники	920—900		Там же	Там же
То же	То же	840—780		»	»
Гранит щелочной	»	890—880		Нижнетарбагатай	Вартанова и др., 1976
»	»	890—880		Вороти Иначе	Там же

Бичурский комплекс

Граносиенит, I	Кварц	1020—980		Согтуйский	Магматогенная кристаллизация, 1975
Гранит среднезернистый, II	»	970—950	4—2,5	Бичурский	Вартанова и др., 1978
То же	»	970—920	до 4	Тамирский	Там же
Гранит порфировидный, I	»	970—900	3,5—1,7	Балягинский	»
Гранит-порфир (дайка)	Кварц, вкрапленники	1030—900		Там же	»
Гранит среднезернистый, I	Кварц	900—830	2,3—1,2	Тотхотойский	»
Гранит лейкократовый, III	»	990—740		Хамнигадайский	Магматогенная кристаллизация..., 1975
То же	»	950—920		Там же	Там же

Самсальский комплекс

Гранит биотитовый, I	Кварц	1020—800		Биту-Джидинский	Косалс, 1976а
----------------------	-------	----------	--	-----------------	---------------

Зменгогорский комплекс

Гранит биотитовый	Кварц	1000—980		Рудный Алтай	Зубков и др., 1972
То же	»	885—780		Там же	Там же

Кукульбейский комплекс

Кварцевые порфиры (дайка-апофиза)	Кварц, вкрапленники	1100—850		Шерловая гора, Солка	Косухин, 1980
То же	Квац, основная масса	800—720	0,9—0,8	Большая Высокая	Там же
То же (массив)	Кварц, вкрапленники	900—800		»	»
»	Квац, основная масса	810—700		»	»
Кварцевые порфиры (брекчия)	Кварц, вкрапленники	1090—730		»	»
Кварцевый порфир (эндоконтакт)	То же	680—670		Шерловогорский	»

1	2	3	4	5	6
Гранит-порфир (эндо-контакт)		690—660		Там же	»
То же	Кварц, основная масса	650—640		»	»
Гранит порфировидный	Кварц, выкрап.лешки	690—650		»	»
То же	Кварц, основная масса	650		»	»
Аплит	Кварц	670—650		»	»

Гранит-граносиенитовая ассоциация (МНР)

Сиенит	Кварц	720—680		Западный Нарин—Толбуригольский	Чупин, Матреницкий, 1980
Граносиенит	»	≤ 650		Там же	Там же
Гранит	»	650—600		Балгагольский	»
»	»	620±20		»	»
»	»	630±20		»	»
Аплит	»	620—580	3	»	»
Граносиенит	»	640±20		Восточный Нарин—Толбуригольский	»
»	»	590±20		Бухангольский	»
»	»	590—560		»	»
Гранит	»	580—560		МНР, Хан-Богдо	Бакуменко и др., 1976
Арфведсонитовые граниты	»	820—730			
Эльпидитсодержащие граниты	»	790—640			
Гранит	Кварц	1050		о. Вознесения	Реддер, 1970
»	»	1080—840		о. Сахалин	Генетические исследования..., 1976
»	»	1100—850		Вост. Забайкалье	Там же
Гранит лейкократовый эльджуртинский	»	840—730	3—2	Тырнауз	Наумов и др., 1977
Гранит порфировидный эльджуртинский	»	1160—1050		Там же	Там же
Гранит лейкократовый	»	880—790			
Гранит	»	1120—1050		Зап. Забайкалье	Рейф, Бажаев, 1977
Микрола в гранитах	»	1000—970		Маритяканский	Там же
Гранит литий-фтористый	Топаз	650—600		МНР	Наумов и др., 1977

Пегматитоносные граниты и камерные пегматиты

Кукутьбейский комплекс

Гранит-порфир эндо-контакта	Кварц, вкраплениями	650—630		Адун-Челонский	Косухин, 1980
То же	Кварц, основная масса	640—630	2,5	Там же	Там же
Гранит порфиroidный	Кварц	690—660			
Пегматит камерный (графическая зона)	»	640—620	2,5		

Кыринский комплекс

Гранит лейкократовый, II	Кварц	640—600		Кыринский	Магматогенная кристаллизация, 1975
Гранит амфибол-биотитовый	»	630—600		Там же	Косухин, 1977а, б
Пегматит камерный (аплитовая зона)	»	620—580		»	Там же
Пегматит камерный (графическая зона)	»	570—550	3,8—3,6	»	»
Пегматит камерный (пегматоидная зона)	»	560—550		»	»

Акчатауский комплекс

Гранит биотитовый	Кварц	620—610		Казахстан, Джелтау	Косухин, 1977а, б
Пегматит камерный (аплитовая зона)	»	600—560		Там же	»
Пегматит камерный (графическая зона)	»	570—550	3,8—3,6	»	»
Пегматит камерный (пегматоидная зона)	»	560—550		»	»
Кварцевый порфир	»	640—620		»	Бакуменко и др., 1979б

Монастырский комплекс

Гранит лейкократовый, II	Кварц	700—660		Казахстан, Душгалип-ский	Магматогенная кристаллизация..., 1975
Гранит порфиroidный, II	»	630—600		Там же	Косухин, 1977а, б
Камерный пегматит (аплитовая)	»	600—560		»	Там же
Камерный пегматит (графическая)	»	550—540	3,8—3,6	»	»

1	2	3	4	5	6
Камерный пегматит (пегматоидная)	Кварц	550—540		»	»
Камерный пегматит	Топаз	850		МНР	Наумов и др., 1977
Камерный пегматит амазонитовый	»	720—640			Там же
Граниты рапакиви					
Рапаквивидный гранит, I	Кварц	830—810	1	Коростеньский	Чупин и др., 1979
Рапаквивидный гранит, III	»	650—620		Там же	Там же
Выборгит, II	»	630—610		Выборгский	»
Выборгит крупнозернистый, II	»	620—600		Там же	»
Питерлит мелкоовоидный, II	»	640—590		»	»
Выборгит крупнозернистый, II	»	610—590		»	»
Трахитондовый рапакиви, III	»	620—560	3—2,5	»	»
То же	»	610—570		»	»
Выборгит, II	»	640—600		Салиминский	»
Камерные пегматиты (Вольны)					
Без запорышей					
Графика (вблизи с графиком)	Кварц	760—690		Коростеньский	Бакуменко и др., 1979а
Графическая зона	Кварц, вкрапленники	700		Там же	Там же
Графическая зона, среднезернистая	То же	700—680		»	»
Графическая зона	Кварц	690—660		»	»
То же	Кварц, вкрапленники	670		»	»
Запорыши кварцевые					
Графическая зона, среднезернистая	Кварц	730—710		Там же	»
То же	»	700—660		»	»
»	»	750—725		»	»
Запорыши топазовые					
Графическая мелкозернистая зона,	Кварц, вкрапленники	≥670		То же	»

То же	Кварц	600—650		»	»
»	Кварц, вкрапленники	650—640		»	»
Неяснографическая, крупнозернистая	Кварц	630—620		»	»
То же	Топаз	730—640		»	Наумов и др., 1977
<i>Мезоабссальная фация</i>					
Гранит-порфир	Кварц, вкрапленники	935—850	3	Курбинский	Рейф, 1976
Гранит биотитовый	Кварц	925—800		Там же	Там же
Гранит		880—810		Ангорский	»
Гранит биотитовый		920—840		Воронежский щит	Скрябин, 1978
»	Плагноклаз	780—740		Рудный алтай	Зубков и др., 1972
То же	Кварц	720—700		Белоубинский	Там же
Гранит биотитовый, глубина 1 км	»	850—800		Горный Алтай	Магматогенная кристаллизация..., 1975
То же (апикальная часть)	»	800—700		Тигирекский	Там же
Пегматит редкометал- льный (аплитовая и графит- ческая зоны)	»	1040—860	4—1,5	Казахстан	Генетические исследования..., 1976
Редкометалльный пег- матит-камерный пегматит (внешние зоны)	»	880—700		КазССР, Забайкалье	Там же
Грапит (IV _{γ1-2})	»	900—840	4—3	Памир	Седова и др., 1979
Грапит (IV _{γ3})	»	800—700	4—3	»	Там же
<i>Абссальная фация</i>					
<i>Амфиболитовая</i>					
Гранодиорит автохтон- ный	Кварц	830—800	3,1—2,7	Тэмэнский	Рейф, 1976
Гранит автохтонный	»	800—705		Там же	Там же
Апатектит	»	790—760		Алдан	Чупин, 1975
Мигматит	»	830—800	5,9—4	Там же	Там же
Гранит автохтонный	»	870—800	6,8—6	»	»
Грапит (II _{γ2-3})	»	830—750	6—7	Памир	Седова и др., 1979
<i>Гранулитовая</i>					
Мигматит	»	890—850		»	Там же
Гранит автохтонный	»	900—820	8—6	»	»
Пегматит	»	850—820		»	»
Ортотектитовые жилы	»	840		»	»
Адамеллит (II _{γ1})	»	950—850	8	»	Седова и др., 1979
Грапиты (I _{γ2-3})	»	780—740	8—9	»	Там же

1977; Генетические исследования..., 1976; Косухин, 1977а, б, 1980; Бакуменко и др., 1979а, б]. Низкие $T_{\text{ГОМ}}$ (880—600°C) расплавных включений выявлены также в кварце из некоторых вулканитов-пантеллеритов, игнимбригов и пемз [Генетические исследования..., 1976; Бакуменко и др., 1979б; Di Paola е. а., 1978].

Из этих данных очевидны три основных положения: 1) увеличение по мере роста $T_{\text{ГОМ}}$ интервала солидуса — ликвидуса (от начала плавления до полной гомогенизации включений) от 100 до 500°; 2) увеличение подвижности расплава с повышением $T_{\text{ГОМ}}$ связано с перегревом (до 500°) исходного относительно сухого расплава; 3) усиление флуктуаций $T_{\text{ГОМ}}$ по мере уменьшения фации глубинности кристаллизации.

По мнению В. Б. Наумова и А. И. Полякова (1974), различия $T_{\text{ГОМ}}$ для интрузивных и эффузивных пород заключаются в следующем. Для интрузивов они отражают субсолидусные температуры насыщения летучими системами, а для эффузивов — относятся к условиям кристаллизации, не отвечающим солидусу. Величина интервала ликвидуса — солидуса, по данным Хитарова и др. (1969), может достигать 250°C. Удаление летучих при вулканических извержениях обуславливает относительную «сухость» кислых лав и более высокую температуру кристаллизации по сравнению с относительно закрытой системой «камеры» интрузива. Различия «сухой» и «мокрой» эвтектик достигают 200° [Tuttle, Bowen, 1958].

Нам представляется, что рост $T_{\text{ГОМ}}$ в аллохтонных гранитах, особенно в гипабиссальной и субвулканической фациях и кислых эффузивах, с одной стороны, отражает степень перегретости магмы вследствие окисления флюидной фазы [Маракушев, 1976]. Г. Винклер (1969, 1979) показал: чем больше перегрета магма (превышает температуру солидуса), тем она подвижнее и дальше может мигрировать от очагов своего зарождения, т. е. «оторваться» от своего кристаллического остатка. С другой стороны, только обогащенная летучими компонентами магма подвижна. Так, присутствие воды и фтора снижает температуру ликвидуса почти на 400°, а для солидуса — даже на 600° [Кадик и др., 1974; Глюк, 1973; и др.]. Поэтому, казалось бы, чем больше магма обогащена водой и фтором, тем при более низкой температуре она кристаллизуется, сохраняется более продолжительное время и может достигать наиболее высоких горизонтов земной коры и изливаться на поверхность. В то же самое время, чем выше к дневной поверхности поднимается магма, тем больше она теряет летучих (CO_2 , Cl , H_2O) по мере снижения давления, а уход летучих (прежде всего воды) из расплава повышает температуру солидуса, вызывает кристаллизацию и остановку движения расплава. Отсюда и вывод — чем сильнее дегазирована гранитоидная магма, тем выше температура ее ликвидуса, приближающаяся к температуре перегрева. Высокие температуры гомогенизации расплавных включений в интрателлурических вкрапленниках еще более определенно указывают на функциональную зависимость между температурой перегрева и перемещенностью магмы по вертикали.

В. С. Соболев (1976) отмечает, что магма может изливаться на земную поверхность лишь при условии, когда температура ее после адиабатического охлаждения и некоторой потери летучих за счет теплоотдачи и дегазации при подъеме остается выше температуры «сухого солидуса». Данные $T_{\text{ГОМ}}$ расплавных включений в кварце из вкрапленников (см. табл. 31) показывают, что исходная температура кислых магм была весьма близка к температурам сухих систем и содержание воды для вулканитов лишь в редких случаях достигало 2%, что отвечает понижению температуры плавления на 100—150°. Гомогенизация «вторичных» расплавных включений в залеченных трещинах вкрапленников позволяет оценить температуру заделки в пределах 1050—1150°C [Магматогенная кристаллизация..., 1975; Соболев, 1976; и др.], что хорошо совпадает с данными по определению температур излившихся современных лав.

9.2. ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ $T_{\text{гом}}$ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И СОДЕРЖАНИЕМ ЛЕТУЧИХ В ГРАНИТАХ, ПЕГМАТИТАХ И ОНГОНИТАХ

Исследование влияния содержаний и соотношений летучих компонентов (CO , CO_2 , H_2O , Cl , F и др.) на температуру плавления и кристаллизации гранитоидных расплавов, начатое почти 50 лет тому назад Горансоном путем экспериментального изучения системы гранит — вода, за последние 20-летие успешно развивалось всесторонними исследованиями более сложных систем [Косалс, 1976б; Когарко, 1977; Коваленко, 1979; и др.]. Однако, несмотря на накопление большого экспериментального материала в этой области, геологическая интерпретация их в природных системах оказалась весьма затруднительной и во многих случаях практически невозможной [Косалс, 1976б; и др.].

Новый импульс эта проблема получила в последнее 10-летие, когда стало возможным изучение мельчайших (несколько микронов) включений раскристаллизованных расплавов в минералах магматических пород [Ермаков, Долгов, 1979]. Сейчас накоплен достаточно большой материал не только по $T_{\text{гом}}$, но и по давлению, составу и соотношению газовой и флюидной фаз в момент гомогенизации расплава.

Так, $T_{\text{гом}}$ включений в кварце из анатектических гранитов гранулитовой фации, составляющая 900—840°C, несколько ниже в мигматитах (830—800°C) и пегматитах-ортотектитах (850—820°C), что свидетельствует о низком содержании H_2O (1,3—2,1%) и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (0,3—0,8 кбар), но о высоком содержании $\text{CO}_2 + \text{NH}_3$ (0,4—0,6%) и высоком парциальном $P_{\text{фл}}$ (6—7 кбар) за счет CO_2 [Генетические исследования..., 1976; Чупин, 1975; и др.]. Эти данные находятся в хорошем соответствии с экспериментальными исследованиями системы гранит — H_2O — CO_2 и растворимости CO_2 в гранитном расплаве [Кадик и др., 1971; и др.].

Изучение [Макагон, 1977; Шмакин, 1976] первичных включений в кварце из метаморфических гранитов и крупноблоковых плагиооклазовых пегматитов показало, что в амфиболитовой фации гранитообразование начинается при 650—500°C и давлении флюида 7,4—5 кбар (при удельном объеме $\text{CO}_2 = 0,94—0,98 \text{ см}^3/\text{г}$), достигая 720—650°C и $P_{\text{фл}} = 7,7—6$ кбар (при удельном объеме $\text{CO}_2 = 0,95—1 \text{ см}^3/\text{г}$). В дальнейшем в связи со снижением температуры и по тектоническим причинам в послемагматический этап (калишпатизация) давление снижается до 5 кбар, а в поздних кристаллах кварца — до 2 кбар. Исходя из соотношения CO_2 и H_2O в двухфазовых газовой-жидких включениях при $P_{\text{фл}} \sim 8$ кбар на долю $P_{\text{H}_2\text{O}}$ приходится лишь 2—3 кбар, а при суммарном $P_{\text{фл}} = 5$ кбар доля $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2—1,5$ кбар. По-видимому, все избыточное $P_{\text{фл}}$ при формировании автохтонных гранитов и мусковитовых пегматитов создается именно углекислотой ($P_{\text{CO}_2} : P_{\text{H}_2\text{O}}$ от 6 : 3 до 3 : 2 или 2 : 1 — 5 : 1), что препятствует перемещению такого расплава и поэтому параавтохтонные и тем более аллохтонные граниты в пределах рассматриваемой фации распространены незначительно, так же как и связанные с ними мусковит-редкометалльные пегматиты [Шмакин, 1976].

О температурных условиях формирования анатектических гранитов и пегматитов, расположенных в амфиболитовой фации (Алдан), можно судить по $T_{\text{гом}}$ расплавных включений к кварцу из мигматитов (830—760°C), гранитов (870—800°C) и пегматитов (840—790°C) при давлении флюида ($\text{CO}_2 + \text{HCl}$) в пределах 6,8—6 кбар. Интересно, что жильные граниты (автохтонные и параавтохтонные) в амфиболитовой фации показывают ту же температуру, что и мигматиты гранулитовой фации, свидетельствуя, вероятно, о перемещении этих расплавов из гранулитовой фации. В анатектических гранитах и пегматитах амфиболитовой фации остаточные расплавы кристаллизовались из солевых расплавов и расплавов-рассолов

при температуре 660—500°C и концентрации NaCl от 75—65 до 55% и газовой фазы $\text{CO}_2 = 75\text{—}70\%$. $P_{\text{фл}}$ составило около 6 кбар [Чупин, 1975].

По данным изучения расплавных включений в кварце из внешних зон (аплитовидная и графическая) редкометалльных пегматитов фанерозойского возраста они кристаллизовались при 1040—800°C, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4\text{—}1,5$ кбар и соотношения $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2$ до 98 : 2 [Генетические исследования..., 1976]. Эти температуры явно завышены ввиду разгерметизации крупных (>5 мк) включений. По комплексным оценкам разных методов температура кристаллизации внешних зон этих пегматитов оценивается в 750—550°C и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ — в 2,5—1,1 кбар, а внутренние зоны кристаллизовались из расплавов-растворов при 550—250°C и давлении 1,1—0,3 кбар и соотношении $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2$ до 90 : 10 [Садовский и др., 1978]. Поэтому кристаллизация материнских гранитов не может быть ниже температур кристаллизации внешних зон пегматитов, что подтверждает $T_{\text{гом}}$ расплавных включений в кварце из пегматитоносных биотитовых гранитов Тигирекского массива (Горный Алтай), имеющих температуру 850—800°C на глубине 1 км и снижающихся в апикальной части массива до 820—700°C [Магматогенная кристаллизация..., 1975].

Низкие температуры гомогенизации расплавных включений выявлены не только в камерных пегматитах, но и в пегматитоносных гранитах. Так, наиболее высокие $T_{\text{гом}}$, равные 830—810°C, при $P_{\text{H}_2\text{O}} \sim 1$ кбар и содержании воды около 2% выявлены в кварце из рапакививидных гранитов ранней фазы Коростеньского плутона, тогда как пегматитоносные граниты поздних фаз Коростеньского, Выборгского и Салминского плутонов характеризуются низкими $T_{\text{гом}}$ (650—560°C), ростом $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (2,5—3 кбар) и содержаниями H_2O (до 9—10%) [Чупин и др., 1979]. Внешние зоны камерных пегматитов Волини кристаллизовались при 760—620°C [Бакуменко и др., 1979а]. В пегматитоносных гранитах Дунгалинского, Каибского (Казахстан) и Кыринского (Забайкалье) массивов установлены также низкие $T_{\text{гом}} = 630\text{—}600^\circ\text{C}$, достигающие даже 540°C во внешних зонах камерных пегматитов при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3,8\text{—}3,6$ кбар и содержании $\text{H}_2\text{O} = 5\text{—}6\%$ [Косухин, 1977а, б]. Пегматитоносные граниты Адун-Челонского массива имеют несколько более высокую $T_{\text{гом}} = 690\text{—}630^\circ\text{C}$, а внешние зоны камерных пегматитов — 640—620°C при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2,5$ кбар и содержании $\text{H}_2\text{O} 5\text{—}6\%$ [Косухин, 1980].

Из рассмотренного видно, что в снижении температуры гомогенизации расплавных включений в пегматитоносных гранитах гипабиссальной фации и внешних зон камерных пегматитов главную роль играет вода, т. е. накопление воды и дегазация CO_2 в остаточном расплаве.

Геолого-геохимические и термобарогеохимические исследования пегматитоносных гранитов и пегматитов различных формаций показали, что по температурам образования они отличаются менее четко, а различия в содержании воды и CO_2 и первичном давлении флюидной фазы ($P_{\text{фл}}$) как в гранитах, так и в пегматитах достигают 3—10 раз и более. Это объясняется высокой долей $P_{\text{CO}_2} = 6\text{—}7$ кбар и низкой — $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,3\text{—}0,8$ кбар в общем $P_{\text{фл}} = 6\text{—}8$ кбар (соотношение $P_{\text{CO}_2} : P_{\text{H}_2\text{O}}$ от 20 : 1 до 8,5 : 1) при ультраметаморфизме и анатексисе в условиях гранулитовой фации. В амфиболитовой фации при формировании автохтонных гранитов и мусковитовых пегматитов $P_{\text{H}_2\text{O}}$ возрастает до 1,5—3 кбар, а P_{CO_2} снижается до 3—4 кбар при соотношении $P_{\text{CO}_2} : P_{\text{H}_2\text{O}} = 2 : 1,3$. Дальнейший рост доли $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (>90%) происходит в аллохтонных гранитах и редкометалльных пегматитах при $P_{\text{фл}} = 4\text{—}2$ кбар и парциальном $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2,5\text{—}2$ кбар и содержании воды 5—8%. Самое же низкое $P_{\text{фл}}$ характерно для пегматитоносных гранитов и камерных пегматитов, хотя доля $P_{\text{H}_2\text{O}} = 100\%$

(3—2,5 кбар) и содержание воды достигает 6—8% при незначительной доле P_{CO_2} , но возрастание активности фтора в расплаве этому способствует.

В гипабиссальных и субвулканических гранитах, с которыми связано разнообразное пневматолит-гидротермальное и гидротермальное оруденение, наряду с широким диапазоном изменения $T_{\text{гом}}$ от 1300 до 800°C во крапленниках, снижающейся до 1000—800°C в центральных частях интрузий, но особенно до 800—580°C в основной массе гранит-порфиров, кварцевых порфиров и сиенит-порфиров, в лейкогранитах, аляскитах, амазонит-альбитовых (литий-фтористых) гранитах и онгонитах поздних фаз, в широких пределах меняется и $P_{\text{фл}}$ — 4—0,8 кбар и содержания воды — 1—8% и CO_2 — 0,3—0,1%, тогда как активность фтора резко повышается при закономерном накоплении его в расплавах (от 0,1 до 4%).

Существенная роль фтора наряду с водой в снижении температуры плавления пород и кристаллизации расплава показана многочисленными экспериментальными работами последнего времени [Jhans, Burnham, 1969; Tuttle, Wyllie, 1957; Анфилогов и др., 1971; 1973; Глюк, 1973; и др.]. Особенно плодотворным в этом отношении является последнее 10-летие, когда проводилось систематическое изучение распределения фтора в гранитоидах, метасоматически измененных гранитах и рудах [Редкометалльные гранитоиды..., 1971; Коваленко, 1977; Косалс, 1971, 1972, 1976а, б; Комаров, 1978; и др.]. Все это привело к открытию в МНР [Коваленко, 1977; Редкометалльные гранитоиды..., 1971], а Забайкалье [Коваленко В., Коваленко Н., 1976; Антипин и др., 1980; Кожевников и др., 1976] и в Калбинском хребте [Пушко и др., 1978] онгонитов — субвулканических аналогов редкометалльных гипабиссальных амазонит-альбитовых (литий-фтористых) гранитов, отличающихся очень высокими содержаниями фтора (0,4—4% и более) и соответственно фторофильных РЭ, но низкими $T_{\text{гом}}$ (930—580°C) расплавных включений в топазах (см. табл. 29).

Экспериментальное исследование растворимости H_2O и HF в гранитном и онгонитовом расплавах при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар показало, что растворимость воды во фторсодержащих (онгонитовых) расплавах выше, чем в расплавах без фтора при одинаковых PT условиях, и имеет прямую корреляционную зависимость [Коваленко, 1979]. Фторсодержащие гранитные расплавы заканчивают кристаллизацию при весьма низких температурах ($575 \pm 25^\circ\text{C}$), что ниже температуры солидуса гранитных систем без фтора. Такие расплавы заканчивают свою эволюцию до температуры, которая почти на 150—200°C ниже водосодержащих остаточных расплавов.

Как показали геолого-геохимические исследования, между $T_{\text{гом}}$, содержанием фтора и фторофильных РЭ в гранитах от абиссальной к субвулканической фации намечается тенденция определенной корреляционной зависимости. В этом же направлении выявлена тенденция накопления (до 100 и более раз) фтора и возрастания активности фторофильных РЭ, снижения одних индикаторных отношений — K/Rb , Mg/Li , Na/Li , Ba/Rb , Nb/Ta и возрастания других — Nb/Ti , Nb/Fe , Ta/Ti , F/Be , F/Li [Косалс, 1976а, б; Коваленко, 1977; Таусон, 1977; и др.]. В той же зависимости находятся потенциальная редкометалльная рудоносность и рудогенерирующая способность гранитоидных магм, создающая условия для отделения флюидной фазы и образования редкометалльных пегматитов, камерных пегматитов, редкометалльных гранитов и пневматолит-гидротермального оруденения.

Так как при изучении расплавных включений содержания фтора пока не определяются, мы предприняли попытку выявить зависимость между $T_{\text{гом}}$ включений в кварце и топазе из гранитов и пегматитов различных фаций глубинности и формаций и содержаниями фтора в целом в породах. На составленной диаграмме $T_{\text{гом}} - \ln F\%$ (рис. 57, см. с. 181) выявляется обратно пропорциональная зависимость между $T_{\text{гом}}$ расплавных включений и содержанием фтора в породах. Однако эта зависимость носит довольно

сложный характер, так как на данной стадии изученности выделяются три самостоятельные кривые (I—I, II—II, III—III).

На кривой I—I наиболее высокотемпературными (900—740°C) являются мигматиты, автохтонные граниты и пегматиты абиссальной фации (гранулитовой и амфиболитовой) при весьма низких (0,02—0,06%) содержаниях фтора (поле 1). На эту же кривую попадают гипабиссальные пегматитоносные граниты (при $T_{\text{ГОМ}} = 700\text{—}600^\circ\text{C}$ и содержании 0,05—0,2% фтора) и связанные с ними камерные пегматиты (при $T_{\text{ГОМ}} = 640\text{—}540^\circ\text{C}$ и содержании 0,07—0,2% фтора) (поля 2 и 3).

На кривой II—II выделяются граниты рапакиви и связанные с ними камерные пегматиты. Наиболее высокая $T_{\text{ГОМ}}$ (830—810°C) выявлена в гранитоидах I фазы Коростеньского плутона при низкой (<0,1%) концентрации фтора, а также в камерных пегматитах ($T_{\text{ГОМ}} = 760\text{—}660^\circ\text{C}$), бедных фтором. Возрастание содержания фтора (до 0,6%) в гранитах рапакиви поздних фаз снижает $T_{\text{ГОМ}}$ до 650—560°C [Чупин и др., 1979], а наличие в занорышах пегматитов топаза снижает $T_{\text{ГОМ}}$ до 620°C [Бакуменко и др., 1979а].

На той же кривой II—II размещаются данные по $T_{\text{ГОМ}}$ расплавных включений в породах гипабиссальной сиенит-гранитной формации МНР. В них также четко снижается $T_{\text{ГОМ}}$ от 720—680°C при низком (<0,2%) содержании фтора в сиенитах до 590—580°C по мере роста содержания (до 0,5%) фтора в граносиенитах и гранитах поздних фаз [Чупин и др., 1980].

На кривой III—III расположены кислые эффузивы, субвулканические и гипабиссальные граниты и онгониты, сопровождающиеся пневматолит-гидротермальным и гидротермальным редкометальным оруденением, отличающиеся значительными флуктуациями $T_{\text{ГОМ}}$ и содержания фтора. Наиболее высокие $T_{\text{ГОМ}}$ (1300—1100°C) при очень низких (0,01—0,04%) содержаниях фтора характерны для вкрапленников кварца из эффузивов и пород субвулканических интрузий (поле 4). Закономерное снижение $T_{\text{ГОМ}}$ от 1100 до 800°C расплавных включений в кварце вкрапленников из гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, фельзит-порфиров, щелочных сиенит-порфиров и онгонитов выявлено от субвулканической к гипабиссальной фации по мере роста содержания фтора. Более низкие (980—780°C) $T_{\text{ГОМ}}$ обнаружены в равнозернистых мелко- и среднезернистых биотитовых гранитах, щелочных и субщелочных сиенитах, граносиенитах и гранитах внутренних зон ранних фаз гипабиссальных массивов по мере роста содержания фтора от 0,04 до 0,25%. Таким образом, в гипабиссальных интрузиях $T_{\text{ГОМ}}$ расплавных включений имеет широкий диапазон от 1100 до 800°C во вкрапленниках кварца (поле 5), снижаясь в основной массе гранит-порфиров, кварцевых порфиров, граносиенит-порфиров и других из апикальных частей интрузий и поздних фаз, нередко представленных субщелочными лейкогранитами, до 700—650°C и рост содержания фтора до 0,5% (поле 6).

Накопление фтора и фторофильных РЭ, достигающее максимума в наиболее высокотемпературных гипабиссальных, субвулканических и поверхностных фациях, противоположно влиянию фтора на температуру кристаллизации гранитов. Это противоречие снижается, если учесть, что высокие $T_{\text{ГОМ}}$ характерны для вкрапленников, кристаллизация которых началась в магматическом очаге, продолжалась во время движения расплава наиболее интенсивно. Так, тенденция снижения $T_{\text{ГОМ}}$ расплавных включений кварца во вкрапленниках кварца и их периферии в гранит-порфирах и кварцевых порфирах (Первомайский, Шерловогорский и другие массивы) свидетельствует об обогащении фтором и фторофильными РЭ головных зон движущегося расплава. Низкие $T_{\text{ГОМ}}$ (800—650°C) расплавных включений в кварце основной массы фиксируют максимальное обогащение расплава фтором (до 0,8%) и фторофильными РЭ головных зон магматической колонны лишь в процессе движения расплава вследствие эманацион-

ного переноса подвижных ацидокомплексных соединений в область пониженного давления, обуславливая этим кристаллизацию расплава при низких (до 650°C) температурах. Тенденция остаточного накопления фтора и фторофильных РЭ при кристаллизации гипабиссальных плутонов создает условия для возникновения низкотемпературных (750—550°C) остаточных расплавов, при кристаллизации которых образуется магматический топаз и флюорит в онгонитах и криолит в щелочных и субщелочных гранитах и аляскитах [Коваленко, 1977; Косалс, 1976б; Пузанов и др., 1977; Швадус, 1980; и др.]. В некоторых случаях в краевых частях вкрапленников из кислых эффузивов и щелочных лав игнимбритов и пемз устанавливаются весьма низкие $T_{\text{гом}}$ (880—600°C) [Генетические исследования..., 1976; Бакуменко и др., 1979б; Di Paola e. a., 1978; и др.], связанные с высоким содержанием воды (до 6%) и фтора (~1%) в неглубоком промежуточном очаге (~0,5 км), что приводит к взрыву с образованием пемз. В щелочных липаритах и игнимбритах куналейской вулкано-плутонической ассоциации Западного Забайкалья установлены высокие содержания фтора (до 1,5%) и накопление фторофильных РЭ [Косалс, 1980]. Относительно низкие $T_{\text{гом}}$ (860—740°C) расплавных включений в кварце из пантеллеритов [Генетические исследования..., 1976; Di Paola e. a., 1978], очевидно, также связаны с высоким (до 2%) содержанием фтора и щелочей [Коваленко, 1977], что хорошо видно на кривой III—IIIб (см. рис. 57).

Поле 7 на кривой III—III охватывает онгониты и амазонит-альбитовые граниты и основную массу гранит-порфиров и кварцевых порфиров (Первомайский и Шерловогорский массивы) с $T_{\text{гом}} = 700—550^\circ\text{C}$ и с очень высокими (0,5—4%) содержаниями фтора.

Редкометалльные пегматиты образуют кривую III—IIIа с $T_{\text{гом}} = 1040—550^\circ\text{C}$ расплавных включений в кварце из внешних зон при содержании фтора от 0,07 до 0,4%. Однако эти данные, как уже отмечалось, необходимо уточнить ввиду разгерметизации крупных включений, дающих повышенные значения $T_{\text{гом}}$ [Соболев, Бакуменко, 1979].

Имеющиеся данные позволяют заключить, что высокое $P_{\text{фл}}$ (4—2 кбар) во включениях фиксируется при низких (до 0,2%) содержаниях фтора в субвулканических и гипабиссальных гранитах, а по мере роста содержания фтора (до 4%) флюидное давление снижается от 2 до 0,8 кбар. Это объясняется тем, что упругость паров HF и P_{HF} ниже $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в 15 раз и накопление в расплаве фтора наряду со снижением температуры кристаллизации существенно снижает общее давление флюида, способствуя удержанию воды в остаточном расплаве, а не ее дегазации по мере снижения $P_{\text{общ}}$ (при движении расплава даже в субвулканических условиях), сохраняя при этом высокую подвижность кислых магм [Косалс, 1976а, б].

9.3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ ГРАНИТНЫХ МАГМ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Согласно исследованиям состава газовой и флюидной фаз в минералах метаморфических пород [Генетические исследования..., 1976; Флюидный режим..., 1977; и др.], гранитоидов разных фаций глубинности [Магмотогенная кристаллизация..., 1975; Бакуменко и др., 1979а, б; Чупин, 1975; Чупин и др., 1979, 1980; Литвиновский и др., 1979; Литвиновский, Летников, 1980; и др.] и пегматитов [Генетические исследования..., 1976; Косухин, 1977а, б, 1980; и др.], а также термодинамических оценок [Маракушев, 1976; Перчук, 1973; Хлестов, 1976], основной чертой газового и флюидного режима земной коры является уменьшение доли H_2O с соответствующим возрастанием доли CO_2 , CO , H_2 , CH_4 , NH_3 , указывающих на усиление восстановительных условий с глубиной [Летников, 1977, 1979; Литвиновский и др., 1979; Литвиновский, Летников, 1980; Флюидный

режим..., 1977; Слободской, 1979; Лутц, 1975; Семененко, 1975; и др.]. На этой основе при разработке модели декомпрессии в магмообразовании полагают [Кадик, Френкель, 1980а, б], что температура плавления пород в земной коре с ростом $P_{\text{общ}}$ сначала уменьшается (от 1100°C и $P_{\text{общ}} = 1$ кбар, глубина 4 км) и, проходя через минимум (750°C и $P_{\text{общ}} = 6-7,5$ кбар, глубина 20 км) в условиях роста давления и благодаря окислению флюидов, снова увеличивается (до 1000°C и $P_{\text{общ}} = 12-13$ кбар).

Однако, как отмечает К. Менерт (1971), в орогенических поясах плавление не ограничивается глубиной 20—25 км, а может начаться на гораздо меньших глубинах (в несколько километров) на основе следующих фактов: 1) резкого повышения значений геотермического градиента до 50—100 град/км и даже до 150—180 град/км за счет восходящих тепловых потоков вместо нормального геотермического градиента 30 град/км; 2) восходящей миграции воды в процессах высокотемпературного метаморфизма, вызывающей осушение гранулитовой фации, ограничивающей анатектическое плавление, но создающей наиболее благоприятные условия для этого в зоне перехода от алмадин-амфиболитовой к кордиерит-амфиболитовой и роговиковой фациям вплоть до температуры $750-640^{\circ}\text{C}$ и давлении 4—2 кбар.

Полученные при гомогенизации расплавных включений в кварце из автохтонных гранитов, анатектитов и мигматитов гранулитовой и амфиболитовой фаций $T_{\text{гом}}$ соответственно 900—820 и $870-760^{\circ}\text{C}$ и давление порядка 8—5 кбар значительно ниже температуры сухого солидуса ($\sim 1100^{\circ}\text{C}$) и тем более ликвидуса, но значительно выше солидуса системы $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$ ($670-640^{\circ}\text{C}$). Это отвечает приблизительно 6—7% воды в расплаве амфиболитовой фации и 4% — в гранулитовой, без учета CO_2 [Whitney, 1975], а для случая флюида $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ [Рябчиков, 1975] соответствует парциальному давлению H_2O во флюиде от 0,6 до 0,2 $P_{\text{общ}}$. Вода в небольшом количестве непосредственно видна в гетерогенном газовом пузырьке, а о высоком давлении CO_2 свидетельствуют вторичные или первично-вторичные включения солевых расплавов и жидкой CO_2 [Магматогенная кристаллизация..., 1975; и др.].

Весьма сходные данные получены Ф. Г. Рейфом (1976) при изучении $T_{\text{гом}}$ расплавных включений в гранитоидах баргузинского комплекса. Так, Б. Литвиновский, А. Н. Занвилевич (1976) полагают, что формирование огромного Ангаро-Витимского батолита происходило на глубине 12—15 км, отвечая $P_{\text{лит}} = 3-3,5$ кбар, а нижняя его граница опускалась до глубины 20—25 км, т. е. достигала подошвы «гранитного» слоя. При этом авторы обосновывали модель магматического замещения автохтонных фаций в условиях не регионального метаморфизма амфиболитовой фации, а в парагенетической связи с локальным метаморфизмом высоких ступеней, названным плутонометаморфизмом. По данным Ф. Г. Рейфа (1976), кристаллизация расплава зазинского комплекса происходила при $P_{\text{общ}} = 4-3$ кбар и парциальном $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ кбар; а концентрация воды составляла 2,4—2,1%, что при данных PT условиях соответствует водонасыщенности расплава около 2,5%.

Приведенные оценки хорошо согласуются с моделью метаморфических процессов [Метаморфические фации..., 1972] и свидетельствуют: о магматической природе автохтонных гранитов и мигматитов; об участии их в образовании сложного флюида, что противоречит моделям 1 и 5. В отношении выбора между моделями 2 и 3 вопрос, по мнению В. С. Соболева (1976), остается дискуссионным, но наиболее вероятным является модель 2 при локальном перемещении щелочей и еще большей степени летучих компонентов.

В. С. Соболев (1976), Н. Л. Добрецов (1980) и другие отрицают возможность широкого процесса немагматической гранитизации. А. С. Павленко с соавторами (1974), В. А. Рудник (1975) выделяют палингенно-

метасоматические гранитоиды, при формировании которых палингенезу предшествуют процессы щелочного метасоматоза (калишпатизация и альбитизация) прогрессивного этапа в отличие от подобного метасоматоза регрессивного этапа в связи с кристаллизацией расплава. Такие гранитоидные щелочные метасоматиты, по-видимому, представляют собой передовую зону палингенеза, развиты в глубинных разломах и гранито-гнейсовых куполах и нередко содержат тантало-ниобиевую, редкоземельную, бериллиевую и оловянную минерализацию [Апельцин и др., 1967; Архангельская, 1974; и др.].

Интерпретируя высокую ($1100-1000^{\circ}\text{C}$) $T_{\text{гом}}$ расплавных включений в кварце из гипабиссальных и субвулканических интрузий, В. С. Соболев (1976) отмечает, что содержание даже 3% воды в таком расплаве нельзя объяснить моделью 1. Он полагает, что вода могла поступать из более глубоко расположенного кристаллизующегося очага основной магмы, с развитием которого связан и подъем геотерм, и образование более поздних диабазовых и лампрофировых даек [Соболев, 1952]. Подобную модель можно принять для образования гранитоидов сохондинского, кыринского, шахтаминского комплексов, бичурской, кудунской и куналейской вулканоплутонической ассоциации Западного Забайкалья, тогда как при формировании плутонических формаций самсальского, гуджирского, нырокского и кыджимитского комплексов в Западном Забайкалье, харалгинского, кукульбейского и асакан-шумиловского комплексов в Восточном и Центральном Забайкалье такая связь по геологическим данным отсутствует. Формирование бом-горхонского и борщевочного комплексов связано не с основным магматизмом, а с развитием гранито-гнейсовых куполов в период позднепалеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации [Синица, 1975; Афанасов, 1980; Игнатович и др., 1978].

Направленное геоструктурное развитие земной коры сопровождалось эволюцией масштабов и интенсивности проявления процессов высокотемпературного метаморфизма и гранитообразования вследствие эволюции термического режима в истории развития земной коры [Любимова, 1968; Смыслов и др., 1979; и др.]. В связи с уменьшением масштабов и интенсивности глубинных тепловых потоков высокотемпературный метаморфизм последовательно ослабевал, уменьшалась интенсивность процессов, сокращался масштаб, понижался уровень их проявления и соответственно эволюционировали формационно-генетические типы гранитов [Беляев, Руднис, 1978; Геншафт, 1977; Рудник, 1975; Саттон, 1967; Синицын, 1972; Соколов и др., 1979; Бельков и др., 1980; Богатиков и др., 1980]. В раннем докембрии при высокой энергонасыщенности Земли (геотермический градиент достигал $150-180$ град/км) метаморфизм протекал с большей интенсивностью даже у поверхности и проявлялся в широком региональном масштабе. Так, метаморфизм средних ступеней ($400-600^{\circ}\text{C}$) мог осуществляться уже на глубинах $2-4$ км, гранулитовый метаморфизм на глубинах $5-10$ км, а ультраметаморфическое и анатектическое гранитообразование также при малых глубинах ($3-8$ км) и на больших пространствах [Рудник, 1975; Синицын, 1972; и др.].

В среднем докембрии интенсивность и масштаб высокотемпературного метаморфизма резко сократились в связи с уменьшением теплонасыщенности земной коры, отступления от земной поверхности теплового фронта и понижения зон метаморфизма. Вблизи поверхности метаморфические процессы угасают и замещаются катагенезом и метагенезом. Одновременно сокращаются площади проявления метаморфизма — из регионального он перерождается в локальный, приуроченный лишь к зонам повышенной проницаемости земной коры, возникают протогеосинклинальные и рифтоподобные системы. Возрастает глубина ($8-12$ км) ультраметаморфического и анатектического гранитообразования, а в связи с инверсией при подъеме в амфиболитовой фации возникают очаги палингенеза и появля-

ются значительные массы аллохтонных гранитов и редкометалльные пегматиты в кордиерит-амфиболитовой фации; возможно, они достигали и менее метаморфизованных толщ, смытых эрозией.

В позднем докембрии и фанерозе на геосинклинальном этапе развития метаморфические процессы отступают еще глубже, ослабевая на верхних уровнях. Так, в мезокайнозойских прогибах зона катагенеза распространяется даже до глубин 8 км. В верхних структурных этажах проявления метаморфизма приобретают все более четко выраженный локальный и линейный характер, образуя так называемые структурно-формационные зоны, геосинклинальные поднятия и т. п. Верхняя граница амфиболитовой фации опускается до 10—15 км, а гранулитовой фации до 20—25 км, возрастает вертикальный диапазон распространения отдельных фаций.

На геосинклинальном этапе развития земной коры масштабы гранитоидного магматизма сокращаются, а глубина гранитообразования увеличивается, достигая, вероятно, 20—25 км. При этом все большую значимость приобретают аллохтонные палингенные разнофациальные гранитоидные плутоны и их рудноформационное разнообразие. Менее распространены палингенно-метасоматические и анатектические граниты, а распространенность ультраметаморфических гранитов резко сокращается.

Разнообразными, но слабо изученными являются зональные метаморфические комплексы и гранитообразование в зонах тектоно-магматической активизации и формирования рифтоподобных структур, начиная со среднего протерозоя до кайнозоя. Они контролируются долгоживущими глубинными разломами, сопровождаясь блоково-глыбовыми движениями в период локального, линейного и сводово-купольного воздымания отдельных участков земной коры. В таких зонах вертикальная метаморфическая зональность редуцирована, а хорошо выражена горизонтальная зональность [Мельгунов и др., 1975; Митропольский, 1979; Щеглов, 1968, 1971; и др.]. В этих же зонах или куполах высокотемпературный прогрессивный метаморфизм не связан с погружением толщ, а возникает под воздействием глубинного теплового и флюидного потока по зонам глубинных разломов и повышенной проницаемости на фоне общего сводового или блоково-глыбового поднятия региона [Летников, 1975; Синеца, 1975; Яновский, 1974; и др.]. В них наиболее высокотемпературная (достигающая амфиболитовой) фация формируется в центральной, наиболее проницаемой, части, сменяясь к периферии все более низкотемпературными фациями вплоть до пород катазоны. В случае же активизации щитов, платформ, срединных массивов и областей завершенной складчатости наложенный прогрессивный метаморфизм принимает регрессивный характер: гранулиты замещаются амфиболитами, амфиболиты — ассоциациями зеленосланцевой фации и другими, за счет метаморфогенных гранитов образуются анатектические, а анатектические — палингенные и формируются реоморфические граниты [Беляев, Рудник, 1978; Рудник, 1975; и др.].

Весьма интересный пример формирования автохтонных гранитов и пегматитов изучен [Мельгунов и др., 1975; Митропольский, 1979; и др.] в пределах зонального метаморфического комплекса в Южно-Чуйском хребте Горного Алтая. Здесь в пределах блока длиной около 100 км и шириной 10—16 км между глубинными Чарышско-Теректинским и Джасатрским разломами песчано-сланцевые флишоподобные отложения горноалтайской серии ($\text{Є}_3 - \text{O}_1$), отвечающие низкотемпературной хлоритовой субфации метаморфизма — фации зеленых сланцев, последовательно при прогрессивном метаморфизме в центральной части достигают эпидот-амфиболитовой, переходящей в амфиболитовую фацию с развитием мигматитов, автохтонных гранитов и своеобразных плагиоклаз-кварц-(кордиеритовых, андалузитовых, дистеновых и силлиманитовых) метаморфогенных пегматоидных образований ($T \simeq 600^\circ\text{C}$, $P_{\text{фл}} = 5-7$ кбар).

С. В. Мельгунов и А. С. Митропольский полагают, что мигматиты и автохтонные граниты представляют собой верхние участки гранитизации над очагами палингенных магм, так как более поздние аллохтонные граниты прорывают эти метаморфические образования. Наиболее вероятная глубина формирования автохтонных гранитов и мигматитов оценивается в 4—5 км, что отвечает зоне метасоматической гранитизации над зоной «конвективного» плавления и палингенеза в условиях фильтрации глубинных флюидов и наличия неоднородного конвективного теплового потока [Шарапов, Голубев, 1976; Шарапов и др., 1977; и др.]. Подобные локальные зональные плутоно-метаморфические зоны разного возраста (Pz_1 — Kz) развиты в Горном Алтае [Телецкая, Курайская, Шапшальская и др.], Туве (Мунгун-Тайгинская и др.), Забайкалье, Казахстане и других регионах, но они еще слабо изучены.

Аллохтонные гранитоидные плутоны в связи с вулcano-плутоническими ассоциациями зон тектоно-магматической активизации и рифтоподобных структур (Забайкалье, Приморье, Восточный Саян, Тува, Казахстан и др.) не являются дифференциатами базальтоидных магм, а возникли в результате палингенеза пород земной коры под воздействием восходящих мантийных тепловых и флюидных потоков и отделяющихся от базальтоидных магм [Говоров, 1977; Комаров, 1972; Косалс, 1980; и др.]. Расчеты соответствующей флюидно-магматической модели плутонометаморфизма и анатексиса в связи с базитовой магмой показали возможность выплавления в коре гранитоидных магм в широком диапазоне глубин, как более 20 км, так и менее 10 км [Калинин, Ревердатто, 1980].

Таким образом, палингенные гранитоидные магмы по геологическим данным, несмотря на большое разнообразие проявления и эволюцию структурно-тектонических условий генерации и локализации, в общем виде фиксируют: завершение процессов высокотемпературного прогрессивного метаморфизма; максимальную теплонасыщенность в системе мантия — кора; начало инверсии геосинклинального режима и общего воздымания данного участка земной коры; наиболее интенсивный восходящий поток глубинных мантийных и метаморфогенных флюидов.

На современном этапе изученности проблемы можно выделить три основных типа флюидных систем, характерных для каждого из трех выделяемых мегациклов развития земной коры [Рудник, 1975; Синицын, 1972; и др.] и сменяющих друг друга во времени и приводящих к возникновению только определенных формационно-генетических типов гранитоидных магм: 1) водно-углекислые флюиды гранулитового метаморфизма ранних этапов (Ar — PR_1) развития земной коры за счет дегидратации слюд и амфиболов [Шкодзинский, 1976]; 2) водно-углекислые и водные восходящие флюидные потоки в зональных метаморфических комплексах позднего докембрия (PR_2 — V) и фанерозоя; 3) подкоровые — мантийные восходящие потоки в рифтоподобных системах и в зонах тектоно-магматической активизации (PR — Kz) щитов, платформ, срединных массивов и областей завершенной складчатости.

Метаморфические комплексы гранулитовой фации на щитах, платформах и срединных массивах, как правило, имеют очень древний возраст (>2 — $2,5$ млрд. лет) и знаменуют собой древнейший этап дифференциации мантийного вещества, когда формировалась первая континентальная протокора [Лутц, 1975; Добрецов, 1980; и др.]. По составу породы являются химическими аналогами континентальных толеитов, андезитов и риодацитов. Первично-осадочные породы в ее составе занимают подчиненное положение и представлены высокоглиноземистыми, известково-силикатными и частично карбонатными породами. В составе этой фации совершенно отсутствуют породы щелочного и щелочно-ультраосновного состава, а также аналоги альпинотипных гипербазитов.

Важной чертой метаморфизма и гранитизации в гранулитовой фации раннего докембрия ($Ag - PR_1$) является изохимизм в отличие от аллохимического метаморфизма и гранитизации в амфиболитовой фации подвижных зон [Лутц, 1975; и др.]. При гранулитовом метаморфизме и анатексисе все компоненты, в том числе вода и щелочи, были инертными [Кичул, Шкодинский, 1971, 1972; Лутц, 1975; Шкодинский, 1976; Добрецов, 1980; и др.]. Гранитообразование в условиях гранулитовой фации при формировании протокры осуществлялось на месте в процессе ультраметаморфизма вследствие метаморфической дифференциации вещества и анатексиса. Количество магматогенного материала (мигматитов, автохтонных гранитов и редкоземельных пегматитов) целиком зависит от количества инертной воды (за счет дегидратации слюд и амфиболов) в гранулитовой толще при углекислом составе флюидной фазы [Шкодинский, 1975; Добрецов, 1980; и др.]. Однако, несмотря на изохимический характер начала процесса мигматизации [Менерт, 1971; Винклер, 1969; Шкодинский, 1975; и др.], при формировании автохтонных гранитов в условиях гранулитовой фации происходит вынос фтора и фторофильных РЭ, привнос кремнезема, калия, рубидия и воды при инертном поведении бария и стронция, свидетельствуя все же об аллохимическом характере анатексиса [Павленко и др., 1977; и др.].

Более основной, по сравнению с андезитами, состав пород гранулитовой фации, аномальные концентрации бария, циркония, гафния, ванадия, хрома, никеля, кобальта и др. в породах, наличие специфических (высокоглиноземистых) пород, по мнению исследователей [Добрецов, 1980; Тарни, 1980; Fyfe, 1973; и др.], свидетельствуют о том, что породы гранулит-базитового слоя представляют собой реститы, из которых в процессе анатексиса выплавлены и подняты вверх более кислые гранитные магмы. При этом анатексису придается решающая роль в разделении первичной континентальной коры на гранулит-базитовый и гранит-метаморфический (гранито-гнейсовый) слои, но геохимическая сущность формирования этой зональности заключается в перераспределении химических элементов в гравитационном поле Земли [Беус, 1972], в зависимости от заряда ядра, химической активности и плотности элементов по их центростремительности и центростремительности [Щербаков, 1976].

Наличие древних ($Ag - PR_1$) аллохтонных гранитных комплексов и редкометалльных пегматитов (Южно-Канадский, Родезийско-Трансваальский, Северо-Танзанийский, Кольский, Западно-Австралийский и другие пояса) в какой-то мере, возможно, и подтверждают это предположение, так как основная масса аллохтонных гранитов и редкометалльных пегматитов (если они были) смыты эрозией, в настоящее время нет прямых геологических данных, подтверждающих или отвергающих реститовую природу гранулит-базитового слоя. Противоречат этому следующие доводы: отсутствие древних аллохтонных гранитов в гранулитовой фации; отсутствие прогрессивных постепенных переходов от амфиболитовой к гранулитовой фации при явно наложенном характере (с большим отрывом от 100—1000 млн. лет) метаморфизма амфиболитовой фации [Саттон, 1967; и др.]; существенно более молодой возраст автохтонных и тем более аллохтонных гранитоидов амфиболитовой фации по сравнению с автохтонными гранитами гранулитовой фации; данные величины первичных отношений ^{87}Sr ; ^{86}Sr .

Реститовую природу гранулит-базитового слоя опровергают низкие значения величин первичного отношения $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr} = 0,7005 - 0,704$ в докембрийских гнейсах, тоналито-гнейсах и зеленокаменных породах на щитах и древних платформах, явно указывающих на их мантийное происхождение [Мурбат, 1978; Бельков и др., 1980; Saha, 1979; Тугаринов, 1973, 1976; и др.]. В то же время автохтонные древние анатектические граниты и более молодые гранитоидные плутоны имеют высокое первичное

отношение $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr} = 1,706$, свидетельствующее о частичном плавлении этих более древних пород. Так, например, в докембрийских (1560—1274 млн. лет) плутонах штата Нью-Мексико (США) ранние кварцевые монциты плутона Оджита имеют первичное низкое отношение $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr} = 0,7016$, а более молодые граниты плутонов Лодрон, Магдалена и Окскура характеризуются высоким первичным отношением $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr} = 0,706—0,716$ и имеют палингено-анатектическую и палингенную природу за счет переплавления более ранних метаморфических пород [White, 1979].

Материнские дифференцированные комплексы аллохтонных гранитов и редкометалльных пегматитов формируются в течение почти всей истории развития земной коры [Гинзбург и др., 1979; Поля..., 1976; Недумов, 1975; Соколов и др., 1979; и др.]. В настоящее время возникновение таких дифференцированных гранитоидных комплексов, с которыми связаны редкометалльные и хрусталеносные пегматиты, затем онгониты и литий-фтористые граниты, пневматолит-гидротермальные и гидротермальные месторождения от мезоабиссальной до субвулканической фаций, большинство исследователей связывают с палингенезом пород гранито-гнейсового слоя и даже гранулитовой фации. Это положение подтверждается изучением соотношения изотопов $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$ и $^{18}\text{O} : ^{16}\text{O}$ в этих гранитах и пегматитах [Гинзбург, 1976; Гинзбург и др., 1979; Сандомирова и др., 1977; и др.]. Соотношение $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$ в пегматитоносных гранитах и пегматитах из 9 районов мира и литий-фтористых гранитов МНР колеблется в пределах 0,709—0,739 с максимумом 0,709—0,715, превышая величину 0,707 (верхний предел для базальтов), т. е. формирование аллохтонных гранитов и пегматитов происходило в обстановке более высоких концентраций рубидия, сказавшихся на обогащении гранитов изотопом ^{87}Sr [Тугаринов, 1973, 1976]. Изотопные отношения $^{18}\text{O} : ^{16}\text{O}$ в этих гранитах, по мнению А. И. Тугаринова, также подтверждают участие в их образовании корового вещества.

По современным представлениям гранитообразование, особенно палингенное, происходит под воздействием восходящего потока трансмагматических [Коржинский, 1968, 1972, 1973, 1976, 1977; Беус, 1972; Маракушев, 1976; и др.] или интрателлурических [Кузнецов, Изох, 1969; Изох, 1978; и др.] растворов (флюидов) — продуктов дегазации мантии в подвижных зонах, особенно в рифтовых и рифтоподобных структурах [Бейли, 1972; и др.]. Это практически снижает роль метаморфогенных поровых растворов в гранитообразовании.

До последнего времени господствовало мнение, что гранулитовый и эклогитовый метаморфизм характерен только для раннего докембрия ($\text{Ar} - \text{PR}_1$), но изучение зональных метаморфических комплексов позднего докембрия ($\text{PR}_3 - \text{V}$) и фанерозойских складчатых сооружений и данные абсолютного возраста свидетельствуют о проявлении гранулитового метаморфизма также и в позднем докембрии и фанерозое [Павленко, Орлова, 1977; Pedersen, Falkum, 1975; Stueber, Ikramuddin, 1974; Leyerloer, 1974; Krogh e. a., 1973—1974; и др.].

В этих комплексах высокотемпературный метаморфизм (гранулитовый и амфиболитовый), а тем более анатексис и палингено-метасоматическое гранитообразование, как полагают [Беляев, Рудник, 1978; Павленко и др., 1974; Павленко, Орлова, 1977; Петров, Макрыгина, 1975; Рудник, 1975], в целом являются аллохимическими процессами, связанными с локальными зонами повышенного геотермического градиента (до 100—180 град/км) вследствие наличия восходящих глубинных тепловых [Саттон, 1967; Менерт, 1971; и др.] и флюидных потоков [Маракушев, 1976; и др.], имеющих, вероятно, гетерогенную природу.

Образование мигматитов, анатектических автохтонных гранитов, редкоземельных и слюдоносных пегматитов при процессах ультраметамор-

физма и анатексиса в условиях гранулитовой и альмандин-амфиболитовой фаций в эволюции земной коры во времени и пространстве занимает свое определенное место. Так, редкоземельные пегматиты и ассоциирующие с ними автохтонные граниты и мигматиты формируются, по-видимому, лишь при древнем ($Ar - PR_1$) гранулитовом метаморфизме, а слюдоносные пегматиты — при более позднем развитии позднекембрийских ($PR_2 - V$) и фанерозойских зональных метаморфических комплексов при погружении толщ в условиях нисходящих движений. В результате метаморфической дифференциации происходит прогрессивное обеднение пород калием, кремнеземом, водой, фтором, рубидием, литием, бериллием, оловом, танталом и другими и обогащение железом, магнием, ванадием, хромом, кобальтом и никелем в ряду амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций [Кременецкий и др., 1979; Лутц, 1975; Павленко, Орлова, 1977; Петров, Макрыгина, 1975; Рудник, 1975; Сеницын, 1972; Ставров, 1978; Tarney, Windley, 1977; и др.].

Многие исследователи сейчас полагают, что гранито-метаморфический (гнейсовый) слой земной коры образовался вследствие постоянного круговорота вещества между земной корой и верхней мантией Земли. В результате этого взаимодействия при погружении материала коры в мантию происходит эклогитизация нижней части коры [Резанов, 1975; Соболев В., Соболев Н., 1975; Соболев В., Соболев А., 1977; и др.], сопровождающаяся выделением кремнезема, щелочей, радиоактивных и других элементов, мигрирующих в верхние горизонты гранулитовой и амфиболитовой фаций.

В процессе высокотемпературного метаморфизма зональных метаморфических комплексов докембрийских протогеосинклинальных и фанерозойских геосинклинальных складчатых систем из гранулитовой и амфиболитовой фаций создается восходящий флюидный поток, обогащенный щелочами, кремнеземом, фтором и фторофильными РЭ. Такие метаморфогенные флюиды, вероятно, способствуют анатектическому и частично палингенному плавлению пород альмандин-амфиболитовой фации с формированием мигматитов, автохтонных гранитов и слюдоносных пегматитов, параавтохтонных гранитов и редкометалльно-мусковитовых пегматитов. В процессе прогрессивной гранитизации пород гранулитовой и альмандин-амфиболитовой фаций отмечается последовательный вынос фтора и фторофильных РЭ, дополнительно обогащающих восходящий флюидный поток, а выносимые при анатексисе железо, кальций, магний, ванадий, хром, кобальт и никель вызывают базификацию окружающих пород, представляющих собой ресгиты [Менерт, 1971; Винклер, 1969, 1979; и др.], что отвечает модели 4. Это, по нашему мнению, однозначно свидетельствует о том, что в процессе высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма и анатексиса в альмандин-амфиболитовой фации зональных комплексов происходит прогрессивное обогащение восходящего водно-флюидного потока фтором и фторофильными РЭ. Участие мантийных флюидов нередко хорошо подчеркивает предшествующий базитовый магматизм. Циркуляция таких смешанных гетерогенных растворов-флюидов в зоне перехода к кордиерит-амфиболитовой фации по мере воздымания складчатых областей привела к перерастанию анатексиса в палингенез и перемещению расплава в кордиерит-амфиболитовую и эпидот-амфиболитовую фации нередко в связи с ростом гранито-гнейсовых куполов [Летников, 1975; Кейльман, 1974; и др.] и возможностью палингенеза ввиду высокого геотермического градиента в докембрии (более 100 град/км) на глубинах 4—8 км и увеличению глубины до 10—15 км в позднем докембрии и фанерозое по мере уменьшения геотермического градиента во времени [Менерт, 1971; Рудник, 1975; Сеницын, 1972; Шахов, 1960, 1966; и др.]. Именно, при кристаллизации таких расплавов в позднеорогенную стадию формировались дифференцированные гранитоидные комплексы, нередко с автохтонной или параавтохтонной ранней фазой и аллохтонными грани-

тами поздних фаз, являющимися материнскими для редкометальных пегматитов и в мезоабиссальной фации. Отдельные купола гранитов поздних фаз, обогащенные фтором и фторофильными РЭ, достигают гипабиссальной фации, где нередко в них формируются хрусталеносные (камерные) пегматиты или с ними связано пневматолит-гидротермальное редкометальное оруденение и даже субвулканические онгониты, например, в Калба-Нарымской зоне [Дьячков, 1972; Лопатников, 1976; Пушко и др., 1978; и др.].

Совершенно по-иному происходит палингенное гранитообразование в палеорифтоподобных структурах и зонах тектоно-магматической активизации щитов, платформ, срединных массивов и областей завершенной складчатости. На этой стадии геоструктурного развития земной коры высокотемпературный региональный метаморфизм не проявляется, а имеют место локальный высокотемпературный метаморфизм в зонах глубинных разломов и палингенный гранитоидный магматизм, наложенные (с отрывом во многие сотни миллионов лет) как на породы гранулитовой, так и амфиболитовой фаций метаморфизма. Поэтому наличие таких «молодых» автохтонных, параавтохтонных и аллохтонных гранитов в сухих бесщелочных и бескварцевых гранулитовых породах полностью отрицает метаморфогенную природу флюидов, а однозначно указывает на подкоровый — мантийный источник растворов-флюидов инициаторов анатексиса и палингенеза [Говоров, 1977; Кориковский, 1967; Литвиновский, Летников, 1980; Павленко и др., 1974, 1977; Щеглов, 1968, 1971; Потапьев, Маликова, 1974; и др.]. При этом обращает на себя внимание, что эти изначально восстановленные флюиды (H_2 , C, CH_4 , NH_3 и др.) по мере движения уже в гранулит-базитовом слое окисляются с образованием водно-углекислых (CO_2 , CO, H_2O) растворов, последовательно сменяющихся во времени и пространстве водными и галоидно-водными, прогрессивно обогащающимися щелочами, кремнеземом, фтором и фторофильными РЭ. Эволюция состава и режима кислотности-щелочности восходящего потока растворов происходила, с одной стороны, в силу изменения состава верхней мантии и продуктов ее дегазации во времени (Ar — Kz) и окисления этих флюидов по мере восходящего движения и, с другой, вследствие взаимодействия их с породами гранито-метаморфического слоя (разновозрастными осадочно-метаморфическими и магматическими породами), отличающимися различной металлоносностью [Павленко и др., 1974, 1977; и др.]. Поэтому состав, геохимическая специфика и глубина зарождения палингенных гранитоидных магм определяется целым комплексом факторов: составом и степенью окисленности глубинных подкоровых — мантийных флюидов; величиной геотермического градиента; составом и количеством метаморфогенных флюидов; поступлением базитовых магм — возможных источников тепла и флюидов; составом и геохимическими особенностями исходного для палингенеза субстрата.

Характерно для аллохтонных гранитов зон тектоно-магматической активизации прогрессивное возрастание кислотности и накопление фтора и фторофильных РЭ к более молодым комплексам и поздним фазам. Это отражается и на последовательности смены фациальных (от мезоабиссальных до субвулканических) и формационно-генетических типов гранитов и оруденения: редкометальные пегматиты → камерные пегматиты → редкометальные апограниты и грейзеножилные образования → редкометальные граниты, онгониты, грейзены и цвиттеры [Коваленко, 1977; Коваленко В., Коваленко Н., 1976; Кожевников и др., 1976; и др.].

По мнению В. М. Яновского (1974), генерация гранитной магмы харалгинского комплекса происходила путем магматического замещения [Коржинский, 1968] более древних гранитоидов даурского, кыринского и других комплексов, предварительно измененных метасоматической гранитизацией (калишпатизацией) под воздействием трансмагматических

(интрателлурических) растворов в зонах активизации. По поведению РЭ в процессе гранитообразования выделяются пять групп: 1) привносимые — калий; 2) выносимые — натрий, фтор, ванадий, кобальт, барий и стронций; 3) накапливаемые — литий, рубидий, олово, вольфрам, таллий; 4) с экстремальными содержаниями в метасоматитах — хром, никель, медь, свинец и ванадий; 5) инертное поведение молибдена. При этом автор делает вывод, что обогащение гранитов оловом, вольфрамом, литием и рубидием непосредственно с магмообразованием не связано и поэтому на месте своего зарождения юрские магматические граниты не содержат повышенных концентраций этих элементов. Накопление их происходит на регрессивной стадии процесса, стабилизированного условиями термостатирования — зоны проницаемости и в апикальных частях куполов под воздействием глубинных флюидов, переносящих и перераспределяющих рудное вещество.

Палингенные гранитоидные магмы ранних фаз автохтонных гранитов саянского и борщевочного комплексов фиксируют фтор и фторофильные РЭ исходного субстрата байкалит, каледонид, а накопление их в остаточном расплаве (II, III фазы) аллохтонных гранитов и приводит к формированию редкометалльных пегматитов, наследуя геохимическую специфику байкалит [Типы..., 1979].

Обогащение фтором и фторофильными РЭ палингенных гранитных магм аллохтонных гипабиссальных интрузивов зон тектоно-магматической активизации связано с фиксацией фтора и фторофильных РЭ не только исходного субстрата (байкалит, каледонид и герцинит), но и из глубинных флюидов. Так, граниты самсальского комплекса Западного Забайкалья наследуют редкометалльную специфику байкалит и пегматитоносного саянского (хамар-дабанского) комплекса и еще больше обогащены фтором и фторофильными РЭ, что приводит к формированию не только амазонитовых апогранитов, но и остаточного онгонитового расплава — даек Утуликского пояса в хр. Хамар-Дабан [Кожевников и др., 1976]. По данным Ю. П. Трошина (1978), молибденовое оруденение шахтаминского комплекса наследует повышенную молибденоносность более раннего позднепалеозойского верхнеудинского комплекса, а вольфрамовое оруденение Букука-Белухинского плутона (кукульбейский комплекс) — газимурского комплекса (Шундуинский батолит) при высокой активности воды и низкой фтора. Различный уровень накопления фтора и фторофильных РЭ в гранитах кукульбейского, харалгинского и асакан-шумиловского комплексов и специфическая их рудоносность отражают геохимическую специфику и особенности строения земной коры отдельных зон Забайкалья [Канищев, 1974; Канищев, Менакер, 1972; и др.], роль глубинных фтороносных флюидов [Трошин, 1978] в палингенном гранитообразовании, формировании редкометалльных и хрусталеносных пегматитов, редкометалльных гранитов и онгонитов и разнообразного пневматолит-гидротермального оруденения.

В конечном счете можно сказать, что петрохимическую и геохимическую специфику гранитоидных формаций и оруденения в пределах зон тектоно-магматической активизации и рифтоподобных систем определяют вертикальная и латеральная неоднородности как верхней мантии, так и отдельных участков земной коры (структурно-формационные зоны).

Обобщение данных по термобарогеохимии расплавных включений в минералах и геолого-геохимические исследования кислых магматических пород приводят к следующим выводам.

1. Потенциальная рудоносность и рудогенерирующая способность гранитов на фторофильные РЭ возрастает (от редкометалльных пегматитов к гидротермальным месторождениям) по мере снижения фации глубинности формирования интрузий (от мезоабиссальной к субвулканической), локального накопления фтора и фторофильных РЭ и снижения температур

(800—550°C) кристаллизации расплава вследствие эманационной дифференциации первоначально высокотемпературных (1200—800°C) относительно сухих перегретых палингенных гранитоидных магм.

2. Автохтонные (анатектические) и параавтохтонные (палингенно-метасоматические) граниты, редкоземельные и слюдоносные пегматиты могли образоваться в результате декомпрессии пород и при водно-углекислом составе флюидов вблизи температурного минимума (850—750°C) на кривой плавления при давлении 8—6 кбар (глубина 20—8 км), т. е. в пределах гранулитовой и алмадин-амфиболитовой фаций.

3. Аллохтонные (перемещенные, интрузивные) гранитоидные плутоны мезогипабиссальной и субвулканической фаций, редкометальные и хрусталеносные пегматиты связаны с декомпрессией пород в иных условиях: а) формирование остаточных (поздние фазы) расплавов в автохтонных анатектических гранитных комплексах в связи с обогащением их водой и отчасти фтором и фторофильными РЭ (800—650°C) и перемещенных в кордиерит-амфиболитовую фацию завершается редкометально-мусковитовыми и редкометальными пегматитами; б) выплавление палингенных расплавов в условиях высоких температур (1000—800°C) и давления (8—6 кбар) на глубине 12—6 км в условиях амфиболитовой фации и роста гранито-гнейсовых куполов под воздействием окисления преимущественно метаморфогенных восходящих флюидов, перемещение которых в кордиерит-амфиболитовую фацию сопровождается формированием редкометальных пегматитов в мезоабиссальной фации, а хрусталеносных (камерных) пегматитов и пневматолит-гидротермального оруденения в гипабиссальной фации; в) выплавление палингенных высокотемпературных (1300—800°C) перегретых гранитоидных магм (на глубине 4—8 км) в зонах глубинных разломов, локального высокотемпературного метаморфизма, формирования рифтоподобных систем и зон тектоно-магматической активизации под влиянием тепла и флюидов базитовых магм и окисления восходящих глубинных подкоровых — мантийных флюидов. С ними связано формирование вулканоплутонических ассоциаций и плутонических комплексов от мезоабиссальной до субвулканической фации.

4. Состав гранитов и связанных с ними пегматитов и их геохимическая специализация (формация) определяются не столько абсолютной глубиной их формирования (величиной литостатического давления), сколько величиной геотермического градиента, активностью флюидной фазы, вернее, флюидным режимом — соотношением активностей H_2 , C , CO , CO_2 , H_2O , HCl , HF и др. и степенью их окисленности в областях генерации магм и кислотно-щелочной эволюцией расплавов во время движения и кристаллизации гранитоидных плутонов и пегматитов.

5. Геохимическая эволюция материнских гранитных и пегматитовых формаций во времени (от архея до кайнозоя) и пространстве происходила преимущественно под влиянием эволюции режима и состава восходящих потоков глубинных флюидов. Изменение состава восходящих флюидов наблюдалось, с одной стороны, благодаря эволюции режима метаморфогенных растворов, дегазации мантии и базальтоидных расплавов, а с другой, вследствие взаимодействия континентальной и океанической коры в зоне перехода корового и мантийного вещества при эклогитизации, порождающих вертикальную и латеральную неоднородность верхней мантии и глубинных слоев земной коры. Это приводит к усилению потока глубинных флюидов, обогащенных кремнеземом, K , CO_2 , H_2O , F и фторофильными РЭ на завершающих стадиях тектоно-магматических циклов орогенного этапа, а еще в большей мере при протоактивизации щитов и платформ (PR — V), развитии рифтоподобных систем и фанерозойской тектоно-магматической активизации щитов, платформ и срединных массивов, байкалид, каледонид, герцинид и мезозонд.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований по геологии пегматитоносных гранитов и пегматитовых полей обобщены в части I монографии, а в части II (геохимической) выводы сделаны в конце каждой главы. Поэтому, не повторяясь, кратко охарактеризуем более общие положения.

1. Пегматитоносные граниты и пегматиты Забайкалья борщевочного и кукульбейского комплексов формировались на заключительных стадиях мезозойского этапа тектоно-магматической активизации двух типов структур: в структуре роста гранито-гнейсовых куполов в сводовых геантиклинальных поднятиях и в зонах глубинных разломов.

2. В определенной системе даны структурно-морфологические типы пегматитоносных плутонов, структур и зональности пегматитовых полей при вертикальном диапазоне распространения пегматитов около 3 км.

3. Геохимические особенности состава и рудоносности гранитоидов борщевочного и кукульбейского комплексов выражаются в прогрессивном, но дискретном и сопряженном развитии процессов магмообразования в условиях тектоно-магматической активизации под воздействием глубинных восходящих тепловых и флюидных потоков (транзмагматических, интрателлурических растворов). Кислотно-щелочная эволюция этих флюидных систем была направлена в сторону повышения их кислотности и большей степени окисления. При этом активность фтора и фторофильных редких элементов более интенсивно возрастала в зонах глубинных разломов, чем в купольных структурах, определяя этим различную потенциальную рудоносность, рудогенерирующую способность и геохимическую специфику гранитоидной магмы этих двух комплексов.

4. В формировании флюидно-магматических гранитоидных систем выделены прогрессивная (возрастание Р и Т) и регрессивная (снижение Р и Т) стадии. В прогрессивную стадию кислотно-щелочная эволюция глубинных растворов, состав исходного субстрата, глубина и термодинамические условия генерации гранитоидных магм определяют формационно-генетический тип, потенциальную рудоносность, рудогенерирующую способность и геохимическую специализацию гранитных магм. В регрессивную стадию в процессе движения палингенной магмы и кристаллизации в магматической камере поток глубинных растворов убывает, а кислотно-щелочная эволюция расплава и флюидной фазы также направлена в сторону возрастания кислотности, активности фтора и фторофильных РЭ. При этом кислотно-щелочная эволюция флюидно-магматической системы во время движения и кристаллизации расплава в магматической камере в зависимости от термодинамических и тектонических условий определяет фациальные и формационные типы гранитов, формационно-генетические типы оруденения и последовательность их образования (редкометалльные пегматиты → камерные пегматиты-оловянно-вольфрамоносные грейзено-кварцевые жилы → редкометалльные апограниты и кварц-грейзеновые образования → литий-фтористые граниты → онгониты).

5. Формационный тип гранитов и пегматитов и их рудоносность определяются не столько абсолютной глубиной их формирования (величиной

литостатического давления), сколько величиной геотермического градиента, активностью флюидной фазы, вернее, флюидным режимом — соотношением активностей H_2 , C , CO , CH_4 , CO_2 , H_2O , HCl , HF и др., степенью окисленности их в областях генерации магм и кислотно-щелочной эволюцией расплавов во время движения и кристаллизации гранитоидных плутонов.

6. Геохимическая эволюция пегматитоносных гранитных и пегматитовых формаций во времени (от архея и до кайнозоя) и пространстве происходила в результате направленного геоструктурного развития земной коры и эволюции режима и состава восходящих глубинных тепловых и флюидных потоков.

7. Формационные и минеральные типы редкометального оруденения, последовательность формирования и их геохимическая специфика тесно связаны с особенностями кислотно-щелочной эволюции гранитоидных комплексов, определяющими интенсивность и масштабы проявления эманиционной дифференциации и возможность отделения флюидной фазы в зависимости от тектонических и термодинамических условий в период становления рудномагматических систем.

- Алтухов Е. Н. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М.: Недра, 1980. 224 с.
- Амшинский Н. Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973. 200 с.
- Антипин В. С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности. Новосибирск: Наука, 1977. 157 с.
- Антипин В. С. и др. Онгониты Шерловогорского района (Вост. Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 1, с. 228—232.
- Анфилогов В. Н. и др. Фазовые отношения в системе гранит — H_2O —HF при давлении паров воды 1000 г/см³.— Геохимия, 1973, № 1, с. 44—48.
- Анфилогов В. Н. и др. Фазовые отношения в системе гранит — H_2O —HF при давлении 1000 атм.— Ежегодник СибГЕОХИ, 1970 г. Иркутск, 1971, с. 349—351.
- Апельцин Ф. Р., Скоробогатова М. В., Якушин Л. М. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала. М.: Недра, 1967. 199 с.
- Апельцин Ф. Р. и др. Потенциальная рудоносность магматических образований на примерах эндогенных месторождений, генетически связанных с гранитоидами.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 146—189.
- Аристов В. В. Вопросы теоретического обоснования поисков скрытых постмагматических месторождений.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1964, № 6, с. 3—23.
- Архангельская В. В. Особенности условий образования и состава пегматитовых гранитоидов СССР.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 22. М.: Недра, 1964, с. 11—60.
- Архангельская В. В. Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М.: Недра, 1974. 127 с.
- Архангельская В. В. О поисках полезных ископаемых в пределах палеорифтовых систем.— Разведка и охрана недр, 1975, № 8, с. 4—8.
- Архангельская В. В. Особенности размещения эндогенных редкометалльных месторождений на платформах.— Геол. и геофиз., 1980, № 1, с. 26—38.
- Архангельская В. В., Гинзбург А. И. О геотектонической позиции поясов редкометалльных пегматитов.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2, с. 423—425.
- Афанасов М. И. Неоднократно активизированные гранито-гнейсовые массивы Юго-Восточного Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1980, № 2, с. 37—45.
- Аэров Г. Л. и др. Геологическое строение Бектаутинского гранитного массива (Центральный Казахстан).— Сов. геология, 1966, № 11, с. 92—102.
- Бабаян Г. Л. и др. Строение земной коры Виллюйской синеклизы и прилегающих районов.— Сов. геология, 1978, № 1, с. 31—35.
- Бабкин А. С. и др. О некоторых закономерностях локализации мезозойских пегматитов и метасоматически измененных гранитов с редкометалльным оруденением в Восточном Забайкалье.— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1963, с. 32—42.
- Баженова Г. Н. и др. К расчету среднего химического состава дифференцированных редкометалльных гранитов (Богов Утес, Забайкалье).— В кн.: Металлогенические исследования. Вып. 4. М.: Изд-во ИМГРЭ, 1973, с. 75—85.
- Бакуменко И. Т. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, с. 259—270.
- Бакуменко И. Т. и др. Генезис кварца из пемз вулкана Хангар.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 3, с. 630—633.
- Бакуменко И. Т. Петрологические аспекты изучения включений расплавов в минералах.— В кн.: Петрология. М.: Наука, 1972, с. 128—135.
- Бакуменко И. Т. и др. О магматическом этапе формирования камерных пегматитов Волыни.— Докл. АН СССР, 1979а, т. 248, № 5, с. 1194—1197.
- Бакуменко И. Т. и др. Условия генерации и кристаллизации магм кислого состава.— В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979б, с. 206—221.
- Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Т. 1. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. 360 с.

- Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Т. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 360 с.
- Бейли Д. В. Поток летучих, концентрация тепла и генерация магм. М.: Мпр, 1972, с. 152—160.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
- Бельков И. В. и др. Эволюция докембрийского кислого магматизма на ранних этапах становления континентальной коры.— В кн.: Петрология. М.: Наука, 1980, с. 92—104.
- Беляев Г. М., Рудник В. А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л.: Недра, 1978. 168 с.
- Беус А. А. К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов.— Докл. АН СССР, 1954, т. 97, № 1, с. 129—132.
- Беус А. А. Альбититовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1968, с. 303—377.
- Беус А. А. Геохимия литосферы. М.: Наука, 1972. 296 с.
- Беус А. А., Ситнин А. А. Геохимические особенности гранитоидов кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье.— Сов. геология, 1967, № 9, с. 104—109.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.
- Бобров В. А. и др. Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным.— Сов. геология, 1963, № 3, с. 94—112.
- Богатилов О. А. и др. Эволюция магматизма в истории Земли.— В кн.: Петрология. М.: Наука, 1980, с. 3—13.
- Божко Н. А. Мозамбикский пояс и некоторые особенности верхнекембрийских «активизированных» зон Африки.— Геотектоника, 1970, № 6, с. 13—22.
- Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972. 272 с.
- Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Мезозойские щелочные гранитоиды Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 176 с.
- Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Мезозойский интрузивный магматизм Юго-Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 159 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мпр, 1969. 247 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мпр, 1979. 326 с.
- Виноградов А. И. Петрохимические особенности и условия генерации гранитных магм вулканоплутонических ассоциаций.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 2. Апатиты, 1971, с. 144—151.
- Виноградов А. И. Среднее содержание химических элементов в главных типах горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1952, № 2, с. 30—55.
- Власов К. А. Генезис редкометаллических гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1955, № 5, с. 54—71.
- Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометаллических гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1956, № 1, с. 65—89.
- Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их тектурно-парагенетические типы.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1961, № 1, с. 8—29.
- Волочкович К. Л. Тектоническое положение Калба-Нарымской металлогенической зоны редкометаллических пегматитов и гидротермалитов.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965, с. 74—107.
- Гайворонский Б. А., Гребенников А. М. Вольфрамоносность и оловяноносность мезозойских гранитов и грейзенов Шумиловского и Молодежного месторождений Забайкалья.— Записки Забайк. филиала геогр. о-ва, Чита, 1972, вып. 67, с. 31—35.
- Генетические исследования в минералогии/Ред. В. С. Соболев. Новосибирск, изд. ИГиГ, 1976. 203 с.
- Генштафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977. 208 с.
- Геология месторождений редких элементов Южной Америки/Колотухина С. Е., Грингорьева Л. А., Клапановская Л. И. и др. М.: Наука, 1968. 279 с.
- Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях и их оценке.— Разведка и охрана недр, 1952, № 2, с. 3—12.
- Гинзбург А. И. Об источниках редких элементов в эндогенных месторождениях.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 272—285.
- Гинзбург А. И., Горжевский Д. И. К вопросу о взаимосвязи редкометаллических пегматитов и некоторых типов рудных жил.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1957, № 6, с. 14—29.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов.— Геол. рудных месторождений, 1960, № 1, с. 42—52.
- Гинзбург А. И. и др. Вопросы геологии и генезиса пегматитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 22. М.: Недра, 1964, с. 134—140.

- Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г. Геохимическая направленность процессов формирования редкометалльных гранитов и пегматитов.— В кн.: Гранитизация, граниты и пегматиты. Междунар. геохим. конгресс. Т. III. Кн. 2. М., 1972, с. 261—274.
- Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.
- Гладков В. Г. Об особенностях строения и формирования Кулпидинской интрузии верхнеюрского возраста (Восточное Забайкалье).— Труды Иргпедмет, Иркутск, 1965, вып. 13, с. 101—117.
- Гладков В. Г., Темников Ю. И. Значение внутрирудной тектоники при формировании одного месторождения редкометалльных пегматитов.— Труды Иргпедмет, Иркутск, 1963, вып. 2, с. 74—84.
- Гладков В. Г., Темников Ю. И. О взаимоотношениях редкометалльных пегматитов и метасоматически измененных гранитов (на примере одного рудного поля Забайкалья).— Изв. Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, Чита, 1966, т. 11, вып. 4, с. 22—31.
- Глюк Д. С. Экспериментальные исследования взаимодействия кислых силикатных расплавов с фторидами в присутствии воды. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1973. 24 с.
- Говоров И. Н. Стадийность плутоногенных процессов.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972, с. 178—186.
- Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 250 с.
- Говоров И. Н. и др. Геохимические типы и признаки глубинности рудоносных гидротерм Дальнего Востока (по данным изучения газово-жидких включений в минералах).— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 218—224.
- Гордиенко В. В. Эволюция вещественного состава редкометалльных гранитных пегматитов и ее возможные причины. Записки Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, ч. CVIII, вып. 2, с. 165—181.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Недра, 1965. 300 с.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. И. О проблеме глубинности постмагматических месторождений.— Геол. рудных месторожд., 1966, № 6, с. 42—52.
- Гребенщикова В. И. Геохимия и условия формирования Адун-Челонского гранитного массива (в Забайкалье). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1980. 26 с.
- Дворкин-Самарский В. А. Генезис и закономерности пространственного размещения редкоземельных пегматитов одного из районов Восточной Сибири.— Геол. и геофиз., 1962, № 4, с. 21—33.
- Дворкин-Самарский В. А. О закономерностях размещения эндогенных рудных формаций Саяно-Байкальской горной области.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 75—80.
- Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Доломанова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 299 с.
- Дружинин А. Ф. Структурно-геологические позиции рудных полей и месторождений вольфрама, олова и молибдена Восточного Забайкалья.— Труды Университета Дружбы народов им. П. Лумумбы, 1968, т. XXXIX, вып. 2, с. 164—192.
- Дьячков Б. А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М.: Недра, 1972. 210 с.
- Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. М.: Наука, 1967. 258 с.
- Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
- Зорин Ю. А. Применение геофизических методов для изучения мезозойских интрузивов гранитного состава.— Вестник Вост.-Сиб. правления НТО. Цветная металлургия, 1962, № 7, с. 14—22.
- Зорин Ю. А. О тектонике Восточного и Центрального Забайкалья в позднем мезозое.— Геотектоника, 1967, № 1, с. 97—107.
- Зорин Ю. А., Бугров Ю. Н. Морфология кровли Хапчерангинского плутона по геофизическим данным.— В кн.: Записки Забайк. филиала геогр. о-ва СССР. Вып. 23. Иркутск, 1972. 20 с.
- Зоубек В., Таусон Л. В., Козлов В. Д. Первые результаты геохимического и геотектонического сопоставления оловоносных гранитоидов Рудных Гор (Чехословакия) и Восточного Забайкалья (СССР).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 5, с. 13—24.
- Зубков В. А. и др. Особенности образования магматических пород Лениногорского района (Рудный Алтай) по данным исследования минеральных включений.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 6, с. 1427—1529.
- Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М.: Наука, 1972. 152 с.
- Игнатович В. И. и др. Возраст рудоносных гранитоидных комплексов Западного Забайкалья.— В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 92—116.
- Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 136 с.

- Кадик А. А., Лебедев Г. В., Хитаров Н. И.** Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
- Кадик А. А., Френкель М. Я.** Термодинамика декомпрессии водосодержащего расплава (на примере системы альбит — вода) и роль понижения давления в механизме магнообразования. — Геохимия, 1980а, № 3, с. 307—334.
- Кадик А. А., Френкель М. Я.** Магнообразование, сопряженное с декомпрессией пород коры и мантии в присутствии летучих компонентов. — Геохимия, 1980, № 4, с. 467—495.
- Калинин А. С.** Некоторые особенности грейзенового процесса на Комсомольском месторождении. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 6, с. 1379—1381.
- Калинин А. С., Ревердатто В. В.** Флюидно-магматическая модель плутонометаморфизма и анатексиса. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 2, с. 416—418.
- Канищев А. Д.** Блоковая структура Центрального Забайкалья и ее значение для магматизма и металлогении. — В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971, с. 262—296.
- Канищев А. Д., Менакер Г. И.** Средние содержания рудообразующих химических элементов в земной коре Центрального и Восточного Забайкалья. — Записки Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, Чита, 1972, вып. 67, с. 36—37.
- Караева З. Г.** Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов. — Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 6, с. 1436—1439.
- Кейльман Г. А.** Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 198 с.
- Кицул В. И., Шкодзинский В. С.** Метаморфизм и гранитообразование в докембри Алданского щита. — В кн.: Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии. Новосибирск, изд. ИГиГ, 1971, с. 17—20.
- Кицул В. И., Шкодзинский В. С.** Инертность — подвижность компонентов в условиях метаморфизма и мигматитообразования гранулитовой фации и критерии расчленения (на примере Алданского щита). — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, изд. ИГиГ, 1972, с. 15—17.
- Коваленко В. И.** Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. М.: Наука, 1977. 206 с.
- Коваленко В. И., Коваленко Н. И.** Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиты) — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 127 с.
- Коваленко В. И.** и др. Метасоматические цвиттеры и связанное с ними редкометалльное оруденение месторождений Монголии и Чехословакии. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 42—53.
- Коваленко Н. И.** Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. 142 с.
- Коваль П. В.** Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 258 с.
- Когарко Л. Н.** Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
- Кожевников О. К.** и др. Утуликинский дайковый пояс — новый район развития онгонитов и литий-фтористых гранит-порфиров. — Докл. АН СССР, 1976, т. 281, № 6, с. 1434—1437.
- Козлов В. Д., Свядковская Л. Н.** Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 252 с.
- Козлов В. Д., Свядковская Л. Н., Карпов И. К.** Слюды магматитов Забайкалья (вопросы генезиса и рудоносности гранитоидов). Новосибирск: Наука, 1978. 150 с.
- Колесниченко В. С.** Новые данные по структуре редкометалльного рудного поля. — Труды Университета Дружбы народов им. П. Лумумбы, 1968, т. XXXIX, вып. 2, с. 193—207.
- Колотухина С. Е.** Структурное положение редкометалльных провинций на древних платформах Южного полушария. М.: Наука, 1977. 87 с.
- Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В.** Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М.: Наука, 1964. 304 с.
- Комаров П. В.** Об определении абсолютного возраста горных пород по калиевым полевым шпатам. — В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971, с. 308—310.
- Комаров П. В.** Поиски оруденения по петрогенным элементам — фтору и сере. М.: Наука, 1978. 146 с.
- Комаров П. В., Демидова Н. Л.** О возрасте верхнемезозойских грейзенов Восточного Забайкалья. — Геол. рудных месторождений, 1966, т. VIII, № 4, с. 103—104.
- Комаров Ю. В.** Мезозойский внегесициальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972. 156 с.
- Комплексные геолого-геохимические исследования рудных районов/Аристов В. В., Ляхов Л. Л., Зубатарова Л. И. и др.** М.: Недра, 1969. 175 с.
- Константинов Р. М.** и др. Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья. — В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971, с. 36—49.
- Коптев-Дворников В. С.** К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1952, № 4, с. 63—80.

- Коржинский Д. С.** Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968, с. 69—74.
- Коржинский Д. С.** Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, с. 144—153.
- Коржинский Д. С.** Метамагматические процессы.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 12, с. 3—6.
- Коржинский Д. С.** Кислотно-основное взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами.— В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология. М.: Наука, 1976, с. 320—328.
- Коржинский Д. С.** Взаимодействие магм с трансмагматическими флюидами.— Записки Всесоюз. минерал. о-ва. Серия CVI, 1977, № 2, с. 173—178.
- Коршковский С. П.** Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембри Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
- Корытов Ф. Я.** Первичные уровни интенсивного оруденения и их отражения в современном рельефе (на примере Забайкалья).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 12, с. 40—46.
- Косале Я. А.** Поведение бериллия, бора, лития и фтора в процессе гидротермального метаморфизма гранитов.— В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971, с. 164—207.
- Косале Я. А.** Источники рудного вещества редкометалльных месторождений, генетически связанных с многофазными гранитными массивами.— В кн.: Геохимия и условия образования руд золота и редких элементов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 57—70.
- Косале Я. А.** Геохимия амазонитовых апогранитов. Новосибирск: Наука, 1976а. 190 с.
- Косале Я. А.** Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976б. 240 с.
- Косале Я. А.** Поведение редких элементов и фтора при формировании куналеической вулканоплутонической ассоциации (Западное Забайкалье).— Геохимия, 1980, № 1, с. 40—52.
- Косухин О. Н.** Включение низкотемпературных расплавов в кварце камерных пегматитов.— Геол. и геофиз., 1977а, № 10, с. 66—72.
- Косухин О. Н.** Физико-химические условия формирования магматических зон в камерных пегматитах (по данным изучения включений в кварце). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1977б. 22 с.
- Косухин О. Н.** Особенности генезиса гранитоидов Шерловогорско-Адун-Челюского района (по данным изучения включений в кварце).— Геол. и геофиз., 1980, № 4, с. 18—25.
- Кременецкий А. А. и др.** Геохимия редких щелочных металлов в процессе регионального метаморфизма.— Геохимия, 1979, № 10, с. 1467—1487.
- Кузнецов В. И.** Развитие трещин и отношение к ним пегматитовых жил на одном из месторождений гранитных пегматитов.— Труды ИГиН АН СССР. Серия рудных месторожд., 1955, № 17, вып. 162, с. 18—34.
- Кузнецов В. И.** Формирование пегматитов в связи с тектоникой и становлением гранитных массивов. М.: Недра, 1977. 183 с.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов Ю. А.** О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел.— Геол. и геофиз., 1966, № 6, с. 3—15.
- Кузнецов Ю. А.** Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., 1970, № 9, с. 3—24.
- Кузнецов Ю. А., Изох Э. П.** Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 7—20.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.** Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., 1967, № 10, с. 108—121.
- Кузьменко М. В.** Геохимия тантала и генезис эндогенных танталовых месторождений. М.: Наука, 1978. 214 с.
- Кузьмин М. И., Антипин В. С.** Поведение рублидия и лития при становлении Сокутуйского массива.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1965, с. 97—126.
- Кузьмин М. И., Антипин В. С.** Геохимическая характеристика мезозойских гранитов Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 132—185.
- Кутолин В. А.** Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей.— Геол. и геофиз., 1964, № 2, с. 74—82.
- Кушнарев И. П.** Глубина образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1969. 151 с.
- Лапухов А. С. и др.** Температурные условия образования и зональность некоторых порфировых и рудоносных интрузий Салаирского кряжа (по эксперименталь-

- ным данным).— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 51—53.
- Лешавов К. К.** Геологическая история областей среднепалеозойского континентального рифтогенеза.— Сов. геология, 1980, № 5, с. 21—25.
- Левницкий О. Д.** Геология рудных месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1964. 335 с.
- Левницкий О. Д., Аристов В. В., Константинов Р. М.** Этыкинское оловородное месторождение Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 122 с.
- Лейтес А. М. и др.** Палеоавлакоены и их место в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.
- Леонтьев А. Н.** Пегматито локализирующие структуры и зональность одного из полей редкометалльных пегматитов (факторы рудной зональности).— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Вып. 16. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 3—18.
- Леонтьев А. Н.** Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Припритышья. М.: Недра, 1968. 166 с.
- Леонтьев А. Н.** Пространственные отношения редкометалльных гранитов, пегматитов и гидротермалитов. М.: Недра, 1972. 100 с.
- Лесняк Р. В.** Структурное положение и возраст гранитных интрузий кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье.— Геол. и геофиз., 1965а, № 11, с. 56—65.
- Лесняк Р. В.** Возраст и фазы юрского магматизма Шилка-Аргунского междуречья.— В кн.: Тезисы докладов научной конференции геол. секции пм. Обручева Забайк. филиала геогр. о-ва СССР. Чита, 1965б, с. 179—183.
- Лесняк Р. В., Семенов В. Н.** Материалы по абсолютному возрасту горных пород Читинской области.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 83—100.
- Летников Ф. А.** Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
- Летников Ф. А.** Влияние флюидного режима на формирование гранитоидных комплексов.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 7—14.
- Летников Ф. А.** Эволюция флюидных систем в эндогенных процессах.— В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, с. 53—66.
- Литвиновский Б. А., Завилевич А. Н.** Палеозойский магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 144 с.
- Литвиновский Б. А., Летников Ф. А.** Свидетельства участия мантийных флюидов в гранитном магнеобразовании (на основе газового анализа).— Докл. АН СССР, 1980, т. 230, № 2, с. 440—444.
- Литвиновский Б. А. и др.** Эволюция флюидного режима в подкоровых магматических очагах Байкальской горной области.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 6, с. 1449—1453.
- Лодочников В. Н.** Простейшие способы изображения многокомпонентных систем.— Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1926, № 1.
- Лопатников В. В.** Магматизм и оруденение северо-восточной части Галба-Нарымской зоны (Восточный Казахстан). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1976. 27 с.
- Лукашев А. Н.** Глубины образования пегматитов. М.: Недра, 1976. 152 с.
- Лутц Б. Г.** Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
- Любимова Е. А.** Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 258 с.
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов/Базарова Т. Ю., Бакуменко И. Т., Костюк В. П. и др.** Новосибирск: Наука, 1975. 257 с.
- Макагон В. М.** Пегматоподные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений. Новосибирск: Наука, 1977. 205 с.
- Макрыгина В. А. и др.** Летучие компоненты в процессах метаморфизма, гранитизации и пегматитообразования.— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977, с. 105—109.
- Маракушев А. А.** Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 145—164.
- Марков М. С.** О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964, с. 15—20.
- Мельгунов С. В., Кулик Н. А., Бакуменко И. Т.** Минералогия и геохимия метаморфогенных сегрегационных пегматитов. Новосибирск: Наука, 1975. 92 с.
- Менакер Г. И.** Региональная металлогеническая зональность юга Забайкалья как отражение вертикальной зональности в «гранитном» слое.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 4. Иркутск, 1968, с. 3—12.
- Менакер Г. И., Огородников В. Д.** Юрские магматические формации (серии) Восточного Забайкалья и закономерности их пространственного размещения по геолого-геофизическим данным.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 3(5). Чита, 1968, с. 51—54.
- Менерт К.** Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.

- Меньшиков В. С. О мезозойских гранитах центральной части Юго-Восточного Забайкалья.— Вестник Вост.-Сиб. правления НТО. Цветная металлургия, 1962, № 7, с. 19—22.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
- Миллер Р. Л., Кан Дж. С. Статистический анализ в геологических науках. М.: Мир, 1965. 482 с.
- Митропольский А. С. Уран и торий в земной коре южной части Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1979. 220 с.
- Мурбат С. Граничные условия эволюции архейской коры по возрастным и изотопным данным.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1978, с. 356—366.
- Мушников А. Ф. О тектонике Восточного Забайкалья.— Труды Университета Дружбы народов им. П. Лумумбы, 1968, т. XXIX, вып. 2, с. 6—29.
- Науом В. Б. Термометрические исследования включений расплава во вкрапленниках кварцевых порфиров.— Геохимия, 1969, № 4, с. 194—198.
- Науом В. Б., Поляков А. И. Термометрические исследования включений в минералах пород базальт-риолитового ряда рифтовой зоны Исландии.— Геохимия, 1974, № 5, с. 701—707.
- Науом В. Б., Учайшвили Н. Е. Термометрическое исследование включений в минералах магматических пород Тырныаузского района (Северный Кавказ).— Геохимия, 1977, № 4, с. 525—532.
- Науом В. Б. и др. Термометрические исследования включений расплава во включениях кварца кислых эффузивов Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1975, № 2, с. 295—298.
- Науом В. Б. и др. Генезис топазов по данным изучения микровключений.— Геохимия, 1977, № 3, с. 323—331.
- Невский В. А. Некоторые данные о зональности в распределении трещин в рудных районах, рудных полях и месторождениях.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1966, № 10, с. 70—77.
- Недумов И. Б. О роли тектоники в формировании редкометалльных пегматитов.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса месторождений редких элементов. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 26—42.
- Недумов И. Б. Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитоидами.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965, с. 16—73.
- Недумов И. Б. Магматизм и пегматитообразование. М.: Наука, 1975. 235 с.
- Никаноров А. С. Гранитные пегматиты.— В кн.: Проблемы генезиса и эволюции. Т. 252. Л.: Недра, 1979. 169 с.
- Новгородов П. Г. Эксперименты по плавлению гранита в смеси H_2O-CO_2 и некоторые вопросы гранитообразования.— Геохимия, 1974, № 5, с. 741—750.
- Онтоев Д. О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 242 с.
- Осипов М. А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
- Павленко А. С. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 239—246.
- Павленко А. С., Орлова Л. П. Роль метаморфической и палингенной дифференциации в формировании континентальной коры.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 193—206.
- Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 223 с.
- Павлов В. А. Структурные особенности некоторых пермских гранитных массивов Центрального Казахстана. М.: Наука, 1964. 174 с.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса.— М.: Наука, 1973. 317 с.
- Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
- Петрова М. Г. О связи многостадийности постмагматической минерализации с многофазным становлением интрузива аляскитовых гранитов (Восточное Забайкалье).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 5, с. 37—43.
- Петрова М. Г., Белов П. Т. О генетической связи кварцевых порфиров с гранитным интрузивом Шерловой горы.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 11, с. 25—30.
- Полевая Н. И., Тихомиров Н. И. Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным.— В кн.: Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 7—15.
- Полканов А. А. Принципы геологического картирования и вопросы петрологии интрузивных тел.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1947, № 5, с. 67—94.
- Полканов А. А. Геология хотландия — юттия Балтийского щита.— В кн.: Труды

Лаборатории геологии докембрия АН СССР. Вып. 6. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 122 с.

- Поля** редкометалльных гранитных пегматитов (геохимическая специализация по закономерности размещения)/Ред. Л. Н. Овчинников. М.: Наука, 1976. 332 с.
- Полянский Е. В.** Физико-химические условия формирования Бом-Горхонского вольфрамового месторождения и структуры локализации руд. Автореф. канд. дис. М., 1973. 25 с.
- Потапов В. В.** Граниты Колыванского массива и связанное с ним оруденение.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1965, с. 31—115.
- Потапов В. В.** Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива.— В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971, с. 5—90.
- Потапов В. В., Маликова И. Н.** Баланс вещества при формировании Каркаралинского плутона. Новосибирск: Наука, 1974. 249 с.
- Пузанов Л. С. и др.** О магматическом типе плавиковошпатового оруденения на Алдане.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3, с. 704—707.
- Пушко Е. П. и др.** О находке литий-фтористых гранит-порфиров (аналогов онгонитов) в Калба-Нарымском рудном поясе.— В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов. Алма-Ата: пзд. КазИМС, 1978, с. 3—11.
- Реддер Э.** Лабораторные исследования включений в минералах гранитных блоков острова Вознесения и их петрологическое значение.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М.: Наука, 1970, с. 247—258.
- Редкометалльные гранитоиды Монголии**/Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П. и др. М.: Наука, 1971. 229 с.
- Резанов И. А.** Кругооборот вещества между корой и мантией как механизм образования гранитного слоя.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 6, вып. 50, с. 16—28.
- Рейф Ф. Г.** Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 87 с.
- Рейф Ф. Г., Бажеев Е. Д.** Магматогенные хлоридные растворы и вольфрамовое оруденение.— Геохимия, 1977, № 1, с. 63—70.
- Родюнов Г. Г.** Типы пегматитовых поясов и их особенности.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 22. М.: Недра, 1964, с. 60—74.
- Родюнов Г. Г. и др.** Магматогенные пегматиты. Некоторые вопросы генезиса пегматитов.— В кн.: Слюдяные пегматиты. М.: Наука, 1974, с. 21—80; 127—145.
- Россовский Л. Н., Коваленко С. И.** О Южно-Азиатском пегматитовом поясе.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, с. 695—698.
- Россовский Л. Н., Чмырев В. М.** Закономерности размещения редкометалльных пегматитов Гиндукуша (Восточный Афганистан).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1976, № 5, с. 79—90.
- Россовский Л. Н. и др.** Глубина формирования гранитных пегматитов (на примере Гиндукуша).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1976а, № 5, с. 39—54.
- Россовский Л. Н. и др.** Вертикальная амплитуда и зональность месторождений сподуменовых пегматитов Афганистана.— Докл. АН СССР, 1976б, т. 227, № 4, с. 943—946.
- Рудакова Я. Н.** Оловоносные граниты Юго-Западного Забайкалья. М.: Недра, 1973: 192 с.
- Рудник В. А.** Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975. 415 с.
- Рябчиков И. Д.** Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Садовский Ю. А. и др.** Об основных параметрах и флюидном режиме становления редкометалльных пегматитов.— В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов. Алма-Ата: пзд. КазИМС, 1978, с. 51—72.
- Салье М. Е., Глебовицкий В. А.** Металлогенная специализация пегматитов. М.: Наука, 1976. 188 с.
- Сандмиров Г. П. и др.** Первичное отношение $Str^{87} : Str^{86}$ и рубидий-стронциевый возраст редкометалльных гранитоидов МНР.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 1, с. 226—228.
- Саттон Дж.** Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм.— В кн.: Природа метаморфизма. М.: Наука, 1967, с. 24—48.
- Седова И. С., Кравцова Е. И.** Вопросы генезиса гранитоидов и некоторые проблемы гранитообразования.— В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и минерогенезиса в докембрии СССР. Л.: Недра, 1979, с. 105—129.
- Семеновко Н. П.** Контиентальная кора. Киев: Наукова думка, 1975. 198 с.
- Синица С. М.** Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1975. 138 с.
- Синицын В. М.** Спаль. Историко-генетические аспекты. Л.: Недра, 1972. 167 с.
- Скрябин В. Ю.** О составе раскристаллизованных включений гранитного расплава.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 2, с. 416—418.
- Слободской Р. М.** Критерии для определения механизма формирования гранитоидных массивов.— Сов. геология, 1969, № 11, с. 89—99.

- Слободской Р. М. Признаки внедрения магмы при формировании гранитоидных массивов.— Геол. и геофиз., 1971, № 4, с. 3—13.
- Слободской Р. М. Восстановительные пегматитовые флюиды и формирование гранитоидных батолитов.— Геол. и геофиз., 1979, № 5, с. 52—66.
- Слюдоносные пегматиты Карелии/Гордиенко В. В., Богданова Ю. Б., Бойцова Г. Н. и др. М.: Недра, 1976. 336 с.
- Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1957. 587 с.
- Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел.— В кн.: Генетические проблемы руд. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 5—15.
- Смирнов В. И. Региональная и локальная эндогенная рудная зональность.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил. Т. 2. Прага, 1965, с. 8—12.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 687 с.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.—Л.: Госгеолтехиздат, 1944. 89 с.
- Смыслов А. А., Моиссенко У. Н., Чалович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.
- Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов в связи с вопросом происхождения лампрофиров.— Минерал. сборник Львов. геол. о-ва, 1952, № 6, с. 147—152.
- Соболев В. С. Стрoение верхней мантии и способы образования магмы.— В кн.: Чтения пм. В. И. Вернадского. Вып. XIII. М.: Наука, 1973. 34 с.
- Соболев В. С. Образование магм и магматических горных пород.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 112—147.
- Соболев В. С., Бакуменко И. Т. О пределах магматической кристаллизации при формировании гранитных пегматитов.— В кн.: Проблемы физ.-хим. петрологии. Метаморфизм, магматизм. Т. 1. М.: Наука, 1979, с. 204—224.
- Соболев В. С., Соболев А. В. Состав глубинных пироксенов и проблемы «эколитового» барьера.— Геол. и геофиз., 1977, № 12, с. 46—59.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. Проблемы двухэтапного формирования земной коры.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 435—438.
- Соколов Ю. М. и др. Эволюция пегматитообразования в докембрии.— В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и минерогении в докембрии СССР. Л.: Наука, 1979, с. 288—312.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 234 с.
- Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1971. 292 с.
- Солодов Н. А. Главные закономерности распределения редкометалльного оруденения в земной коре.— Геол. и геофиз., 1977, № 2, с. 11—23.
- Солодов Н. А., Кузьменко М. В. Пегматиты как модель магматического процесса.— В кн.: Новые данные по минералогии, геохимии и генезису редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1965, с. 12—15.
- Сотников В. И. и др. Физико-химические параметры процессов формирования месторождений медно-молибденовой формации.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, с. 209—220.
- Ставров О. Д. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 142 с.
- Ставров О. Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М.: Недра, 1978. 214 с.
- Таланцев А. С. Результаты определения температур образования мусковит-альбит-микроклиновых пегматитов из района Качкарской гранитной интрузии.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Ч. 1. Свердловск, 1969, с. 75—80.
- Тарни Дж. Геохимия архейских высокотемпературных гнейсов. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 405—420.
- Татаршинов А. В., Шмакин Б. М. Средний состав, особенности распределения элементов-примесей и геохимическая специализация мларовых пегматитов (Восточная Сибирь).— Геохимия, 1976, № 2, с. 272—282.
- Таусон Л. В. Факторы геохимической истории редких элементов в гранитном магматическом процессе.— Геохимия, 1967, № 11, с. 1310—1319.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Темников Ю. И. Пегматитоносные гранитоиды Восточного Забайкалья.— Сов. геология, 1971а, № 8, с. 54—67.
- Темников Ю. И. Горизонтальная и вертикальная зональность в пегматитовых полях Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1971б, т. 196, № 2, с. 429—432.

- Темников Ю. И.** Структура и морфология Халзанского пегматитоносного интрузива (Восточное Забайкалье).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1972а, № 5, с. 44—52.
- Темников Ю. И.** Структурные особенности редкометаллических гранитных массивов Восточной Сибири. М.: Недра, 1972б. 153 с.
- Темников Ю. И., Гладков В. Г.** О некоторых вопросах пространственного размещения метасоматически измененных гранитоидов (апогранитов) в Забайкалье.— Записки Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, Чита, 1963, вып. 22, с. 26—29.
- Темников Ю. И., Гузова Л. Г.** Морфология и зональность редкометаллических гранитоидных интрузивов Восточного Забайкалья.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 7, с. 50—56.
- Типы редкометаллических геохимических провинций**/Дворкин-Самарский В. А., Каперская Ю. Н., Козулина И. М. и др. Новосибирск: Наука, 1978. 141 с.
- Тихомиров Н. И.** Магматизм Забайкалья.— В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966, с. 26—31.
- Томсон И. Н. и др.** Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, № 12, с. 31—40.
- Трошин Ю. П.** Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 173 с.
- Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И.** Кристаллизация и дифференциация внутренних зон гипабиссальных гранитных интрузий (на примере Адун-Челонского массива).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 4, с. 23—35.
- Тугаринов А. И.** Общая геохимия. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.
- Тугаринов А. И.** Изотопы и источник рудного вещества.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 121—144.
- Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С.** Особенности состава пегматитов, ассоциированных с гранитами разных фаций глубинности.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 11, с. 69—78.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии**/Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. П. и др. Новосибирск: Наука, 1977. 213 с.
- Хайн В. Е.** Региональная тектоника. М.: Наука, 1971. 548 с.
- Хитаров Н. И. и др.** Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальные исследования).— Геохимия, 1969, № 3, с. 273—287.
- Хлестов В. В.** Флюидный режим метаморфизма.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 48—55.
- Чупин В. П.** Анатектиты западной части Алданского щита и условия их образования (по данным изучения включений в минералах). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1975. 28 с.
- Чупин В. П. и др.** Раскристаллизованные включения расплавов в кварце гранитов рапакви.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 5, с. 1200—1204.
- Чупин В. П., Матреницкий А. Т.** Температурные условия формирования гранитоидов Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия) и их связь с рудообразованием.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 1200—1204.
- Шавло С. Г.** Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958. 258 с.
- Шапенко В. В., Харламов Е. С.** Критерии связи оруденения с гранитной магмой по включениям расплавов и растворов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 2, вып. 52, с. 141—142.
- Шарапов В. Н., Голубев В. С.** Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 237 с.
- Шарапов В. Н. и др.** Модель плавления пород земной коры при наличии конвективного теплового потока.— Геол. и геофиз., 1977, № 2, с. 3—10.
- Шахов Ф. Н.** О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 142—150.
- Шахов Ф. Н.** Магма и руды.— Геол. и геофиз., 1966, № 10, с. 3—9.
- Швадуе М. И.** Петрология материнских гранитоидов фтор-редкометаллических месторождений Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980. 70 с.
- Шкодинский В. С.** Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
- Шмакин Б. М.** Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
- Шмакин Б. М.** Давление как фактор геохимической специализации гранитных пегматитов.— Геол. и геофиз., 1979, № 8, с. 82—88.
- Шмакин Б. М. и др.** Содержания малых элементов в породообразующих минералах пегматитов США.— Геохимия, 1979, № 12, с. 1835—1849.
- Шталь Н. В.** К петрологии мезозойских интрузий Восточного Забайкалья.— В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. Л., 1952, с. 8—26.
- Щеглов А. Д.** Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968. 180 с.

- Щеглов А. Д. Металлогенез средних массивов. Л.: Недра, 1971. 148 с.
- Щеглов А. Д. Источники рудного вещества в областях тектоно-магматической активизации.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 58—65.
- Щерба Г. Н. Из опыта изучения внутренних контактов гранитных массивов.— Изв. АН КазССР. Серия геол., 1953, № 124, вып. 17, с. 4—16.
- Щерба Г. Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Урале. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. 217 с.
- Щерба Г. Н. и др. Морфология и строение Калба-Нарымского плутона.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1971, № 3, с. 57—65.
- Щербаков Ю. Г. Химическая эволюция вещества Земли и эндогенное рудообразование.— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с. 14—33.
- Эндогенное оруденение древних щитов/Казанский В. П., Звягинцев Л. И., Омеляненко В. О. и др. М.: Наука, 1978. 200 с.
- Яновский В. М. О соотношении метасоматической гранитизации и гранитоидного магмообразования.— Геохимия, 1974, № 9, с. 1320—1330.
- Clocchiatti R. Les cristaux de quartz des de la Valle, des Dix Mille Fumes (Kaatmai, Alaska).— C. R. Acad. Sci., 1972, Ser. D., v. 274, N 2—23, p. 66—68.
- Clocchiatti R. Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz. Etude, optique, thermooptique et chimique. Applications geologiques.— Mem. Soc. geol. France, 1975, v. 54, N 122, 96 p.
- Di Paola M., Metrich N., Clocchiatti R. Quelques données sur les conditions physico-chimiques de cristallisation des phénocristaux d'une lase pantellritique fournies par les inclusions vitreuses.— In: 6 e'me Réunion. annu. Sci. terre, Orsay, 1978, Paris, 1978. 147 p.
- Duthou Jean-Louis. Chronologie Rb — Sr et geochim isotopique des granitoides du Haut Limousin.— In: 6 e'me Réunion. annu. Sci. terre, Orsay, 1978, Paris, 1978. 155 p.
- Fyfe W. S. The granulite facies, partial melting and Archaean crust, Phil. Trans.— R. Soc. London, A 273, 1973, p. 457—461.
- Henley S. Petrogenesis of quartz porphyry dykes in southwest England.— Nature phys. Sci., 1972, v. 235, N 57, p. 95—97.
- Holmes A. The sequence of Precambrian orogenic belts in South and Central Africa.— In: Intern. Geol. Congr. Rept. 18 th Sess. Great Britain, 1948, pt. 14, London, 1951, p. 254—269.
- Jhans R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis. Part: A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites.— Econ. geol., 1969, v. 64, N 81, p. 843—864.
- Krogh T. E., Mysen B. O., Davis G. L. A paleosic age for the primary minerals of Norwegian eclogite.— In: Carnegie Inst. Annual Rept. Dir. Geophys. Lab., 1973—1974. Washington, D. C., p. 575—576.
- Lassere Marc, Soba Djallo. Migmatization d'age panafrican au sein des formations camerounaises appartenant a'la zone mobile de l'Afrique centrale.— Bull. Soc. geol. France, 1979, v. 21, N 2, suppl : C. r. Sommn. séance, N 2, p. 64—68.
- Leyerloup A. Les enclaves catazonales remontées par les éruptions méogènes de France: nature de la croûte inférieure. 1. Lithologie structurale d'ensemble du complexe granulito-charnockitique sous-jacent au Massif Central français d'après les enclaves remontées pas les volcans neogènes.— Contrib. mineral. Petrol., 1974, v. 46 № 1, p. 17—27.
- Pedersen S., Falkum T. Rb — Sr isochrons for the granitic plutons around Farsund, Southern Norway.— Chem. geol., 1975, v. 15, N 2, p. 97—101.
- Saha A. Geochemistry of Archaean granites of the Indian shield: a review.— J. geol. Soc. India, 1979, v. 20, N 8, p. 375—391.
- Stueber A. M., Ikramuddin M. Rubidium, strontium and the isotopic composition of strontium in ultramafic nodule minerals and host basalts.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1974, v. 38, N 2, p. 207—216.
- Tarney J., Windley B. F. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust.— J. Geol. Soc., 1977, 134, N 2, p. 153—172.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granitic in lite of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈—KAlSi₃O₈—H₂O.— Geol. Soc. Amer., 1958, Memior 74. 153 p.
- Tuttle O. F., Wyllie P. J. Hydrothermal studies in the system NaAlSi₃O₈ (albite) — H₂O—HF and granite — H₂O—HF.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, v. 68, N 12, p. 1602—1611.
- White D. L. Rb — Sr age and isotopic data of some precambrian plutons in central new Mexico, USA.— Mount. Geol., 1979, v. 16, N 4, p. 131—137.
- Whitney I. A. The effects of pressure temperature and f_{H₂O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions.— J. Geol., 1975, v. 83, N 1, p. 1—32.
- Wyllie P. J. Effects of H₂O and CO₂ in magma generation in the crust and mantle.— J. Geol. Soc., 1977, v. 134, N 2, p. 215—224.
- Wyllie P. J., Huang W., Stern C. R., Maaloe S. Granitic magmas: possible and impossible source, water contents and crystallisation sequences.— Can. J. Earth Sci., 1976, v. 13, N 8, p. 1007—1019.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
--------------------	---

Часть I

1. Связь гранитных пегматитов с тектоно-магматическим развитием региона	5
2. Пространственное размещение пегматитоносных гранитоидов пегматитовых полей	13
2.1. Структурное положение пегматитоносных гранитоидных массивов	14
2.2. Геолого-тектоническая позиция пегматитовых полей	18
2.3. Пространственно-временные соотношения гранитов, пегматитов, оловянно-вольфрамового оруденения и редкометалльных гранитов	22
3. Гранитоидный магматизм пегматитовых полей	29
3.1. Структура и морфология пегматитоносных массивов	30
3.2. Глубина и механизм формирования пегматитоносных плутонов	54
3.3. Взаимоотношения редкометалльных гранитов и пегматитов	61
3.4. Систематика гранитных массивов по типоморфным признакам	63
4. Геолого-структурный анализ пегматитовых полей и пегматитоносных гранитоидных плутонов	68
4.1. Структуры пегматитовых полей и морфология пегматитов	—
4.2. Зональность пегматитовых полей и закономерности распределения пегматитов	86
4.3. Сравнительный анализ пегматитоносных плутонов и пегматитов по геолого-структурным и морфологическим признакам	94
Выводы	103

Часть II

5. Петрохимические особенности гранитоидов	107
5.1. Некоторые петрохимические аспекты гранитоидов борщевочного и кукульбейского комплексов	—
5.2. Сравнительная петрохимическая характеристика пегматитоносных и редкометалльных гранитов	116
6. Геохимия гранитоидов борщевочного и кукульбейского комплексов	122
6.1. Распределение редких элементов, бора и фтора в гранитоидах борщевочного комплекса	123
6.2. Распределение редких элементов, бора и фтора в гранитах кукульбейского комплекса	127
6.3. Оловянно-вольфрамоносные и пегматитоносные гранитные массивы	137
7. Геохимические особенности мезозойских гранитоидов различной рудоносности	145
8. Гранитные пегматиты в эволюции земной коры	174
8.1. Формации пегматитов	—
8.2. Возраст пегматитовых поясов и провинций, пегматитоносных гранитных и пегматитовых формаций	175
8.3. Глобальные закономерности размещения пегматитоносных гранитных и пегматитовых формаций	178
8.4. Геохимическая эволюция пегматитоносных гранитных и пегматитовых формаций	185
9. Термодинамические условия формирования пегматитоносных гранитов и пегматитов	192
9.1. Температурные условия кристаллизации гранитоидов и пегматитов разных фаций глубинности	193
9.2. Зависимость между $T_{\text{гом}}$ расплавных включений и содержанием летучих в гранитах, пегматитах и онгонитах	203
9.3. Геохимические условия генерации гранитных магм и их рудоносность	207
Заключение	218
Литература	220

Ян Августович Косале, Юрий Иванович Темников
ПЕГМАТИТОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ответственный редактор Александр Сергеевич Митропольский

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *З. Д. Роскина*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Писун*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *С. М. Погудина, С. В. Блинова*

ИБ № 23094

Сдано в набор 6.07.81. Подписано к печати 11.03.83. МН-07511. Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 20,3. Усл. кр.-отт. 20,6. Уч.-изд. л. 20,3. Тираж 1000 экз. Заказ 641. Цена 3 руб.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.