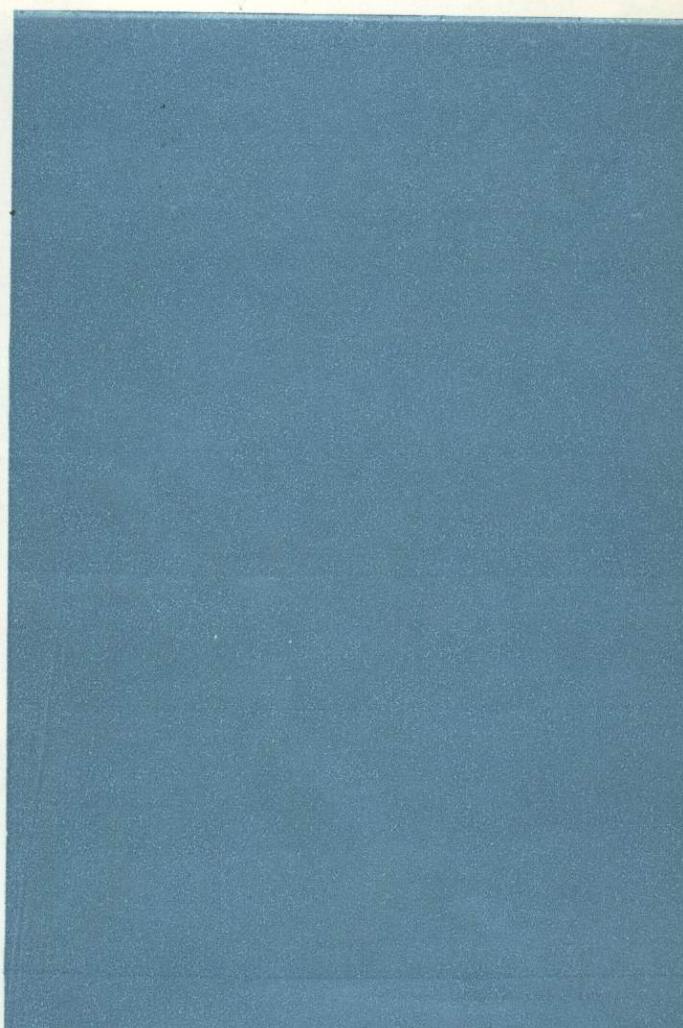
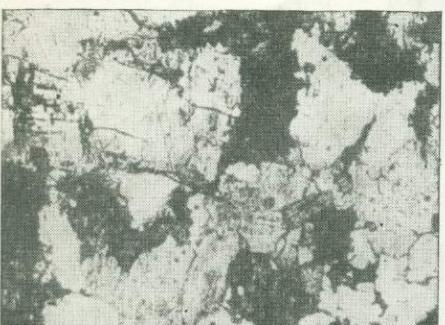
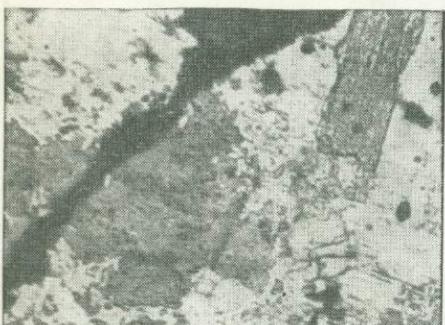


И. А. ТАРАРИН

# МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ ГРАНИТОИДОВ МАЛОЙ И СРЕДНЕЙ ГЛУБИННОСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА



Академия наук СССР

Дальневосточный научный центр

Дальневосточный геологический институт

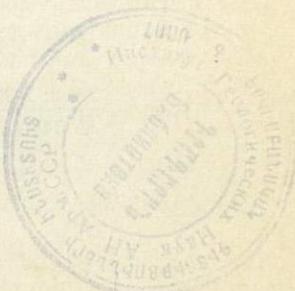
И. А. Таарин

Минеральные фации  
гранитоидов  
малой и средней  
глубинности  
Дальнего Востока

24067 57776



Издательство «Наука»  
Москва 1971



**Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока.** Тарарин И. А. М., «Наука», 1971.

В монографии излагаются результаты исследования ряда гранитоидных массивов Дальнего Востока. Даётся подробная характеристика геологического положения, петрографии, минеральных ассоциаций и состава минералов гранитоидов малой и средней глубинности.

С помощью физико-химических диаграмм ( $P-\mu_{H_2O}$ ;  $\mu_{OH}-\mu_{(K, Na)_2O}$  и др.) установлена зависимость парагенезисов и состава минералов гранитоидов от давления (глубинности), температуры и химической активности щелочей. По глубине формирования выделены малоглубинные, среднеглубинные и абиссальные гранитоиды, и для каждой фации намечены критические минеральные ассоциации.

Рассмотрены условия появления в кислых интрузивных породах гиперстена, фаялита, граната, кордиерита и андалузита. Показано, что их кристаллизация в гранитоидах определяется условиями глубинности и кислотности-щелочности.

Физико-химические расчеты показали, что глиноземистость темноцветных минералов гранитоидов является чутким индикатором условий кислотности-щелочности. Повышение кислотности расплавов приводит к возрастанию глиноземистости темноцветных минералов, и, наоборот, повышение щелочности способствует уменьшению их глиноземистости. По глиноземистости биотита выделено шесть групп щелочности гранитоидов от наиболее кислотных до крайне щелочных.

На основе последовательного анализа парагенезисов на разных стадиях становления гранитных массивов устанавливается направленность процесса кислотно-щелочной эволюции магм и намечается связь с характером постмагматических процессов и рудоносностью.

Табл. 46. Илл. 67. Библ. 136 назв.

**Ответственный редактор**  
**С. А. КОРЕНБАУМ**

## ВВЕДЕНИЕ

---

Предлагаемая работа посвящена проблеме глубинности и кислотности-щелочности при формировании гранитоидов. Эти вопросы, поставленные около 100 лет назад, продолжают оставаться и до настоящего времени наиболее значительными и в то же время далеко еще не решенными.

Фундаментальное значение проблемы глубинности и кислотности-щелочности для различных ветвей геологических наук, а также для теории генезиса месторождений полезных ископаемых признается всеми, а поэтому так настойчивы поиски путей в разрешении этих вопросов.

В изучении проблемы глубинности формирования магматических пород и руд наметились два направления. Одно из них, характерное для большинства предыдущих исследований по глубинности,— это геологические реконструкции той обстановки, в условиях которой происходило образование конкретных массивов магматических пород и связанных с ними полезных ископаемых, т. е. реконструкции, основанные на геологических факторах, таких, как мощность перекрывающих пород, форма магматических тел, особенности состава, структур и текстур слагающих интрузивы пород, характер и размеры контактового ореола, главные типы сопутствующих гидротермально-метасоматических процессов и т. д. Такой подход характерен для работ В. Бреггера (Brögger, 1894), Г. Розенбуша (Rosenbusch, 1896), М. А. Усова (1925 а, б, 1935, 1960), Ю. А. Кузнецова (1949), В. К. Монича (1952), Е. Садецки-Кардоша (Szadeczky-Kardess, 1957), С. С. Смирнова (1947), А. Г. Бетехтина (1953), Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965, 1966), М. Л. Гельмана (1963), А. Баддингтона (1963), Н. М. Синицына (1959), Г. Г. Грушкина (1961), И. П. Кушнарева (1961, 1964), М. М. Константинова (1965), М. З. Кантора (1965), В. С. Коптева-Дворникова и др. (1960) и т. д.

Иное направление, кроме геологического анализа обстановки при формировании магматических пород, использует физико-химический метод анализа парагенезисов минералов, позволяющий на основе эмпирических обобщений и теоретических расчетов выявить парагенетические и минералогические критерии глубинности. Этот метод, впервые предложенный Д. С. Коржинским (1940) и детально разработанный применительно к глубинным метаморфическим комплексам А. А. Маракушевым (1963—1965), и был положен в основу настоящей работы.

Изучение кислотности-щелочности магматических пород шло главным образом по трем направлениям: петрохимическому, геохимическому и минералогическому.

Петрохимический метод изучения кислотности-щелочности является наиболее ранним и широко распространенным. Показателем кислотности во всех методах петрохимических пересчетов служит соотношение валовых количеств щелочей и других компонентов (глинозема, кремнезема) горных пород.

Сравнительно новым методом в разработке этой проблемы оказывается геохимический, основанный на использовании различного поведения редких и рассеянных элементов в зависимости от условий щелочности. В частности, было обнаружено, что хорошим показателем щелочности являются

отношения Ce/Nd (Павленко, 1963; Вайнштейн и др., 1961), Cs/Rb (Макагон, Шмакин, 1964) и др.

Наибольшее значение в изучении режима кислотности-щелочности магматических пород имеют минералогические и парагенетические критерии. Впервые разделение гранитоидов на фации щелочности по минеральным парагенезисам произведено Д. С. Коржинским (1946, 1957) на основе анализа диаграммы химических потенциалов калия и натрия. В 1949 г. диаграмма щелочей была достроена Б. С. Соболевым и на ней разобраны минеральные фации щелочных пород.

Однако, несмотря на выделение фаций щелочности гранитоидов, многие вопросы минералогии, состава минералов различных парагенезисов гранитоидов, их генезис до сих пор изучены недостаточно. Чтобы восполнить этот пробел, в 1963 г. в лаборатории петрографии Дальневосточного геологического института (ДВГИ) ДВФ СО АН ССР под руководством А. А. Маракушева была начата разработка минералогических и парагенетических критерии глубинности и кислотности-щелочности формирования гранитоидов с использованием метода парагенетического анализа. Главными задачами намечались следующие.

1. Выявить минералогические и парагенетические критерии глубинности гранитоидов и на их основе произвести сравнительное изучение минеральных парагенезисов гранитоидов различной глубинности.

2. Оценить влияние кислотности-щелочности на парагенезисы и состав минералов гранитоидов и разработать критерии кислотности-щелочности.

3. Рассмотреть вопросы генезиса кордиеритовых, гранатовых, андалузитовых, гиперстеновых и щелочных гранитоидов.

4. Наметить пути эволюции гранитоидного расплава в ходе кристаллизации.

В основу предлагаемой работы легли личные пятилетние (1963—1967) наблюдения автора по гранитоидным породам и материалы многочисленных литературных источников. Для характеристики фаций глубинности и кислотности-щелочности гранитоидов были изучены гранитные массивы различных структурно-фациальных зон Дальнего Востока. Для сравнительной характеристики некоторых минеральных фаций гранитоидов малой и средней глубинности были привлечены материалы по гранитоидным массивам Средней Азии, Забайкалья и Верхояно-Чукотской области.

Химические анализы минералов были выполнены в лаборатории ДВГИ химиками-аналитиками Е. А. Лаговской, М. Г. Погореловой, В. В. Ленирской, З. Л. Мукосеевой, Н. М. Никитиной и Ж. А. Макаровой; рентгеноструктурные определения гранатов производились в лаборатории ДВГИ сотрудниками К. П. Толок, В. О. Худоложкиным и Р. И. Мартиной. Часть замеров оптических констант минералов сделана Г. Н. Легоньковой. В работе использованы некоторые материалы (ссылки в тексте), любезно предоставленные сотрудниками С. А. Коренбаумом, Г. А. Валуй и М. М. Лебедевым.

Автор особенно признателен докторам геолого-минералогических наук Е. А. Радкевич, Н. П. Васильковскому за большое внимание к работе и содействие в ее выполнении, доктору геолого-минералогических наук А. А. Маракушеву за руководство и советы на протяжении всех лет работы, кандидатам геолого-минералогических наук С. С. Зимину, С. А. Коренбауму, С. А. Щеке, И. Н. Говорору, И. К. Никифоровой, Б. Л. Залищаку и М. М. Лебедеву за ценные советы и консультации.

## Глава первая

### МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЛУБИННОСТИ И КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ ГРАНИТОИДОВ, БЕДНЫХ КАЛЬЦИЕМ

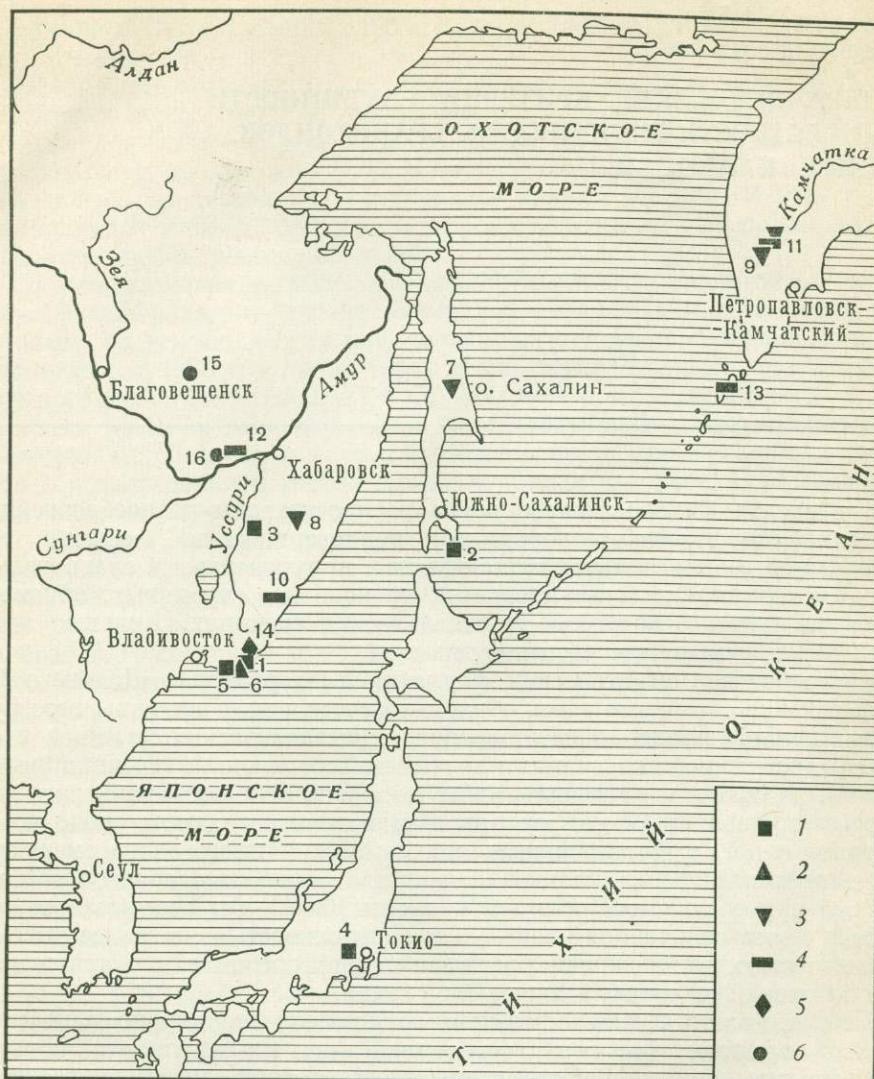
---

В пределах Тихоокеанского пояса распространены разнообразнейшие формации магматических пород — от приповерхностных, обычно тесно связанных с наземным вулканизмом и приуроченных к сравнительно молодым геосинклинальным областям, до наиболее глубинных, обнажающихся на древних щитах и кристаллических массивах. Большое место среди них занимают кислые интрузивы.

Многообразие магматических формаций на территории Дальнего Востока связано с тем, что здесь обнаруживаются почти все типы геоструктурных единиц земной коры от древних кристаллических массивов и областей завершенной складчатости до областей современных геосинклиналей. Области платформ и кристаллических массивов, мощность гранитного слоя которых составляет 17—20 км при мощности земной коры около 40 км (Фотиади и др., 1965), по направлению к ложу Тихого океана сменяются современными геосинклинальными зонами с мощностью гранитного слоя 5—7 км при общей мощности земной коры 10—15 км. Геосинклинальные участки пояса отличаются значительной подвижностью, наиболее высокой сейсмичностью, интенсивным проявлением дифференциальных тектонических движений с преобладанием опусканий.

История геологического развития конкретной структурно-фацальной области определяет тип и мощность земной коры в пределах этой области, а также тип, направленность и последовательность метаморфических и магматических процессов. Как показано А. А. Маракушевым (1965), ранние стадии развития подвижных зон, относящихся к эпохе прогибания, характеризуются проявлением процессов метаморфизма натрового типа и внедрением гипербазитовых интрузий. В послеинверсионный период на фоне восходящих движений в складчатых областях получают широкое развитие процессы метаморфизма калиевого типа и образования огромных масс гранитоидных пород. Вследствие этого, следя от щитов и кристаллических массивов к областям современных геосинклиналей, мы будем наблюдать всю гамму гранитоидных пород, различающихся как по глубине формирования, так и по условиям кислотности-щелочности. Если в пределах материковой части Тихоокеанского пояса широчайшим развитием пользуются абиссальные, средне- и малоглубинные гранитоиды калиевого ряда, то в океанической области они сменяются средне- и малоглубинными телами гранитоидов натрового типа (плагиогранитами), в то время как калиевые разности здесь или отсутствуют (острова Курильского архипелага), или характеризуют конечные фазы формирования магматических комплексов (Камчатка).

Этим и определился подбор объектов для изучения характера гранитоидного магматизма. Были исследованы различные минералогические типы



Фиг. 1. Схема размещения гранитоидных массивов северо-западной части Тихоокеанского пояса, данные по которым приводятся в работе

Гранитоиды: 1 — андалузитовые, кордиеритовые и мусковитовые; 2 — гранатовые; 3 — биотитовые; 4 — гиперстеновые; 5 — оливиновые; 6 — щелочные.

Массивы: (цифры на схеме): 1 — Успенский, 2 — Анивский, 3 — Видненский, 4 — пегматиты районов Сасаго и Доззи, 5 — бухты Юзгоу, 6 — Успенский, 7 — Лангерийский, 8 — Ямутинценский, 9 — Срединного хребта Камчатки, 10 — бассейна р. Тананчи, 11 — правобережья р. Левой Коли, 12 — хр. Большие Чурки, 13 — хр. Вернадского, 14 — мыса Орлова, 15 — левобережья р. Бурен, 16 — хр. Даур

гранитоидов (гиперстеновые, биотитовые, кордиеритовые, гранатовые и оливиновые) малоглубинной и среднеглубинной фаций, размещение которых дано на фиг. 1.

Прежде чем приступить к петрографическому описанию конкретных гранитоидных комплексов, необходимо рассмотреть минералогические критерии и наметить фации глубинности и кислотности-щелочности формирования гранитоидов. Это позволит систематизировать изученные гранитоидные комплексы и понять особенности их парагенезисов и состава минералов.

## ФАЦИИ ГЛУБИННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

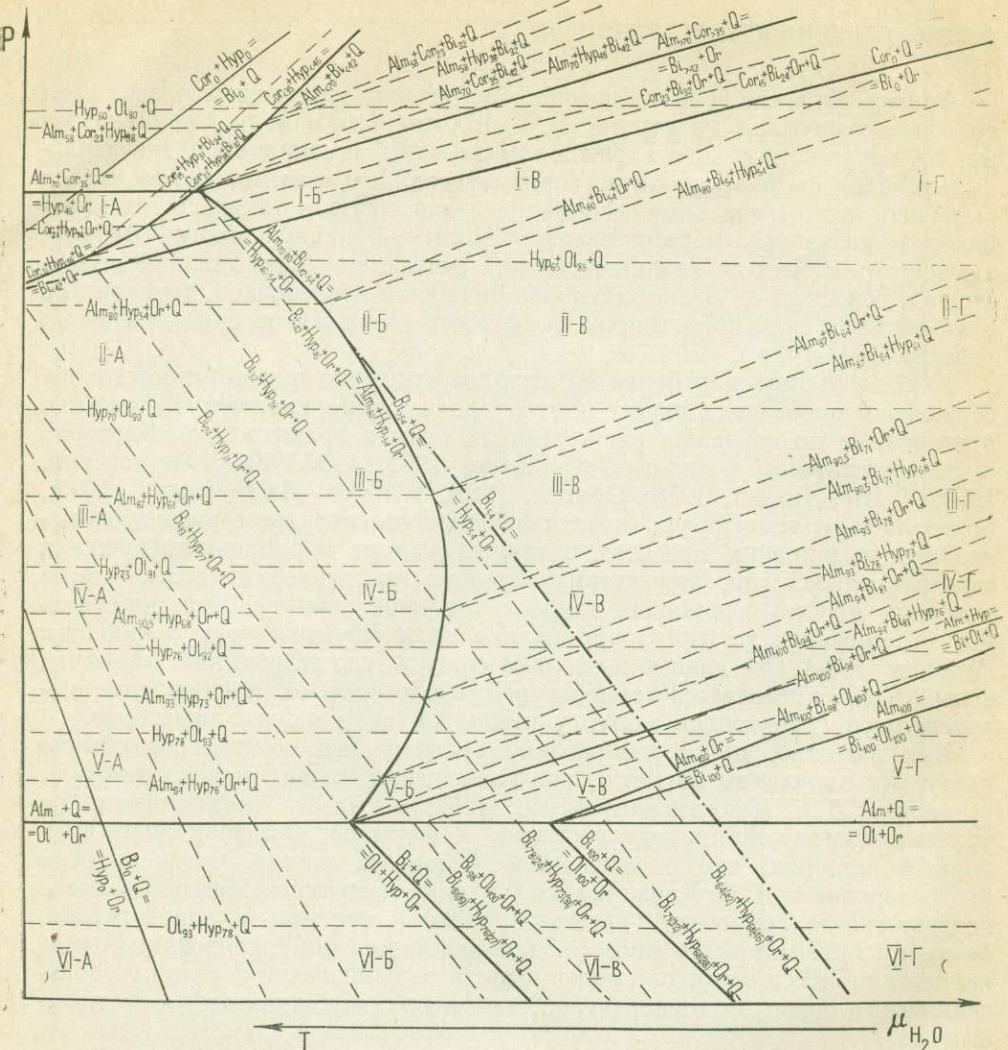
Анализ парагенезисов гранитоидов на физико-химической основе стал возможен благодаря разработке Д. С. Коржинским и А. А. Маракушевым метода парагенетического анализа минеральных ассоциаций и значительных успехов физической химии при изучении силикатных систем. Было выяснено, что минеральные ассоциации гранитоидов, а также состав минералов в различных парагенезисах являются функцией многих физико-химических факторов; главными из них считаются общее давление, зависящее в основном от глубинности формирования гранитоидов, температура и химическая активность вполне подвижных компонентов (воды, щелочей, углекислоты и др.).

Уже на протяжении более 100 лет известно, что при образовании изверженных пород вода играет важную роль. Экспериментальные работы, проведенные по изучению растворимости воды в гранитном, базальтовом и полевошпатовом расплавах (Goranson, 1931, 1936, 1938; Островский, 1950; Tuttle, Bowen, 1958; Орлова, 1962; Winkler, 1962; Кадик, 1965), показали, что температура кристаллизации гранитоидных расплавов колеблется в широких пределах в зависимости от парциального давления водяных паров. Так, при низких парциальных давлениях воды, т. е. в условиях «сухих» расплавов, температура плавления гранита равняется  $960^{\circ}\text{C}$ , снижаясь до  $640^{\circ}\text{C}$  при парциальном давлении воды в 4000 атм (Winkler, 1962). Эти данные позволяют считать, что химический потенциал воды ( $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ ) определяется температурой; следовательно, при анализе парагенезисов гранитоидов может учитываться один из этих факторов.

Как известно, при формировании гранитоидных комплексов обычно имеют место процессы магматического замещения боковых пород. Эти факты позволили Д. С. Коржинскому (1946, 1952) высказать предположение о трансмагматической природе растворов и флюидов, имеющих более глубинный источник, чем определенный гранитный массив. Согласно этим представлениям Д. С. Коржинского о вполне подвижном поведении воды, поддержанном Томпсоном (Thompson, 1955) и другими исследователями, фактором минеральных равновесий при формировании гранитоидных пород является не масса или число молей воды, а ее химический потенциал, определяемый в основном температурой, давлением (глубинностью) и составом флюида.

Кроме того, маломинеральность гранитоидных пород (их парагенезисы, как правило, содержат одну или реже — две железо-магнезиальные фазы) по сравнению с соответствующими им по составу гнейсами и кристаллическими сланцами привела к представлению об особом вполне подвижном поведении при их образовании не только воды и других летучих компонентов, но также и щелочей (Коржинский, 1946), химическими потенциалами которых определяются многие особенности минералогического состава гранитоидов. Как было показано Д. С. Коржинским (1955, 1960), в зависимости от химического потенциала щелочей (калия и натрия) в значительной степени изменяются пути кристаллизации гранитоидов, их эвтектические составы и составы минералов в них.

Многие исследователи в последнее время склонны считать, что давление нагрузки и давление флюидов в условиях глубинного минералообразования неодинаково (Коржинский, 1960; Тернер, Ферхуген, 1961, и др.). Однако с глубиной давление флюидов будет возрастать так, что в наиболее глубинных зонах оно приблизится к давлению на твердые фазы (Маракушев, 1965). Разница между давлением нагрузки и давлением флюидов резко отличает природные процессы от процессов, моделируемых при экспериментальных работах, что не позволяет подчас однозначно интерпретировать выводы, получаемые при экспериментальном синтезе минералов.



Фиг. 2. Диаграмма давления (Р)—химический потенциал воды ( $\mu_{H_2O}$ ) для гранитоидов нормальной щелочности, бедных кальцием. Пунктиром проведены линии постоянной железистости минералов в дивариантных парагенезисах; штрих-пунктиром — линия экстремумов в равновесии  $Or+Q+Bi+Hyp$ . Цифры соответствуют треугольным парагенетическим диаграммам фиг. 3

При анализе минеральных парагенезисов гранитоидов выделяются виртуальные инертные компоненты  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$  и  $CaO$  и избыточный компонент  $SiO_2$ . Если ограничиться рассмотрением гранитоидов, бедных кальцием, то виртуальный компонент  $CaO$  может быть отнесен к группе индифферентных компонентов вместе с  $ZrO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $Fe_2O_3$ . В этих гранитоидах содержанием  $CaO$  определяется появление плагиоклаза, являющегося единственным кальциевым минералом. В гранитоидах, в которых отношение  $CaO/Al_2O_3 > 1$ , кроме плагиоклаза, развиваются и другие кальцийсодержащие фазы: диопсид, роговая обманка, однако исследование системы из четырех компонентов возможно лишь на объемных диаграммах, поэтому для простоты и ограничимся породами, бедными кальцием.

Набору параметров данной системы отвечает термодинамический потенциал Д. С. Коржинского (1957).

$$Z_0 = f(T, p, \mu_{H_2O}, \mu_{K_2O}, \mu_{Na_2O}, n_{SiO_2}, n_{Al_2O_3}, n_{FeO}, n_{MgO}, n_{Fe_2O_3}, n_{CaO}, n_{P_2O_5}, n_{TiO_2}, n_{ZrO_2}).$$

$$dZ_0 = -SdT + Vdp - n_{H_2O} d\mu_{H_2O} - n_{K_2O} d\mu_{K_2O} - n_{Na_2O} d\mu_{Na_2O} +$$

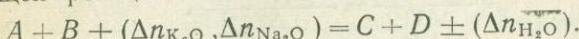
$$+ \mu_{SiO_2} dn_{SiO_2} + \mu_{Al_2O_3} dn_{Al_2O_3} + \mu_{FeO} dn_{FeO} + \mu_{MgO} dn_{MgO} +$$

$$+ \mu_{Fe_2O_3} dn_{Fe_2O_3} + \mu_{CaO} dn_{CaO} + \mu_{P_2O_5} dn_{P_2O_5} + \mu_{TiO_2} dn_{TiO_2} +$$

$$+ \mu_{ZrO_2} dn_{ZrO_2}.$$

С помощью этого выражения находим уравнение, связывающее интенсивные параметры для каждого конкретного минерального равновесия в данной системе.

В общем виде минеральные равновесия могут быть представлены следующей реакцией:



Так как величины термодинамического потенциала правой и левой частей в случае равновесия одинаковы, т. е.  $\Delta Z_0 = 0$ , то по методу «смещенного равновесия» (Коржинский, 1957) получаем

$$-\Delta SdT + \Delta Vdp - \Delta n_{H_2O} d\mu_{H_2O} - \Delta n_{K_2O} d\mu_{K_2O} - \Delta n_{Na_2O} d\mu_{Na_2O} = 0.$$

Учитывая взаимосвязанность температуры и химического потенциала (парциального давления) воды, основные зависимости парагенезисов гранитоидов от интенсивных параметров можно рассмотреть при построении пространственной диаграммы  $P - \mu_{H_2O} - \mu_{(K, Na)_2O}$ .

Так как пространственное изображение этой диаграммы не наглядно, то зависимость парагенезисов от интенсивных параметров может быть показана на отдельных сечениях диаграммы:  $P - \mu_{H_2O}$ ,  $P - \mu_{(K, Na)_2O}$  и  $\mu_{H_2O} - \mu_{(K, Na)_2O}$ .

Для анализа режима давления (глубинности) на парагенезисы гранитоидов наиболее удобной является диаграмма (фиг. 2) «давление на твердые фазы ( $P$ ) — температура (химический потенциал воды  $\mu_{H_2O}$ )». На этой диаграмме моновариантные пятиминеральные парагенезисы пространственной диаграммы отвечают условно нонвариантным точкам.

Изучение литературы по гранитоидным комплексам позволило для пород нормальной щелочности наметить следующие две основные нонвариантные точки (Маракушев, Таарин, 1964):  $Alm_{70}^* + Cor_{35} + Bi_{42} + Hyp_{46} + Ort + Q$  и  $Alm_{1,00} + Ol_{1,00} + Bi_{9,4} + Hyp_{9,0} + Ort + Q$ .

Гранитоиды с минералами, близкими по составу к минералам первой нонвариантной точки, распространены в глубоко эродированных комплексах.

\* В работе приняты следующие символы минералов: Ab — альбит, Aeg — эгирин,  $Alm_{70}$  — гранат спессартин-пироп-альмандинового ряда,  $Ap_{35}$  — содержание аортитовой молекулы в плагиоклазе, And — андрадит, Andl — андалузит, Ap — апатит, Ast — астрофиллит, Bi — биотит, C — графит, Chl — хлорит, Cor — кордиерит, Cum — куммингтонит, Di — диопсид, Eng — энитматит, Gros — гроссуляр, Hb — роговая обманка, Hyp — гиперстен, Hyp  $Al$  — глиноземистый гиперстен, Mi — микроклин, Mt — магнетит, Mu — мусковит, Ol — оливин, Olg — олигоклаз, Or — калиевый полевой шпат, Ore — орудзийный минерал, Ort — ортит, Pl  $35 \div 18$  — зональный плагиоклаз и номер его ядра и внешней зоны, Pm — моноклинный пироксен, Py — пироп, Q — кварц, Rb — рибекит, Sill — силлиманит, Ser — серицит, Sp — спессартин, Sph — сфеен, Tur — турмалин, Zr — циркон. Индексы у символов темноцветных минералов внизу справа означают, за исключением оговенных случаев, общую железистость:  $f_{общ} = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100\%$ ; индексы вверху —  $Al$  — глиноземистость темноцветных минералов:  $K_{Al} = \frac{Al}{Mg + Fe + Al + Si} \cdot 100\%$ .

сах, таких, как Алданский, Сино-Корейский щиты, детальное описание которых приведено в работе А. А. Маракушева (1965). Гранитоиды с составами минералов, отвечающими второй нонвариантной точке, типичны для приповерхностных интрузивных образований.

От нонвариантных точек отходят пять лучей, составы минералов (железистость) в каждой точке которых являются фиксированными и изменяются с изменением давления и активности воды ( $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ ). При этом соотношение железистости минералов сохраняется в соответствии с корреляционными кривыми, составленными по данным химических анализов существующих пар минералов (Маракушев, 1964, 1965; Маракушев, Таарин, 1964).

Углы наклона линий моновариантных равновесий определяются по формуле

$$\operatorname{tg} \alpha = \left( \frac{\partial P}{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}} \right)_{T, \mu_{\text{K}_2\text{O}}, \mu_{\text{Na}_2\text{O}}} = \frac{\Delta n_{\text{H}_2\text{O}}}{\Delta V} = \frac{\Delta n_{\text{H}_2\text{O}} \cdot m_{\text{H}_2\text{O}}}{\Delta V},$$

где  $\alpha$  — угол наклона линии моновариантного равновесия на диаграмме  $P - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$ ;  $m_{\text{H}_2\text{O}}$  — монокулярный вес воды;  $\Delta n_{\text{H}_2\text{O}}$  — число молей  $\text{H}_2\text{O}$ ;  $\Delta V$  — объемный эффект реакции (в  $\text{cm}^3$ ).

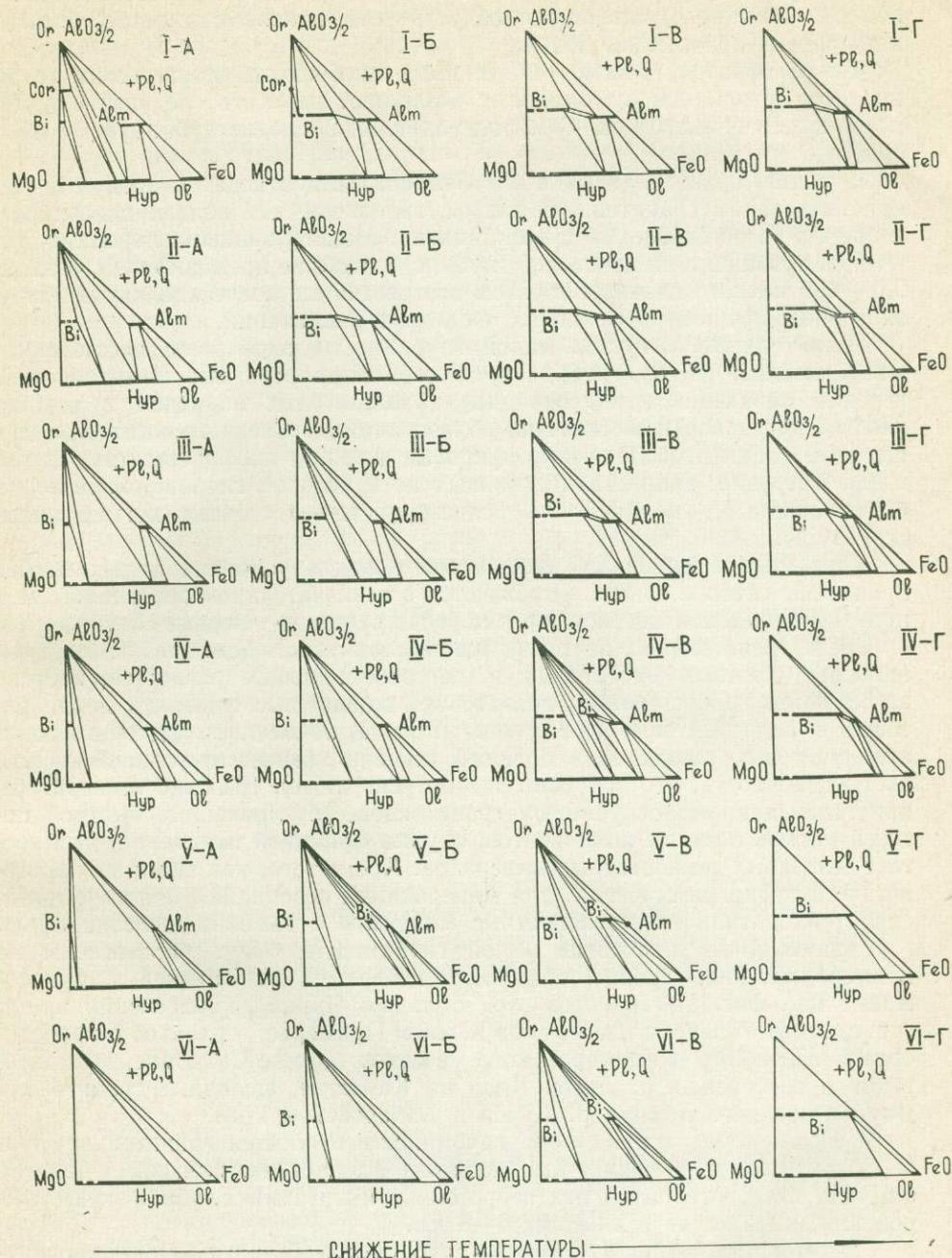
Примеры расчета линий моновариантных и дивариантных равновесий рассмотрены в работах А. А. Маракушева и автора (Маракушев, 1965; Маракушев, Таарин, 1964; Маракушев и др., 1966) и здесь не приводятся.

Соотношения железистости минералов в различных парагенезисах гранитоидов приведены на схемах фиг. 3, каждая из которых отвечает конкретному месту диаграммы  $P - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$  (см. фиг. 2), обозначенном цифрами.

Сопоставление диаграмм показывает, что давление (глубинность) существенно влияет на парагенезисы гранитоидов, среди которых выделяются «критические» парагенезисы малой, средней и большой глубинности. В природных гранитоидах встречаются далеко не все типы парагенезисов, представленные на диаграмме. Так, в приповерхностных комплексах, кроме широко распространенных гранитоидов с биотитом, обычны разновидности с безводными темноцветными минералами. Их присутствие здесь объясняется, видимо, пониженным давлением флюидов при кристаллизации гранитов в приповерхностных условиях, которые имеют свободный выход на дневную поверхность. С увеличением глубинности безводные темноцветные минералы в гранитоидах почти полностью вытесняются биотитом и мусковитом (а в кальцийсодержащих породах и роговой обманкой). В условиях средних глубин остаются устойчивыми лишь крайне железистые и марганцовистые разности гранатов, образование которых приурочивается к конечным fazam формирования сложных гранитоидных комплексов. Практически полное исчезновение безводных темноцветных минералов в fazии средних глубин, видимо, обусловлено возрастанием с глубиной давления флюидов и соответственно снижением температуры кристаллизации гранитоидных расплавов. Этим объясняется то обстоятельство, что минеральные fazии групп А и Б (см. фиг. 2, 3), которые теоретически возможны в среднеглубинных условиях, в природных гранитоидных комплексах практически не встречаются.

С переходом к абиссальным fazиям в гранитоидах вновь получают широкое развитие безводные темноцветные минералы, местами значительно вытесняющие биотит (fazии II-А, II-В, I-Б). Эта особенность, по-видимому, как считают Д. С. Коржинский (1940) и А. А. Маракушев (1962), свидетельствует о снижении парциального давления воды с глубиной, что, возможно, вызвано изменением состава флюидов, а именно: снижением отношения  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ . Если содержание  $\text{CO}_2$  в газово-жидких включениях минералов изверженных пород варьирует в широких пределах, достигая 30—50 мол. % (Маракушев, 1962), то в глубинных зонах можно предположить более высокое парциальное давление  $\text{CO}_2$  по сравнению с данными,

ВОЗРАСТАНИЕ ГЛУБИННОСТИ



Фиг. 3. Диаграммы парагенезисов гранитоидов нормальной щелочности, бедных кальцием (условия вполне подвижного поведения щелочей). Каждая треугольная схема соответствует определенному месту на диаграмме  $P-\mu_{H_2O}$  (фиг. 2), обозначенному цифрами

имеющимися для приповерхностных условий. Об этом свидетельствует увеличение устойчивости с глубиной кальцита, парагенезисы которого с кварцем существенно ограничивают область устойчивости силикатов, богатых кальцием (Коржинский, 1940).

Таким образом, рассмотренные выше особенности парагенезисов гранитоидов различной глубинности позволяют наметить следующие фации глубинности гранитоидов: 1) малоглубинную, 2) среднеглубинную, 3) абиссальную (глубинную).

В фацию гранитоидов малой глубинности относятся продукты раскристаллизации гранитоидной магмы, застывшие как вблизи поверхности и обычно тесно связанные с эфузивными и экструзивными породами, так и сформированные на некоторой глубине, однако не превышающей, видимо, 2,0—3,0 км. Это главным образом посторогенные послескладчатые интрузии, внедряющиеся в условиях глыбовых дислокаций.

Гранитоидные интрузии малой глубинности чаще всего наблюдаются в виде штоков, некков, труб, даек, силлов, лакколитов, пластовых залежей, нередко являющихся подводящими каналами для покровов и потоков кислых эфузивов и жерловыми образованиями. Среди гранитоидных пород этой фации преобладают порфировые и гранит-порфировые структуры, а для интрузий, закристаллизованных на некоторой глубине, характерны порфировидные, мелко- и среднезернистые, а также пегматоидные структуры.

Контактовые изменения вмещающих пород в условиях малых глубин проявлены слабо и обычно выражаются в незначительном ороговиковании, причем ширина контактного ореола редко превышает первые сотни метров.

Среди гранитоидных интрузий малой глубинности (см. фиг. 2, 3), кроме наиболее обычных биотитовых и роговообманковых разностей, нередко встречаются гиперстеновые, гранатовые, оливиновые и иногда кордиеритовые и андалузитовые гранитоиды (правда, появление кордиеритовых и андалузитовых разностей в большей степени зависит от условий кислотности-щелочности, что подробно рассмотрено ниже). Высокие температуры кристаллизации малоглубинных гранитоидов, обусловленные быстрой потерей магмой летучих компонентов, служат причиной появления в их составе безводных темноцветных минералов. Кроме того, как видно из парагенетических диаграмм фиг. 3, для минеральных ассоциаций малоглубинных гранитоидов типичны темноцветные минералы с высокой железистостью.

Гранитоидные интрузивы малой глубинности будут рассмотрены на примере массивов гранит-порфиров левобережья р. Тананчи в Сихотэ-Алине (см. фиг. 1), гранитов хр. Большие Чурки (Хабаровский край), гранитоидов Успенского массива в Южном Приморье, гранитов и гранодиоритов Анивского и Лангерийского массивов на о-ве Сахалине, гранодиоритов правобережья р. Левой Коли на Камчатке, щелочных гранитов хр. Даур и среднего течения р. Буреи в Хабаровском крае.

К фации пород средней глубинности относятся гранитоиды крупных массивов, залегающих в складчатых комплексах, близких к ним по возрасту (синорогенные и позднеорогенные интрузии). Глубина их формирования, видимо, не превышает 6—8 км.

Гранитоидные массивы этой фации глубинности обычно имеют конкордантный или (на меньших глубинах, переходных к условиям малоглубинной фации) дискордантный характер. Среди пород средней фации глубинности широко распространены биотитовые, двуслюдянные и роговообманково-биотитовые разности гранитов, содержащие биотит и роговую обманку средней железистости, при ограниченном развитии в гранитоидах безводных темноцветных минералов, характеризующих, как правило, заключительные фазы формирования гранитоидных комплексов. Структуры гранитоидных пород среднеглубинной фации — крупнозернистые или среднезернистые, нередко порфировидные, причем вкрапленники иногда обнаруживают ори-

ентировку и вытянутость в определенном направлении, обусловливая переходы к гнейсовидным текстурам.

В контактовых ореолах среднеглубинных гранитоидов довольно широко распространены процессы мигматизации, а также магматического замещения вмещающих пород. Ширина контактowego ореола иногда достигает 2–3 км.

Особенности строения и состава гранитоидных интрузивов средней фации глубинности будут рассмотрены на примере гранитоидов Срединного хребта Камчатки и северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.

К группе абиссальной (глубинной) фации гранитоидов относятся наиболее глубинные магматические породы, обнажающиеся главным образом в пределах древних кристаллических щитов и платформ и образовавшиеся на глубинах, больших 8–10 км. Массивы этих пород — конкордантные тела, с которыми связана интенсивная мигматизация и гранитизация вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов. В этих комплексах наряду с биотитовыми гранитами широко распространены граниты с довольно магнезиальными гранатом, гиперстеном и кордиеритом. Специфическими гранитоидными породами абиссальной фации глубинности являются гранат-гиперстеновые чарнокиты и эндербиты, не встречающиеся в комплексах малой и средней глубинности. Для пород абиссальной фации характерны тесные связи и постепенные переходы с вмещающими кристаллическими сланцами и гнейсами, полосчатые и гнейсовидные текстуры.

Кроме глубинности, другим решающим фактором, определяющим парагенезисы гранитоидов и составы минералов в них, является кислотность-щелочность. В этой работе в основу разделения фаций щелочности гранитоидов положены минералогические критерии, которые служат чувствительными индикаторами условий кислотности-щелочности. Переходим к подробному рассмотрению этого вопроса.

## ФАЦИИ ЩЕЛОЧНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Изучение литературы по составу железо-магнезиальных слюд из гранитоидов показывает большое непостоянство их состава, обусловленное разнообразием геохимических условий при формировании этих пород. Кроме значительных колебаний железистости биотита, наблюдаются широ-

кие вариации его глиноземистости  $K_{Al} = \frac{Al}{Mg + Fe + Al + Si} \cdot 100 = 27 - 10$ ,

а также отношения суммы щелочей и кальция к алюминию  $\frac{K + Na + Ca}{Al} =$

$= 0,40 - 1,25$ .

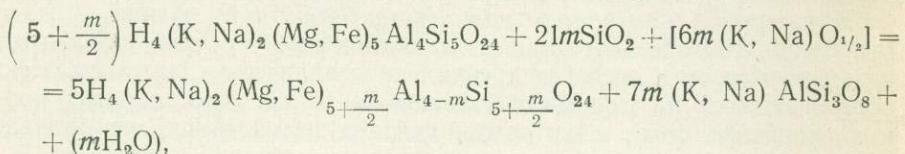
Анализ изменения глиноземистости в биотитах конкретных парагенезисов гранитоидов свидетельствует, что она постепенно снижается при переходе от биотитсодержащих гранитов с кордиеритом, гранатом, андалузитом и мусковитом к собственно биотитовым гранитам и далее к гиперстеновым, оливиновым и, наконец, щелочным гранитоидам. Параллельно со снижением глиноземистости возрастает величина отношения  $\frac{K + Na + Ca}{Al}$ .

Следовательно, глиноземистость ( $K_{Al}$ ) и величина  $\frac{K + Na + Ca}{Al}$  биотитов

могут служить показателем кислотности-щелочности среды при формировании гранитоидов (Маракушев, Таращин, 1965; Маракушев и др., 1966). Ниже будут выведены и охарактеризованы фации щелочности гранитоидов и даны пределы колебаний и средние составы биотитов выделенных групп.

## Факторы, определяющие глиноземистость биотита

Как известно, железо-магнезиальные слюды имеют сложный состав с многочисленными замещениями как в катионной, так и в анионной частях, среди которых важнейшим является изоморфизм  $(Mg, Fe)O + SiO_2 \rightarrow Al_2O_3$ . В результате этого изоморфизма состав биотита изменяется в ряду (флогопит+аннит)  $\rightarrow$  (истонит+сидерофиллит). Для выяснения основных факторов, способствующих такому изменению состава биотита в гранитоидах, т. е. при избытке ортоклаза и кварца, составим реакцию, связывающую биотиты с различной степенью изоморфизма  $(Mg, Fe)O + SiO_2 \rightarrow Al_2O_3$ :



$$т. е. Bi^{Al} + Q + [6m(K, Na) O_{1/2}] = Bi + Or + (mH_2O).$$

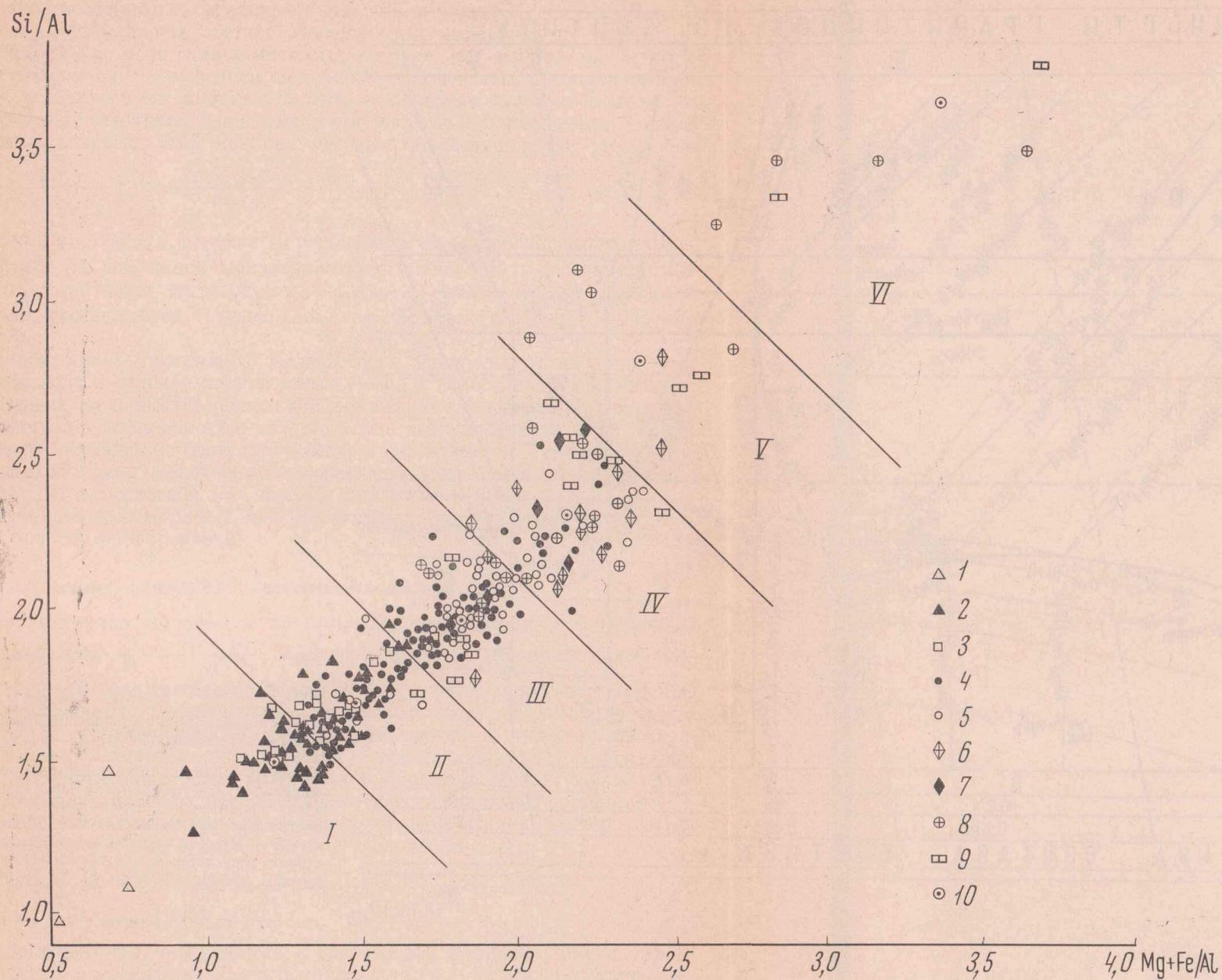
Этот расчет показывает, что смещению равновесия вправо, т. е. в сторону образования биотитов, богатых флогопит-аннитовой составляющей, способствует повышение химической активности щелочей и снижение химического потенциала воды (рост температуры). Именно влиянием температуры можно, видимо, объяснить пониженную глиноземистость высокотемпературных биотитов из экструзивных гранитоидов и кислых эфузивов по сравнению с биотитами нормальных мало- и среднеглубинных гранитоидов. Однако если исключить из рассмотрения формацию кислых эфузивных и экструзивных пород, резко выделяющихся температурой образования, то вариации глиноземистости биотитов будут связаны с влиянием второго главного фактора рассматриваемого равновесия — режимом кислотности-щелочности.

## Диаграмма химических потенциалов щелочей и вариации состава биотита в природных гранитоидных комплексах

Чтобы проследить изменение глиноземистости биотита гранитоидов от режима кислотности-щелочности, построим диаграмму  $\frac{Si}{Al} - \frac{Mg + Fe}{Al}$  (фиг. 4), куда сведем данные по составу железо-магнезиальных слюд различных типов гранитоидов. На диаграмме видно, что составы биотитов располагаются довольно узкой полосой, имеющей положительный наклон под углом около  $45^\circ$ . Это свидетельствует о правильности принятой схемы изоморфизма  $(MgFe)O + SiO_2 \rightarrow Al_2O_3$ . В левом нижнем углу диаграммы располагаются составы биотитов, близких к ряду истонит-сидерофиллит, а в правом верхнем углу сосредоточены составы флогопит-аннитовых биотитов. Шире всего представлены биотиты промежуточного состава, точки которых образуют широкую полосу между этими крайними составами. Все это указывает на большое разнообразие геохимических условий образования биотитсодержащих гранитов. Используя предлагаемый критерий (различия глиноземистости биотитов), можно расчленить их на определенные группы (классы) щелочности, которые выделены на диаграмме римскими цифрами так, что щелочность гранитоидов возрастает от группы I к группе VI.

Прежде чем приступить к детальному анализу диаграммы фиг. 4, построим диаграмму химических потенциалов воды и щелочей для гранитоидов, чтобы сравнить результаты статистических данных по устойчивости наиболее распространенных парагенезисов с расчетными для различных

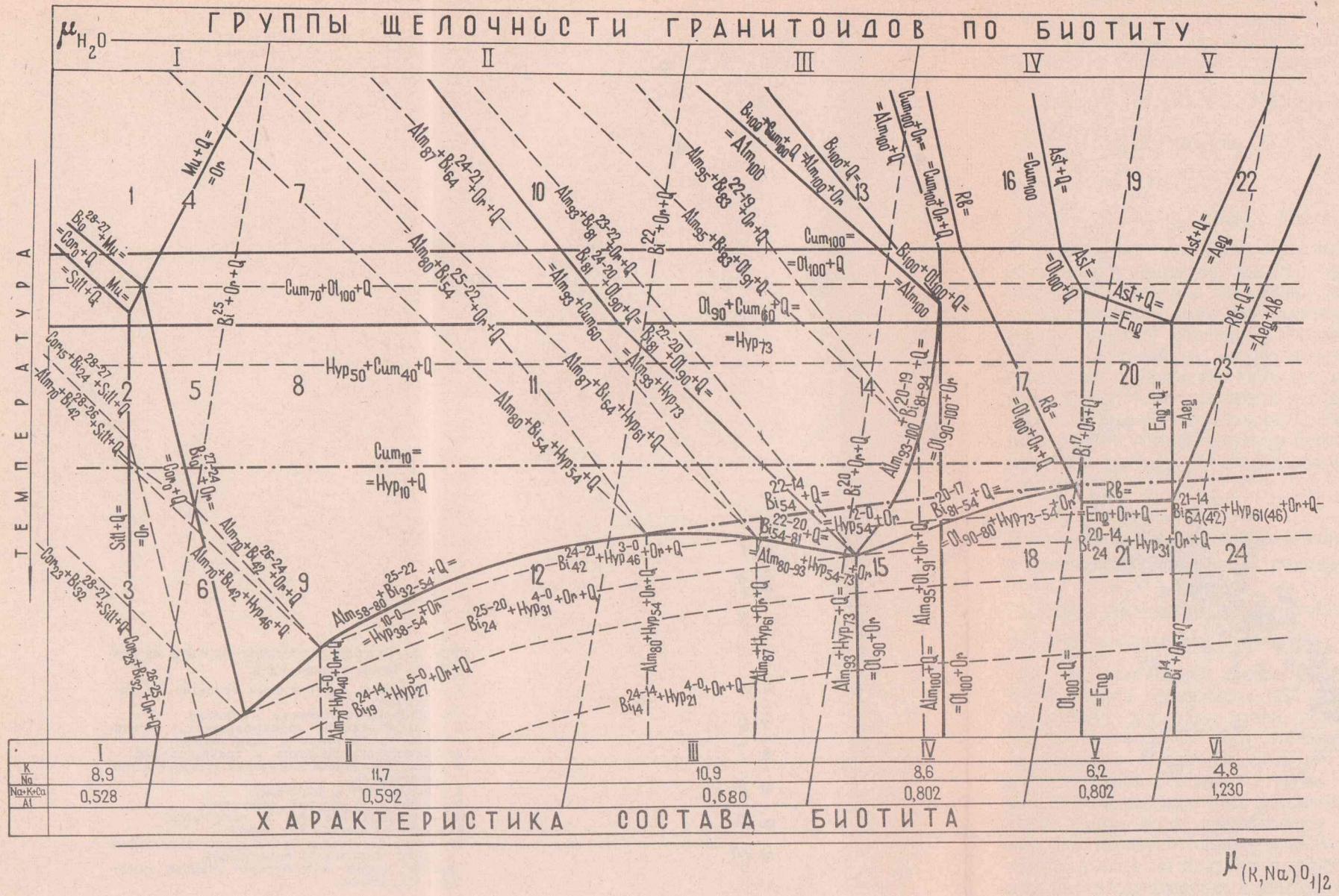
21067-57776



Фиг. 4. Диаграмма составов биотита из различных типов гранитоидов  
 1 — грейзенов, мусковитовых гранитов и аадамеллитов;  
 2 — кордиерит-биотитовых гранитов;  
 3 — плагиогранитов, гранат-биотитовых гранитов, трондемитов и адамеллитов;  
 4 — биотитовых гранитов и гранодиоритов;  
 5 — роговообмакново-биотитовых гранитов и гранодиоритов;  
 6 — чарнокитов и рапакиви;  
 7 — кислых и средних эфузивов;  
 8 — щелочных гранитов и пегматитов;  
 9 — нефелинсодержащих пород;  
 10 — средние составы биотита для выделяемых групп щелочности гранитоидов.  
 Римские цифры соответствуют группам щелочности гранитоидов

Зак. 2805





Фиг. 5. Диаграмма  $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}$  для гранитоидов, бедных кальцием (изобарическое сечение диаграммы  $P - \mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}$ ).

Пунктир — линии постоянной железистости минералов в четырехминеральных парагенезисах гранитоидов, штрих-пунктир — линии экстремумов в равновесиях  $\text{Or} + \text{Q} + \text{Bi} + \text{Нур}$  и  $\text{Сим} + \text{Нур} + \text{Q}$ . Арабские цифры соответствуют треугольным парагенетическим диаграммам  $\text{Al} - \text{Mg} - \text{Fe}$  (фиг. 6).

условий кислотности-щелочности. Так как диаграмма  $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}$  является изобарическим сечением пространственной диаграммы  $P - \mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}$ , одно из сечений которой было рассмотрено выше, то все закономерности и допущения в отношении виртуальных инертных, вполне подвижных и индифферентных компонентов, принятые там, остаются в силе и для данной диаграммы. Однако построение диаграммы  $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}$  имеет свои особенности, связанные с тем, что в данном случае необходимо учитывать переменность состава темноцветных минералов не только по железистости, но и по глиноземистости, которая, как мы видели, существенно изменяется с изменением щелочности (химических потенциалов щелочей), особенно в ассоциациях биотита с калиевым полевым шпатом.

Линиями постоянной глиноземистости биотита в парагенезисе с калишпатом и кварцем, угол наклона которых определяется по уравнению

$$\left[ \frac{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}}{\partial \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}} \right]_{T, p} = \frac{\Delta n_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}}{\Delta n_{\text{H}_2\text{O}}} = \frac{6m}{m} = 6 = \operatorname{tg} \alpha,$$

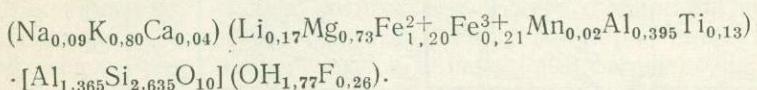
диаграмма  $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}$  (фиг. 5) разбивается на ряд полей, позволяющих разместить на ней линии моновариантных равновесий и нонвариантные точки. Каждой точке диаграммы  $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}$ , обозначенной арабскими цифрами, соответствует треугольная парагенетическая схема Al—Mg—Fe (фиг. 6).

Наклон линий постоянной железистости минералов в дивариантных парагенезисах в отличие от диаграммы  $P - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$  не остается постоянным. Возрастание щелочности приводит к снижению глиноземистости биотита и гиперстена в ассоциациях с калишпатом и выталкиванию этих линий.

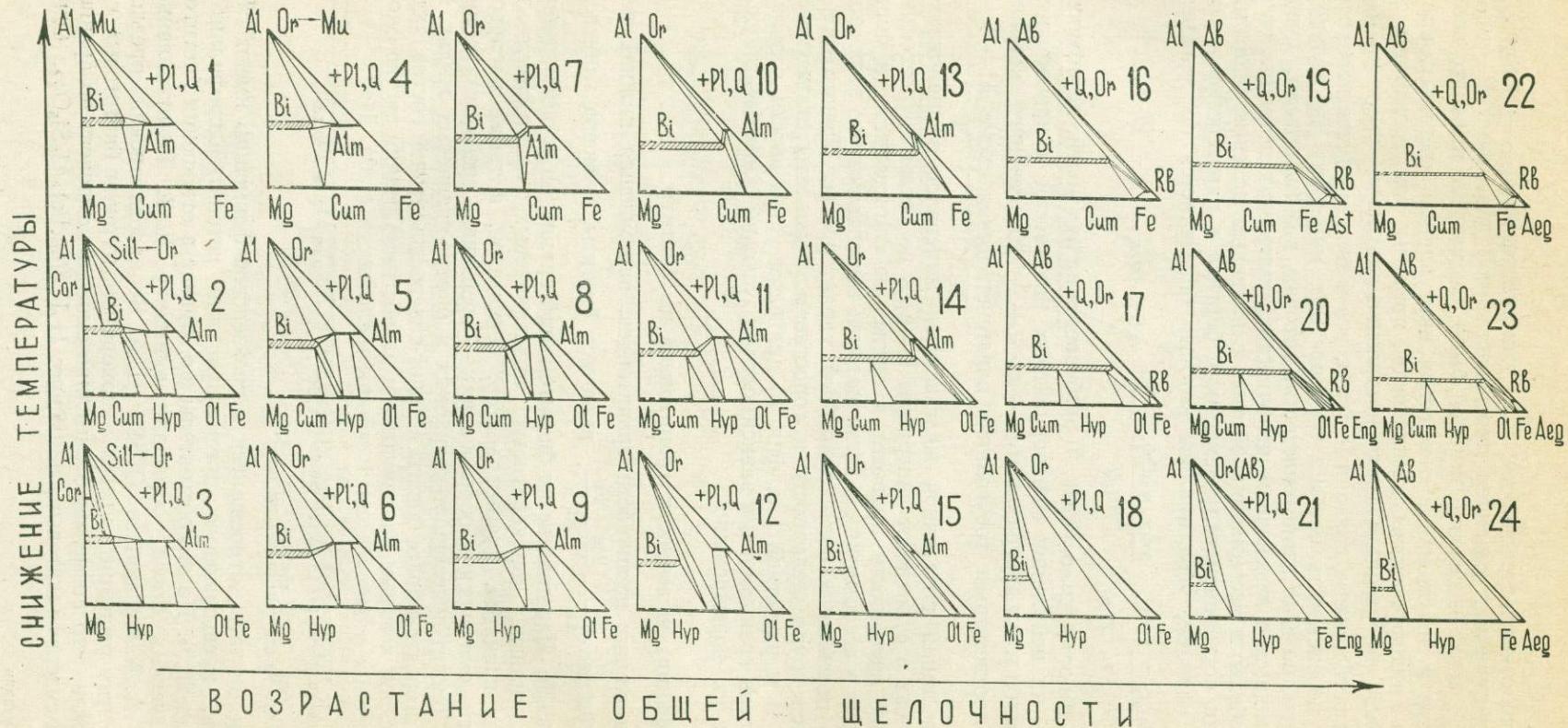
Теперь перейдем к более подробной характеристике гранитоидов намечающихся групп щелочности и сопоставим результаты статистической (см. фиг. 4) и расчетной (см. фиг. 5) диаграмм устойчивости различных парагенезисов гранитоидов в зависимости от условий кислотности-щелочности при их формировании.

### Группы (фации) щелочности гранитоидов по биотиту

Первая группа щелочности гранитоидов, занимающая нижний левый угол диаграммы  $\frac{\text{Si}}{\text{Al}} - \frac{\text{Mg} + \text{Fe}}{\text{Al}}$ , включает биотиты, имеющие глиноземистость  $K_{\text{Al}} > 25$ . Парагенезисы с биотитом этой группы щелочности типичны для двуслюдянных, кордиеритовых, андалузитовых, силлиманитовых и гранатовых гранитов, плагиогранитов, пегматитов, а также распространены в метасоматических образованиях — грейзенах, грейзенизированных гранитах, биотит-полевошпат-кварцевых и биотит-кварцевых жилах. Биотиты этих пород наиболее богаты истонит-сидерофиллитовой составляющей, т. е. относятся к самым малощелочным разностям. Средний состав биотита (42 химических анализа) для I группы щелочности (табл. 1):



Некоторые биотиты, относящиеся к грейзеновой формации, имеют глиноземистость, превышающую предельную для истонит-сидерофиллитовых слюд ( $K_{\text{Al}} > 28.5$ ). На это обстоятельство, правда в отношении биотитов из метаморфических пород, обращали внимание Д. А. Великославинский (1960) и А. А. Маракушев (1966). Д. А. Великославинский предложил в связи с этим расширить пределы изоморфизма в группе биотитовых слюд, предположив, что возможен более глиноземистый компонент по сравнению с истонит-сидерофиллитовым, а именно:  $\text{H}_4\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_6\text{Si}_5\text{O}_{24}$ . Однако,



Фиг. 6. Диаграммы парагенезисов бедных кальцием гранитоидов (условия вполне подвижного поведения щелочей). Каждая треугольная схема соответствует определенному месту диаграммы  $\mu_{H_2O} - \mu_{(K, Na)O}_{1/2}$  (фиг. 5), обозначенному цифрами

Таблица 1

Средние составы биотитов из гранитоидов различной щелочности

Компоненты	Группа щелочности гранитоидов по биотиту											
	I		II		III		IV		V		VI	
	вес.	%	мол.	кол-во	вес.	%	мол.	кол-во	вес.	%	мол.	кол-во
SiO <sub>2</sub>	34,82	580	35,21	586	35,73	595	35,45	590	36,78	613	36,39	606
TiO <sub>2</sub>	2,22	28	2,66	34	2,97	37	3,43	43	3,30	41	4,63	58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,74	194	17,70	174	15,34	150	13,17	128	11,09	109	8,51	83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,69	23	3,72	23	4,82	30	6,98	44	7,93	50	13,07	82
FeO	18,96	264	18,41	256	18,17	253	18,44	256	20,67	288	15,50	216
MnO	0,30	4	0,36	5	0,41	6	0,65	9	1,17	16	1,51	21
MgO	6,44	160	8,41	208	9,26	230	8,64	214	5,52	137	7,31	81
Li <sub>2</sub> O	0,30	19	0,25	16	0,15	10	0,25	16	0,34	22	Не опр.	—
CaO	0,55	10	0,59	11	0,71	13	0,69	13	0,68	13	0,47	8
Na <sub>2</sub> O	0,60	10	0,49	8	0,49	8	0,61	10	0,84	14	0,99	16
K <sub>2</sub> O	8,23	88	8,43	90	8,27	88	8,14	86	8,14	86	8,22	77
H <sub>2</sub> O	3,51	195	3,34	185	3,33	185	3,14	175	3,04	168	2,97	165
F	1,11	58	0,57	30	0,61	32	0,71	37	0,87	46	0,75	39
В с е г о	100,47	—	100,24	—	100,26	—	100,30	—	100,37	—	100,32	—
F <sub>2</sub> =O	0,47	—	0,24	—	0,26	—	0,30	—	0,37	—	0,32	—
С у м м а	100,00	—	100,00	—	100,00	—	100,00	—	100,00	—	100,00	—
f <sub>общ</sub>	66,0	—	59,2	—	56,7	—	6,16	—	73,8	—	82,5	—
Na+K+Ca Al	0,528	—	0,592	—	0,680	—	0,802	—	0,982	—	1,230	—
KAl	26,9	—	24,1	—	21,1	—	18,3	—	16,1	—	12,4	—
K Na	8,9	—	11,7	—	10,9	—	8,6	—	6,2	—	4,8	—

как полагает А. А. Маракушев (1966), такой вывод является преждевременным, так как высокая глиноzemистость рассматриваемых низкотемпературных биотитов, вероятнее всего, связана с субмикроскопическими включениями в нем мусковита.

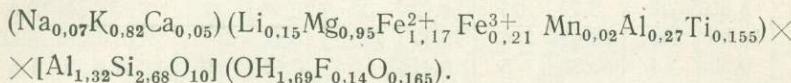
Диаграмма химических потенциалов (см. фиг. 5) подтверждает, что формирование парагенезисов пегматитов, кордиеритовых, андалузитовых, двуслюдяных гранитов и плагиогранитов происходит при самых низких значениях химических потенциалов щелочей, с возрастанием которых они быстро вытесняются собственно биотитовыми гранитоидами.

Диаграмма фиг. 5 дает возможность судить о влиянии щелочности на минеральные парагенезисы гранитоидов в условиях различной температуры. В верхней ее части располагаются минеральные фации пород, отвечающие условиям пониженных температур. Эти относительно низкотемпературные условия благоприятны для замещения калиевого полевого шпата натриевым, что, видимо, обусловлено экзотермическим характером реакции между микроклином и альбитом:  $KAlSi_3O_8 + Na^+ = NaAlSi_3O_8 + K^+$ ;  $\Delta H = -2,46$  ккал.

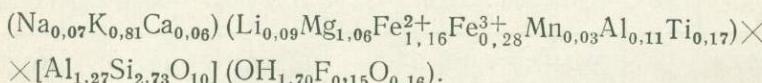
Калиевый полевой шпат существенно вытесняется альбитом как в фации низкой щелочности (мусковитовые граниты), так и особенно в щелочных рибекитовых и эгириновых гранитах. О повышенной роли натрия при формировании этих пород (I, IV—VI группы щелочности) по сравнению с

нормальными гранитоидами (II—III группы) свидетельствуют также более низкие величины отношения калия к натрию в их биотитах, что наглядно видно из табл. 1.

В условиях II группы щелочности устойчивы кислые биотитовые и гранат-биотитовые граниты, пегматиты и плагиограниты. Глиноземистость биотита в этой группе колеблется в пределах  $K_{Al}=22-25$ . Для гранитоидов II группы щелочности типичны парагенезисы биотита с калиевым полевым шпатом и кислым плагиоклазом. Часто к этим главным минералам присоединяются гранат, кордиерит, андалузит, турмалин, берилл, кассiterит и другие минералы. На диаграмме  $\mu_{H_2O}-\mu_{(K,Na)O_{1/2}}$  видно (см. фиг. 5), что эти гранитоиды устойчивы при низких величинах химических потенциалов щелочей. Средний состав биотита (80 химических анализов) в этой фации (см. табл. 1):

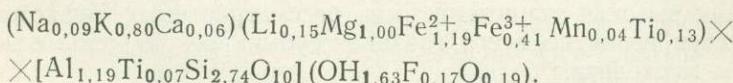


Третья (III) группа гранитоидов нормальной щелочности включает в себя основную часть биотитовых и роговообманково-биотитовых гранитов и гранодиоритов. В эту же группу попадают единичные биотиты из щелочных гранитов, сиенитов и кислых эфузивов. Устанавливаются пределы колебания глиноземистости этих пород  $K_{Al}=19-22$ . Средний (90 анализов) состав биотита (см. табл. 1):



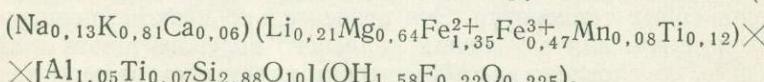
Гранитоиды этой группы щелочности занимают всю среднюю часть диаграммы  $\mu_{H_2O}-\mu_{(K, Na) O_{1/2}}$  (см. фиг. 5), сменяясь с возрастанием щелочности оливиновыми гранитами и гранитоидными породами со щелочными темноцветными минералами.

К гранитоидам повышенной щелочности (IV группа) относятся щелочные граниты и сиениты, чарнокиты, рапакиви и некоторые биотитовые граниты и гранодиориты. Для этих пород характерна более низкая глиноземистость биотитов  $K_{Al}=17-19$ . Средний состав биотита (55 анализов) для IV группы щелочности (табл. 1):

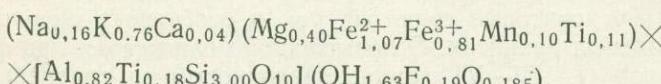


Гранитоиды четвертой (IV) группы щелочности располагаются в средней части диаграммы химических потенциалов щелочей.

К пятой (V) и шестой (VI) группам щелочности принадлежат породы, биотиты которых имеют глиноземистость  $K_{Al}<17$ : рапакиви, фаялитовые граниты, некоторые чарнокиты, а также породы, недосыщенные кремне-кислотой,— нефелиновые, лейцитовые, анальцимовые и другие сиениты. Средний состав биотита (8 анализов) для V группы щелочности (см. табл. 1):



Биотит VI группы щелочности (6 анализов) имеет средний состав (см. табл. 1):



Из диаграммы  $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}$  (см. фиг. 5) видно, что данные породы устойчивы лишь при крайне высоких значениях химических потенциалов щелочей, главным образом натрия.

Подводя итог сказанному, следует отметить, что диаграмма глиноземистости биотитов из гранитоидов (см. фиг. 4) и диаграмма химических потенциалов воды и щелочей (см. фиг. 5) хорошо согласуются между собой, т. е. наблюдается сходимость результатов статистического и расчетного парагенетического методов. Это позволяет сделать вывод о достаточной достоверности каждого из методов.

Теперь посмотрим, как теоретические выводы данной главы подтверждаются природными гранитоидными комплексами. Для этого дадим описание конкретных массивов гранитоидов малой и средней глубинности, располагая их в последовательности от наиболее кислотных к наиболее щелочным. Такой порядок позволит выявить все особенности парагенезисов и составов минералов гранитоидов, различающихся в условиях одной фации глубинности по кислотности-щелочности.

## Глава вторая

# ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ НЕКОТОРЫХ МАССИВОВ ГРАНИТОИДОВ МАЛОЙ ГЛУБИННОСТИ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В этой главе будут рассмотрены различные минералогические типы гранитоидов малой глубинности (см. фиг. 2, 3). При этом используем главным образом материалы по интрузивам северо-западной части Тихоокеанского пояса, схема размещения которых представлена на фиг. 1, и в меньшей мере литературные данные по другим регионам.

### КОРДИЕРИТ-БИОТИТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Кордиеритсодержащие гранитоиды образуют самостоятельные массивы, подобные Анивскому на юге Сахалина, а также встречаются в виде жил, приуроченных к конечным стадиям формирования многофазных интрузивов.

#### Кордиеритсодержащие гранитоиды Анивского массива (остров Сахалин)

##### *Геологическое положение и строение массива*

Анивский массив (фиг. 7) слагает южную оконечность Тонино-Анивского полуострова (см. фиг. 1) и является одним из самых крупных гранитных интрузивов Сахалина. Его площадь около 65 км<sup>2</sup> (при длине 24 км и максимальной ширине 6 км). Массив располагается в пределах восточного крыла Восточно-Сахалинского антиклиниория и приурочен к зоне крупного разлома, вытягиваясь в меридиональном направлении согласно простиранию последнего. Восточное крыло антиклиниория сложено осадочными и эфузивно-осадочными образованиями мезозоя, представленными песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, порфиритами, туфами и туффитами, брекчиями, линзами известняков и прослоями углей (Нарыжный, Неверов, 1963). Мощность этих отложений не превышает 3000 м. Гранитоиды Анивского массива прорывают эти образования и перекрываются миоценовыми отложениями верхнедуйской свиты, базальные конгломераты которых содержат гальку гранитов. Интрузивный контакт массива с вмещающими породами наблюдается в береговом обнажении к югу от мыса Слюдя (см. фиг. 7, точка 20). Плоскость контакта падает на северо-запад под углом 40—80°. Возраст массива на основании этих данных считается верхнемеловым — палеогеновым, что подтверждается также определениями абсолютного возраста пород — 30 млн. лет (Нарыжный, Неверов, 1963).

Породы Анивского интрузива варьируют по составу от гранитов до гранодиоритов. Переходы между ними постепенные, чаще всего отмечаются разности по составу, промежуточные между гранитами и гранодиоритами.

В гранитоидах массива повсеместно встречаются ксенолиты вмещающих пород, кроме них наблюдаются многочисленные шлировые образования, обогащенные биотитом.

Широким распространением среди пород интрузива пользуются также жилы и шлировидные обособления аплитов и в меньшей мере пегматитов. Жильные разности локализованы как в пределах самого массива, так и во вмещающих породах. Простирание жил и шлиров аплитов и пегматитов северо-восточное и северо-западное, падение крутое под углами 40—90°. Мощность жил самая различная — от нескольких сантиметров до 5—10 м. Как правило, по простиранию жилы не выдержаны, они расщепляются или вовсе теряются среди вмещающих гранитоидов. Обычно аплиты и пегматиты тесно связаны друг с другом, выполняя одни и те же трещины.

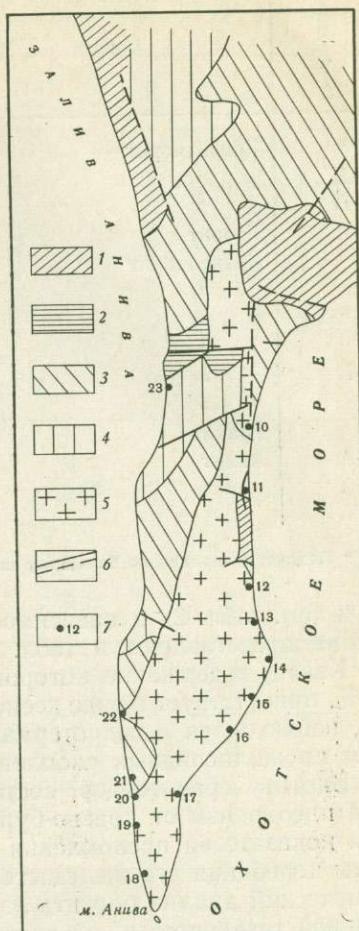
Помимо аплитов и пегматитов, в гранитоидах массива наблюдаются гидротермальные жилы кварца и кальцита, мощность которых достигает иногда 0,5 м.

### Петрографическое описание

Породы массива представляют собой средне-, реже крупнозернистые, иногда порфировидные породы, состоящие из пластика, микроклина, кварца, биотита, акцессорных: кордиерита, циркона, апатита, магнетита, сфена, рутила, пирита. Количество-минералогический состав гранитоидов приведен в табл. 2.

Плагиоклаз представлен олигоклазандезином № 25—35 (табл. 3). В зональных кристаллах плагиоклаза основность ядра доходит до 35—40, а краевые зоны сложены олигоклазом № 20—22. Плагиоклаз образует единичные порфировидные выделения размером 5—6 мм, но главная его масса имеет величину зерен 1,5—2,0 мм. Обычно плагиоклаз пелитизирован; по нему развиты хлорит и серицит. Нередко кристаллы плагиоклаза окружены оторочкой зерен микроклина, а также содержат антипертитовые вrostки его. Эпизодически на стыке с крупными кристаллами микроклина развивается мирамекит.

Калиевый полевой шпат, представленный нерешетчатым микроклином, наблюдается в виде ксеноморфных зерен размером 1,5—3,0 мм. Он содержит многочисленные перитты замещения. Количество микроклина в породе варьирует от 6 до



Фиг. 7. Схематическая геологическая карта Анивского гранитного массива, о-в Сахалин (составлена с использованием материалов Ю. К. Гуменного, В. И. Нарыжского и Н. С. Никольского)

- 1 — верхнедуйская свита ( $N_1^{vd}$ ); аргиллиты, алевролиты, песчаники, прослои и линзы угля;
- 2 — новиковская свита, верхняя толща ( $Mznv_3$ ), песчаники, реже алевролиты, глинистые сланцы, маломощные прослои туфов;
- 3 — новиковская свита, средняя толща ( $Mznv_2$ ), алевролиты, глинистые сланцы, реже песчаники и туфы, редко линзы кремнистых сланцев;
- 4 — новиковская свита, нижняя толща ( $Mznv_1$ ), туфы, туфобрекчи, прослои и линзы кремнистых сланцев и известняков;
- 5 — граниты и гранодиориты массива;
- 6 — разрывные нарушения;
- 7 — точки наблюдений

Таблица 2

Количественно-минералогический состав гранитоидов Анивского массива (в объемн. %)

№ образца	Порода	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Хлорит по биотиту	Псевдоморфозы по кордиериту	Аксессорные
12 *	Гранодиорит	40,7	12,4	30,3	10,3	4,9	0,6	0,8
12-Д	»	41,6	20,2	25,8	8,6	3,3	—	0,5
13-В	»	43,4	9,3	28,6	12,0	2,6	3,0	1,1
14-А	Гранит	28,4	25,2	30,6	11,7	2,2	1,6	0,3
15	Гранодиорит	40,2	14,4	28,0	6,9	3,0	7,0	0,5
16	»	44,3	8,6	32,7	12,2	—	1,1	1,1
16-Е-1	»	44,4	24,4	12,9	14,4	—	1,8	2,1
18	»	56,6	6,0	23,9	12,5	—	—	1,0
19-Г	»	41,4	6,7	33,0	16,6	—	1,0	1,3
23	»	46,2	7,4	29,5	15,6	—	0,6	0,7
13	Гранит	37,3	22,6	29,0	5,8	3,4	1,1	0,8
12-А	Аплит	19,4	40,8	36,6	2,1	—	1,0	0,1
16-А	»	20,5	45,9	30,0	3,4	—	—	0,2

\* Подсчет выполнен по большому шлифу размером 4×6 см.

25% (см. табл. 2) в зависимости от ее типа. Оптические свойства микроклина представлены в табл. 3.

Кварц, содержание которого в гранитоидах составляет в среднем 25—30%, присутствует в виде ксеноморфных зерен. Кроме магматического кварца, наблюдается и гидротермальный в виде крупных (до 2—3 см) сростков или прожилковидных скоплений обычно с пиритом.

Биотиту гранитоидов, составляющему 10—15 объемн. %, присущ резкий плеохроизм от красно-бурого по *Ng* до светло-желтого по *Np*. Измерения показателей преломления биотита в иммерсии (см. табл. 3) дают пределы колебания его железистости  $f_{\text{общ}} = 55—62$  \*. Приведенный в табл. 4 химический анализ биотита из гранодиорита свидетельствует о его значительной титанистости, обусловливающей красные оттенки окраски. В связи с высокой титанистостью биотита определение железистости по показателю преломления (диаграмма В. С. Соболева) дает, по-видимому, завышенные результаты. Описываемые биотиты являются высокоглиноземистыми

$$\left( K_{\text{Al}} = 22,0; \frac{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}}{\text{Al}} = 0,565 \right).$$

Размер псевдоморфоз по кордиериту достигает 2—8 мм; обычно они выделяются на фоне гранита в виде порфировидных вкрапленников, полностью замещенных буроватыми агрегатами хлорита и серицита (фиг. 8). Из-за полной разрушенности кордиерита замерить показатели преломления его не удалось. Однако, судя по железистости ассоциирующегося биотита, можно считать, что общая железистость кордиерита равна 35—40. По этим данным и была построена парагенетическая диаграмма Al—Mg—Fe для гранитов и гранодиоритов Анивского массива (фиг. 9), соответствующая примерно диаграмме III-B-1 (см. фиг. 15). На фиг. 9 нанесены химические составы пород, сведенные в табл. 5. Так как эта диаграмма построена при условии избыточного плагиоклаза, то из общего количества глинозема по

\* Здесь и ниже определение общей железистости биотита из гранитоидов проводилось по диаграмме В. С. Соболева (1950).

Таблица 3

## Оптические свойства и состав минералов гранитоидов Анивского массива

Парагене- зис	№ образ- ца	Порода	Минерал	Показатели преломления		2V	Координаты полюса спайности			Символ кри- сталлографи- ческого эле- мента	Цвет в шлифе	$f_{\text{общ}}$	№ плагиокла- за	
				$Ng$	$Np$		$Ng$	$Nm$	$Np$					
Pl + Mi + Q + Bi ± Cor	12	Гранодио- рит	Bi	1,651	1,588							$Ng$ — красновато-ко- ричневый $Np$ — бесцветный	54	33—35
			Pl			86°	14	76	88	⊥ (010)				
		Гранит	Mi			60°	85	12	77	⊥ (001)		$Ng$ — красно-коричне- вый, $Np$ — соломенно-жел- тый	57	28
	13		Bi	1,654										
		»	Pl			74°	8	84	87	⊥ (010)		$Ng$ — красно-коричне- вый, $Np$ — светло-желтова- тый	56	37
	14		Mi			49°	83	13	79	⊥ (001)				
			Mi			49°	9	87	83	⊥ (130)				
	14-А	»	Bi	1,653								$Ng$ — красно-коричне- вый, $Np$ — светло-желтова- тый	56	37÷23
	16		Pl			86°	8	73	88	⊥ (010)				
		Гранодио- рит	Mi			63°	84	10	81	⊥ (001)		$Ng$ — красно-коричне- вый, $Np$ — светло-желтый	56	Ядро № 39
			Bi	1,653										
	16-Е-1	Гранодио- рит	Pl	1,657	1,585	85°	22	78	90	⊥ (010)		$Ng$ — красно-коричне- вый, $Np$ — светло-желтова- тый	60	

## *Продолжение*

Парагенезис	№ образца	Порода	Показатели преломления		2V	Координаты полюса спайности			Символ кристаллографического элемента	Цвет в шлифе	$f_{\text{общ}}$	№ плагиоклаза	
			$Ng$	$Np$		$Ng$	$Nm$	$Np$					
			градиент	М									
16-B-1	Аплит	Or			62°	89	4	88	± (001)	$Ng$ — буровато-коричневый, $Np$ — светло-коричневый	54		
		Or				86	8	84	± (001)				
		Or				88	78	13	± (1502)				
	Пегматит	Bi	1,651							$Ng$ — красновато-коричневый, $Np$ — светло-желтоватый $No$ — синий, $Ne$ — желтовато-буроватый	58		
		Bi	1,655	1,589									
		Tir	1,659	1,629									

\* Определение железистости произведено по данным химического анализа табл. 4.

анализу вычитается величина  $(2\text{Ca} + \text{Na})$ , соответствующая плагиоклазу. Затем атомные количества магния, железа и оставшееся количество глинозема пересчитывались на атомные проценты и по ним наносились на диаграмму  $\text{Al}-\text{Mg}-\text{Fe}$ . Кроме того, по результатам химических анализов гранитоидов составлены петрохимические диаграммы (фиг. 10), иллюстрирующие принадлежность пород массива к разностям, промежуточным между гранитами и гранодиоритами. Для сравнения на схеме (см. фиг. 10, точка 9) нанесен химический состав гранодиорита Охотского массива, расположенного в 40 км к северу от Анивского.

Жильные образования Анивского массива — апли ты и пегматиты сложены мелкозернистым агрегатом ( $0,5$ — $1,0$  мм) ортоклаз-пертита, альбита, кварца, игольчатого биотита, мусковита и турмалина. В отличие от гранитоидов гла вной фазы в их составе преобладает калиевый полевой шпат (см. табл. 2), составляющий 40—45% объема породы. Ортоклаз образует как самостоятельные зерна, так и графитовые сростки с кварцем. Количество биотита в этих породах незначительное; железистость биотита больше, чем железистость вмещающих гранодиоритов (см. табл. 3). Турмалин встречен лишь в крупнозернистых разностях пегматитов. Так же как в гранитах и гранодиоритах, в аплитах наблюдаются редкие псевдоморфозы хлорита и сериита по кор диериту.

Таблица 4

Химический состав биотита из гранодиорита Анивского массива (обр. 19-Г)

Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	Число ионов в пересчете на 7 катионов групп $(Z+Y)^*$	Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	Число ионов в пересчете на 7 катионов групп $(Z+Y)^*$
SiO <sub>2</sub>	35,69	594	2,76	H <sub>2</sub> O+	4,40	244	2,37
TiO <sub>2</sub>	3,53	44	0,20	H <sub>2</sub> O-	0,00	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,41	161	1,50	F	0,10	5	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,60	23	0,21	Всего	99,62		
FeO	16,67	232	1,08	F <sub>2</sub> =O	0,05	—	—
MnO	0,33	5	0,02	Сумма	99,57		
MgO	10,63	264	1,23				
CaO	0,34	6	0,01	Ng	1,654		
Na <sub>2</sub> O	0,18	3	0,03	Pr	1,588		
K <sub>2</sub> O	7,63	82	0,76	f <sub>общ</sub>	51,4		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	1	—	KAl	22,0		
				Na+K+Ca			
				Al	0,565		

Аналитик Е. А. Лаговская. Лаборатория минералогии и геохимии ДВГИ ДВФ СО АН СССР.

\* Расчет сделан по методике И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

### Кордиеритсодержащие граниты Видненского массива на юге Хабаровского края<sup>1</sup>

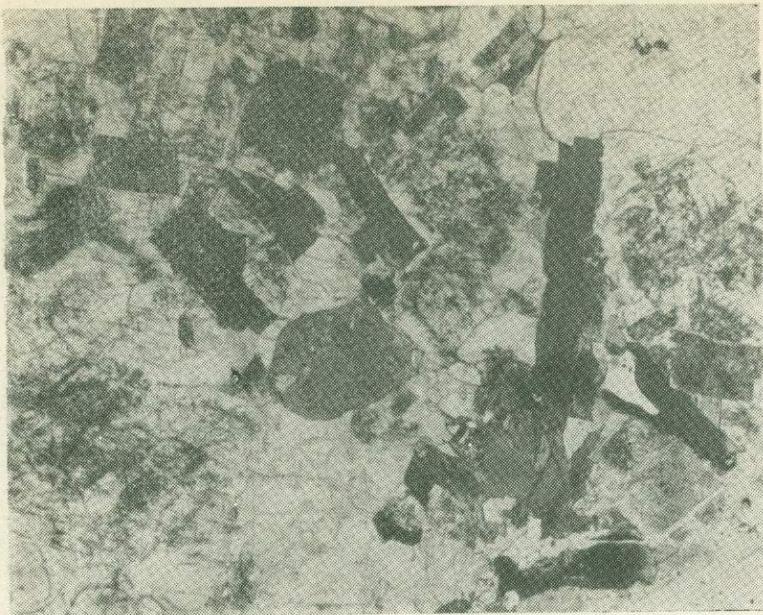
Другим примером кордиеритсодержащих гранитов может служить интрузив, расположенный у с. Видное в южной части Бикинского прогиба (см. фиг. 1). При изучении петрологии этого массива И. К. Никифорова в составе грейзенизованных разностей пород обнаружила андалузит и кордиерит.

Гранитный массив у с. Видное (фиг. 11), располагающийся на площади около 30 км<sup>2</sup>, сложен порфировидными разнозернистыми биотитовыми гранитами, в той или иной степени затронутыми процессами грейзенизации. В неизмененных гранитах главная роль принадлежит нерешетчатому микроклину, андезину № 39—47, кварцу и биотиту. В участках, подвергшихся грейзенизации, широкое развитие получают процессы альбитизации и мусковитизации. Грейзенизованные разности гранитов располагаются на самых высоких гипсометрических отметках, приурочиваясь к апикальным частям интрузива. Грейзенизованные граниты состоят из альбитизированного андезина (17—18%), микроклина (35%), кварца (38%) и мусковита. Биотит присутствует в виде реликтовых пластинок, замещаемых мусковитом.

Андалузит и кордиерит, встречающиеся среди грейзенизованных гранитов, приурочены, как правило, к гнездовым обособлениям кварца. Андалузит образует призматические, шестоватые кристаллы длиной 0,9—1,1 мм, имеет пятнистую окраску и плеохроизм от густо-розового и мясо-красного по Pr до бесцветного по Ng. Показатели преломления андалузита: Ng=1,642; Np=1,629; угол оптических осей — 85°.

Кордиерит подобно андалузиту наблюдается в виде удлиненных и столбчатых кристаллов размером до 1,8 мм. Измерения показателей пре-

<sup>1</sup> Описание приводится по материалам И. К. Никифоровой (1966).



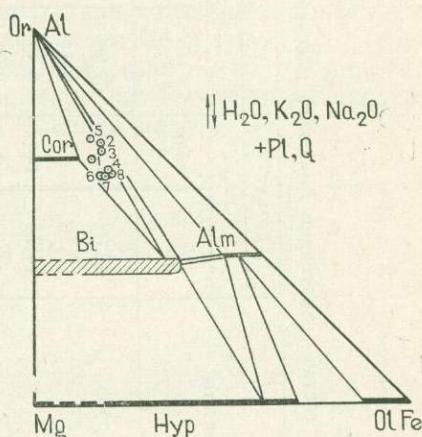
Фиг. 8. Псевдоморфозы хлорита и серицита (в центре снимка) по кордиериту в гранодиорите Анивского массива, о-в Сахалин. Шлиф 16, увел. 15. Без анализатора

ломления кордиерита ( $Ng=1,555$ ;  $Nm=1,539$ ;  $Np=1,528$ ) показывают, что он содержит в своем составе 35—40% (Трегер, 1958) железистой составляющей, т. е. по железистости аналогичен кордиериту Анивского массива.

### Кордиеритсодержащие пегматиты

Кордиеритсодержащие пегматиты довольно широко распространены во всех регионах мира. Нами по литературным источникам будут описаны кордиеритовые пегматиты Колорадо (Heinrich, 1950) и провинции Кай в Японии (Shibata, 1936). Последние интересны тем, что в них наблюдаются наиболее железистые кордиериты из известных в природе.

Пегматитовые жилы вблизи дер. Миканит в Колорадо (Heinrich, 1950) приурочены к выходам биотитовых гранитов, залегающих среди докембрийских гранито-гнейсов, гнейсов и слюдистых сланцев. Главными минералами пегматитов являются: кварц, розовый микроклин, белый альбит, мусковит, биотит, гранат, кордиерит, силлиманит, апатит, магнетит, берилл. Кордиерит встречается в висячем боку пегматитовых жил, ассоциируясь здесь с кучными скоплениями слюды. Оптические свойства кордиерита ( $Ng=1,566$ ;  $Nm=1,560$ ;  $Np=1,552$ ;  $2V=-50^\circ$ ) указы-

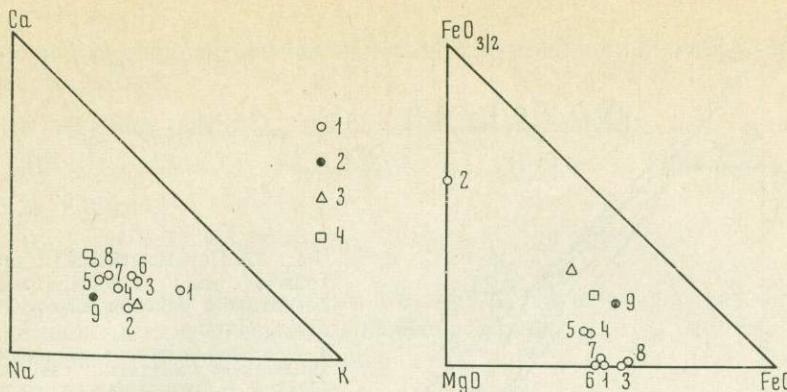


Фиг. 9. Парагенетическая диаграмма для гранитов и гранодиоритов Анивского массива  
1—8 — составы пород по данным химических анализов

Таблица 5

Химический состав гранитоидов Анивского массива (по Нарыжному и Неверову, 1963)

Компоненты	Гранит		Гранодиориты													
	1		2		3		4		5		6		7		8	
	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	69,87	1163	67,90	1130	67,74	1128	67,67	1126	66,71 <sup>4</sup>	1111	66,40	1106	66,38	1106	65,51	1091
TiO <sub>2</sub>	0,56	7	0,34	4	0,66	9	0,55	7	—	—	0,62	8	0,61	8	0,73	9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,74	144	16,32	160	16,33	160	15,72	154	17,89	176	16,39	161	16,90	166	16,23	159
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	3,83	24	0,03	—	0,77	4	0,56	4	—	—	—	—	0,23	1
FeO	2,87	40	—	—	3,18	44	2,97	41	2,14	30	3,76	52	3,26	45	5,16	72
MnO	0,02	—	0,05	—	0,02	—	0,02	—	0,05	—	0,03	—	0,02	—	0,11	1
MgO	1,79	45	1,51	37	1,59	40	1,83	46	1,35	34	2,38	58	2,06	51	2,43	60
CaO	2,10	38	1,80	32	2,54	45	2,37	42	2,98	54	2,52	45	2,93	53	1,66	30
Na <sub>2</sub> O	1,58	25	3,47	55	2,42	39	2,93	47	3,54	57	2,33	38	3,17	51	2,98	48
K <sub>2</sub> O	4,57	48	3,71	39	3,57	38	3,20	34	2,96	32	3,36	36	3,01	32	2,37	24
H <sub>2</sub> O-	0,21	—	0,20	—	0,21	—	0,26	—	0,19	—	0,23	—	0,18	—	0,79	—
SO <sub>3</sub>	—	—	0,48	6	—	—	—	—	0,43	6	—	—	—	—	0,07	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	—	—	—	0,05	—	0,10	1	0,12	1	0,04	—	0,04	—	0,17	1
П.п.п.	1,05	58	1,13	63	1,03	57	1,15	64	0,97	54	1,29	72	0,96	54	1,11	62
Сумма	99,40		100,74		99,37		99,54		99,89		99,35		99,52		99,55	



Фиг. 10. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Анивского массива, о-в Сахалин  
1 — граниты и гранодиориты Анивского массива; 2 — гранодиорит Охотского массива; 3 — гранит (по Р. Дели); 4 — гранодиорит (по Р. Дели). Цифры на диаграммах соответствуют номерам анализов табл. 5.

вают, что данный кордиерит содержит 60—65% железистой составляющей.

Еще более железистые разности кордиерита ( $f > 70$ ) были изучены Х. Шибата (Shibata, 1936) в районе Сасаго и Дози провинции Кай в Японии.

В районе Сасаго и Дози кордиерит содержащие пегматиты (Shibata, 1936) прорывают миоценовые отложения серии Мисака, располагаясь или во вмещающих породах, или в интрузии кварцевых диоритов, с которыми они, видимо, и связаны.

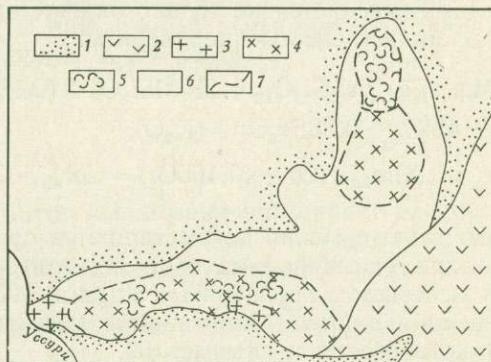
Жилы пегматитов имеют зональное строение. Краевые зоны их представлены тонкозернистым аплитом, далее следует биотитовая блоковая зона. Еще ближе к центру жил располагается письменный микроклиновый гранит. Наконец, ядро пегматита сложено агрегатами кордиерита, кварца и андалузита.

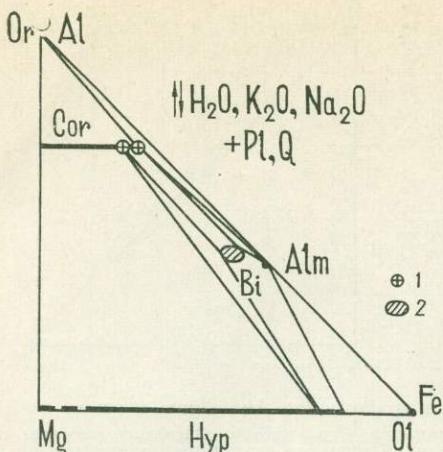
Кордиерит в пегматитах наблюдается в виде графических сростков с кварцем. Соотношение кварца и кордиерита в графических сростках является довольно выдержаным и составляет (в объемн. %) 56,2/43,8 для пегматита Сасаго и 57,2/42,8 — для пегматита Дози.

Приводимые Х. Шибатой (Shibata, 1936) химические анализы кордиерит-кварцевых срастаний и расчет по ним состава кордиерита показывает, что общая железистость кордиерита из пегматита Дози равна 75,0 ( $Ng = 1,571$ ;  $Nm = 1,566$ ;  $Np = 1,557$ ), а из пегматита Сасаго — 86,0 ( $Ng = 1,573$ ;  $Nm = 1,568$ ;  $Np = 1,558$ ). По этим данным построена парагенетическая треугольная диаграмма Mg—Fe—Al, представленная на фиг. 12.

Фиг. 11. Схематическая геологическая карта Видиенского массива в южной части Хабаровского края (по Никифоровой, 1966)

- 1 — четвертичные отложения;
- 2 — осадно-вулканогенные породы позднеюрского и раннемелового возраста;
- 3 — биотитовые граниты;
- 4 — двуслюдянные граниты;
- 5 — мусковитовые граниты;
- 6 — закрытые делювием участки массива;
- 7 — границы фациальных разностей пород





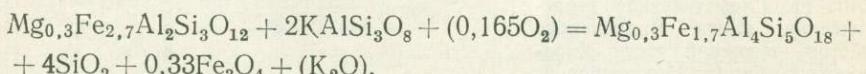
Фиг. 12. Парагенетическая диаграмма для кордиеритовых пегматитов районов Сасаго и Дози, Япония

1 — составы минералов по данным химического анализа (Shibata, 1936); 2 — предполагаемый состав биотита в ассоциации с кордиеритом

## Об условиях образования кордиерита

Как видно из характеристики кордиеритсодержащих гранитоидов, в условиях малых глубин встречаются как маложелезистые ( $f_{общ} = 30$ ), так и крайне железистые разности кордиерита ( $f_{общ} = 75—85$ ). Для иллюстрации этого построена диаграмма (фиг. 13), на которой сведены литературные данные по кордиеритам из малоглубинных гранитоидов. Кордиериты абиссальных комплексов, как правило, отличаются сравнительно низкой железистостью, не превышающей 30—35 мол. % (фиг. 13).

Формирование кордиерита, как и других высокоглиноземистых минералов (андалузита, силлиманита), в фации малых глубин возможно лишь в условиях низкой щелочности расплава (раствора), которые чаще всего осуществляются на конечных этапах гранитоидного процесса при образовании пегматитов, грэйзенизованных гранитов и кварц-полевошпатовых жил за счет частичного вытеснения биотита. Это наглядно видно на диаграмме Р— $\mu_{H_2O}$  (фиг. 14) и на треугольных парагенетических схемах к ней (фиг. 15), построенных для условий низкой щелочности (низкого химического потенциала калия). Исследование диаграммы показывает, что в условиях низкой активности щелочей поле устойчивости кордиерита расширяется, охватывая все более железистые составы. Если в гранитоидах нормальной щелочности кордиериты устойчивы только в высокотемпературных условиях больших глубин (см. фиг. 2 и 3, фации I-A и I-B), то в гранитоидах пониженной щелочности кордиеритовые разности нередки даже в малоглубинных фациях (см. фиг. 14 и 15, фации IV-A-1 и IV-B-1). При этом в гранитоидах вытесняется не только биотит, но даже и гранат, причем возникают очень железистые кордиериты:

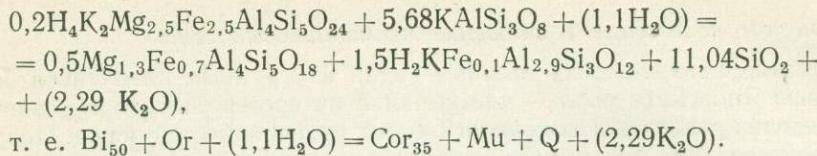


$$\text{т. е. } \text{Alm}_{90} + \text{Or} + (0,165\text{O}_2) = \text{Cor}_{85} + \text{Q} + \text{Mt} + (\text{K}_2\text{O}).$$

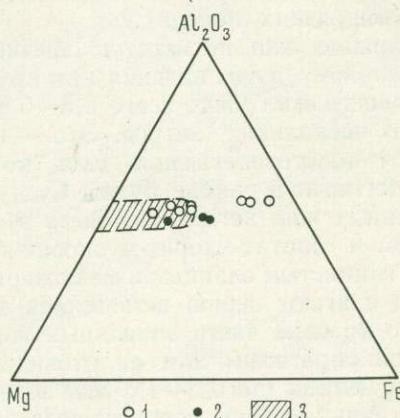
Однако такие условия осуществляются сравнительно редко. Поэтому имеются лишь единичные находки пегматитов, содержащих в своем составе очень железистые кордиериты (Shibata, 1936; Heinrich, 1950 и др.). Более обычными являются гранитоидные массивы с кордиеритом, железистость ( $f_{общ}$ ) которого не превышает 60.

При понижении щелочности (химического потенциала калия) образова-

ние кордиерита происходит за счет вытеснения ассоциации биотита и калиевого полевого шпата:



Из этого уравнения следует, что понижение температуры, так же как понижение щелочности, смещает равновесие вправо, т. е. в сторону образования кордиеритсодержащих пород.



Фиг. 13. Диаграмма сопоставления кордиеритов

- 1 — малоглубинных гранитоидов;
- 2 — средних и кислых эффузивов;
- 3 — поле составов кордиеритов глубинных гранитоидных комплексов

Гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами (кордиеритом, гранатом, силлиманитом, андалузитом) в последнее время были выделены Э. П. Изохом (1965; Изох и др., 1967) в самостоятельную фацию высокоглиноземистых гранитов. Появление этих минералов в гранитах им связывается с первичной обогащенностью магмы глиноземом и недосыщенностью ее щелочами. В отличие от Э. П. Изоха мы считаем, что в гранитоидных комплексах не валовое содержание глинозема в породе определяет появление кордиерита или другого высокоглиноземистого минерала, а низкие химические потенциалы щелочей (главным образом калия), при которых расширяются поля кристаллизации этих минералов, что позволяет им выделяться в магматическую или постмагматическую стадию. О низких потенциалах щелочей при образовании кордиерита свидетельствует высокая глиноземистость ассоциирующегося с ним биотита (например, в анивских гранитоидах глиноземистость биотита  $K_{Al} = 22,0$ ).

## ГРАНИТОИДЫ С АНДАЛУЗИТОМ

Граниты и пегматиты с андалузитом (силлиманитом) широко распространены в комплексах малой и средней глубинности. Массивы этих пород обычно залегают среди высокоглиноземистых глинистых или песчано-глинистых отложений.

Андалузит чаще всего встречается в пегматитах. Примером андалузитсодержащих пегматитов могут служить пегматитовые жилы Успенского гранитоидного массива в Южном Приморье (см. фиг. 1).

## Андалузитсодержащие пегматиты Успенского массива в Южном Приморье

### Геологическое положение и строение пегматитовых жил

Успенский гранитоидный массив — один из крупных интрузивов береговой зоны Японского моря — чрезвычайно интересен благодаря развитию в его пределах различных минералогических разновидностей пород. Подробная характеристика геологии и петрографии гранитоидов массива приводится в последующих разделах, здесь мы только остановимся на описании андалузитсодержащих пегматитов.

В пределах рассматриваемого массива пегматиты встречаются как среди гранитов и гранодиоритов, так и во вмещающих песчано-глинистых отложениях. Однако андалузит отмечается только в пегматитах, локализованных во вмещающих породах.

Простирание жил пегматитов обычно северо-восточное или близкое к меридиональному, углы падения как крутие ( $50^{\circ}$ — $80^{\circ}$ ), так и пологие ( $20^{\circ}$ — $40^{\circ}$ ). Мощность жил чаще всего 0,5—0,6 м, хотя встречаются жилы мощностью до нескольких метров. Это — не выдержаные по простиранию, ветвящиеся пологозалегающие тела, которые имеют зональное строение. На о-ве Пегматит в районе бухты Судзухе (фиг. 16) хорошо видно строение зональных жил пегматита. Здесь в андалузит-биотит-мусковит-альбит-кварцевых и биотит-хлорит-мусковит-кварцевых роговиках, образовавшихся по глинистым сланцам и мелкозернистым полимиктовым песчаникам, пегматиты слагают серию ветвящихся тел.

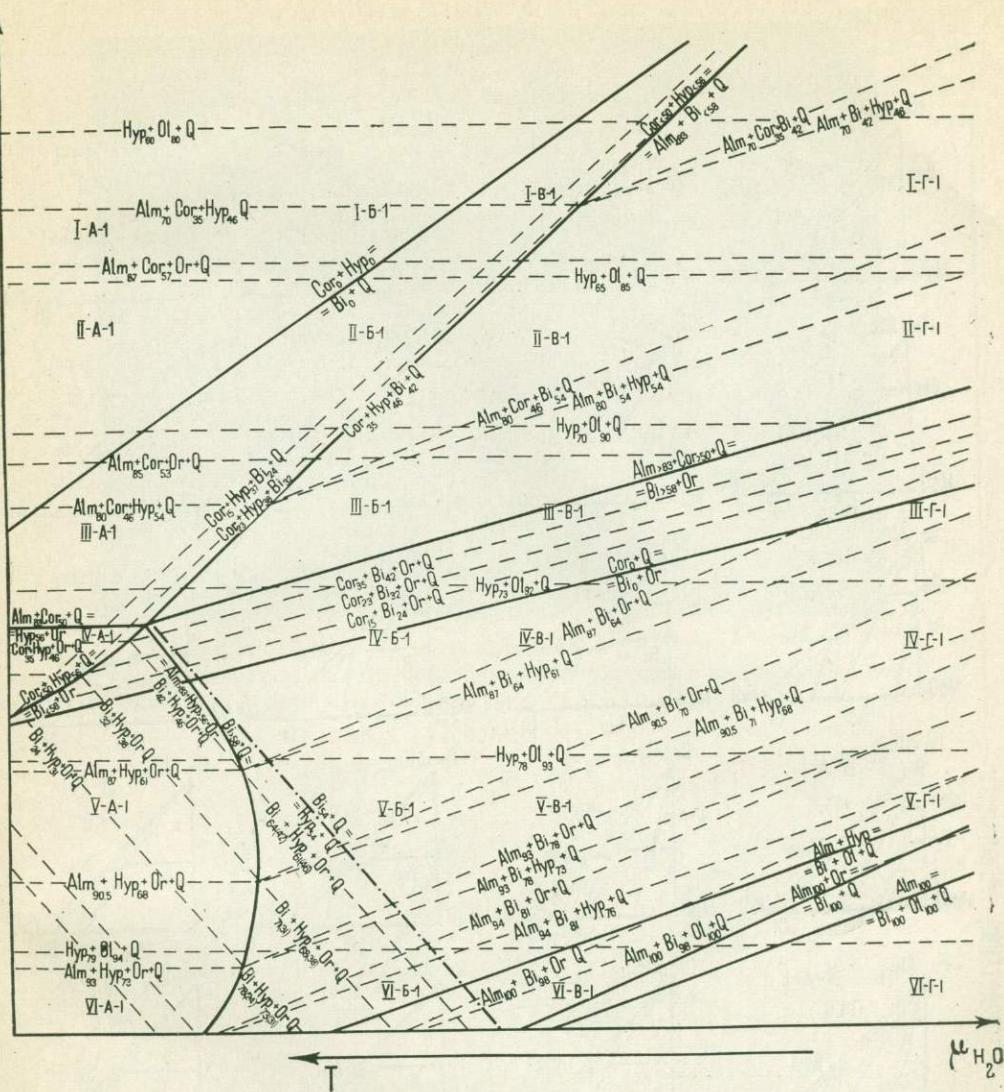
Обычно краевые части зональных жил пегматита представлены графическим лейкократовым или аплитовидным гранитом с субпараллельными цепочками мелких (до 0,5—1,0 мм) зерен граната и биотита (фиг. 17, I, III). Центральные зоны пегматитовых жил заняты или темно-серым кварцем, или крупнозернистым пегматитом со скоплениями граната, андалузита, крупных чешуек мусковита и кристаллов турмалина. Реже наблюдается асимметричное строение жил пегматитов (см. фиг. 17, II). В этом случае пегматитовая жила, в лежачем боку которой содержатся скопления серого кварца, сложена крупно- и гигантозернистым пегматитом.

### Петрографическое описание

Главными породообразующими минералами пегматитов являются альбит № 3—5, микроклин-пертит и кварц, второстепенными — гранат, андалузит, турмалин, биотит, мусковит, ильменит. Второстепенные минералы распределены в жилах неравномерно, образуя скопления и цепочковидные выделения. Чаще других в пегматитах развиты гранат, турмалин, биотит и мусковит, андалузит встречается реже.

Биотит в пегматитах образует крупные (до 0,5—1,5 см) чешуйки и их скопления и частично замещается мусковитом. О составе биотита из пегматитов можно судить по данным табл. 6 и 7. Как видно, биотит пегматитов отличается высокой железистостью, доходящей, судя по оптическим данным, до 95. Кроме того, биотит имеет высокую глиноzemистость и повышенное содержание фтора, что свидетельствует об условиях низкой щелочности при формировании пегматитов (Маракушев, Таарин, 1965). На это также указывают случаи замещения микроклина турмалином, кварцем и мусковитом (фиг. 18). Замещение начинается по трещинкам спайности в виде тонких полосок, которые постепенно расширяются, сливаются она с другой и в конце концов замещают отдельные участки кристаллов микроклина.

Андалузит наблюдается в виде мясо-красных кристаллов в центральных и реже в зальбандовых частях асимметричных пегматитовых жил (см. фиг. 17). Обычно он приурочен к кварцевым или слюдисто-кварцевым агрегатам. Размер кристаллов андалузита не превышает 2—4 мм. Иногда анда-



Фиг. 14. Диаграмма  $P-\mu_{H_2O}$  для бедных кальцием гранитоидов пониженной щелочности  
Цифры на диаграмме соответствуют треугольным парагенетическим схемам фиг. 15

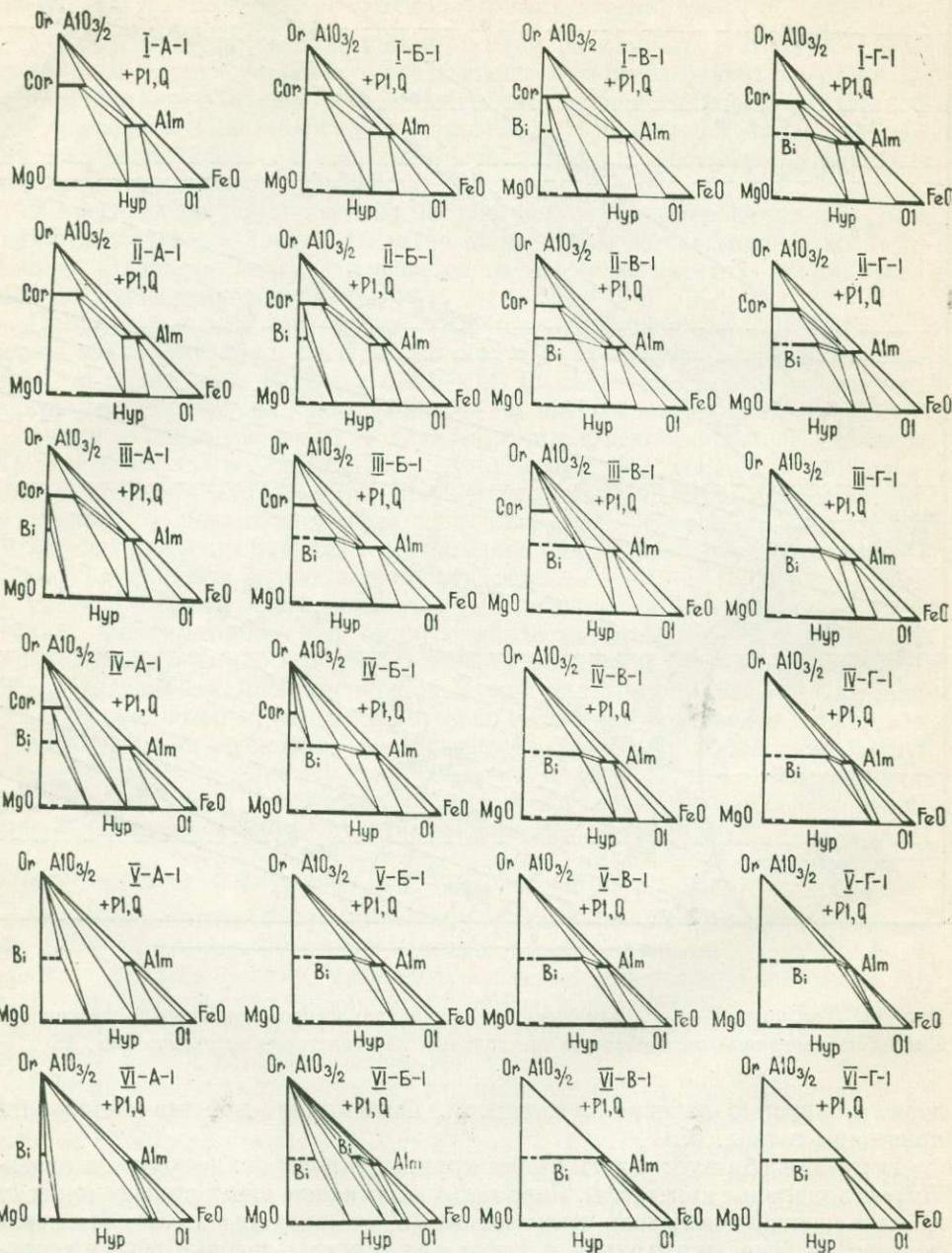
лузит полностью замещен мусковитом. Оптические свойства андалузита приведены в табл. 6.

Турмалин образует в пегматитах крупные (иногда до нескольких сантиметров) зональные кристаллы. Ядро таких кристаллов имеет синюю окраску и более низкий показатель преломления ( $No=1,663$ ;  $Ne=1,632$ ), чем периферическая зона, окрашенная в бурые или буровато-зеленые тона и характеризующаяся повышенным показателем преломления ( $No=1,666$ ;  $Ne=1,635$ ).

Зерна граната достигают 1–3 мм и нередко разбиты трещинками, по которым развиваются хлорит и серицит. Показатели преломления граната<sup>1</sup>

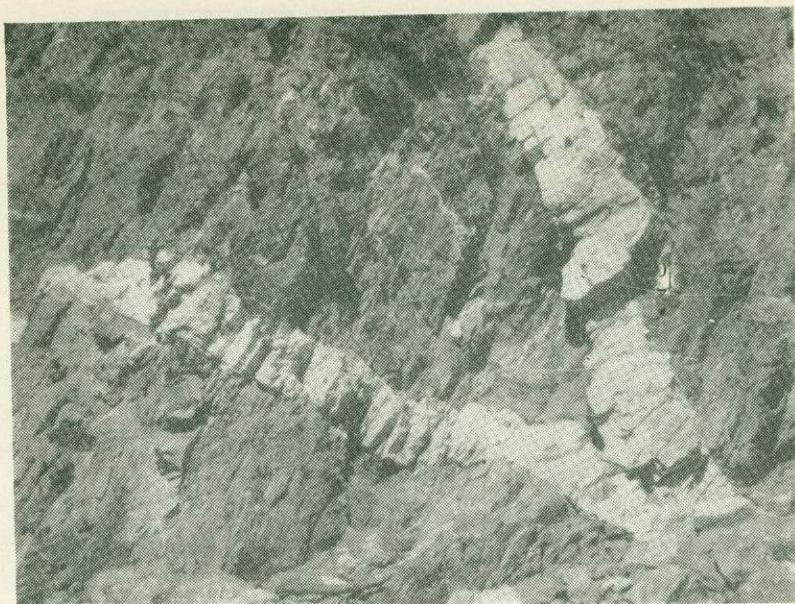
<sup>1</sup> Все измерения показателей преломления гранатов, приводимые в книге, сделаны в высокопреломляющих иммерсионных жидкостях в желтом свете ( $\lambda=589\text{m}\mu$ ).

ВОЗРАСТАНИЕ ГЛУБИННОСТИ

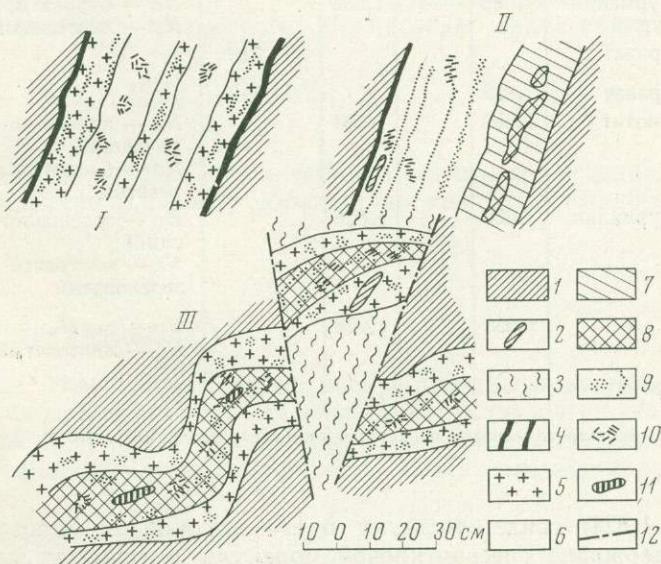


СНИЖЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ

Фиг. 15. Диаграммы парагенезисов гранитоидов пониженной щелочности, бедных кальцием. Каждая треугольная схема отвечает соответствующему месту диаграммы  $P-\mu_{H_2O}$  (фиг. 14), обозначенному цифрами



Фиг. 16. Жилы пегматитов в метаморфизованных породах на о-ве Пегматит в бухте Судзухе, Успенский массив в Приморье



Фиг. 17. Скопления андалузита в зональных пегматитовых жилах о-ва Пегматит в бухте Судзухе

1 — вмещающие андалузит-биотит-мусковитовые и биотит-хлорит-серцицитовые сланцы; 2 — ксенолиты сланцев в пегматитах; 3 — тектоническая брекчия; 4 — серый кварц зальбандов пегматитовых жил; 5 — лейкократовый или графический гранит; 6 — крупнозернистый кварц — полевошпатовый пегматит со скоплениями граната, мусковита и турмалина; 7 — гигантозернистый кварц — полевошпатовый пегматит; 8 — темно-серый кварц; 9 — скопления и цепочки граната и биотита; 10 — скопление крупных чешуек мусковита; 11 — скопления андалузита; 12 — разрывные нарушения

Таблица 6

## Оптические свойства и состав минералов пегматитов Успенского массива

№ образца	Минерал	Показатели преломления			Величины ребра элементарной ячейки $a_0$ ( $\text{\AA}$ )	Цвет в шлифе	$f_{\text{общ}}$	№ плагио-клаза
		$Ng$	$Nm$	$Np$				
T-24-A	Андалузит	1,637		1,628		Бесцветный, иногда слаборозовый		
	Мусковит Плагиоклаз	1,593 1,538	1,592 1,528	1,556 1,528				3—5
T-36-A	Гранат	1,824				$Ng$ — темно-коричневый до непрозрачного, $Np$ — светло-коричневый	98	
	Биотит		1,679				95	3—5
T-36-Г	Турмалин	1,663		1,632		$No$ — зеленовато-синий, $Ne$ — желтовато-синеватый		
	Мусковит	1,590		1,552				
T-45-Г	Андалузит	1,640		1,630		Бесцветный $No$ — синий, $Ne$ — желтоватый		
	Турмалин синий	1,663		1,632				
T-45-Г	Турмалин бурый	1,666		1,635		$No$ — буроватый, $Ne$ — желтоватый		
	Гранат				11,519			
T-52-А	Гранат	1,822			11,519	$Ng$ — красно-коричневый, $Np$ — бледно-желтоватый	97	
	Биотит *	1,660		1,594			74,4	5
T-55	Турмалин	1,660		1,628		$No$ — зеленовато-синий, $Ne$ — желтовато-зеленоватый		
	»	1,658		1,628				10
T-55	Гранат				11,530			

\* Железистость биотита определена по данным химического анализа табл. 7.

( $N=1,822-1,824$ ) свидетельствуют о его высокой железистости, равной 90—95. Содержание спессартиновой молекулы в гранатах не превышает 10%. Определение железистости граната проводилось по корреляционной диаграмме фиг. 19, на которую сведены литературные данные по составу гранатов из гранитов, керамических и мусковитовых пегматитов, мусковитовых гранитов и аплитов.

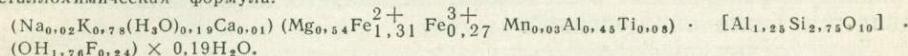
Парагенетическая диаграмма, отвечающая андалузитсодержащим пегматитам Успенского массива, приведена на фиг. 20. Она соответствует диаграмме V-B-1 (см. фиг. 15). Состав биотита нанесен на парагенетическую диаграмму по данным химического анализа табл. 7.

Таблица 7

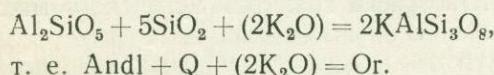
Химический состав биотита из турмалин-гранат-биотитового пегматита мыса Сысоева, Успенский массив (обр. Т-45-Г)

Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	Число ионов в пересчете на 12 атомов кислорода	Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	Число ионов в пересчете на 12 атомов кислорода
SiO <sub>2</sub>	35,56	592	2,75	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	—	—
TiO <sub>2</sub>	1,41	18	0,08	F	1,00	53	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,79	184	1,70	В с е г о	99,87		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,53	29	0,27	F <sub>2</sub> =O	0,42	—	—
FeO	20,26	282	1,31	С у м м а	99,45		
MnO	0,50	7	0,03				
MgO	4,70	117	0,54	Ng	1,660		
CaO	0,13	3	0,01	Np	1,594		
Na <sub>2</sub> O	0,11	2	0,02	f <sub>общ</sub>	74,4		
K <sub>2</sub> O	7,85	84	0,78	K <sub>Al</sub>	26,0		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	1	—	Na+K+Ca	0,463		
H <sub>2</sub> O+	4,92	273	1,76	Al			

Аналитик Е. А. Лаговская. Лаборатория минералогии и геохимии ДВГИ ДВФ СО АН ССР.  
Кристаллохимическая формула:



Формирование андалузита в рассматриваемых гранитоидах определяется условиями низкой щелочности, что наглядно видно из уравнения реакции:



Повышение щелочности (увеличение химического потенциала калия) сдвигает равновесие в сторону образования калиевого полевого шпата, вытесняющего андалузит.

### ГРАНАТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Гранатовые гранитоиды широко распространены в комплексах малых глубин. Состав граната (при нормальной щелочности) в этих условиях ограничен железистыми и марганцовистыми разностями. Проиллюстрируем это на примере гранатсодержащих гранитоидов Успенского массива (см. фиг. 1).

### Гранатсодержащие гранитоиды Успенского массива в Южном Приморье

#### Геологическое положение и строение массива

Успенский гранитоидный массив располагается в зоне Сихотэ-Алинского антиклиниория, примыкая восточной своей частью к Центральному Сихотэ-Алинскому шву. Этот массив вытянут на 45 км в северо-восточном направлении вдоль побережья Японского моря от бухты Юзгоу на юго-западе до бухты Судзуке на северо-востоке (фиг. 21). Общая площадь выхода интрузива около 400 км<sup>2</sup>.

Массивы зучался многими исследователями, но наиболее полное описание геологии и петрографии пород было сделано Ф. К. Шипулиным (1957) в сводке по интрузивным образованиям юго-восточного Приморья.

Успенский интрузив прорывает и метаморфизует песчано-сланцевые отложения нижнего палеозоя (Вангоуская серия), многочисленные ксенолиты которых встречаются повсеместно в породах интрузива. Кроме мелких ксенолитов размером 0,1—0,5 м, иногда наблюдаются и отдельные, очень крупные блоки метаморфизованных вмещающих пород размером до нескольких сотен метров в поперечнике. Подобные ксенолиты обнаружены к востоку от мыса Сысоева, в районе бухты Самбовой.

Вмещающие Успенский массив нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения представлены песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненным количеством прослоев кремнистых пород, порфиритов и их туфов, спилитов и известняков. Эта толща, залегающая моноклинально, имеет довольно выдержанное северо-восточное или субширотное простирание и крутые углы падения, приближающиеся к вертикальным в зонах контакта с успенскими гранитоидами. Общая мощность нижнепалеозойских отложений около 3 км.

По данным Ф. К. Шипулина (1957), на левобережье р. Судзухе гранитоиды массива прорываются дайками кварцевых порфиров и их туфов верхнемелового возраста. Последние содержат большое количество ксенолитов гранитов интрузива. Это позволяет судить о верхней возрастной границе формирования Успенского массива, тогда как нижняя граница является менее определенной.

Для сходных порфировидных гранитоидов Сучанского района И. И. Берсеньевым и другими исследователями при геологосъемочных работах установлен верхнемеловой возраст. В районе горы Чантинзы эти граниты прорывают отложения сеноман-туронского возраста, но перекрываются образованиями сенонского возраста. Верхнемеловой возраст подтверждается также определениями абсолютного возраста гранитов Успенского массива (106 млн. лет; Шипулин, 1957).



Фиг. 18. Замещение микроклина (Mi) турмалином (Tur), квартцем и мусковитом (Mu) в пегматитовой жиле о-ва Пегматит, бухта Судзухе. Шлиф Т-36-Б, увел. 60. Без анализатора

В строении Успенского массива принимает участие сложный комплекс гранитоидов. Состав пород колеблется от кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов и аплитов. Резкие различия отмечаются и в структурах пород массива. По структуре различаются крупно- и среднезернистые порфировидные и равномернозернистые гранитоиды, гранит-порфиры, аплито-видные мелкозернистые граниты, аплиты и пегматиты. Порфировидные и равномернозернистые гранитоиды связаны между собой постепенными переходами.

В Успенском массиве можно выделить несколько фаций. Наиболее обширную центральную и восточную его части слагают порфировидные биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты с очень крупными порфировидными выделениями. В них встречаются отдельные участки равномернозернистых биотитовых гранитов (см. фиг. 21). В южной части массива вдоль побережья Японского моря они сменяются порфировидными и равномернозернистыми среднезернистыми роговообманково-биотитовыми гранитами и гранодиоритами с участками биотитовых гранитов, гранодиоритов и пироксен-роговообманково-биотитовых кварцевых диоритов. В западной части интрузива наблюдаются крупно- и среднезернистые лейкократовые гранат-биотитовые граниты. Наконец, в 1 км к западу от Успенского массива в бухте Юзгоу обнажается небольшой интрузив, сложенный крупно- и среднезернистыми гранат-двуслюдяными гранитами.

Гранит-порфиры (Шипулин, 1957) имеют в Успенском массиве ограниченное распространение, приурочиваясь к эндоконтактовым зонам в восточной его части. Здесь отмечаются постепенные переходы между гранит-порфирами и порфировидными гранитами.

В отдельных частях интрузива, обычно в зонах эндоконтакта или вблизи блоков вмещающих пород развиты гибридные разности гранитоидов, отличающиеся значительно более меланократовым составом по сравнению с обычными гранитами массива. Как правило, участки гибридных пород имеют зональное строение. Центральная зона их сложена биотитовыми гранодиоритами с участками и шлиарами пироксен-роговообманково-биотитовых диоритов и монцонитов, а периферийные зоны — биотитовыми гранитами. В центральных участках подобных зон наблюдаются многочисленные ксенолиты ороговикованных вмещающих пород. Примером зон гибридных пород в пределах массива является участок в районе бухты Самбовой.

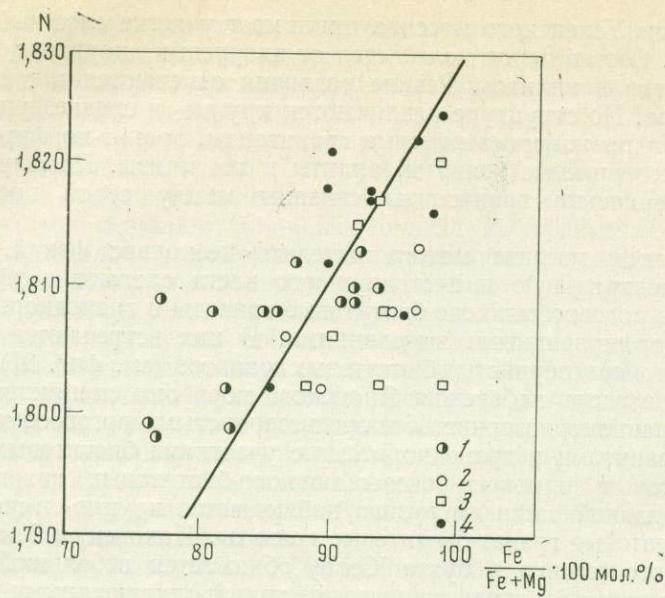
Кроме зон гибридных гранитов, в породах Успенского массива встречаются многочисленные включения и неправильные и нечетко обособленные полосы, обогащенные темноцветными минералами, главным образом биотитом и роговой обманкой. Простижение включений чаще всего северо-восточное.

Гранитоиды Успенского массива, а также и вмещающие их породы пересечены многочисленными жилами лейкократовых биотитовых, гранат-биотитовых и гранат-мусковитовых гранитов, аплитов и пегматитов; реже наблюдаются жилы гранит-порфиров. Кроме этих даек, связанных генетически с гранитоидами интрузива, часто встречаются дайки порfirитов, диоритовых порfirитов, гранодиоритов, спессартитов и реже верлитов.

Простижение жил аплитов и пегматитов обычно северо-восточное или близкое к меридиональному, углы падения как крутые ( $50-80^\circ$ ), так и пологие ( $20-40^\circ$ ). Мощность жил аплитов чаще всего 1—10 см, пегматитов 50—60 см. Выше в разделе «Андалузитсодержащие пегматиты Успенского массива в Южном Приморье» приведена характеристика некоторых пегматитовых тел интрузива.

Кроме жил пегматитов, в породах Успенского массива многочисленны шлирообразные обособления кварц-полевошпатового состава с турмалином, мусковитом и гранатом.

На контакте с гранитоидами массива вмещающие породы превращены в разнообразные ороговики. Степень метаморфизма пород быстро убывает



Фиг. 19. Корреляционная диаграмма для определения общей железистости граната по показателю преломления

- 1 — гранаты гранат-биотитовых и мусковит-гранат-биотитовых гранитов;
- 2 — гранаты гранат-мусковитовых гранитов и аплитов;
- 3 — гранаты керамических пегматитов;
- 4 — гранаты мусковитовых пегматитов

от контактов массива, однако в 1,0—1,5 км во вмещающих песчано-сланцевых породах можно наблюдать новообразования хлорита, серицита и иногда биотита. В непосредственной близости от гранитоидов интрузива по терригенным породам образуются микроклин-мусковит-биотитовые, гранат-мусковит-биотитовые, биотит-мусковит-кордиеритовые, гранат-мусковит-биотит-кордиеритовые роговики, которые с удалением от контактов сменяются мусковит-биотитовыми и андалузит-мусковит-биотитовыми роговиками, а последние — узловатыми и серицит-биотит-хлоритовыми сланцами, а затем неизмененными породами.

В основных вулканитах во внутренних зонах контактного ореола и ксенолитах в гранитах обычны парагенезисы диопсида с роговой обманкой и основным плагиоклазом, которые сразу же с удалением от контактов сменяются амфибол-плагиоклазовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми роговиками, а те в свою очередь — пироксен-рогообманковыми порфиритами.

#### *Петрографическое описание*

Успенский гранитоидный массив является весьма интересным из-за большого числа петрографических разновидностей пород, слагающих его. Среди них можно выделить следующие типы гранитоидов: биотитовые граниты, рогообманково-биотитовые граниты и гранодиориты, гранат-биотитовые граниты, гранат-двуслюдяные граниты.

#### *Порфировидные и равномернозернистые рогообманково-биотитовые граниты и гранодиориты*

Наиболее обширную восточную, центральную и южную части интрузива занимают порфировидные и равномернозернистые биотитовые и рогообманково-биотитовые граниты и гранодиориты.

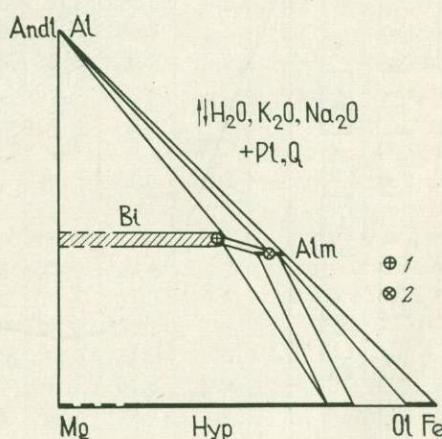
По внешнему виду эти породы отличаются большим разнообразием. Наиболее распространены среднезернистые биотитовые или роговообманково-биотитовые граниты с выделениями таблитчатых кристаллов плагиоклаза величиной 2—8 мм. В восточной части интрузива развиты порфировидные граниты, размер порфировидных вкрапленников которых достигает до 2—8 см и которые слагают около 50% объема породы.

Под микроскопом рассматриваемые гранитоиды представляют собой порфировидные породы с гипидиоморфнозернистой средне- и неравномернозернистой основной массой. Наряду с крупными порфировидными выделениями в гранитах развиты более мелкие кристаллы, составляющие по размерам серию переходных звеньев от крупных вкрапленников к основной массе. Последняя сложена олигоклаз-андезином, микроклином, кварцем и биотитом. В небольших количествах в описываемых гранитоидах присутствует обыкновенная роговая обманка. Аксессорные минералы: сфеен, циркон, апатит, ортит, титаномагнетит и магнетит. Количественные соотношения между минералами гранитоидов хорошо видны из табл. 8.

Плагиоклаз порфировидных вкрапленников представлен таблитчатыми зональными кристаллами, внутренние зоны которых нередко сосюритизированы, эпидотизированы и серицитизированы. По составу внутренние зоны зональных кристаллов отвечают андезину № 35—40, а внешние — олигоклазу № 12—18. Иногда во внутренних частях крупных кристаллов плагиоклаза (в гранитоидах вблизи включений и шлиров) наблюдаются реликты более основного плагиоклаза, резко отличного по ориентировке от обычного для этих пород андезина. К сожалению, из-за незначительных размеров остатков основного плагиоклаза и их сильной разрушенности определить состав не удалось.

Плагиоклазы содержат обильные антипертиты, а также прожилки микроклина. Последний образует оторочки вокруг выделений плагиоклаза. На стыке с зернами микроклина часто отмечается мирамелит.

Фиг. 20. Парагенетическая диаграмма для андалузитсодержащих пегматитов Успенского массива в Южном Приморье.  
Составы минералов:  
1 — по данным химического анализа;  
2 — по оптическим данным



Микроклин наблюдается в порфировидных вкрапленниках, но обычно главная часть его приурочена к основной массе породы, выполняя промежутки между зернами других минералов. Перититовые вrostки в микроклине имеют жилковидную, реже жилковидно- пятнистую и пятнистую форму.

Биотит, являющийся главным темноцветным минералом рассматриваемых гранитоидов, наблюдается в виде удлиненных чешуек размером от 0,5 до 2,0 мм и более. Часто встречаются скопления нескольких кристаллов биотита. По цвету в гранитоидах различаются две разновидности биотита: одна, обладающая красно-коричневой окраской по *Ng*, широко развита

Фиг. 21. Схематическая геолого-петрографическая карта Успенского массива в Южном Приморье (контуры массива нанесены по данным Шипулина, 1957)

- 1 — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с прослойями и линзами порфиритов, их туфов и известняков;
- 2 — порфировидные биотитовые граниты;
- 3 — роговообманково-биотитовые граниты;
- 4 — гранат-биотитовые лейкократовые граниты;
- 5 — гранат-двуслюдяные граниты массива бухты Юзгую;
- 6 — биотитовые гранодиориты;
- 7 — биотитовые гранодиориты, пироксен-роговообманково-биотитовые гранодиориты и кварцевые диориты;
- 8 — катаклизированные и милюнитизированные биотитовые граниты;
- 9 — элементы залегания пород:  
а — с крутыми углами падения,  
б — с углами падения  
30—60°;
- 10 — границы между разновидностями пород;
- 11 — дайка верлитов

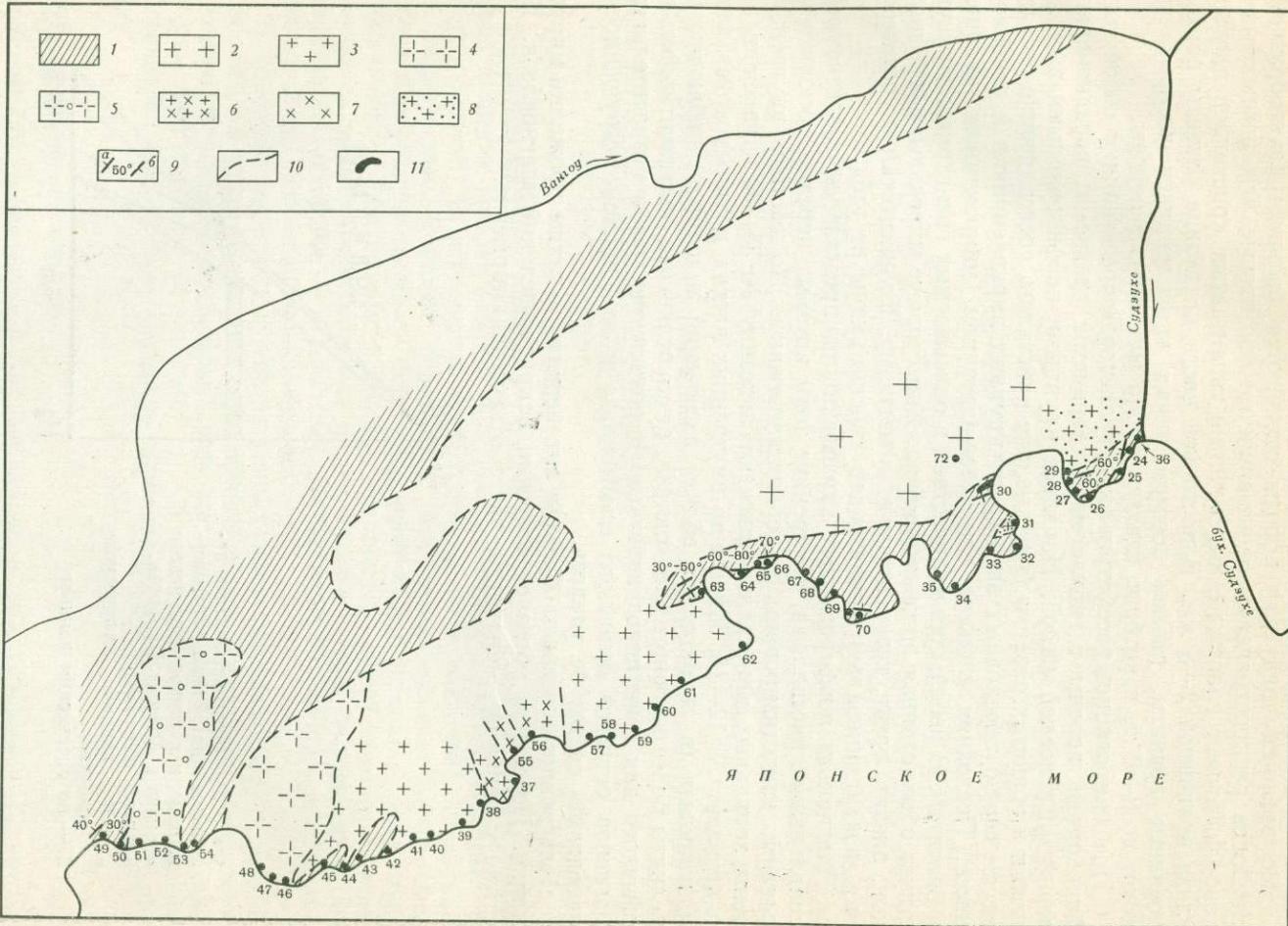


Таблица 8

Количественно-минералогический состав гранитоидов Успенского массива (в объемн. %)

№ образца	Порода	Плагиоклаз	Микроклин	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Альмандин	Мусковит	Турмалин	Аксессорные (Ap, Orl, Mt, Tl, Zr, Ru)
T-56	Биотитовые граниты	30,1	39,4	25,6	4,9	—	—	—	—	—
T-57-А		33,3	12,8	41,0	12,6	—	—	—	—	0,3
K-163-Л <sub>2</sub>		40,3	15,8	33,5	10,1	—	—	—	—	0,3
K-163-Ф <sub>3</sub> -А		39,2	23,6	30,1	6,5	—	—	—	—	0,6
K-163-Я		47,9	13,6	32,9	5,0	—	—	—	—	0,6
T-37	Порфировидные роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты	37,6	20,9	25,4	14,9	0,2	—	—	—	1,0
T-38 *		38,0	28,3	20,8	12,0	0,1	—	—	—	0,8
T-39		40,5	18,1	29,0	9,3	1,8	—	—	—	1,3
T-40		41,9	27,4	23,5	5,5	1,0	—	—	—	0,7
T-41 *		44,1	14,7	32,2	6,5	1,8	—	—	—	0,7
T-42		53,5	11,8	19,8	12,4	1,8	—	—	—	0,7
T-43		47,5	13,0	34,0	4,7	0,6	—	—	—	0,2
T-43-О		47,8	19,5	22,9	8,3	1,1	—	—	—	0,4
T-44-А		46,5	15,2	28,2	8,6	0,5	—	—	—	1,0
T-56-Д		40,9	13,3	31,2	13,1	0,7	—	—	—	0,8
T-59		47,6	14,2	23,9	13,0	1,1	—	—	—	0,2
T-60		48,9	20,7	17,8	12,1	0,3	—	—	—	0,2
T-62		49,8	21,1	20,1	7,8	1,1	—	—	—	0,1
K-162-И		43,0	30,1	15,5	9,9	1,2	—	—	—	0,3
K-162-К <sub>1</sub>		49,8	9,7	32,9	5,5	1,7	—	—	—	0,4
K-163-Ю <sub>2</sub>		32,5	25,1	26,1	15,9	—	—	—	—	0,4
T-55	Биотитовые гранодиориты	49,9	3,9	25,4	20,8	—	—	—	—	—
T-55-А		56,0	0,6	18,8	23,3	—	—	—	—	1,3
T-48 *	Гранат-биотитовые лейкократовые граниты	32,7	21,3	41,0	2,2	—	2,8	—	—	—
T-37-А	Биотитовые, гранат-биотитовые аплиты	29,5	41,9	27,9	0,7	—	—	—	—	—
T-48-А *		36,2	31,4	31,2	0,6	—	0,4	—	0,2	—
T-56-А	и лейкократовые граниты	32,9	31,1	34,7	1,3	—	—	—	—	—
T-56-Б-1		42,6	16,8	37,8	2,6	—	—	—	—	0,2
T-56-Г		35,2	31,7	31,8	0,9	—	—	—	—	0,4
T-62-А		30,8	37,3	29,2	1,6	—	0,4	0,7	—	—
T-50-Д	Гранат-двуслюдянные граниты	31,5	18,7	47,0	0,4	—	1,1	1,3	—	—
T-51		35,3	25,2	31,0	1,8	—	0,7	6,0	—	—
T-53 *		27,2	31,4	33,2	6,1	—	0,8	1,3	—	—

\* Подсчеты произведены по большим шлифам.

почти во всех типах гранитов массива; другая, характеризующаяся темно-коричневой с зеленоватым оттенком окраской по  $Ng$ , встречается в роговообманково-биотитовых гранодиоритах вблизи блока вмещающих пород восточнее мыса Сысоева (см. фиг. 21, обн. 39—44). Оптические замеры свидетельствуют о близких значениях железистости обоих типов биотита:  $f_{общ}=53-63$ .

Роговая обманка, встречающаяся в гранитоидах в резко подчиненных количествах, представлена оливково-зеленой разновидностью. Она присут-

ствует в виде хорошо образованных призматических кристаллов размером до 2—3 мм. Ее железистость ( $f_{общ}$ ), судя по измерениям показателей преломления, равна 46—51.

### Порфировидные биотитовые граниты

Порфировидные граниты, не содержащие роговой обманки, имеют подчиненное развитие в Успенском массиве. Они распространены преимущественно в эндоконтактах массива и несколько меньше в виде отдельных полей среди порфировидных роговообманково-биотитовых гранитоидов. Нами они были встречены к востоку от бухты Самбовой (см. фиг. 21). Здесь сильно обогащенные биотитом гибридные гранодиориты со шлирами кварцевых диоритов и монцонитов постепенно к северо-востоку сменяются порфировидными биотитовыми гранитами, далее переходящими в роговообманково-биотитовые.

По внешнему виду биотитовые граниты похожи на описанные выше роговообманково-биотитовые разности, отличаясь лишь большим числом порфировидных вкрапленников, четко выделяющихся на фоне среднезернистой массы. Эти граниты состоят из порфировидных вкрапленников зонального олигоклаз-андезина № 30—32÷16—20, железистого биотита ( $f_{общ}=58—64$ ), микроклина и кварца. В основной массе основность пластиоклаза снижается до 10—15% Ап. Аксессорные минералы аналогичны минералам, наблюдаемым в роговообманково-биотитовых гранитоидах.

Для данных гранитов характерно примерно одинаковое содержание главных салических минералов (см. табл. 8). Количество биотита резко колеблется, при уменьшении содержания его породы постепенно переходят в лейкократовые граниты. Биотит в гранитах представлен красновато-коричневой разновидностью, богатой титаном.

Биотитовые граниты интенсивно микроклинанизированы в значительно большей степени, чем роговообманково-биотитовые разности. Микроклин гранитов образует крупные кристаллы, содержащие пойкилитовые вrostки плагиоклаза.

### Биотитовые гранодиориты

Биотитовые гранодиориты являются гибридными породами, образовавшимися за счет усвоения гранитной магмой большого количества вмещающих пород. Гранодиориты слагают краевые части Успенского массива, и, реже, встречаются среди порфировидных гранитоидов. В частности, они наблюдаются в бухте Самбовой (см. фиг. 21, обн. 55) и в 3,5 км севернее с. Киевка. В районе бухты Самбовой гранодиориты содержат обильные ксенолиты боковых пород, а также шлиры и включения, обогащенные темно-цветными минералами. Кроме того, в гранодиоритах содержится значительное число жил и шлирообразных выделений аплитов и пегматитов с гранатом, турмалином, мусковитом и биотитом. Их число здесь намного больше, чем в порфировидных гранитоидах.

Гранодиориты по внешнему виду отличаются от порфировидных гранитоидов более темной окраской и неравномернозернистым строением. В породах видны неправильные угловатые ксенолиты боковых пород, иногда с сохранившейся сланцеватой текстурой.

Количественно-минералогический состав гранодиоритов приведен в табл. 8. Они состоят из зонального плагиоклаза № 45—40÷28—25, биотита ( $f_{общ}=58$ ) и кварца. Количество аксессорных минералов (сфен, апатит, циркон, рудный и ортит) достигает 1,5%.

Плагиоклаз характеризуется сложной зональностью: ядро и вторая зона от него являются более основными, чем первая и последующие зоны. Изредка в кристаллах плагиоклаза сохраняются реликты более основного

Таблица 9

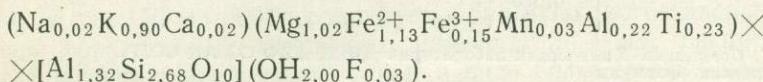
Химический состав биотита из биотитовых гранодиоритов Успенского массива (обр. Т-55)

Компоненты	Вес, %	Мол. кол-во	Число ионов в пересчете на 1,2 атомов кислорода	Компоненты	Вес, %	Мол. кол-во	Число ионов в пересчете на 1,2 атомов кислорода
SiO <sub>2</sub>	35,38	589	2,68	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,98	221	2,00
TiO <sub>2</sub>	4,01	50	0,23	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,46	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,20	169	1,54	F	0,12	6	0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52	16	0,15	Всего	100,53		
FeO	17,80	248	1,13	F <sub>2</sub> =O	0,05	—	—
MnO	0,46	7	0,03	Сумма	100,48		
MgO	9,01	223	1,02				
CaO	0,30	5	0,02	Nm	1,655		
Na <sub>2</sub> O	0,13	2,5	0,02	f <sub>общ</sub>	55,6		
K <sub>2</sub> O	9,16	97,5	0,90	KAl	23,6		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	Na+K+Ca	0,61		
				Al			

Аналитик М. Г. Погорелова. Химическая лаборатория ДВГИ ДВФ СО АН СССР.

состава, чем вмещающий кристалл. В плагиоклазах гранодиоритов наблюдаются крупные антипертиты замещения микроклина; отдельные зерна плагиоклаза окружены микроклиновой оторочкой.

Биотит составляет в породе 20—25% и имеет вид удлиненных чешуек. Из обр. Т-55 был отобран биотит и проанализирован в химической лаборатории ДВГИ (табл. 9). Кристаллохимическая формула данного биотита:



#### Гранат-биотитовые граниты

Одной из наиболее характерных особенностей Успенского интрузива является широкое распространение в нем гранатсодержащих гранитов. Ими сложена вся западная часть массива (см. фиг. 21). По данным Ф. К. Шипулина (1957), гранатсодержащие граниты развиты также в северо-западной эндоконтактовой зоне массива, образуя полосу шириной около 1,0—1,5 км.

Гранатсодержащие граниты резко отличаются от порфировидных гранитоидов массива своим лейкократовым видом, кучным расположением крупных чешуек биотита и зерен кварца и наличием скоплений мельчайших кристаллов розового граната, приуроченных к кварцу и микроклину. Размеры зерен граната колеблются от сотых долей миллиметра до 1—2 мм в диаметре.

Под микроскопом гранат-биотитовые граниты имеют характер средне- или крупнозернистых пород. Заметны признаки катакластического изменения.

Количественно-минералогический состав рассматриваемых пород приведен в табл. 8. В качестве акцессорных минералов отмечаются многочисленные апатит, сфен, циркон, рудный, ортит и монацит.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми, иногда зональными кристаллами, ядра которых сложены олигоклазом № 28—32, а внешние зоны имеют состав альбит-олигоклаза. В плагиоклазе наблюдаются обильные

Таблица 10

Химический состав биотита и граната из гранат-биотитовых гранитов Успенского массива (обр. Т-47).

Компоненты	Биотит			Гранат		
	вес. %	мол. кол-во	число ионов в пересчете на 12 атомов кислорода	вес. %	мол. кол-во	число ионов в пересчете на 8 катионов
SiO <sub>2</sub>	35,60	593	2,78	37,30	621	3,00
TiO <sub>2</sub>	2,46	31	0,15	0,56	7	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,89	176	1,64	19,50	191	1,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,75	4,5	0,04	2,20	14	0,14
FeO	23,59	328	1,53	24,95	347	1,67
MnO	0,57	8	0,04	10,54	149	0,72
MgO	5,70	141	0,66	3,10	77	0,37
CaO	0,70	13	0,03	2,43	44	0,21
Na <sub>2</sub> O	0,18	3	0,03	—	—	—
K <sub>2</sub> O	8,88	94	0,88	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	2	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,48	193	1,81	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,11			100,58		
<i>Ng</i>	1,657			1,819		
<i>a<sub>0</sub></i> (Å)	—			11,540		
f <sub>общ</sub>	69,8			81,8		
K <sub>Al</sub>	24,8					
Na+K+Ca Al	0,570					

Аналитик М. Г. Погорелова. Химическая лаборатория ДВГИ ДВФ СО АН СССР.  
Кристаллохимические формулы

Биотит:  $(\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,88}\text{Ca}_{0,03})(\text{Mg}_{0,66}\text{Fe}_{1,55}^{2+}\text{Fe}_{0,04}^{3+}\text{Mn}_{0,04}\text{Al}_{0,42}\text{Ti}_{0,15}) \cdot [\text{Al}_{1,22}\text{Si}_{2,78}\text{O}_{10}]$   
 $(\text{OH}_{1,81}\text{O}_{0,19})$ .

Гранат:  $(\text{Mg}_{0,37}\text{Fe}_{1,67}^{2+}\text{Mn}_{0,72}\text{Ca}_{0,21})(\text{Fe}_{0,14}^{3+}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{1,84})\text{Si}_3\text{O}_{12}$ .

Компонентный состав граната: Alm — 56,1 мол.%; Py — 12,4; Sp — 24,2; And — 6,8; Gross — 0,5.

антиперитты и прожилки микроклина. На стыках с микроклином образуется мирамекит.

Микроклин образует порфировидные выделения размером до 1,2 см и содержит редкие жилковидные или веретенообразные перитовые вrostки альбит-олигоклаза. Характерны прожилки, скопления микроклина, свидетельствующие об интенсивной микроклинизации.

Биотит присутствует в виде красновато-бурых и красно-оранжевых чешуек с f<sub>общ</sub>=54—69. Биотит местами обесцвечен и замещен мусковитом и хлоритом. Результаты химического анализа биотита из рассматриваемых гранитов помещены в табл. 10. Как видно из таблицы, биотит этих пород характеризуется довольно высокой железистостью (f<sub>общ</sub>=69,8) и глиноzemистостью (K<sub>Al</sub>=24,7).

Гранат является постоянной составной частью гранитов. Его количество обычно не превышает 3%. В шлифах представлен хорошо ограниченными восьмиугольными бесцветными или слаборозоватыми кристаллами. Иногда можно наблюдать, что зерна граната по трещинкам и с периферии замещаются агрегатами вторичного биотита и хлорита. В табл. 10 приведен также химический состав граната из гранат-биотитовых гранитов, характеризующегося высоким содержанием спессартиновой молекулы (Sp=24,2 мол.%).

## Гранат-двуслюдяные граниты

Гранат-двуслюдяные граниты обнажаются в пределах интрузива бухты Юзгоу, располагающегося в 1 км западнее Успенского массива и являющегося, видимо, его апофизой. Этот интрузив залегает в ядре небольшой антиклинальной складки (см. фиг. 21).

Вмещающие песчано-сланцевые породы непосредственно в контакте с гранитами смяты в сложную систему мелких плойчатых складок. Простирание пород субпараллельно контактам массива, а падение направлено в стороны от него. На контакте с гранитами углы падения лесчаников и сланцев составляют 70—80°, уменьшаясь с удалением от них до 30—40°.

Массив бухты Юзгоу сложен средне- и крупнозернистыми гранат-биотит-мусковитовыми гранитами. О количественных взаимоотношениях минералов можно судить по данным табл. 8.

Средне- и крупнозернистые граниты состоят из порфировидных вкрапленников олигоклаза размером до 2 см и микроклина величиной до 0,5—1,0 см, располагающихся на фоне средне-крупнозернистой массы, сложенной микроклином, альбит-олигоклазом, кварцем, биотитом, мусковитом и гранатом. Аксессорные минералы: турмалин, циркон, апатит, магнетит.

Граниты краевых частей массива отличаются несколько большим содержанием биотита и мусковита, а по западному контакту — и кварца (за счет интенсивного окварцевания).

Плагиоклаз порфировидных вкрапленников центральной части массива — олигоклаз № 14—16, к периферии тела его основность понижается до олигоклаза № 10—12. Плагиоклаз интенсивно замещается микроклином.

Биотит наблюдается в виде коричнево-оранжевых кристаллов размером 1—4 мм, характеризующихся пониженными величинами общей железистости ( $f_{общ}=42—50$ ;  $Nm=1,636—1,646$ ).

Мусковит ( $Ng=1,590$ ) ассоциирует с биотитом, встречаясь как в форме хорошо образованных кристаллов размером 2—4 мм, распределенных в породе довольно равномерно, так и в виде более мелких чешуек (0,04—0,08 мм), замещающих биотит и полевые шпаты.

Гранат — мелкие (до 0,1—0,5 мм) изотропные кристаллы, приуроченные обычно к салическим минералам. Его общая железистость составляет, судя по показателям преломления, 95—97 ( $N=1,819—1,822$ ). Содержание спессартиновой молекулы в гранате достигает 20 мол. % (обр. Т-50-Д;  $N=1,822$ ;  $a_0=11,546$ ; обр. Т-53:  $N=1,819$ ;  $a_0=11,518$ ).

## Аплиты, мелкозернистые биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-мусковитовые и лейкократовые граниты

Аплиты, мелкозернистые биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-мусковитовые и лейкократовые граниты встречаются повсеместно в гранитоидах Успенского массива в виде маломощных, не выдержаных по простиранию ветвящихся даек. Наиболее распространены дайки гранат-биотитовых (нередко с турмалином) и биотитовых аплитов, а также жилы лейкократовых гранитов. Реже встречаются гранат-мусковитовые и мусковитовые аплиты и гранофирь.

Гранат-биотитовые и биотитовые аплиты состоят из примерно равных количеств плагиоклаза, микроклин-пертита, кварца и небольшого количества биотита, граната и турмалина (см. табл. 8). Количество граната и биотита в сумме не превышает 1,5—1,0 %. Плагиоклаз этих пород — олигоклаз № 10—12, иногда он дает порфировидные вкрапленники величиной до 2—3 мм. В основной массе плагиоклаз относится к альбиту № 3—8.

Для рассматриваемых пород характерна интенсивная микроклинизация плагиоклаза и более поздняя альбитизация микроклина, замещение биотита хлоритом и мусковитом. Железистость биотита ( $f_{общ}$ ) колеблется в пределах 55—58. Гранат наблюдается в виде мелких (0,1—0,3 мм) редких изометричных или восьмиугольных кристаллов с  $f_{общ}=95$ —97.

Гранат-мусковитовые и мусковитовые аплиты образуют самостоятельные тела, но чаще приурочиваются к краевым зонам пегматитовых жил. Эти аплиты сложены олигоклазом № 12, микроклин-пертитом и кварцем с небольшим количеством мелких кристаллов (до 0,3 мм) граната и крупных чешуек мусковита. Иногда отмечаются графические срастания кварца и микроклина.

Лейкократовые биотитовые граниты отличаются от вмещающих гранитоидов массива более кислым плагиоклазом № 28—20, небольшим количеством биотита с  $f_{общ}=56$ —58 и интенсивным развитием микроклинизации.

### *Минеральные парагенезисы и состав минералов*

Как было показано при петрографическом описании, среди гранитоидов Успенского массива широко распространены следующие порообразующие минералы: биотит, роговая обманка, плагиоклаз, микроклин, кварц, гранат, мусковит. Обычно гранитоиды содержат один-два, реже три темноцветных минерала. Если не учитывать небольшие количества магнетита, сфена, циркона и апатита, то большинство парагенезисов гранитоидов является трех-четырехминеральными (не считая кварца). Рассмотрим основные парагенетические ассоциации пород массива.

**Роговая обманка + биотит + плагиоклаз + микроклин + кварц**

Граниты с таким парагенезисом являются преобладающим типом пород Успенского массива. Характеристика состава минералов гранитоидов с парагенезисом  $Hb+Bi+Pl+Mi+Q$  приведена в табл. 11.

Из темноцветных минералов в рассматриваемых породах наиболее распространен биотит, железистость которого ( $f_{общ}=53$ —61). Железистость роговой обманки ( $f_{общ}=40$ —53) немного ниже, чем железистость ассоциирующегося с ней биотита. Это обстоятельство связано с более ранней ее кристаллизацией и затем частичным замещением биотитом.

Плагиоклаз роговообманково-биотитовых гранитоидов характеризуется довольно высокой основностью, доходящей в ядрах кристаллов до № 37—40.

С учетом данных по составу минералов гранитоидов рассматриваемого парагенезиса построена парагенетическая диаграмма (фиг. 22), на которую нанесены химические составы четырех проанализированных образцов (табл. 12). Эта диаграмма соответствует парагенетической схеме III-B (см. фиг. 3).

**Биотит + плагиоклаз + микроклин + кварц**

Гранитоиды с одним темноцветным минералом имеют меньшее распространение в пределах Успенского интрузива. К ним относятся порфирийные биотитовые граниты восточной части массива, гибридные гранодиориты и, наконец, жилы лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и аплитов с биотитом.

Оптические свойства и состав минералов из гранитоидов с парагенезисом  $Bi+Pl+Mi+Q$  приведены в табл. 13.

Биотит — единственный темноцветный минерал этих пород — отличается высокой титанистостью, доходящей до 4,01 вес.% (см. табл. 9).

Таблица 11

Оптические свойства и состав минералов гранитоидов Успенского массива (парагенезис Hb+Bi+Pl+Mi+Q)

№ образца	Минерал	Показатели преломления			2V	cNg	Цвет в шлифе	<i>f</i> общ	№ пластины
		<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>					
T-37	Биотит	1,655					<i>Ng</i> — красновато-коричневый, <i>Np</i> — светло-зеленовато-желтый	58	
	Роговая обманка	1,676		1,656			<i>Ng</i> — зеленый, <i>Np</i> — желтовато-зеленоватый	44	
T-38	Биотит		1,658				<i>Ng</i> — красновато-коричневый, <i>Np</i> — светло-желтый	61	35÷18
	Роговая обманка	1,679		1,655			<i>Ng</i> — зеленый, <i>Nm</i> — оливково-зеленый, <i>Np</i> — желтовато-зеленоватый	47	
T-39	Биотит		1,654				<i>Ng</i> — красновато-коричневый, <i>Np</i> — светло-желтый	57	35÷12
	Роговая обманка	1,680		1,658	—65°	22°	<i>Ng</i> — зеленый, <i>Nm</i> — оливково-зеленый, <i>Np</i> — светло-зеленый	48	
T-40	Биотит		1,658				<i>Ng</i> — темно-коричневый, <i>Np</i> — светло-коричневый	61	
T-41	»		1,657				<i>Ng</i> — темно-коричневый до не-прозрачного, <i>Np</i> — бледно-соломенно-желтый	60	37÷12
	Роговая обманка	1,683	1,677	1,659	—66°	20°	<i>Ng</i> — зеленый, <i>Nm</i> — оливково-зеленый, <i>Np</i> — светло-зеленый	51	
T-43	Биотит		1,658				<i>Ng</i> — темно-коричневый до не-прозрачного, <i>Np</i> — светло-желтый	61	37÷15
	Роговая обманка	1,683	1,676	1,659	—68°	20°	<i>Ng</i> — буровато-зеленый, <i>Nm</i> — оливково-зеленый, <i>Np</i> — светло-желтовато-зеленый	51	
T-43-M-1	Биотит		1,658				<i>Ng</i> — темно-красно-коричневый,	61	36÷14

*Продолжение*

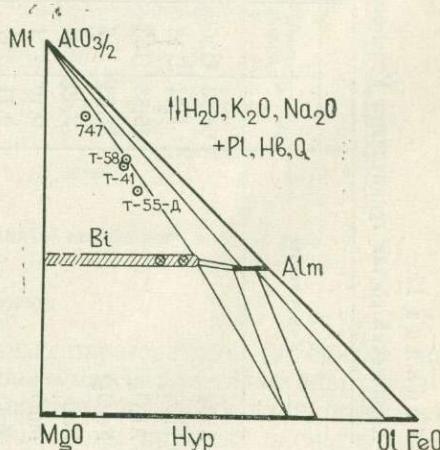
№ образца	Минерал	Показатели преломления			2V	cNg	Цвет в шлифе	$f_{общ}$	№ плагио- клиза
		$Ng$	$Nm$	$Np$					
T-43-М-1	Биотит								
	Роговая обманка	1,685	1,677	1,660	$-67^\circ$	$17^\circ$	$Ng$ — желтовато-коричневатый $Ng$ — темно-зеленый, $Nm$ — травяно-зеленый, $Np$ — бледно-желтовато-зеленый	53	
T-43-0	Биотит		1,658						61 37 $\div$ 13
	Роговая обманка	1,683	1,675	1,658	$-64^\circ$	$18^\circ$	$Ng$ — красновато-коричневый, $Np$ — светло-желтый $Ng$ — темно-зеленый, $Nm$ — оливково-зеленый, $Np$ — желтовато-зеленый	51	
T-44-А	Биотит		1,658				$Ng$ — красновато-коричневый, $Np$ — светло-желтоватый	61 37 $\div$ 18	
T-56-Д	»		1,660				$Ng$ — красно-коричневый, $Np$ — светло-желтый	63 40 $\div$ 28	
T-58	»		1,658				$Ng$ — красновато-коричневый, $Np$ — светло-желтый	61 37 $\div$ 24	
T-59	»		1,655				$Ng$ — буровато-коричневый, $Np$ — светло-желтый	58 37 $\div$ 25	
	Роговая обманка	1,672		1,645			$Ng$ — зеленый, $Nm$ — буровато-зеленый, $Np$ — светло-зеленоватый	40	
T-61	Биотит		1,656				$Ng$ — красновато-коричневый, $Np$ — светло-желтый	59 37 $\div$ 25	
	Роговая обманка				$-70^\circ$	$16^\circ$			
T-62	Биотит		1,658				$Ng$ — красновато-коричневый, $Np$ — бледно-желтый	61 38 $\div$ 23	
	Роговая обманка	1,685		1,660	$-62^\circ$	$17^\circ$	$Ng$ — оливково-зеленый, $Nm$ — травяно-зеленый, $Np$ — желтовато-зеленый	53	

Окончание

№ образца	Минерал	Показатели преломления			2V	<i>cNG</i>	Цвет в шлифе	<i>f<sub>общ</sub></i>	№ плагио- класа
		<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>					
K-163- $\Phi_3$ -A	Биотит		1,655				<i>Ng</i> — краснова- то-коричневый, <i>Np</i> — бледно- желтый	58	
K-162-O <sub>2</sub>	»		1,658				<i>Ng</i> — зеленова- то-темно-корич- невый, <i>Np</i> — бледно- желтый	61	
	Роговая обманка	1,683	1,675	1,660			<i>Ng</i> — темно-зеле- ный, <i>Nm</i> — оливково- зеленый, <i>Np</i> — светло- желто-зеленый	51	
K-162-I	Биотит		1,650				<i>Ng</i> — темно-ко- ричневый, <i>Np</i> — зеленова- то-желтоватый	53	
	Роговая обманка	1,683	1,676				<i>Ng</i> — темно-зе- леный, <i>Nm</i> — оливко- вый, <i>Np</i> — светло-зе- леный	51	

В связи с этим он окрашен в красно-коричневый цвет и обладает интенсивным плеохроизмом. Глиноземистость биотита ( $K_{Al}$ ) из биотитовых гранитов равна 23,6 (II группа щелочности).

Количество микроклина в гранитоидах подвержено большим колебаниям. В нормальных гранитах его содержание обычно составляет 15—25%, увеличиваясь изредка до 40% в участках интенсивной микроклинизации. В жильных гранитах содержания кислого плагиоклаза, кварца и микроклина примерно одинаковые, хотя иногда наблюдаются переходы к плагиогранитным разностям (см. табл. 8, обр. Т-56-Б-1). Надо сказать, что в этом случае основность плагиоклаза резко увеличивается (до 28) по сравнению с плагиоклазом № 10—14, обычным для аplitов.



Фиг. 22. Парагенетическая диаграмма для порфировидных гранитоидов Успенского массива. Точки на диаграмме соответствуют номерам образцов табл. 12

Таблица 12

## Химический состав гранитоидов Успенского массива

Компоненты	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	вес. %	мол. кол-во																
SiO <sub>2</sub>	68,23	1136	64,00	1066	67,70	1127	73,64	1226	75,10	1250	74,40	1239	73,12	1217	73,60	1225	75,44	1256
TiO <sub>2</sub>	1,24	15	1,19	15	0,89	11	Неопр.	—	0,15	2	0,30	4	Неопр.	—	0,17	2	0,47	6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,58	153	16,50	162	15,50	152	14,95	147	12,20	120	12,70	125	15,86	156	14,36	141	13,68	134
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,23	7	0,03	—	—	—	0,34	5	0,50	6	0,16	2	0,25	3	—	—	0,84	10
FeO	2,46	34	4,44	62	3,39	47	1,83	25	1,45	20	1,37	19	1,29	18	1,23	17	1,36	19
MnO	0,10	1	0,11	1	0,09	1	Неопр.	—	0,12	1	0,20	3	Неопр.	—	0,03	—	0,12	1
MgO	0,71	17	1,45	36	1,00	25	0,79	20	0,50	12	0,30	7	0,71	4	Следы	—	Следы	—
CaO	3,36	60	3,70	66	2,80	50	2,28	41	1,38	25	2,06	37	1,23	22	0,80	14	1,20	21
Na <sub>2</sub> O	4,32	69	3,51	56	3,24	52	0,46	7	3,62	58	3,73	60	2,19	35	4,05	66	4,05	66
K <sub>2</sub> O	2,64	28	3,72	39	4,26	46	5,34	57	4,20	45	4,20	45	5,41	57	4,92	52	2,52	29
П.п.п.	0,14	8	0,34	19	0,36	18	0,15	9	0,35	20	0,35	20	0,37	20	0,37	20	0,23	13
H <sub>2</sub> O-	0,04	—	0,15	—	0,05	—	0,27	—	—	—	—	0,20	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,32		99,62		99,67		99,78		99,57		99,77		100,43		99,66		100,06	

Примечание. 1—4 порфировидные гранитоиды: 1 — обр. Т-41; 2 — обр. Т-55-Д; 3 — обр. Т-58; 4 — обр. 747; 5—7 — гранатсодержащие граниты: 5 — обр. Т-53; 6 — обр. Т-48; 7 — обр. 306; 8 — гранатовый aplлит, обр. Т-45-Г; 9 —биотитовый aplлит, обр. Т-56-Б-1. Анализы 4 и 7 заимствованы из работы Ф. К. Шипулина (1957). Остальные выполнены в химической лаборатории ДВГИ ДВФ СО АН СССР Н. М. Никитиной.

Таблица 13

## Оптические свойства и состав минералов гранитоидов (парагенезис Bi+Pl+Mi+Q)

№ образца	Порода	Минерал	$\frac{Ng}{Nm}$	Цвет в шлифе	$f_{общ}$	№ плагиокла-
T-56	Гранит средне-зернистый	Биотит	1,662	$Ng$ — красно-коричневый, $Np$ — бледно-желтый	64	30—32÷ ÷ 20—22
T-56-Д	То же	»	1,655	$Ng$ — красно-коричневый, $Np$ — светло-соломенно-желтый	58	45÷28
T-56-Б	»	»	1,654	$Ng$ — красновато-коричневый $Np$ — светло-желтый	57	28—30
K-163-Л <sub>2</sub>	»	»	1,656	$Ng$ — красновато-коричневый $Np$ — светло-соломенно-желтый	59	35÷25
T-55	Гранодиорит среднезернистый	»	1,655	$Ng$ — красно-коричневый, $Np$ — желтовато-коричневый	55,6*	Зональные кристаллы 45÷25, средний состав — 38
T-55-А	То же	»	1,655	$Ng$ — красно-коричневый, $Np$ — желтовато-коричневый	58	42÷28
T-56-А	Гранит лейкократовый мелкозернистый	»	1,660	$Ng$ — красновато-оранжевый $Np$ — соломенно-желтый	62	40÷24
T-38-Г	Аплит	»	1,652	$Ng$ — оранжево-коричневый	55	12—14
T-45-Е	Гранит-порфир	»	1,658	$Np$ — светло-желтый $Ng$ — коричневый $Np$ — светло-желтоватый	61	Сложная зональность 45÷36÷ ÷ 28÷25
T-56-Б-1	Аплитовидный гранит	Биотит	1,655	$Ng$ — оранжево-коричневый $Np$ — бледно-желтоватый	58	28÷20
T-56-Г	Аплит	»	1,657	$Ng$ — красновато-коричневый $Np$ — светло-желтоватый	60	12
T-72	Порфировидный гранит	»	1,658	$Ng$ — красновато-коричневый, $Np$ — светло-желтоватый	61	

\* Определение железистости произведено по данным химического анализа табл. 9.

Гранат+биотит+плагиоклаз+микроклин+кварц

Граниты с этим четырехминеральным парагенезисом (не считая кварца) слагают всю западную часть Успенского массива, а также многочисленные жилы аплитов и лейкократовых гранитов, встречающихся повсеместно в породах массива. Кроме того, краевые зоны крупных пегматитовых жил

Таблица 14

Оптические свойства и состав минералов гранатсодержащих гранитов

Пара- генис	№ образца	Порода	Минерал	<i>Ng</i>	<i>a<sub>0</sub></i> (Å)	Цвет в шлифе	<i>f</i> общ	№ плагио- клиза
Alm + Bi + Pl + Mi + Q	T-46-Б	Гранит среднезернистый	Гранат	1,817	11,533		94	
			Биотит	1,655		<i>Ng</i> — красновато-коричневый, <i>Np</i> — светло-желтый	58	
	T-47	То же »	Гранат Биотит	1,818 1,660	11,540	<i>Ng</i> — красно-коричневый, <i>Np</i> — желтовато-коричневый	81,8*	
						<i>Ng</i> — оранжево-коричневый, <i>Np</i> — светло-желтый	69,8*	28—32
	T-60-А	Аплит	»	1,656		<i>Ng</i> — оранжево-коричневый, <i>Np</i> — светло-желтый	59	3—5
	T-62-А	»	»	1,654		<i>Ng</i> — оранжево-коричневый, <i>Np</i> — светло-желтый	57	12
	Alm + Mu + Pl + Mi + Q	T-46-А T-54-Д	»	Гранат »	1,822 1,818	11,542 11,542		97 94
	Alm + Bi + Mu + Pl + Mi + Q	T-50-Д	Гранит среднезернистый	»	1,822 1,636	11,546	<i>Ng</i> — коричнево-оранжевый, <i>Np</i> — светло-желтоватый	97
			То же					42
			»	Мусковит	1,590			
		T-53	»	Гранат Биотит	1,819 1,646	11,518	<i>Ng</i> — коричнево-оранжевый, <i>Np</i> — светло-зеленоватый	95 50
			»	Мусковит	1,592			14—16

\* Определено по данным химических анализов табл. 10.

также иногда представлены аплитами с рассматриваемой ассоциацией минералов.

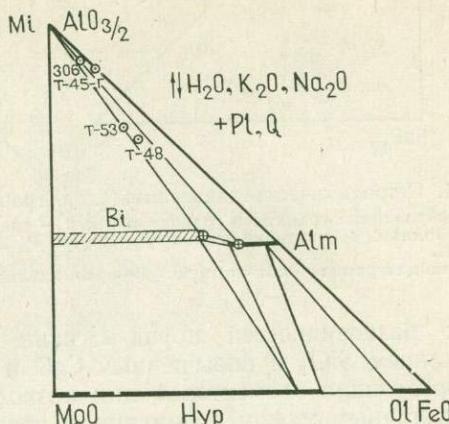
Все эти граниты являются лейкократовыми образованиями, содержащими в своем составе не более 5% граната и биотита.

Оптические свойства и состав минералов гранат-биотитовых гранитов приведен в табл. 14.

Биотит гранатсодержащих пород отличается значительной общей железистостью, доходящей до 70 мол. %. Глиноземистость его также высокая ( $K_{Al}=24,8$ ) и превышает глиноземистость биотита из других парагенетиков.

Гранат рассматриваемых гранитов имеет железистость ( $f_{общ}$ ), варьирующую в пределах 82—94. Наибольшим содержанием спессартиновой молекулы характеризуются гранаты гранитов западной части массива (обр. Т-47), в которых ее содержание достигает 25 мол. %.

Основность плагиоклаза описываемых пород значительно ниже основности плагиоклаза в безгранатовых парагенезисах и колеблется в значительных пределах — от № 28—32 в гранитах до № 3—5÷12 в аплитах.



Фиг. 23. Парагенетическая диаграмма для гранатсодержащих гранитов Успенского массива. Точки на диаграмме соответствуют номерам образцов табл. 12 и 14.

Парагенетическая диаграмма, отвечающая гранат-биотитовым и гранатовым гранитам, приведена на фиг. 23. На диаграмме помещены три имеющихся химических анализа этих пород (см. табл. 12). Эта диаграмма соответствует парагенетической схеме III-Г (см. фиг. 3).

#### Гранат+биотит+мусковит+плагиоклаз+микроклин+кварц

Граниты с этой минеральной ассоциацией типичны для пород массива бухты Юзгоу и пегматитовых жил. Для гранитов бухты Юзгоу характерен железистый гранат ( $f_{общ}=95—97$ ; см. табл. 14), богатый спессартиновой составляющей, и сравнительно магнезиальный биотит ( $f_{общ}=42—50$ ). Мусковит относится к маложелезистой разновидности ( $N_g=1,590$ ).

В пегматитах биотит имеет высокую железистость ( $f_{общ}=70—75$ ) и глиноземистость ( $K_{Al}=25,0—26,0$ ).

Основность плагиоклаза гранитов, равная 12—16% An, понижается в пегматитах до 3—5% An.

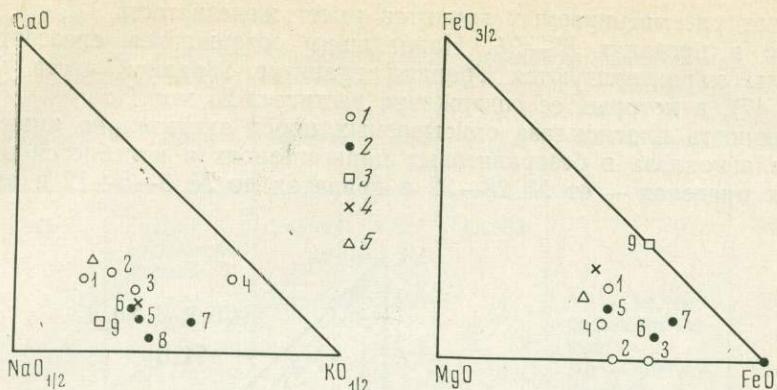
#### Гранат+мусковит+плагиоклаз+микроклин+кварц

Граниты с таким парагенезисом наблюдаются только в жильных телах, секущих гранитоиды Успенского массива. Это — аплиты или гранофировые граниты. Они содержат очень железистый гранат ( $f_{общ}=94—98$ ;  $N=1,818—1,822$ ) с количеством спессартиновой молекулы до 20—25%.

Основность плагиоклаза в гранат-мусковитовых гранитах составляет 10—12% An и не отличается от других гранатсодержащих парагенезисов.

#### Химический состав гранитоидов Успенского массива и особенности эволюции расплава в ходе кристаллизации

Разнообразие минералогических типов гранитоидов Успенского массива определяется значительными вариациями их химического состава, что наглядно иллюстрируется табл. 12 и петрохимическими диаграммами  $\text{Ca}-\text{Na}-\text{K}$  и  $\text{Fe}^{3+}-\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}$  (фиг. 24). Из них следует, что порфировидные биотитовые и роговосбманково-биотитовые гранитоиды отличаются от



Фиг. 24. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Успенского массива  
1 — порфировидные граниты и гранодиориты; 2 — гранатсодержащие граниты и аплиты; 3 — юртовые аплиты; 4 — средний состав гранита (по Р. Дели); 5 — средний состав гранодиорита (по Р. Дели).  
Цифры на диаграммах соответствуют номерам анализов табл. 12

других разновидностей пород массива наибольшей основностью (низким содержанием SiO<sub>2</sub> и повышенным CaO и MgO). Соотношение главных по-родообразующих элементов в них позволяет отнести их к образованиям, промежуточным между гранитами и гранодиоритами.

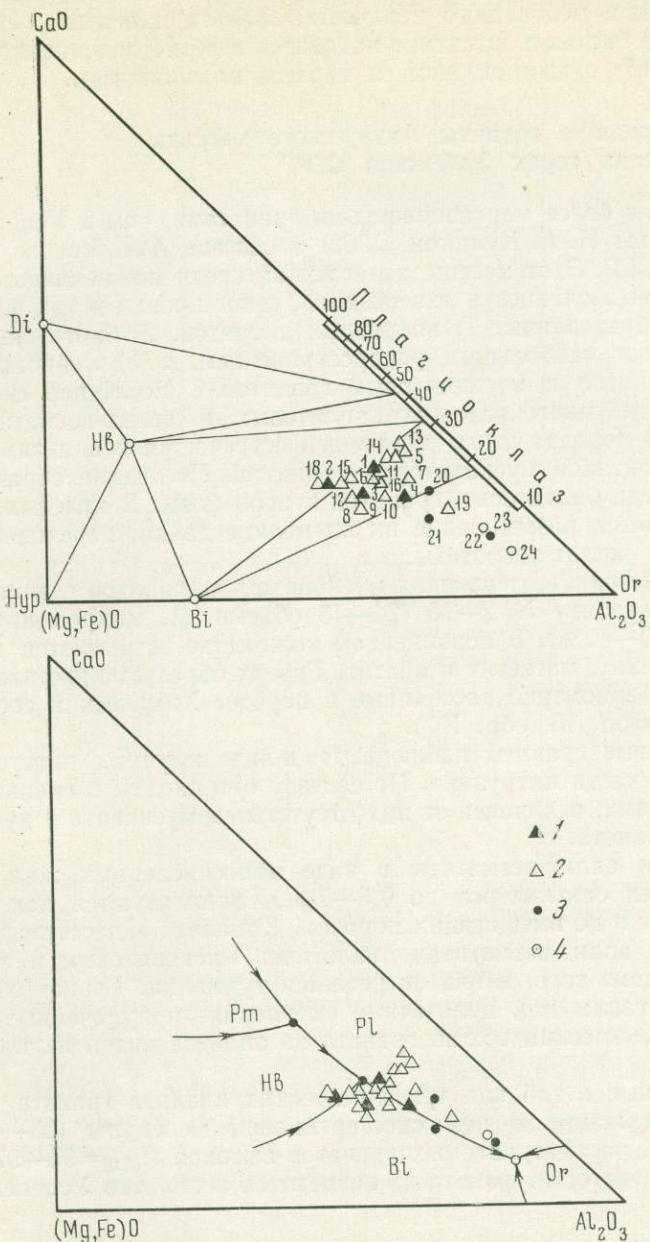
Гранатсодержащие граниты и аплиты характеризуются нормальными для гранитов значениями величины SiO<sub>2</sub> и щелочей. Отличаются они от гранитов пониженным содержанием CaO и MgO. Таким образом, на примере успенских гранитоидов мы можем проследить обычный тип эволюции гранитоидного расплава в ходе кристаллизации с выделением более основных разностей в начальные этапы и накоплением кремнекислоты и относительным обогащением железом на заключительных этапах. При этом соотношения между Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O практически не меняются.

В ходе кристаллизации расплава, давшего начало биотитовым и роговообманково-биотитовым гранитам, можно наметить два этапа. Ранняя кристаллизация роговой обманки с андезином № 35—40 сменяется затем выделением кристаллов плагиоклаза, основность которого падает в ходе кристаллизации до олигоклаза № 12—18, биотита, кварца и микроклина.

Дальнейшая эволюция гранитного расплава, из которого в ранние этапы осадились значительные количества MgO, CaO и FeO, приводит к образованию остаточного расплава, обогащенного кремнекислотой, щелочами и железом относительно магния. Из остаточного расплава происходило формирование гранат-биотитовых и гранат-двуслюдяных гранитов и, наконец, кристаллизация аплитов, лейкократовых гранитов и пегматитов.

Последовательность кристаллизации расплава, сформировавшего гранитоиды Успенского массива, изображена на диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—CaOa—(Mg, Fe)O при условии подвижного поведения щелочей (фиг. 25). Фигуративные точки, нанесенные на эту диаграмму, получены путем пересчета химических анализов пород (см. табл. 12) на молекулярные проценты виртуальных компонентов CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и (Mg, Fe)O и результатов количественно-минералогических подсчетов (см. табл. 8) по объемным коэффициентам (по методике Д. С. Коржинского, 1957).

Из диаграммы видно, что кристаллизация порфировидных гранитоидов сопровождается отделением остаточного расплава, из которого затем формируются гранатсодержащие граниты. Последние порции этого расплава, в еще большей степени обогащенные кремнеземом, щелочами и летучими, накапливаются и затем отжимаются по трещинам в уже закристаллизованные гранитоиды, а также во вмещающие породы, где и кристаллизуются,



Фиг. 25. Последовательность изменения химизма расплава в ходе кристаллизации гранитоидов Успенского массива

1—2 — составы порфировидных гранитоидов по результатам химического анализа (1) и количественно-минералогических подсчетов (2); 3 — составы гранатовых гранитов; 4 — составы аплитов. Цифрами на диаграмме отвечают следующие номера образцов табл. 8 и 12: 1 — Т-41; 2 — Т-55-Д; 3 — Т-58; 4 — 747; 5 — К-163-Я; 6 — К-163-Л; 7 — К-163-Ф<sub>9</sub>-А; 8 — Т-57-А; 9 — Т-37; 10 — Т-38; 11 — Т-39; 12 — Т-42; 13 — Т-43; 14 — Т-43-О; 15 — Т-56-Д; 16 — Т-60; 17 — Т-62; 18 — Т-55; 19 — Т-56; 20 — Т-48; 21 — Т-53; 22 — 306; 23 — Т-56-Б-1; 24 — Т-45-Г.

давая аплиты, близкие по составу к низкотемпературной гранитной эвтектике. В качестве эвтектического состава на фиг. 25 намечен состав гранат-биотитового аплита (обр. Т-45-Г), состоящего из микроклина, альбита № 5, кварца и небольшого количества граната и биотита. Из диаграммы следует, что биотит в эвтектике находится в резко подчиненном количестве по сравнению с микроклином и кислым плагиоклазом.

### Гранатсодержащие граниты Актаусского массива в Нуратинских горах Узбекской ССР<sup>1</sup>

Граниты с более марганцовистыми гранатами, чем в Успенском интрузиве, описаны Н. А. Куликом (1962) в составе Актаусского интрузива в Узбекской ССР. Этот массив, залегающий среди нижнепалеозойских метаморфизованных сланцев и известняков, сформирован в три фазы, соответствующие образованию: 1) кварцевых диоритов, 2) биотитовых гранитов, пользующихся наибольшим распространением, и 3) лейкократовых гранитов, аляскитов и мусковитовых гранитов. С последней фазой связано возникновение многочисленных аплитовых и аплит-пегматитовых жил.

Гранат в породах этого комплекса встречается в аплитах, аляскитах, аплит-пегматитах и мусковитовых гранитах. Последние образуют пластовые тела среди биотитовых гранитов второй фазы. В краевых частях этих тел наблюдается разветвление их на мелкие дайки, переходящие по простианию в аплит-пегматиты.

В составе гранатсодержащих мусковитовых гранитов главная роль принадлежит альбиту № 2—10 (24—43 объемн. %), микроклину (17—28%) и кварцу (30—40%). В подчиненном количестве встречаются гранат, мусковит, ильменит, магнетит и апатит. Гранат образует кристаллы размером до 0,3 мм, равномерно рассеянные в породе. Химический состав граната приведен в табл. 15 (обр. 107).

Аляскитовые граниты наблюдаются в виде крупных пластовых даек в центральной части интрузива. По составу они сходны с гранат-мусковитовыми гранитами, отличаясь от них отсутствием мусковита и кучным расположением граната.

Аплиты и аплит-пегматиты в виде многочисленных жил мощностью от нескольких сантиметров до 0,8—1,2 м локализуются как в гранитах массива, так и во вмещающих породах. Комплекс акцессорных минералов в аплитах и аплит-пегматитах аналогичен мусковитовым и аляскитовым гранитам; кроме того, в них встречается турмалин. Гранат образует единичные кристаллы или цепочечные скопления, приуроченные к зальбандам даек. Химический состав граната из аплитов виден из табл. 15 (обр. 79 и 4140).

Приведенные в таблице три химических анализа граната показывают высокое содержание в нем спессартиновой молекулы (35—40 мол. %). Железистость рассматриваемых гранатов высокая ( $f_{\text{общ}} = 95--97$ ); она аналогична железистости граната из пегматитов и аплитов Успенского интрузива.

### Общие особенности гранатсодержащих гранитоидов и их происхождение

Особенности минералогии, состава породообразующих минералов, химизма рассмотренных массивов гранатсодержащих гранитоидов типичны и для других интрузивов малоглубинных гранитоидов.

Общие черты гранатсодержащих гранитоидов малой глубинности следующие.

<sup>1</sup> Описание приводится по данным Н. А. Кулика (1962).

Таблица 15

Химический состав гранатов из гранат-мусковитовых гранитов и аплитов Актаусского интрузива (по Кулику, 1962)

Компоненты	Обр. 107		Обр. 79		Обр. 4140	
	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	37,07	617	36,60	609	36,78	613
TiO <sub>2</sub>	0,17	2	0,16	2	0,20	3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,13	205	21,32	209	21,13	203
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	3	0,30	2	0,18	1
FeO	23,79	330	23,63	328	24,37	339
MnO	15,06	212	16,35	231	14,47	204
MgO	0,44	11	0,45	11	0,69	17
CaO	1,07	19	0,74	13	1,49	27
Na <sub>2</sub> O	0,26	4	0,26	4	0,24	4
K <sub>2</sub> O	0,22	2	0,23	2	0,23	2
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,24	13	0,22	12	0,08	5
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13	—	0,13	—	0,13	—
С у м м а	99,98		100,26		99,86	
<i>N</i>	1,813		1,808		1,808	
Уд. вес	4,231		4,244		4,245	
f <sub>общ</sub>	96,8		96,9		95,5	
Alm	58,70		56,97		58,66	
Sp	36,75		39,42		34,80	
Py	3,03		2,06		4,15	
Gros	1,52		1,55		2,38	

1. Гранатсодержащие разности гранитов образуются на заключительных стадиях формирования в составе биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов, аплитов и пегматитов.

2. Гранаты малоглубинных гранитов отличаются высокой железистостью, не опускающейся ниже 80—85 в гранат-биотитовых разностях и ниже 90 в аплитах и пегматитах. Аналогичные величины железистости гранатов получены Н. В. Соболевым (1964) при статистической обработке большого химико-аналитического материала по гранатам.

3. Содержание спессартинового компонента в гранатах малоглубинных пород не превышает 25 мол.% в гранат-биотитовых гранитах, возрастая до 50% и более в мусковитсодержащих разностях, аплитах и пегматитах.

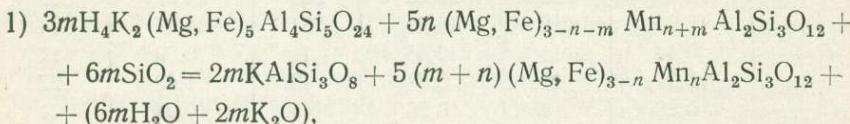
4. Сопоставление составов граната из малоглубинных гранитов и кислых эфузивов показывает (Маракушев, Таарин, 1964), что гранаты кислых эфузивов более магнезиальны и менее богаты спессартиновой составляющей, чем гранаты из гранитов. Вероятно, это объясняется более высокой температурой кристаллизации эфузивов, так как возрастание температуры расширяет область устойчивости граната в сторону магнезиальных составов. С другой стороны, снижение температуры кристаллизации благоприятно для входления в решетку граната крупного (по сравнению с Mg<sup>2+</sup> и Fe<sup>2+</sup>) иона Mn<sup>+2</sup>, в связи с чем гранаты гранитов, а особенно пегматитов обогащены спессартином, причем эффект обогащения марганцем возрастает при переходе от ранних фаз кристаллизации гранитного расплава к более поздним. Этот процесс наглядно иллюстрируется табл. 16 и

Таблица 16

Относительные величины содержания марганца в гранатах гранитоидов, различающихся по температуре кристаллизации

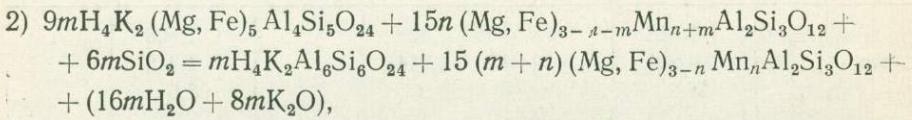
Порода	Mn	Mn
	$\frac{\text{Mn}}{\text{Mn} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Ca}}$	$\frac{\text{Mn}}{\text{Mn} + \text{Ca}}$
Кислые эфузивы	0,03—0,12	0,35—0,65
Керамические пегматиты	0,06—0,16	0,35—0,90
Гранат-биотитовые граниты	0,10—0,25	0,50—0,80
Мусковитовые пегматиты	0,10—0,50	0,60—0,95

подтверждается приведенными реакциями смешенного равновесия:



т. е.  $\text{Bi} + \text{Alm}_{\text{Mn}} + \text{Q} = \text{Or} + \text{Alm} + (6m\text{H}_2\text{O} + 2m\text{K}_2\text{O});$

$$\operatorname{tg} \alpha = \left( \frac{\partial \mu_{\text{K}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}} \right)_{T, p, \mu_{\text{Na}_2\text{O}}} = \frac{\Delta n_{\text{H}_2\text{O}}}{\Delta n_{\text{K}_2\text{O}}} = -\frac{6m}{2m} = -3.$$



т. е.  $\text{Bi} + \text{Alm}_{\text{Mn}} + \text{Q} = \text{Mu} + \text{Alm} + (16m\text{H}_2\text{O} + 8m\text{K}_2\text{O});$

$$\operatorname{tg} \alpha = -\frac{16m}{8m} = -2.$$

Из уравнений реакции и табл. 16 следует, что понижение температуры и в меньшей мере повышение химической активности калия смешают указанные равновесия в сторону образования все более марганцовистых гранатов. Эти реакции хорошо объясняют широкое распространение ассоциации граната (особенно богатого спессартиновой молекулой) с мусковитом в аplitах, пегматитах, двуслюдяных и мусковитовых гранитах, т. е. в низкотемпературных разностях гранитоидов.

Если сравнить гранатовые и кордиеритовые гранитоиды, то можно видеть, что как те, так и другие образуются в одиних и тех же условиях глубинности (III ряд парагенетических диаграмм на фиг. 3 и 15). Однако если гранатовые гранитоиды устойчивы в широком диапазоне кислотности-щелочности, то формирование кордиеритовых разностей происходит только из низкощелочных расплавов (сравнить парагенетические схемы III-B на фиг. 3 и III-B-1 на фиг. 15). Кроме того, большое влияние на кристаллизацию граната и кордиерита оказывает первичный состав гранитоидного расплава. Из высокожелезистых гранитоидных расплавов формируются гранатсодержащие граниты, аplitы и пегматиты, тогда как более магнезиальные расплавы дают кордиеритсодержащие разности гранитов.

Теперь вернемся к рассмотрению гранатсодержащих гранитов Успенского массива. Как показано выше, в пределах этого интрузива гранат-биотитовыми гранитами сложены его западные и северо-западные эндоконтактовые зоны. Гранат-двуслюдяные разности гранитов распространены еще далее к западу в бухте Юзгоу (см. фиг. 21). Высокая железистость богатого спессартином граната как из гранитов, так и жильных пород, высокая железистость и глиноземистость ассоциирующегося с ним биотита однозначно указывают на то, что формирование гранатсодержащих пород происходило в условиях пониженных температур и при низкой щелочности.

Такие условия осуществляются обычно в апикальных частях гранитных тел, где происходит быстрое падение температуры и накопление кислотных компонентов. С этих позиций западная часть Успенского массива является самой апикальной (наименее эродированной). Это предположение основывается на том, что в восточной части интрузив примыкает к Центральному Сихотэ-Алинскому структурному шву — крупному глубинному разлому, по которому, естественно, возможны были значительные перемещения. О наличии перемещений можно судить по наблюдаемому в гранитоидах массива небольшому катаклизу, интенсивность которого возрастает в гранитах западной части интрузива.

Эволюция внедрившегося гранитного расплава, давшего начало породам рассматриваемого массива, привела к накоплению в его апикальной части кислотных компонентов и к формированию парагенезисов граната с глиноzemистым биотитом, а затем и с мусковитом. Проявление кислотной волны в ходе эволюции расплава не только подтверждается сменой парагенезисов гранитоидов, но и фиксируется в экзоконтакте массива в окружающих роговиках. Так, в пределах контактового ореола массива бухты Юзгоу наблюдаются роговики, в которых содержание турмалина достигает 30 объемн.% и более. Все это свидетельствует о том, что формирование пород западной части интрузива происходило при повышенных потенциалах летучих компонентов.

## БИОТИТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Как видно из фиг. 2 и 3, гранитоиды с биотитом являются преобладающим типом пород в условиях малых глубин. Выше, при описании Успенского и Анивского массивов, были рассмотрены некоторые особенности биотитовых гранитов. Теперь их характеристика может быть дополнена описанием других биотитовых интрузивов, в частности Лангерийского массива на Сахалине, а по литературным данным — мезозойских массивов Центрального Сихотэ-Алиня (Изох и др., 1957) и кислых эффузивов, содержащих во вкрапленниках биотит (Наседкин, 1963).

## Лангерийский гранитный массив (остров Сахалин)

### *Геологическое положение и строение массива*

Лангерийский гранитный массив расположен в бассейне рек Якут, Болотная и ручья Зеленого, северо-западнее пос. Первомайска в Восточно-Сахалинском хребте.

Массив приурочен к сводовой части антиклинальной структуры, сложенной метаморфизованными отложениями верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, состоящими из двух свит: лангерийской — филлиты, слюдистые сланцы, кварциты, зеленые сланцы и согласно залегающей на ней дербышевской — зеленые сланцы с редкими прослоями филлитов и кварцитов. Общая мощность этих отложений более 2,5 км.

В плане Лангерийский интрузив имеет овальную, вытянутую с юго-востока на северо-запад форму и прослежен по длинной оси на 9 км при максимальной ширине в 4 км (Алексейчик и др., 1963). Общая площадь выхода массива около 30 км<sup>2</sup>.

Гранитоиды Восточно-Сахалинских гор, к комплексу которых относятся и Лангерийский массив, прорывают фаунистически охарактеризованные верхнемеловые отложения, в связи с чем их формирование относят к верхнему мелу — палеогену.

Лангерийский интрузив сложен порфировидными и миароловыми биотитовыми гранитами. В подчиненном количестве встречаются гранит-порфиры, аplitы и жилы кварца в виде тел северо-западного простирания.

По данным О. К. Калишевича (Алексейчик и др., 1963), миароловые граниты располагаются в центральной, наиболее возвышенной части Лангейского массива; к северу и северо-востоку они сменяются порфировидными гранитами, а к западу — гранит-порфирами.

### Петрографическое описание

Порфировидные граниты представляют собой среднезернистые, участками мелкозернистые породы с порфировидными выделениями плагиоклаза до 5—15 мм и кварца до 10 мм. Основная масса имеет размер зерен 0,6—2,0 мм и состоит из плагиоклаза, калишпат-пертита, кварца, биотита, единичных зерен роговой обманки и акцессорных: магнетита, ортита, циркона, сфена и апатита. Количественные соотношения минералов видны из табл. 17.

Таблица 17

Количественно-минералогический состав гранитов Лангейского массива (в объемн. %)

№ образца	Порода	Плагио- клас	Калишпат- пертит	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Аксессор- ные
115	Порфировидный гранит	39,9	18,0	33,4	8,4	—	0,3
116 *	То же	39,4	29,7	24,4	5,8	0,3	0,4
117	» »	28,8	30,9	33,4	6,7	—	0,2
114	Миароловый гранит	17,0	46,5	34,4	1,9	—	0,2
114-А	То же	35,1	37,2	25,5	1,9	—	0,3
114-Б	» »	25,4	37,5	33,6	3,3	—	0,2
118	» »	26,0	43,8	26,5	3,5	—	0,2
118-Б	» »	29,0	39,1	29,0	2,8	—	0,1
113-Б	Аплит	23,5	39,9	35,3	1,2	—	0,1

\* Подсчет произведен по большому шлифу размером 5×6 см.

Плагиоклаз вкрапленников имеет довольно основной состав — 38—40% аортита в ядрах кристаллов (табл. 18). Обычно кристаллы плагиоклаза резко зональны, причем внешние зоны их относятся к олигоклазу № 15—17. Плагиоклаз содержит антиперититовые вростки калишпата.

Обыкновенная роговая обманка наблюдается в единичных случаях в виде мелких (меньше 0,1 мм) кристаллов и почти нацело замещена биотитом. Плеохроизм роговой обманки:  $Ng$  — зеленый,  $Nm$  — ярко-зеленый,  $Nr$  — буровато-зеленоватый,  $2V = -80^\circ$ ,  $cNg = 15^\circ$ .

Биотит в большинстве случаев единственный темноцветный минерал лангейских гранитов. Обычно он имеет резкий плеохроизм от красно-коричневого или оранжево-коричневого по  $Ng$  до светло-желтого по  $Nr$ . В ассоциациях с роговой обманкой биотит характеризуется плеохроизмом от темно-коричневого по  $Ng$  до светло-коричневого по  $Nr$ . Оптические свойства биотита и его общая железистость приведены в табл. 18.

Калиевый полевой шпат интенсивно пертитизирован. Количество струйчатых пертитов замещения составляет 20—30% объема зерен.

Порфировидные граниты иногда содержат пустотки, выполненные кварцем и флюоритом.

Миароловые граниты отличаются от порфировидных гранитов мелкозернистым строением, светлой окраской, преобладанием в их составе калишпат-пертита (см. табл. 17) и более низкой основностью плагиоклаза (см. табл. 18). В этих гранитах шире проявлены процессы микроклинизации и последующей альбитизации (образование миремкита). Плагиоклаз образует

Таблица 18

## Оптические свойства и состав минералов гранитов Лангерийского массива

№ об- разца	Порода	Минерал	<i>Ng</i>	Цвет в шлифе	<i>f<sub>общ</sub></i>	№ плагиоклаза
116	Порфировид- ный гранит	Биотит	1,652	<i>Ng</i> — темно-коричневый, <i>Np</i> — светло-соломен- ный	55	38—40÷16—17
117	То же	»	1,650	<i>Ng</i> — оранжево-бурый, <i>Np</i> — светло-желтова- тый	53	35÷16
114	Миароловый гранит	»	1,666	<i>Ng</i> — красновато-ко- ричневый, <i>Np</i> — светло-коричне- вый	68	20
114-Б	То же	»	1,662	<i>Ng</i> — ярко-коричневый, <i>Np</i> — светло-желтова- тый	64	21
118	» »	»	1,655	<i>Ng</i> — темно-коричневый, <i>Np</i> — коричневый	58	33—35÷15—17
118-Б	» »	»	1,656	<i>Ng</i> — оранжево-ко- ричневый, <i>Np</i> — светло-желтова- тый	59	16—18
113-Б	Аплит	Плагио- клав				10

Примечание. В обр. 114-Б у плагиоклаза в разрезе  $\perp 001$  углы оптической индикаторы соответственно составляют:  $Ng=85^\circ$ ,  $Nm=10^\circ$ ,  $Np=81^\circ$ ,  $2V=-82^\circ$ .

порфировидные выделения величиной до 2,5 мм среди кварц-полевошпатовой основной массы с размером зерен 0,3—1,3 мм. Очень характерны многочисленные пустотки, выполненные кристаллами кварца и полевого шпата или графическими их сростками.

Биотит характеризуется более высокими величинами общей железистости, чем биотит порфировидных гранитов (см. табл. 18).

Химические анализы гранитов Лангерийского массива сведены в табл. 19.

Построенные по этим данным треугольные петрохимические диаграммы (фиг. 26) хорошо отражают различие количественно-минералогического состава и состава породообразующих минералов лангерийских гранитов.

По данным табл. 18 и 19 построена парагенетическая диаграмма, отвечающая ассоциациям лангерийских гранитов (фиг. 27). Она соответствует парагенетической схеме III-B (см. фиг. 3).

Ямутинзенский гранитоидный массив в Центральном Сихотэ-Алине<sup>1</sup>

Ямутинзенский гранитоидный массив, изученный и описанный Э. П. Изохом с сотрудниками (1957), был выбран нами в связи с наличием в его составе биотитовых гранитов с очень железистыми слюдами, чтобы показать возможные пределы колебания железистости биотита в природных гранитоидных комплексах малой глубинности.

## Геологическое положение и строение массива

Ямутинзенский массив располагается на правобережье р. Иман в пределах Центрального Сихотэ-Алинского синклиниория. Площадь интрузива около 200 км<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Описание приводится по Изоху и др., 1957.

Таблица 19

Химический состав гранитов Лангерийского массива (по Попковой и др., 1961)

Компоненты	Порфировидные граниты						Миароловые граниты			
	1		2		3		4		5	
	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	70,13	1168	69,49	1157	68,94	1148	74,44	1239	73,26	1220
TiO <sub>2</sub>	Следы	—	0,69	9	0,74	9	0,18	3	0,27	4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,42	161	17,06	168	13,43	131	13,88	136	15,42	151
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	6	1,69	11	2,85	18	0,97	6	1,82	11
FeO	0,89	12	0,24	3	1,85	26	0,40	6	0,24	3
MnO	0,19	3	0,15	2	0,30	4	0,07	1	0,09	1
MgO	0,74	18	1,13	28	1,89	47	0,55	14	0,38	10
CaO	2,39	43	3,00	54	2,22	39	1,10	20	0,53	10
Na <sub>2</sub> O	3,50	56	3,08	50	2,31	37	3,38	55	3,24	52
K <sub>2</sub> O	3,34	35	2,91	31	3,38	36	3,90	41	4,03	42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	1	0,08	1	0,13	1	0,03	—	0,02	—
SO <sub>3</sub>	0,23	2	0,13	1	0,13	1	0,16	1	0,21	2
H <sub>2</sub> O	0,11	—	0,14	—	0,12	—	0,11	—	0,12	—
П.п.п.	0,60	33	0,67	37	0,86	47	0,59	28	1,08	60
С у м м а	99,63		100,46		99,15		99,76		100,71	

Вмещающими породами массива служат однообразные песчано-глинистые отложения юры. Эти образования смяты в крупную синклинальную складку, усложненную более мелкими структурами, в осевой части которой К. М. Худолеем (Изох и др., 1957) обнаружены нижнемеловые породы. Ямутинзенский массив занимает секущее положение по отношению к складчатым структурам, располагаясь в ядре данной синклинали (фиг. 28).

Возраст массива верхнемеловой, что подтверждается определениями абсолютного возраста пород, — 90 млн. лет (Изох и др., 1957).

Массив имеет неправильную форму и вытянут в целом в широтном направлении. В состав массива входят интрузивные тела монцонит-гранодиоритов и различных гранитов, а в окрестностях имеются небольшие массивы кварцевых диоритов, монцонитов, гранитов, гранит-порфиров и тоналитов.

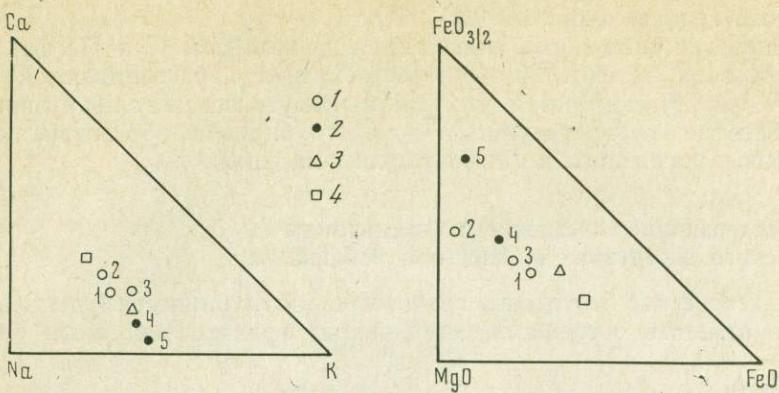
Монцонит-гранодиориты (I фаза интрузива) образуют крупное тело площадью около 140 км<sup>2</sup> в южной части массива (см. фиг. 28).

Порфировидные и крупнозернистые граниты (II фаза) распространены на площади около 55 км<sup>2</sup> в северной части интрузива, прорывая породы I фазы.

Мелкозернистые биотитовые граниты (III фаза) встречаются в виде многочисленных даек и жил, секущих монцонит-гранодиориты, порфировидные и крупнозернистые граниты.

#### Петрографическое описание

В составе монцонит-гранодиоритов преобладает зональный плагиоклаз № 43—50÷25 (в среднем около 45 %), в меньшем количестве присутствуют кварц (около 20 %), калишпат (15—20 %), биотит (5—10 %) и обыкновенная роговая обманка (6—10 %). Биотит образует пластинки, нередко срастающиеся с амфиболом. Плеохроирует биотит от ярко-коричневого и темно-бурого по Ng до бледно-желтого по Np. Железистость его высокая ( $f_{общ} = 65—70$ ;  $Nm = 1,665—1,668$ ).



Фиг. 26. Петрохимические диаграммы для гранитов Лангерийского массива, о-в Сахалин  
1 — порфировидные граниты; 2 — миароловые граниты; 3—4 — средний состав гранита (3) и гранитоидного порфирита (4) по Р. Дели.  
Цифры на диаграммах соответствуют номерам анализов табл. 19

Порфировидные биотитовые граниты отличаются обилием порфировидных выделений калиевого полевого шпата размером до 1—2 см на фоне средне- или мелкозернистой основной массы. Средний состав порфировидных гранитов (по шести шлифам) следующий (в объемн. %): плагиоклаз — 36,9, калишпат — 24,2, кварц — 33,2 и биотит — 5,7.

Плагиоклаз, образующий широкие зональные кристаллы, содержит в ядрах 30—38 % Ап, а во внешних зонах — 16—20 %.

Обыкновенная роговая обманка ( $2V_{Np}=70^\circ$ ,  $cNg=18^\circ$ ) встречается в виде единичных кристаллов.

Биотит характеризуется высокой железистостью ( $f_{общ}=73—80$ ;  $Nm=1,671—1,679$ ) и интенсивным плеохроизмом от темного шоколадно-коричневого по  $Ng$  до желтоватого по  $Np$ .

Крупнозернистые биотитовые граниты, наблюдаемые в виде небольших участков среди порфировидных гранитов, отличаются от них меньшим количеством слабозонального плагиоклаза № 20—28—25,6 объемн. % (среднее по шести шлифам) и большим содержанием калишпата — 35,7 %. Количество биотита (4,2 %) и кварца (34,3 %) в обеих разностях гранитов одинаково.

Биотит этих гранитов, плеохроирующий от почти непрозрачного по  $Ng$  до светло-оранжевого или желтоватого по  $Np$ , отличается очень высокой железистостью, колеблющейся в пределах 75—83 ( $Nm=1,673—1,683$ ).

Мелкозернистые граниты представляют собой слабопорфировидные лейкократовые породы, состоящие из олигоклаза № 15—26—23,5 объемн. % (среднее по восьми шлифам), калишпата — 36,0 %, кварца — 37,6 % и биотита — 2,9 %. Для мелкозернистых гранитов характерен большой спектр акцессорных минералов — ортит, апатит, сфен, рутил, гранат, монацит, флюорит, кассiterит, шеелит и другие, обусловленный процессами интенсивной грейзенизации.

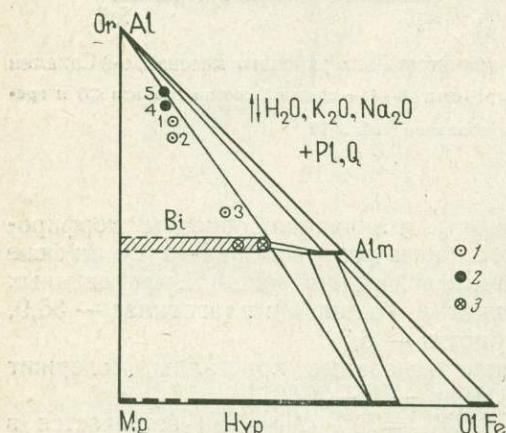
Таким образом, приведенное краткое петрографическое описание гранитоидов массива показывает, что, следуя от ранних фаз интрузива к поздним, происходит увеличение железистости темноцветных минералов, уменьшение основности плагиоклаза и увеличение содержания калишпата. Это наглядно демонстрируется диаграммой  $\text{CaO}-(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$  (фиг. 29), отражающей последовательность эволюции гранитного расплава, давшего начало гранитоидам массива. Нанесенные на диаграмму составы гранитоидов разных фаз внедрения заимствованы из работы Э. П. Изоха и др.

(1957, табл. 17, 24, 26, 28). За эвтектическую точку принят состав мелкозернистого гранита (обр. 308-Д).

Парагенетическая схема, отвечающая гранитоидам II и III фаз интрузива, показана на фиг. 30. Она соответствует парагенетической схеме IV-Г (см. фиг. 3), показывая, что граниты Ямутинзенского интрузива являются более низкотемпературными и малоглубинными образованиями, чем гранитоиды Успенского и Лангерийского массивов.

### Биотитсодержащие стекловатые гранитоиды Кундунского экструзива в Западном Забайкалье<sup>1</sup>

Характеристика биотитовых гранитов малой глубинности будет неполной, если не отметить особенности стекловатых гранитоидов. Хотя биотит в



Фиг. 27. Парагенетическая диаграмма для гранитов Лангерийского интрузива

1 — составы порфировидных гранитов;  
2 — составы миароловых гранитов;  
3 — составы биотитов по данным оптических замеров.

Цифры на диаграмме соответствуют номерам анализов табл. 19

них имеет ограниченное распространение, он, однако, отличается наивысшей магнезиальностью среди гранитоидов малой глубинности.

Рассмотрим это на примере Кундунского экструзива в Западном Забайкалье.

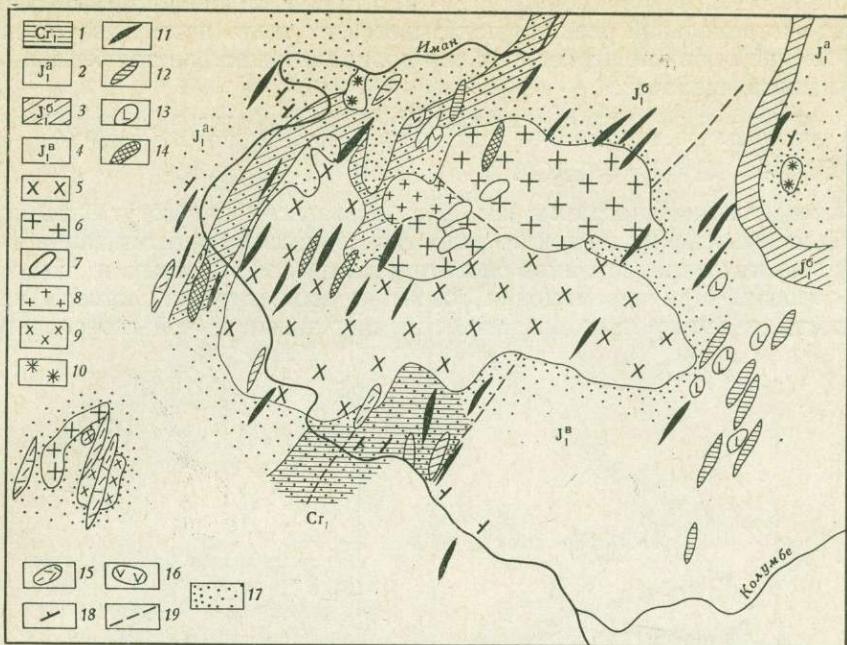
В гранитоидах экструзива биотит образует вкрапленники размером 0,1—8,0 мм, составляющие 2—10% объема породы. Совместно с ним во вкрапленниках наблюдается моноклинный пироксен ( $f_{общ}=35$ ), кислый плагиоклаз № 12, кварц, кристобалит. Биотит (табл. 20) имеет довольно магнезиальный состав ( $f_{общ}=37,7$ ) и высокую степень окисления железа:

$\frac{FeO_{s/2}}{FeO_{s/2} + FeO} = 0,48$ . Высокая степень окисления железа в биотитах кислых эфузивов при сравнительно низкой общей железистости, варьирующей от 32 до 53, является специфической чертой биотитов этих пород. Повышенная «окисленность» биотита экструзивных и эфузивных гранитоидов обуславливает его высокие показатели преломления, что наглядно видно из табл. 21.

### Общие особенности минералогии биотитовых гранитов и устойчивость биотита в условиях малых глубин

1. Биотитовые разности гранитов широко распространены в условиях малых глубин. Они встречаются как в породах ранних фаз кристаллизации интрузивов (обычно в ассоциации с обычновенной роговой обманкой), так и в гранитоидах главных и заключительных стадий (или самостоятельно, или

<sup>1</sup> Описание приводится по материалам В. В. Наседкина (1963).



Фиг. 28. Схематическая геологическая карта Ямутинзенского массива (по Изоху и др., 1957)

1 — песчаники и алевриты нижнего мела ( $Cr_1$ ); 2 — чередование песчаников и глинистых сланцев ( $J_1^a$ ); 3 — существенно сланцевый горизонт ( $J_1^B$ ); 4 — песчаники с прослойями глинистых сланцев ( $J_1^B$ ); 5 — монцонит-гранодиориты; 6 — порфировидные граниты; 7 — крупнозернистые граниты; 8 — мелкозернистые граниты; 9 — кварцевые монцониты; 10 — гранит-порфиты; 11 — диабазы, спессартиты и кварцевые спессартиты; 12 — кварцевые диоритовые порфириты; 13 — тоналиты; 14 — гранодиорит-порфириты; 15 — кварцевые порфириты; 16 — кварцевые диориты; 17 — контактово-метаморфизованные породы; 18 — элементы залегания пород; 19 — разрывные нарушения

в ассоциации с гранатом). Биотиты, кроме того, наблюдаются в кислых эфузивных и экструзивных породах в виде интрапеллурических вкрапленников.

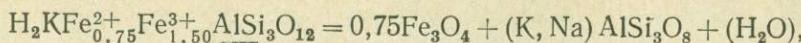
2. Железистость биотита из пород малой глубинности колеблется в широких пределах — от 50 до 100. Железистость биотита в кислых эфузивах не поднимается выше 55, варьируя от 30 до 55.

3. Разнообразие геохимических условий при формировании биотитовых гранитоидов определяет широкие вариации глиноземистости биотитов этих пород ( $K_{Al}=27-17$ ). По сравнению с кордиеритовыми и андалузитовыми гранитоидами они формируются в условиях более высокой щелочности (см. фиг. 5).

4. Биотиты кислых стекловатых гранитоидов характеризуются высокой степенью окисления железа, даже большей, чем биотиты щелочных гранитов. В этих породах в условиях инертного поведения кислорода  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  ведут себя как независимые компоненты. Инертное поведение кислорода при кристаллизации экструзивных и эфузивных гранитоидов является одной из причин их полиминеральности.

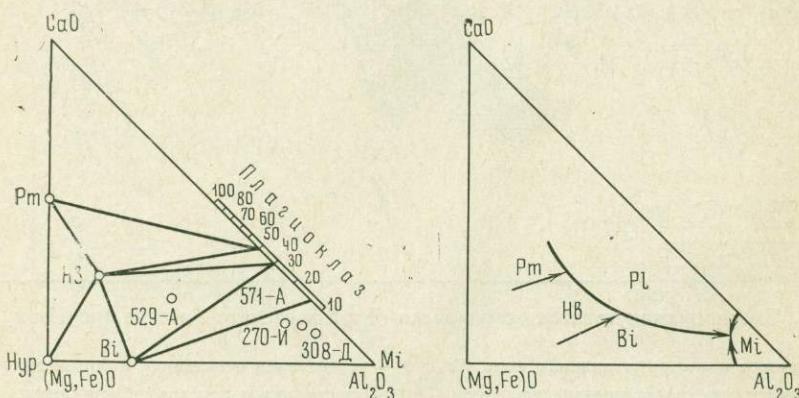
Приняв  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  за независимые инертные компоненты, нанесем составы биотитов из экструзивных и эфузивных гранитоидов на диаграмму  $AlO_{3/2}-FeO_{3/2}-FeO$  (фиг. 31). Как видно из диаграммы, отношение  $Fe_2O_3/FeO$  в биотите колеблется в широких пределах и даже превышает его в магнетитах. Очевидно, составы биотитов с отношением  $Fe_2O_3/FeO$ , равным магнетитовому (точка  $ex$ , фиг. 31), отвечает экстремуму равновесия  $Or+Q+Bi+Mt$ , что схематически показано на диаграмме  $\mu_{H_2O}-\mu_{FeO_{3/2}}$  (фиг. 32), представляя собой минимум температуры (максимум  $\mu_{H_2O}$ ),

до которого устойчива ассоциация магнетита со щелочным полевым шпатом. Расчет экстремальной реакции показывает, что щелочность в данном случае существенной роли не играет, так как процесс осуществляется без привноса или выноса щелочей:



т. е.  $Bi_{66,7} = Mt + Or + (H_2O)$ .

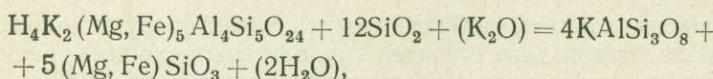
Выведенные на диаграмме (см. фиг. 32) зависимости могут быть применены для объяснения широкого развития процессов опацититизации интрапеллурических вкраплеников биотита в кислых эфузивных и экструзивных породах. При перемещении магмы из магматической камеры на поверхность ее температура возрастает за счет значительной потери летучих



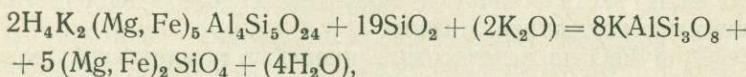
Фиг. 29. Диаграммы парагенезисов и последовательность кристаллизации минералов Ямутинзенского массива

компонентов, что приводит к частичному замещению краевых частей кристаллов биотита агрегатом магнетита и калишпата.

Устойчивость биотита по щелочности в гранитоидах малой глубинности имеет определенные пределы. Нижний предел щелочности при инертном поведении железа и магния определяется появлением кордиерита (при магнезиальных составах, см. диаграммы IV-А-1 и IV-Б-1 на фиг. 15) или граната (в железистой области, см. диаграммы V-Б-1, V-В-1, V-Г-1 и др. на фиг. 15). Верхний предел щелочности для биотитовых гранитоидов определяется разложением биотита на гиперстен и ортоклаз (см. диаграммы IV-В, IV-Б, V-В, VI-В и др. на фиг. 3) или при сильножелезистых составах на фаялит (гортонолит) и ортоклаз (см. диаграммы VI-А и VI-Б на фиг. 3), что схематически выражается следующими реакциями:



т. е.  $Bi + Q + (K_2O) = Or + Hyp + (2H_2O)$ ;

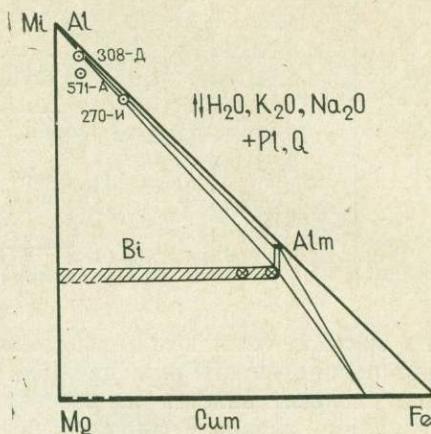


т. е.  $Bi + Q + (2K_2O) = Or + Ol + (4H_2O)$ .

Как видно из приведенных реакций, предел устойчивости биотита в кварцодержащих породах существенно зависит от температуры (химического потенциала  $\mu_{H_2O}$ ). С ростом температуры разложение биотита будет происходить в условиях все более низкой щелочности.

## ГИПЕРСТЕНОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Гиперстеновые гранитоиды, как следует из фиг. 2 и 3, образуются в фации малых глубин в условиях низкого парциального давления воды (повышенных температур). В качестве примеров гиперстенодержащих гранитов рассмотрим гранитоидные массивы бассейна р. Тананчи (Сихотэ-Алинь), правобережья р. Левой Коли (Срединный хребет Камчатки), хр. Большие Чурки (Еврейская автономная область) и хр. Вернадского на о-ве Парамушир (Курильские острова).



Фиг. 30. Парагенетическая диаграмма для гранитов II и III фаз Ямутинзенского массива

Составы пород нанесены по данным химических анализов табл. 24, 26 и 28 (Изох и др., 1957)

## Гиперстеновые гранит-порфиры бассейна реки Тананчи (Сихотэ-Алинский синклиниорий)

Гиперстеновые гранит-порфиры встречены в одном из штоков, расположенных в бассейне р. Тананчи (правого притока р. Даданцы), примерно в 30 км к юго-западу от пос. Тетюхе. Шток гиперстеновых гранит-порфиров здесь (фиг. 33) прорывает дацитовую толщу палеогена, в состав которой входят туфы дацитов, пепловые туфы, лавобрекции, фельзиты, обсидианы и витрофиры, липариты и их туфы.

Гиперстеновые гранит-порфиры макроскопически — серые и светло-серые породы, в которых на фоне основной массы выделяются крупные (до 0,5 см) вкрапленники полевых шпатов и кварца. Гиперстен образует призматические кристаллы размером до 2 мм.

Микроскопическое изучение показало, что главную массу вкрапленников составляют (в порядке убывания) плагиоклаз, кварц, санидин, гиперстен, реже встречаются магнетит, авгит, роговая обманка и биотит. Количество вкрапленников варьирует от 30 до 50% объема породы. Кроме вкрапленников, на фоне основной фельзитовой массы, состоящей из кварца и калишпата, выделяются остроугольные и серповидные обломки кварца, плагиоклаза и санидина. Аксессорные минералы гранит-порфиров: апатит, циркон, ортит. Общий вид гиперстенового гранит-порфира приведен на фиг. 34.

Вкрапленники плагиоклаза, составляющие 40—50% общего количества порфировых выделений, имеют размер кристаллов до 2—5 мм. Измерение плагиоклаза на федоровском столике показало, что он содержит 39—40% анортитовой молекулы (табл. 22). В шлирах (размером в несколько миллиметров), обогащенных гиперстеном и авгитом и по составу напоминающих габбро-норит, основность плагиоклаза повышается до 45—47% An. Плагиоклазы содержат обычно многочисленные антипертиты замещения калиевым полевым шпатом, напоминающие подобные образования чарнокитов из

Таблица 20

Химический состав биотита из стекловатых трахиандезитов Кундунского экструзива  
(обр. 431)  
(по Наседкину, 1963)

Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	36,46	607	H <sub>2</sub> O	1,45	81
TiO <sub>2</sub>	3,18	40	F	1,38	73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,53	142	Всего	100,43	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,90	56	F <sub>2</sub> =O	0,58	—
FeO	8,62	120	Сумма	99,63	
MnO	—	—			
MgO	15,47	383	f	23,8	
CaO	2,05	37	f <sub>общ</sub>	37,7	
Na <sub>2</sub> O	—	—	K <sub>Al</sub>	18,9	
K <sub>2</sub> O	8,39	89	Na+K+Ca		
			Al	0,758	

глубинных мигматитовых комплексов. Замещение плагиоклаза калишпатом происходит по прожилкам или, начинаясь с внутренних частей кристалла, постепенно распространяется на все зерно.

Вкрапленники кварца и санидина величиной до 2—5 мм часто оплавлены и содержат заливы основной массы. Количество вкрапленников кварца и санидина примерно одинаково и колеблется в пределах 15—25% каждого.

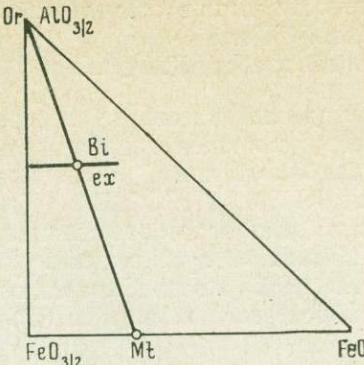
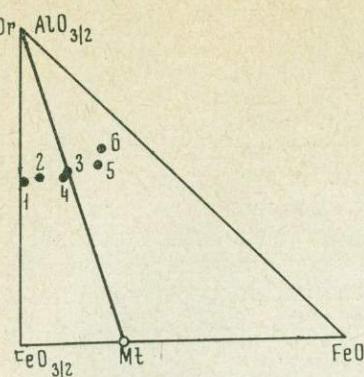
Порфировые выделения гиперстена, составляющие 6—12% общего объема вкрапленников, наблюдаются в виде оплавленных призматических кристаллов размером до 2 мм (обычно 0,2—0,8 мм). Измерение оптических констант гиперстена (см. табл. 22) свидетельствует, что он имеет выдержанную во всех образцах высокую железистость, равную 65. По прожилкам и в краевых частях кристаллов гиперстена развивается зеленовато-коричневый мелкочешуйчатый биотит II генерации, реже вместе с ним присутствует хлорит. Иногда наблюдается обрастание гиперстена тонкой оторочкой синевато-зеленой роговой обманки.

Таблица 21

Вариации железистости, глиноземистости и окисленности биотитов кислых эфузивных и экструзивных пород (по данным химических анализов)

№ п.п.	Порода	f	f <sub>общ</sub>	K <sub>Al</sub>	$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$	Ng	Источник
1	Кислый туф	3,02	53,2	20,3	0,97	1,757	Масуренков *
2	Латит	7,50	43,0	17,2	0,89	1,720	Larsen e. a., 1937
3	»	18,1	43,2	17,5	0,70	1,672	
4	Кислый туф	23,9	53,2	21,1	0,72	1,697	Масуренков *
5	Трахиандезит	23,8	37,7	18,9	0,48	1,666	Наседкин, 1963
6	Риолит	22,8	32,0	18,6	0,37	1,651	Larsen e. a., 1937

\* Из сборника «Химические анализы изверженных горных пород и пордообразующих минералов» (1964).



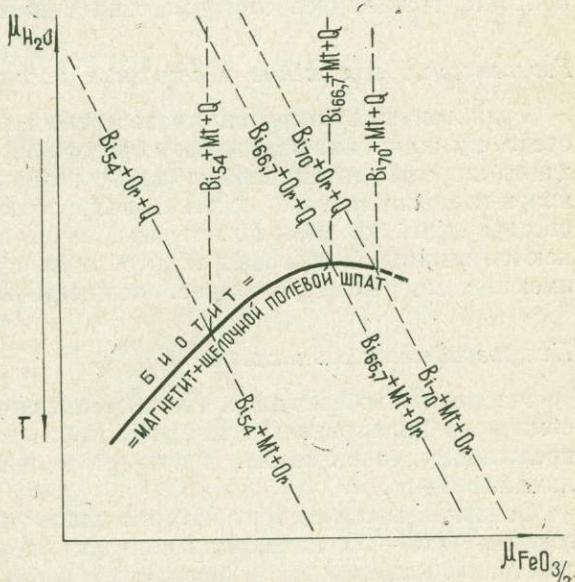
Фиг. 31. Составы биотита и магнетита из стекловатых гранитоидов на диаграмме  $\text{AlO}_{3/2}$ — $\text{FeO}_{3/2}$ — $\text{FeO}$   
Цифры на диаграмме соответствуют порядковым номерам табл. 21

Авгит в гранит-порфирах встречается значительно реже гиперстена. Оптические свойства авгита приведены в табл. 22.

Крупные (соизмеримые с гиперстеном) порфировые вкрапленники биотита и роговой обманки чрезвычайно редки (один-два зерна на шлиф). Большой частью эти минералы входят в состав основной массы породы, имея величину зерен в сотые доли миллиметра, и относятся ко II генерации. От биотита II генерации, широко развитого в основной массе, биотит порфировых выделений отличается высокой титанистостью, о чем свидетельствуют его характерная ярко-красная окраска и резкий плеохроизм от буровато-красного по  $Ng$  до соломенно-желтого по  $Np$ . Биотит II генерации плеохроирует от зеленовато-коричневого или коричневого по  $Ng$  до почти бесцветного по  $Np$ .

Роговая обманка вкрапленников окрашена в оливковые и коричневые тона и имеет резкий плеохроизм. Края кристаллов ее, так же как у биотита, опацитизированы. Роговая обманка, видимо, содержит значительное количество окисного железа, что обуславливает ее высокие показатели преломления (см. табл. 22).

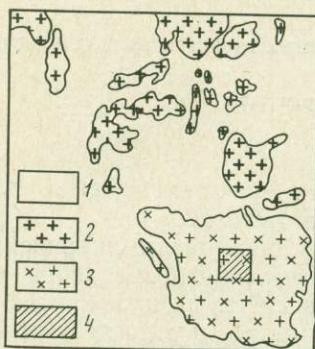
Химический состав гиперстеновых гранит-порфиров р. Тананчи приведен в табл. 23; на фиг. 35 показана соответствующая им парagenетическая диаграмма. Она отвечает парагенетической схеме V-B на фиг. 3.



Фиг. 32. Равновесие  $\text{Or}+\text{Q}+\text{Bi}+\text{Mt}$  на диаграмме  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}-\mu_{\text{FeO}_{3/2}}$   
Пунктир — линии постоянного отношения  $\text{FeO}_{3/2}/\text{FeO}_{3/2} + \text{FeO}$  в минералах

## Гиперстенсодержащие граниты массива правобережья реки Левой Коли (Срединный хребет Камчатки)

Гранитоидный массив правобережья р. Левой Коли входит в состав третичного комплекса гранитоидов, которые широко распространены на территории Камчатки. В последние годы их изучением были заняты сотрудники ИГЕМ АН СССР и Камчатского геологического управления. Результаты этих работ обобщены в монографиях К. В. Прохорова (1964), трудах Института вулканологии («Оптические и петрохимические исследования...», 1967) и в ряде статей по отдельным вопросам геологии и петрографии пород этого комплекса (Волынец и др., 1963, 1965).



Фиг. 33. Схематическая геологическая карта массива гиперстеновых гранит-порфиров бассейна р. Тананчи (составлена по материалам Ю. С. Липкина)

1 — палеогеновые дациты и их туфы, пепловые туфы, лавобрекции, фельзиты, обсидианы и витрофиры, липариты и их туфы; 2 — биотитовые гранит-порфир; 3 — гиперстенсодержащие гранит-порфир; 4 — место отбора образцов

Автором был изучен гранитоидный массив правобережья р. Левой Коли, относящийся к формации габбро-гранодиоритов (Волынец и др., 1965). Гиперстенсодержащие разности гранитов были обнаружены в узкой зоне контакта гранитоидов этого массива с вмещающими породами.

### Геологическое положение и строение массива

Гранитоидный интрузив правобережья р. Левой Коли располагается среди вулканогенно-осадочных образований мезозоя. На контакте вмещающие породы инъецированы многочисленными жилками гранитного и кварц-полевошпатового состава, вокруг которых наблюдается оторочка биотита (фиг. 36). Как гранитоиды, так и вмещающие их породы пересекаются дайками биотитовых аплитов и мелкозернистых гранитов (фиг. 37), имеющих миароловое строение. Мощность жил не превышает 0,2—0,5 м.

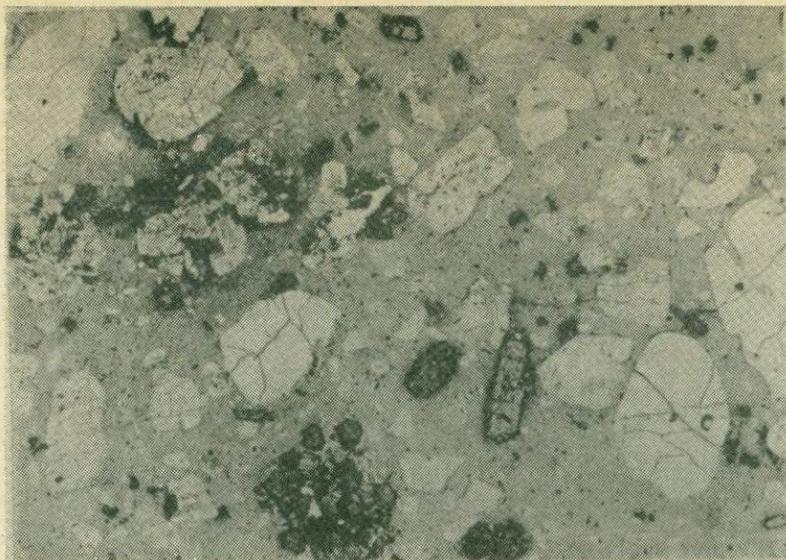
### Петрографическое описание

Массив правобережья р. Левой Коли сложен порфировидными рогово-обманково-биотитовыми гранодиоритами. Порфировидные вкрапленники представлены зональными кристаллами андезина № 37—41  $\div$  28—20 величиной 2—5 мм.

Основная масса состоит из кристаллов роговой обманки, биотита, олигоклаза № 28—20, калишпата и кварца, образующих иногда графические срастания. Аксессорные минералы: титаномагнетит, сфен, циркон, апатит.

Средний состав гранодиоритов (по пяти шлифам) следующий (в мол. %): плагиоклаз — 47,0; калишпат — 23,0; кварц — 20,9; биотит — 6,4; роговая обманка — 1,7; акссесорные — 1,0.

Роговая обманка присутствует в виде зеленовато-бурых призматических кристаллов размером до 1,0—1,5 мм, ее железистость ( $f_{общ}$ ) колеблется в пределах 47—54 (табл. 24).



Фиг. 34. Гиперстеновый гранит-порфир левобережья р. Тананчи. Шлиф Tx-9-14, увел. 9. Без анализатора

Биотит — главный темноцветный минерал гранодиоритов; он образует крупные (до 1,5—2,0 мм) кристаллы, обладающие резким плеохроизмом. Оптические свойства и химический состав биотита приведены в табл. 24 и 25. Как видно из таблиц, общая железистость биотита не превышает 50—55. Однако показатели преломления его сильно завышены ( $Nm=1,667-1,670$ ), что обусловлено, видимо, высокой титанистостью. В связи с этим замещение биотита хлоритом и эпидотом сопровождается выделением значительного количества сфена.

Гиперстен проявляется только в узкой полосе контакта с вмещающими породами, как в гранодиоритах, так и в роговиках. Мощность зонки гиперстенсодержащих пород не превышает 2—3 см. В гранодиоритах при этом исчезает роговая обманка и увеличивается содержание калишпата и кварца. Структуры гранитов становятся мелкозернистыми пегматоидными, иногда гранулитовыми. Гиперстен наблюдается в виде короткопризматических кристаллов (фиг. 38) размером 0,1—0,5 мм. Количество его в гранитах не превышает 5 мол. %. Гиперстен характеризуется довольно высокой железистостью ( $f_{общ}=50-55$ ; см. табл. 24).

Парагенетическая диаграмма, отвечающая гиперстен-биотитовым гранитам контактной зоны массива, приведена на фиг. 39. Она примерно соответствует парагенетической схеме V-B (см. фиг. 3).

В роговиках, состоящих из мелкозернистого агрегата (размер зерен сотые доли миллиметра) плагиоклаза ( $Pl_{32-35}$ )—60—65 %, биотита ( $Nm=1,670-1,671$ )—33—37 % и титаномагнетита — 2—3%; на контакте с гранитами совместно с гиперстеном, имеющим аналогичные гранитам формы, размер кристаллов и железистость, появляется кварц, выполняющий пустотки и трещинки, и калишпат, обрастающий кристаллы плагиоклаза и образующий крупные выделения. При этом размер зерен роговиков увеличивается до 0,2 мм. Количество гиперстена в роговиках достигает 4—6 %, кварца 4—10 % и калишпата 2—5 %.

По химическому составу гранодиориты (табл. 26) рассматриваемого интрузива стоят ближе к гранитам, чем к гранодиоритам. Однако от гранитов они отличаются повышенным содержанием кальция и преобладанием натрия над калием, а также пониженным содержанием кремнезема.

Таблица 22

Оптические свойства и состав минералов гиперстеновых гранит-порфиров р. Тананчи

№ образца	Минерал	Показатели преломления			$2V$	$cNg$	Координаты полюса спайности	Наименование полюса спайности	Цвет в шлифе	$f_{общ}$	№ плагиоклаза
		$Ng$	$Nm$	$Np$							
Tx-9-1	Гиперстен	1,745	1,739	1,728	—70°	2—3°			$Ng$ — бледно-зеленоватый, $Np$ — бледно-розоватый	65	40
	Авгит	1,735	1,713	1,707	56°	38—40°					
	Роговая обманка	1,705	1,692	1,680	—70°	19°					
	Плагиоклаз				—82°						
Tx-9-3	»				—75°			$\perp(010)$	$Ng$ — темно-коричневый, $Nm$ — оливковый, $Np$ — коричневатый	65—70	40
	Санидин				—28—30°						
Tx-9-7	Плагиоклаз				—74°			$\perp(001)$	$Ng$ — темно-коричневый, $Nm$ — оливковый, $Np$ — коричневатый	39	41
	»				—74°						
Tx-9-9	Роговая обманка	1,706	1,691	1,678	—71°	18°		$\perp(010)$	$Ng$ — темно-коричневый до непрозрачного, $Nm$ — оливковый, $Np$ — коричневатый	65—70	39
	Гиперстен				—71°	1°					
Tx-9-10	»				—70°	3°		$\perp(001)$	$Ng$ — бледно-зеленоватый, $Np$ — бледно-розоватый	66	41
	Роговая обманка				—70°	18—20°					
Tx-9-13	Плагиоклаз				—89°			$\perp(010)$	$Ng$ — бледно-зеленоватый, $Np$ — бледно-розоватый	66	47
	»				—89°						
Tx-9-14	Санидин				—28—30°			$\perp(001)$	$Ng$ — темно-коричневый, $Nm$ — оливковый, $Np$ — коричневатый	65—70	43
	Гиперстен	1,745		1,729	—70—71°	2—3°					
Tx-9-14	Авгит				56—57°	43°		$\perp(010)$	$Ng$ — бледно-зеленоватый, $Np$ — бледно-розоватый	65	46
	Роговая обманка	1,706	1,694	1,680	—70°	20°					
	Плагиоклаз				—77°				$Ng$ — темно-коричневый, $Nm$ — оливковый $Np$ — коричневый		

### Гиперстенсодержащие гранитоиды хребта Большие Чурки (Еврейская автономная область)

Гранитоидный массив хр. Большие Чурки, имеющий площадь около  $100 \text{ км}^2$ , приурочен к центральной, наиболее возвышенной части хребта и занимает секущее положение по отношению к структурам вмещающих пород. В плане интрузив представляет собой вытянутое в северо-западном направлении тело неправильной формы (фиг. 40).

В состав Чуркинского интрузива входят различные гранитоидные породы: граниты, гранодиориты, гранит-порфирь, гранодиорит-порфирь, мелкозернистые граниты и граносфиры, причем краевые зоны массива сложены в основном роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, а центральная часть — роговообманково-биотитовыми гранитами с участками гранодиоритов.

Детальное геологическое и петрографическое описание этого массива дано в специальной статье автора (Тарарин, 1966). Здесь же мы только рассмотрим гиперстенсодержащие разности пород интрузива.

Гиперстенсодержащие гранитоиды приурочены к эндоконтактовым зонам массива и отличаются монцонитоидными структурами и высоким содержанием темноцветных минералов и калишпата. Они состоят из андезина № 35—40 с каймой олигоклаза № 16—20 (40—45%), калишпата (15—25%), кварца (20—25%), биотита (8—12%), роговой обманки (2—5%) и гиперстена (до 1%). Аксессорными минералами являются сфен, апатит, циркон, ортит, магнетит, пирит, рутил.

Плагиоклаз представлен двумя генерациями кристаллов. Плагиоклаз I генерации имеет крупные (0,5—2,0 см) порфировидные вкрапленники, плагиоклаз II генерации (размер кристаллов 0,2—2,0 мм) слагает вместе с кварцем и калишпатом основную массу пород.

Очень широко проявлены в гранитоидах процессы замещения плагиоклаза калинатровым полевым шпатом. Замещение обычно начинается с периферии кристалла плагиоклаза и, постепенно разрастаясь, захватывает весь кристалл (фиг. 41). Часто от кристаллов плагиоклаза остаются лишь небольшие сильно корродированные реликты.

Таблица 23

## Химический состав гиперстеновых гранит-порфиров р. Тананчи

Компоненты	Обр. Tx-9-6 (1)		Обр. Tx-9-15 (2)		Компоненты	Обр. Tx-9-6 (1)		Обр. Tx-9-15 (2)	
	вес.	мол. кол-во	вес.	мол. кол-во		вес.	мол. кол-во	вес.	мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	69,61	1159	69,50	1157	CaO	1,68	30	1,76	31
TiO <sub>2</sub>	0,40	5	0,37	5	Na <sub>2</sub> O	3,40	55	3,46	56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,07	138	13,46	132	K <sub>2</sub> O	4,26	46	4,17	45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	9	1,82	11	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	—	0,23	—
FeO	2,84	35	3,02	38	П.и.п.	1,03	58	1,10	61
MnO	0,07	1	0,07	1	С у м м а	99,55		99,48	
MgO	0,75	18	0,75	18					

Аналитик З. Л. Мукассеева. Химическая лаборатория ДВГИ ДВФ АН ССР.

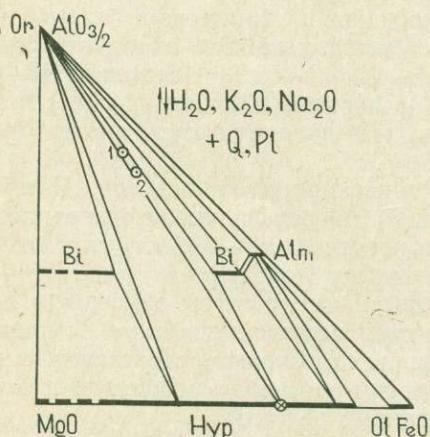
Калишпат содержит перитовые вrostки альбита, причем их количество непостоянно даже в пределах одного шлифа. Типичны графические сростки калишпата с кварцем.

Кварц представлен мелкими зернами (0,2—0,8 мм), расположеннымми между плагиоклазом, калишпатом и биотитом, скоплениями более крупных зерен.

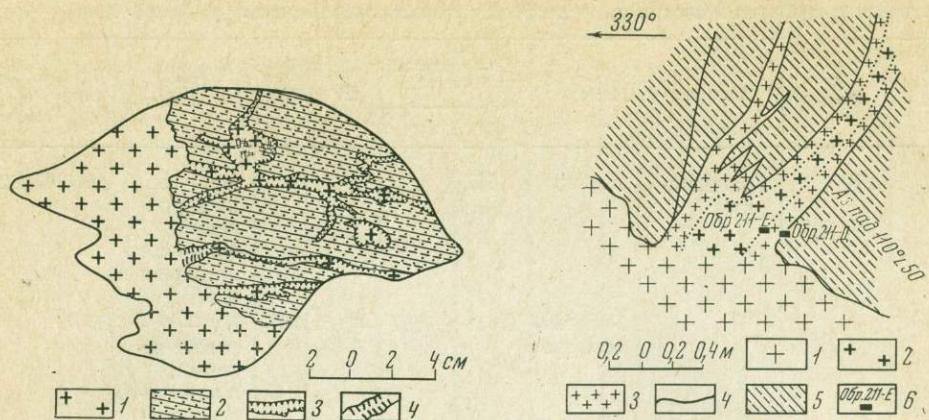
Гиперстен встречается только в породах эндоконтактовых зон. Он представлен призматическими кристаллами (фиг. 42) размером до 0,3 мм, обладающими отчетливым плеохроизмом: *Ng* — бледно-зеленоватый, *Np* — светло-розовый. Железистость гиперстена (*f<sub>общ</sub>*) не превышает 50—55 (табл. 27). Гиперстен замещается роговой обманкой и биотитом.

Обыкновенная роговая обманка присутствует в виде хорошо образованных кристаллов размером 0,4—1,0 мм. Реже встречаются более крупные кристаллы величиной до 2,0—3,5 мм. Железистость роговой обманки колеблется в пределах 41—47 (см. табл. 27).

Биотит, преобладающий в породе над другими темноцветными минералами, наблюдается в виде чешуек размером 1—2 мм. Железистость биотита варьирует в пределах 52—56. Химический состав биотита из роговообманково-биотитового гранита центральной части интрузива приведен в табл. 28. Биотит обладает довольно низкой глиноземистостью (*K<sub>A1</sub>*=19,7), определяющей условия повышенной щелочности при их формировании.



Фиг. 35. Парагенетическая диаграмма для гиперстеновых гранит-порфиров р. Тананчи. Цифры на диаграмме соответствуют номерам анализов табл. 23.



Фиг. 36. Инъекции гранитного материала в ороговиковые осадочные породы в зоне контакта с гранодиоритами интрузива р. Левой Коли; обр. 211

1 — гранодиориты; 2 — роговики; 3 — оторочка биотита вокруг гранитных инъекций; 4 — кристаллы кварца

Фиг. 37. Гранитные и аплитовые жилы, секущие ороговиковые вмещающие породы. Массив правобережья р. Левой Коли

1 — гранодиориты; 2 — мелкозернистые граниты; 3 — аплиты; 4 — прожилки кварца; 5 — вмещающие породы; 6 — места отбора и номера образцов.

Гиперстен встречается также в жильных разностях гранитоидов массива, секущих гиперстен-рогообманково-биотитовые породы в юго-восточной эндоконтактовой части массива. Жильные граниты состоят из зонального плагиоклаза № 30—32÷15 (6—10 %), микроклин-пертита (55 %), кварца (32—35 %), гиперстена (1 %) и биотита (2 %). Гиперстен имеет более низкую железистость ( $f_{общ}=32$ ; см. табл. 27) по сравнению с гиперстеном гранодиоритов. Гиперстен замещается биотитом ( $f_{общ}=56$ ;  $Nm=1,653$ ).

Повышенные содержания плагиоклаза и темноцветных минералов в породах массива и наличие монцонитовых структур позволяют предположить, что при формировании интрузии имели место процессы асимиляции вмещающих пород, особенно основных эффузивов.

### Гиперстеновые гранитоиды хребта Вернадского (остров Парамушир)<sup>1</sup>

Гиперстеновые гранитоиды на о-ве Парамушир обнаружены в составе многофазного plutона осевой части хр. Вернадского, относящегося к габро-плагиогранитной формации третичного возраста.

#### Геологическое положение

В структурно-тектоническом отношении массив, косо секущий складчатые сооружения миоценовых отложений, приурочен к крупному разлому глубокого заложения, протягивающемуся через весь остров в северо-восточном направлении.

Вмещающими породами являются отложения среднепарамуширской (олигоцен?—нижний миоцен) и Курильской (нижний—средний миоцен) серий общей мощностью около 3 км.

В составе plutона (фиг. 43) выделяются три самостоятельных интрузива, сложенные породами габброидного (45—55 %  $SiO_2$ ), диоритового (55—61 %  $SiO_2$ ) и гранитоидного (64—75 %  $SiO_2$ ) состава.

<sup>1</sup> Описание приводится по материалам К. Ф. Сергеева и В. Б. Сергеевой (1963).

Таблица 24

## Оптические свойства и состав минералов гранитоидов правобережья р. Левой Коли

Пара- гне- зис	№ образца	Порода	Минерал	Показатели преломления		2V	cNg	Цвет в шлифе	f общ	№ пла- гио- клаза
				Ng	Np					
Hb + Bi + Pl + Or + Q	210	Граноди- рит	Биотит*	1,667				Ng — тем- но-корич- невый, Np — свет- ло-коричне- вый	46,4	40÷20
			Роговая обманка	1,679	1,657	-70°	16°	Ng — бу- ровато-зе- леный, Nm — зе- леновато- бурый, Np — свет- ло-зеленый	47,0	
	210-Б	То же	Биотит	1,670	1,592			Ng — тем- но-корич- невый, Np — свет- ло-желтова- то-корич- невый		35—37
	211	»	»	1,672				Ng — тем- но-корич- невый, Np — ко- ричневато- зеленова- тый		
	211-А	»	»	1,667				Ng — тем- но-корич- невый, Np — свет- ло-корич- невый		35
	211-Б	»	»	1,670				Ng — тем- но-корич- невый, Np — ко- ричневато- зеленова- тый		37
	211-Б-1		Роговая обманка	1,680	1,657	-69°	17°	Ng — бу- ровато-зе- леный, Nm — бу- рый, Np — блед- но-желто- вато-зеле- ный	48	39—41
								Ng — тем- но-корич- невый, Np — свет- ло-корич- невый		
								Ng — зе- леный,		

Окончание

Пара- гнейс	№ образца	Порода	Минерал	Показатели преломления		2V	cNg	Цвет в шлифе	f общ	№ пла- гио- клаза
				Ng	Np					
Hb + Bi + + Pl + Or + Q	211-Б-1	Грано- диорит	Роговая обманка	1,686	1,662	-68 -70°	16 -17°	Ng — зеленый, Nm — бу- ровато-зе- леный, Np — жел- товато-зе- леноватый	54	
Bi + Pl + Or + Q	210-А	Аплит	Биотит	1,657				Ng — ко- ричневый, Np — свет- ло-желто- ватый	60	5—7
	211-Е	Мелкозер- нистый гранит	»	1,662				Ng — тем- но-корич- невый, Np — свет- ло-корич- невый	64	10
Hyp + Bi + Pl + Or + Q	211	Зона кон- такта с рогови- ком	Гипер- стен	1,736	1,718	-50°	4°	Ng — свет- ло-зелено- ватый, Np — свет- ло-розовый	55	
			Биотит	1,672				Ng — тем- но-корич- невый, Np — свет- ло-желто- ватый		

\* Железистость биотита определена по данным химического анализа табл. 25.

Гранитоидные породы, сформированные в три субфазы, обнажаются в виде цепочки северо-восточного направления в центральной части plutона, сложенного габбро, диоритами и гранодиоритами (см. фиг. 43). Общая площадь выхода гранитоидных пород около 8—10 км<sup>2</sup>.

Первая субфаза гранитоидного комплекса характеризуется внедрением гранодиоритов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Вторая субфаза представлена гранодиоритами, гранитами и гранит-порфирами. В заключительную субфазу были сформированы дайки аплитовых гранитов и аплитов мощностью до 2—5 м. Почти во всех разновидностях пород гранитоидного комплекса встречается гиперстен.

#### Петрографическое описание

Породы I субфазы — гранодиориты — состоят из андезин-лабрадора № 30—52, слабо хлоритизированного диопсида ( $2V=54-56^\circ$ ,  $cNg=37-38^\circ$ ), уралитизированного гиперстена ( $2V_{Np}=70-74^\circ$ ,  $cNg=0-4^\circ$ ), кварца, магнетита и апатита, т. е. относятся к бескалишпатовым разностям.

В отличие от них в гранит- и гранодиорит-порфирах I субфазы комплекса присутствуют калишпат (2—6%) и роговая обманка ( $2V_{Np}=80^\circ$ ,  $cNg=14^\circ$ ).

В гранодиоритах и порфировидных разностях пород II субфазы количество калишпата достигает 15—20% за счет уменьшения роли плахиоклаза

Таблица 25

Химический состав биотита из гранодиорита массива правобережья р. Левой Коли (обр. 210)

Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	Число ионов в пересчете на 12 атомов кислорода	Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	Число ионов в пересчете на 12 атомов кислорода
SiO <sub>2</sub>	36,29	604	2,74	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	1	—
TiO <sub>2</sub>	3,82	48	0,22	H <sub>2</sub> O-	0,00	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,46	152	1,37	H <sub>2</sub> O+	3,99	222	2,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	14	0,13	F	0,20	10	0,05
FeO	16,31	227	1,03	Всего	99,64		
MnO	0,55	8	0,04	F <sub>2</sub> =O	0,08	—	—
MgO	11,87	294	1,33	Сумма	99,56		
CaO	0,72	13	0,04				
Na <sub>2</sub> O	0,26	4	0,04	Nm	1,667		
K <sub>2</sub> O	7,69	82	0,74	f <sub>общ</sub>	46,4		
Li <sub>2</sub> O	Следы	—	—	K <sub>Al</sub>	20,8		
Rb <sub>2</sub> O	0,14	—	—	Na+K+Ca	0,607		
Cs <sub>2</sub> O	Следы	—	—	Al			

Аналитик Е. А. Лаговская. Лаборатория минералогии и геохимии ДВГИ ДВФ СО АН ССР.

того же состава до 45 %. Остальной комплекс минералов аналогичен породам I субфазы.

Наконец, аплитовые граниты и аплиты III субфазы комплекса, образуя дайки в породах первых двух субфаз, представляют собой порфировидные породы, состоящие из калишпата (30—33 %), андезина № 48—50, диопсида ( $2V=56-58^\circ$ ,  $cNg=37-39^\circ$ ), гиперстена ( $2V_{Np}=60^\circ$ ,  $cNg=0^\circ$ ), роговой обманки ( $2V_{Np}=82^\circ$ ,  $cNg=12^\circ$ ) и кварца. В незначительных количествах (до 0,5—1,5 %) встречаются биотит, магнетит, апатит. Гиперстен в этих породах ( $f_{общ}=35-40$ ) встречается в виде хорошо образованных призматических кристаллов.

Парагенетическая диаграмма, соответствующая гранодиоритам, аплитовым гранитам и аплитам с гиперстеном, приведена на фиг. 44, на которую нанесены составы этих пород из района бассейна рек Прозрачной и Океанской (Сергеев, Сергеева, 1963, табл. 1). Эта диаграмма отвечает парагенетической схеме VI-Б (см. фиг. 3).

#### Общие особенности минералогии и условия образования гиперстенсодержащих гранитоидов малой глубинности

Суммируя приведенный материал и обращаясь к литературным данным по гиперстеновым гранитоидам, можно отметить некоторые общие особенности их минералогии.

1. Для этих пород характерен основной плагиоклаз — андезин № 35—45 и даже лабрадор № 50—55. В плагиоклазе обычно наблюдаются антиперитты калишпата, сходные с аналогичными образованиями чарнокитов и эндербитов.

2. Железистость гиперстена ( $f_{общ}$ ) в малоглубинных гранитоидах колеблется в пределах 50—70%; более железистые разности встречаются значительно реже в ассоциации с гортонолитом и фаялитом в наиболее кислых породах. Чисто железистые ферросилилы наблюдаются в кислых породах в единичных случаях и относятся к моноклинной разновидности — клино-

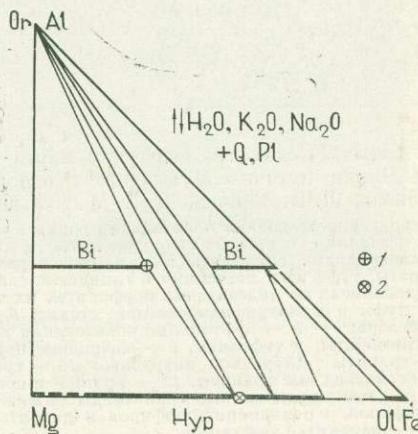


Фиг. 38. Гиперстен (Нур)-биотитовый (Bi) гранит на контакте с гиперстен-биотитовыми роговиками. Шлиф 211, увел. 45. Без анализатора

ферросилиту, как, например, пироксен из обсидианов оз. Наиваша в Кении (Bown, 1965).

Как видно из табл. 29, железистость гиперстена, образующего вкрапленники в породах среднего состава, небольшая ( $f_{общ}=35-50$ ). Выделение гиперстена в них происходит, как правило, совместно с авгитом и основным плагиоклазом (андезин-лабрадором) в магматической камере, располагающейся на довольно значительной глубине от поверхности. Следовательно, гиперстены с  $f_{общ}=35-50$  являются более глубинными образованиями, не свойственными типичным малоглубинным гранитоидным породам, в которых железистость гиперстена не опускается ниже 50. Наглядным примером этому могут служить гиперстеновые гранит-порфиры бассейна р. Тананчи, содержащие гиперстен с  $f_{общ}=65$ , и эвлитовые граниты горы Рубидокс в Калифорнии (Larsen, Draisim, 1950), в которых эвлит из парагенезиса Нур+P1+Or+Q имеет  $f_{общ}=77,4$ .

Примечателен тот факт, что гиперстен рассматриваемых пород по составу близок к гиперстену глубинных чарнокитовых комплексов (характерис-



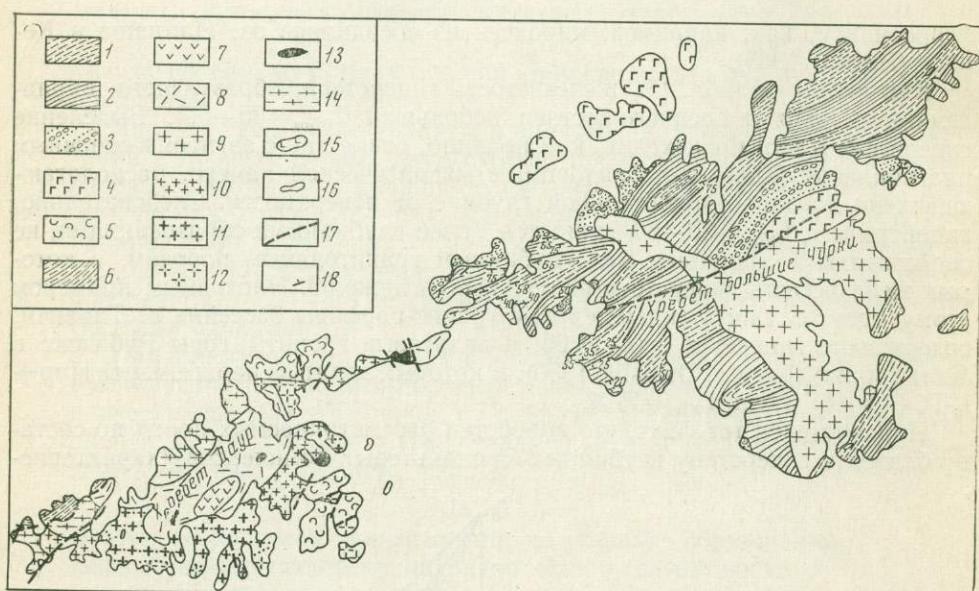
Фиг. 39. Парагенетическая диаграмма для гиперстен-биотитовых гранитов контактовой зоны массива правобережья р. Левой Коли

1 — состав минералов по результатам химического анализа;  
2 — то же, по оптическим данным

### Т а б л и ц а 26

## Химический состав гранодиоритов правобережья р. Левой Коли

Компоненты	Обр. 210		Обр. 211-Б-1	
	вес. %	МОЛ. КОЛ-ВО	вес. %	МОЛ. КОЛ-ВО
SiO <sub>2</sub>	68,68	1144	68,50	1140
TiO <sub>2</sub>	0,54	7	0,75	10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,81	155	14,50	142
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,11	7	1,00	6
FeO	1,93	27	2,14	30
MnO	0,10	1	0,10	1
MgO	1,13	28	1,10	27
CaO	2,75	49	2,75	49
Na <sub>2</sub> O	3,88	63	4,54	73
K <sub>2</sub> O	3,15	34	3,80	40
П.п.п.	0,32	18	0,66	36
Сумма	99,40		99,84	
Аналитик, лаборатория	Центральная лаборатория треста «Приморцветмет»		Н. М. Никитина, Химическая лаборатория ДВГИ СССР	



Фиг. 40. Схематическая геологическая карта гранитоидных массивов хребтов Даур и Большие Чурки (составлена автором с использованием материалов А. П. Глушкова, Г. Е. Усанова, Л. В. Эйриша, Я. В. Маслякевича и др.)

1—3 — терригенно-осадочные образования верхней перми—нижнего триаса: 1—слюдистые и известковистые песчаники с прослоями алевролитов и линзами известняков, 2 — алевролито-глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты и песчаники с редкими прослоями порфиритов и туфлитов, 3 — конгломераты, туфы и туфлиты, песчаники и глинистые сланцы; 4—5 — эфузивные образования карбона: 4 — миндалекаменные андезитовые порфириты, их туфы, туфоловы, спиллиты, 5 — кварцевые порфириты, их туфы и девиатрифицированные стекла; 6 — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы среднего девона; 7 — эфузивные образования нижнего мела: 7 — черные туфы кварцевых порфиритов, игнимбриты и туфоловы, 8 — кварцевые порфириты и их туфы; 9 — чуркинские гранитоиды; 10—13 — граниты Даурского интрузива; 10 — гранит-порфириты, 11 — порфироидные мелкозернистые и пегматоидные граниты, 12 — крупно- и среднезернистые граниты, 13 — рибекитовые граниты; 14 — катаклизированные гранитоиды нижнего палеозоя; 15 — дайки диабазов; 16 — дайки гранит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов и диоритовых порфиритов; 17 — тектонические нарушения; 18 — элементы залегания



Фиг. 41. Замещение плалиоклаза (Pl) калинатровым полевым шпатом (Ог) в гранодиорите Чуркинского интрузива. Шлиф Ч-106, увел. 65. Николи+



Фиг. 42. Кристаллы гиперстена (Нур) в гиперстен-рогообманково-биотитовом гранодиорите. Шлиф Ч-34-А, увел. 50. Без анализатора

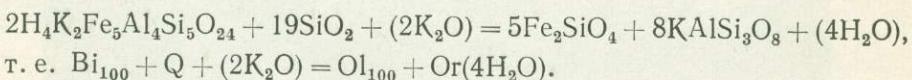
Таблица 27

Оптические свойства и состав минералов гиперстеновых гранитоидов Чуркинского массива

Парагенезис	№ образца	Порода	Минерал	Показатели преломления		2V Np	cNg	Цвет в шлифе	f общ	№ плагио-кварца
				Ng	Np					
Hyp + Hb + Bi + Or + Pl + Q	Ч-34-А	Гранодиорит	Гиперстен	1,731	1,716	50—54°	1—2°	Ng — светло-зеленоватый, Np — розоватый	55	32÷16
			Биотит	1,653				Ng — темно-бурый, Np — желтоватый	56	
			Роговая обманка	1,676	1,650	72—74°	16°	Ng — буровато-зеленый, Nm — зеленовато-бурый, Np — зеленоватый	44	
Hyp + Bi + Pl + Q + Or	Ч-52	То же	Гиперстен	1,729	1,715	49—50°	3°	Ng — светло-зеленоватый, Np — светлорозовый	52	48÷21
			Биотит	1,648				Ng — темно-коричневый, Np — желтоватый	52	
Hyp + Bi + Pl + Q + Or	Ч-34-А-1	Гранит мелко-зернистый	Гиперстен	1,705	1,693	56—58°	3°	Ng — бесцветный, Np — бледнорозовый	32	30÷15
			Биотит	1,653				Ng — темно-бурый, Np — желтоватый	56	

тика составов некоторых гиперстенов из чарнокитов приведена в табл. 29), в которых его железистость варьирует в пределах 30—65.

Редкие находки гранитоидов с сильно железистыми гиперстенами являются следствием того, что в условиях повышенной железистости расплава вместо гиперстена формируется ассоциация гортонолита или фаялита с калишпатом:



3. Глиноземистость гиперстена ( $\text{KAl}$ ) в гранитоидах малых глубин низкая и не превышает 0,5—3,0 (см. табл. 29), что свидетельствует об условиях повышенной щелочности при их образовании. Подтверждением служат рассмотренные выше массивы гиперстеновых гранитоидов правобережья р. Левой Коли и хр. Большие Чурки, в которых гиперстен возник в зоне контакта гранитоидов с основными боковыми породами в условиях повышенной щелочности.

4. Содержание кальция в ромбических пироксенах рассматриваемых пород составляет 0,04—0,06 в формуле из расчета на 6 атомов кислорода (см. табл. 29), т. е. ниже, чем в андезитах и базальтах (Кипо, 1954). Поскольку содержание кальция в гиперстенах определяется температурой, при которой происходит их кристаллизация, то, согласно эксперименталь-

Таблица 28

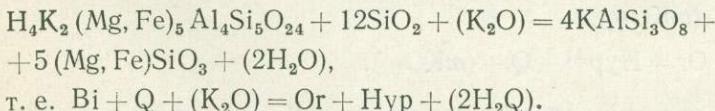
Химический состав биотита из роговообманково-биотитового гранита Чуркинского интрузива (обр. 4-97)

Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	Число ионов в пересчете на 12 атомов кислорода	Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	Число ионов в пересчете на 12 атомов кислорода
SiO <sub>2</sub>	37,57	625	2,85	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,80	211	1,92
TiO <sub>2</sub>	4,10	51	0,23	F	0,33	17	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	139	1,27	Всего	100,22		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,73	29	0,26	F <sub>2</sub> =O	0,15	—	—
FeO	16,96	236	1,08	Сумма	100,07		
MnO	0,32	4	0,01	<i>Nm</i>	1,655		
MgO	8,86	220	1,00	f	51,8		
CaO	0,70	13	0,06	f <sub>общ</sub>	57,2		
Na <sub>2</sub> O	0,26	4	0,04	K <sub>Al</sub>	19,7		
K <sub>2</sub> O	8,72	92	0,84	$\frac{Na+K+Ca}{Al}$	0,74		

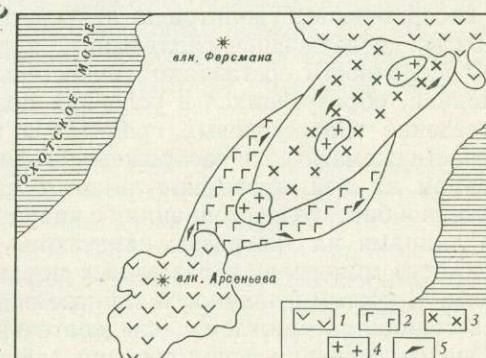
Аналитик В. В. Ленярская. Химическая лаборатория ДВГИ ДВФ СО АН ССР.

ным данным Л. Атласа (Atlas, 1952) и исследованиям Х. Куно (Куно, 1954), оно повышается с возрастанием температуры. Следовательно, формирование гранитоидов с гиперстеном происходит при температурах 800—1000°, более низких, чем кристаллизация основных пород (Йодер, Тилли, 1965), но значительно более высоких, чем биотитовых гранитов (Tuttle, Bowen, 1958). Рассмотрим детальнее взаимоотношения между гиперстено- выми и биотитовыми гранитами.

Повышение температуры в кварцодержащих породах приводит к появлению ассоциации гиперстена с калишпатом (см. фиг. 2 и 3) за счет разложения биотита согласно следующей реакции:



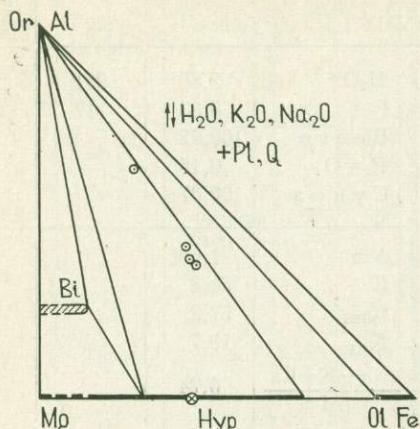
Из уравнения видно, что увеличение щелочности (химического потенциала калия) расширяет поле устойчивости гиперстенодержащих грани-



Фиг. 43. Геолого-петрографическая схема интрузивного массива хр. Вернадского на о-ве Парамушир (по Сергееву и Сергеевой, 1963)

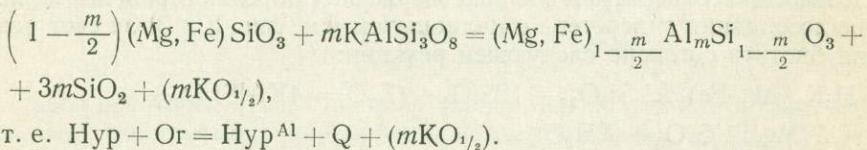
1 — эфузивные образования кайнозоя; 2 — породы габброидного комплекса; 3 — породы диоритового комплекса; 4 — породы гранитоидного комплекса; 5 — ориентировка линейности пород

тоидов, которые могут формироваться в условиях все более низких температур. Эти соотношения показаны на диаграмме Р— $\mu_{H_2O}$  (фиг. 45), построенной для гранитоидов, кристаллизующихся при повышенном потенциале щелочей. Из диаграмм (фиг. 45, 46) следует, что возрастание температуры и понижение давления расширяет поле устойчивости гиперстеновых гранитоидов, и формирование гиперстена в гранитах становится возможным даже при сравнительно высоких потенциалах  $H_2O$ , т. е. при довольно низких температурах (правый ряд парагенетических диаграмм на фиг. 46).



Фиг. 44. Парагенетическая диаграмма для гиперстеновых гранитов и аплитов хр. Вернадского на о-ве Парамушире. Химические составы пород нанесены по данным анализов, приведенных в статье К. Ф. Сергеева и В. Б. Сергеевой (1963)

Из рассмотренного выше уравнения вытекает, что с ростом температуры (снижением химического потенциала  $H_2O$ ) разложение биотита, осуществляясь при все более низкой щелочности, обуславливает формирование все более глиноземистого гиперстена, что можно иллюстрировать диаграммой  $\frac{Si}{Al} - \frac{Mg + Fe}{Al}$  (фиг. 47) и уравнением реакции между гиперстенами различной глиноземистости:



На диаграмме (см. фиг. 47), куда сведены имеющиеся литературные данные по составу гиперстена из ассоциации Hyp+Pl+Or+Q±Pm±Alm±±Cor±Sill±Mt, видно, что в нижнем левом углу располагаются составы гиперстенов, наиболее богатых глиноземом (группа I). В эту группу попадают гиперстеновые гранитоиды низкой щелочности (мигматиты, гнейсы, эндербиты), содержащие силлиманит, кордиерит и гранат. Вторую (II) группу щелочности составляют гиперстены, главным образом чарнокитов и рапакиви, образующихся в условиях повышенной щелочности.

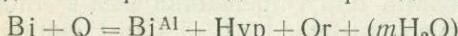
Поведение гиперстеновых гранитов в зависимости от температуры и щелочности схематически изображено на диаграмме  $\mu_{H_2O}-\mu_{K_{2O_{1/2}}}$  (фиг. 48). Пунктиром на ней проведены линии постоянной глиноземистости ( $KAl$ ) гиперстена и биотита в ассоциациях с кварцем, плагиоклазом и калишпатом. Этими линиями на диаграмме намечаются определенные зависимости глиноземистости минералов в различных парагенезисах от температуры и щелочности. С ростом щелочности глиноземистость минералов в рассматриваемых ассоциациях снижается; следовательно, она может служить показателем щелочности при формировании гранитоидных пород.

Таблица 29

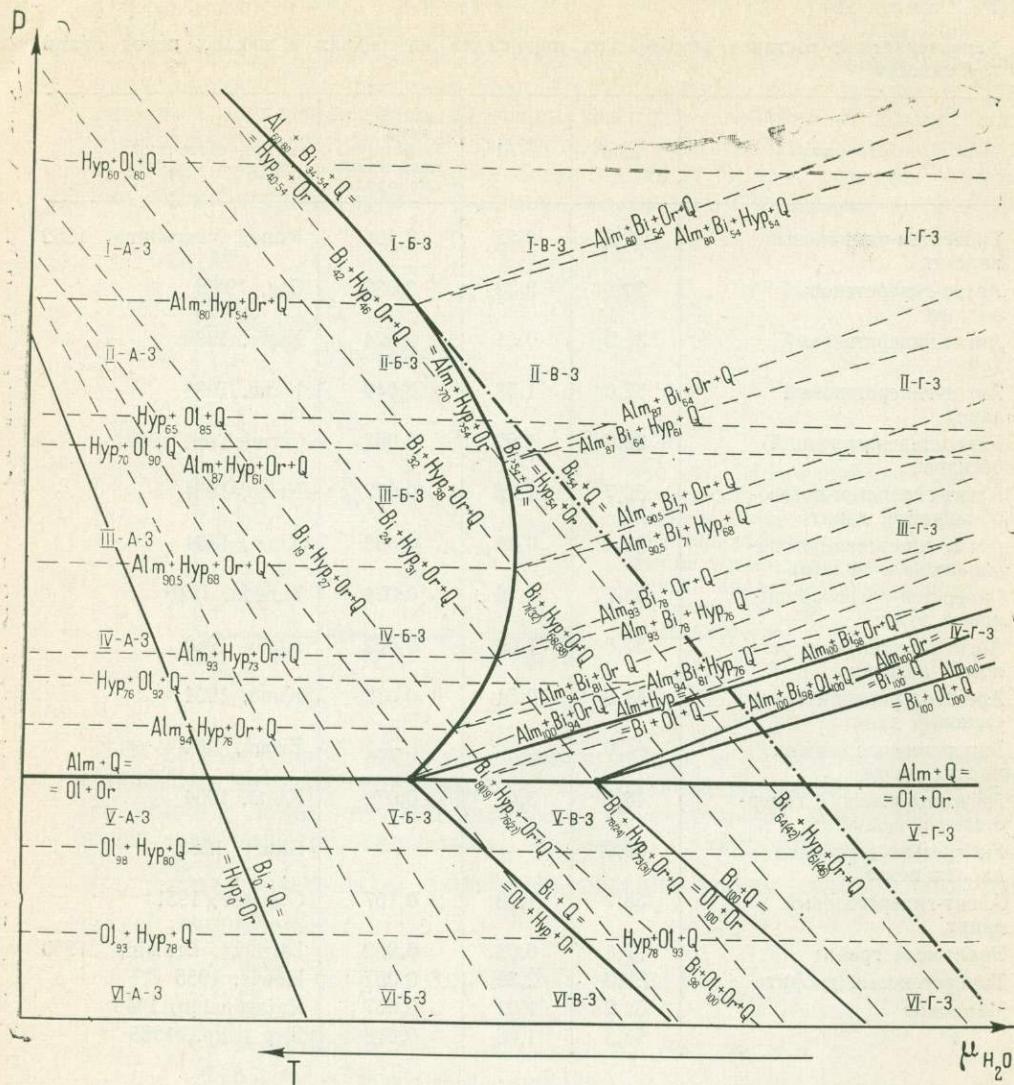
Характеристика составов ромбических пироксенов из средних и кислых пород малой глубинности

Порода	$f_{\text{общ}}$	K Al	Содержание иона Ca (в формуле на 6 ионов кислорода)	Источник
Гиперстен-оливиновый андезит	30,2	0,52	0,106	Kuno, Nagashima, 1952
Авгит-гиперстеновый андезит	30,6	3,39	0,082	Ota, 1952
Авгит-гиперстеновый дацит	31,3	0,51	0,024	Kuno, 1938
Авгит-гиперстеновый дацит	32,0	1,58	0,049	Kuno, 1938
Гиперстенсодержащий обсидиан	32,4	1,69	0,087	Carmichael, 1960
Авгит-гиперстен-рого-обманковый дацит	32,7	1,02	0,029	Kuno, 1954
Авгит-гиперстен-рого-обманковый андезит	33,4	0,46	0,033	Kuno, 1954
Гиперстен-рогообманковый дацит	33,7	2,16	0,024	Taneda, 1946
Авгит-пижонит-гиперстеновый андезит	37,6	1,89	0,062	Kuno, 1950
Авгитсодержащий гиперстеновый дацит	44,5	0,51	0,052	Kuno, 1954
Гиперстенсодержащая кислая пемза	45,0	—	—	Ewart, 1963
Авгитсодержащий гиперстеновый дацит	48,2	3,67	0,072	Kuno, 1954
Гиперстенсодержащая кислая пемза	50,0	—	—	Ewart, 1963
Авгит-гиперстеновый дацит	53,7	1,48	0,157	Соколов, 1951
Эвлитовый гранит	77,4	6,03	0,062	Larsen, Draisin, 1950
Гиперстеновый диорит	58,0	2,30	0,007	Howie, 1955
Чарнокит	64,2	1,01	0,067	Rajagopalan, 1946
»	67,3	1,68	0,018	Дир и др., 1965

Полученные выводы, однако, приложимы к равновесиям с числом минералов не более трех, не учитывая плагиоклаза (как изображено на фиг. 48), т. е. к гранитоидам с одним темноцветным минералом. В более многоминеральных ассоциациях полученные зависимости необходимо применять осторожно, так как в гиперстен-биотитовых парагенезисах гранитоидов глиноzemистость биотита зависит главным образом от температуры (Маракушев, 1965), что хорошо видно из приводимого ниже уравнения реакции



и табл. 30, в которой даны изменения глиноzemистости гиперстена и биотита. Отсутствие какой-либо закономерности в изменении глиноzemистости гиперстена и сосуществующего с ним биотита свидетельствует, что определяющим фактором в распределении  $\text{Al}_2\text{O}_3$  между ними является в основном температура, с повышением которой биотит и гиперстен должны обогащаться глиноzemом. Следовательно, состав биотита в парагенезисах чарнокитовых гранитоидов в какой-то мере может служить геологическим термометром (Маракушев, 1966).



Фиг. 45. Диаграмма  $P-\mu_{H_2O}$  для бедных кальцием гранитоидов повышенной щелочности. Цифры соответствуют треугольным парагенетическим схемам фиг. 46

### ОЛИВИНОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

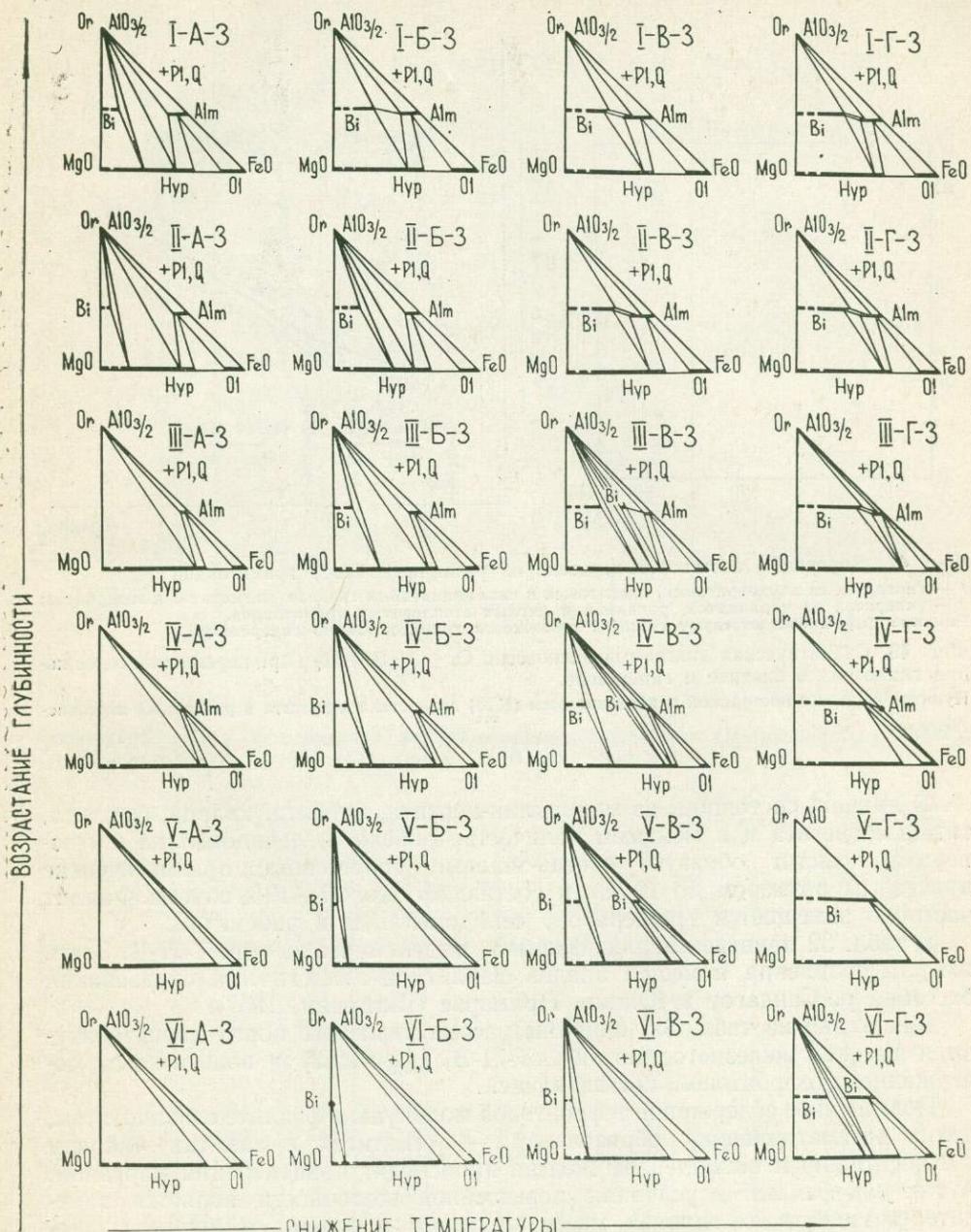
Оливиновые разности гранитоидов распространены во многих районах Тихоокеанского пояса. Достаточно упомянуть районы мыса Орлова и бассейна р. Сандагоу в Приморье (Шипулин, 1957), провинции Оми в Японии (Shibata, 1937), хр. Негаях на Колыме (Гинзбург и др., 1962). Нами будут рассмотрены оливиновые гранитоиды мыса Орлова.

#### Оливиновые гранитоиды мыса Орлова в Приморье

Оливиновые гранитоиды мыса Орлова в Южном Приморье впервые были обнаружены и описаны Ф. К. Шипулиным (1957). Затем они детально изучались Б. Л. Залищаком (Маракушев и др., 1966) и автором. Оливинсодержащие гранитоиды слагают многочисленные крупные линзы в эндоконтактовой зоне лепидомелан-рибекитовых гранитов третичного

возраста, обнажающихся в южной и восточной частях мыса в виде двух куполообразных тел. Линзы имеют длину около 20—50 м при мощности до 2—5 м.

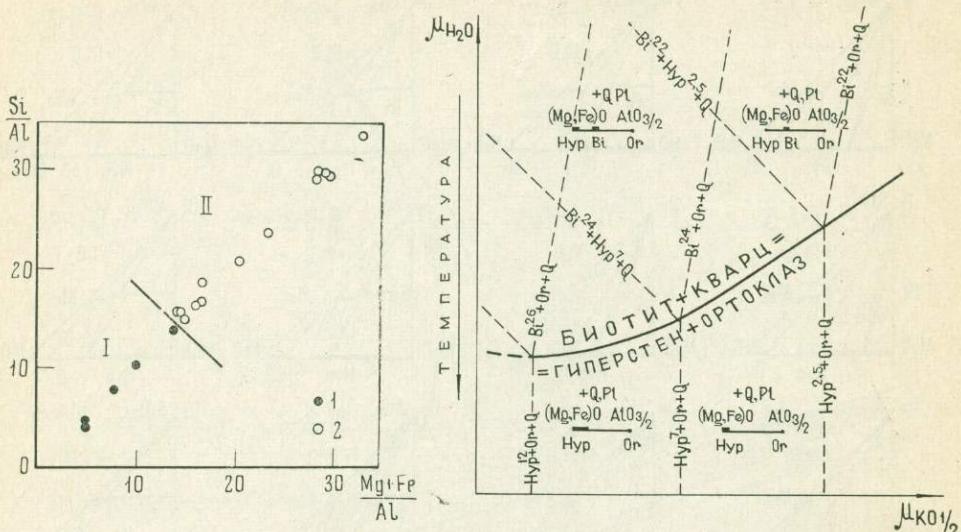
Оливин наблюдается как в линзах, так и во вмещающих их щелочных гранитах. Последние характеризуются довольно однообразным минералогическим составом<sup>1</sup>: кварц (25—30 %), микроклин-пертит и развитый по



Фиг. 46. Диаграммы парагенезисов гранитоидов повышенной щелочности. Каждая треугольная парагенетическая схема соответствует определенному месту на диаграмме  $P-\mu_{H_2O}$  (фиг. 45), обозначенному цифрами

<sup>1</sup> Количественно-минералогические подсчеты сделаны Б. Л. Залищаком.

нему альбит (55—60 %), рибекит, лепидомелан, фаялит, более редкие титаномагнетит, энгматит, гронерит и циркон. В щелочных гранитах фаялит, как правило, редок и замещен псевдоморфозами иддингита. Лепидомелан содержится как в щелочных гранитах, так и в пегматоидных обособлениях в них, однако состав его несколько отличается, что можно видеть из табл. 31. Оба биотита характеризуются высокой общей железистостью и очень низкой глиноземистостью.



Фиг. 47. Диаграмма составов гиперстена из различных типов гранитоидов

1 — гиперстен из кордиеритовых, гранатовых и силиманиловых гнейсов, мигматитов и эндербитов;  
2 — гиперстен из чарнокитов, рапакиви и кислых стекловатых гранитоидов.  
Римские цифры соответствуют группам щелочности гранитоидов по гиперстену

Фиг. 48. Схематическая диаграмма равновесия  $Ogr+Q+Bi+Hyp$  при переменном содержании глинозема в биотите и гиперстене.

Пунктир — линии постоянной глиноземистости ( $K_{Al}$ ) гиперстена и биотита в различных парагенезисах

В линзах, состоящих из микроклин-пертита, альбита, кварца, фаялита, титаномагнетита и в меньшем количестве рибекита, лепидомелана и гронерита, фаялит образует светло-зеленые уплощенные призматические кристаллы размером до 10 мм и составляет около 7—10 % объема. Фаялит частично замещается гронеритом, лепидомеланом и рибекитом.

В табл. 32 приведен анализ фаялита, выделенного из обр. Т-71-В. Здесь же для сравнения помещен анализ фаялита из аналогичных образований бассейна р. Сандаагу в Южном Приморье (Шипулин, 1957).

Как видно из табл. 32, оливины рассматриваемых пород характеризуются высокой железистостью (обр. Т-71-В,  $f_{общ} = 92,2$ ) и повышенным содержанием тифроитовой составляющей.

Повышенное содержание тифроитовой молекулы в фаялите связано с тем, что в рассматриваемых образованиях — пегматитах и аплитах — наряду с относительным накоплением железа происходит концентрация марганца. А так как фаялит в условиях повышенной щелочности является заменителем граната, то главная масса марганца и входит в решетку фаялита.

Данные по составу фаялита из шлиров в щелочных гранитах мыса Орлова положены в основу для построения парагенетической диаграммы, приведенной на фиг. 49. Эта диаграмма соответствует парагенетической схеме VI-Б (см. фиг. 3).

Таблица 30

Вариации железистости и глиноземистости биотита и гиперстена из различных парагенезисов гранитоидов

Минерал	K <sub>Al</sub>	f <sub>общ</sub>	Парагенезис	Источник
Hyp	1,9	48,3	Hyp + Alm + Bi + Pl + Or +	Naidu (1954)
Bi	21,9	28,6	+ Q + Mt	
Hyp	3,8	37,1	Hyp + Bi + Pl + Q + Mi + Mt	Маракушев (1963)
Bi	18,2	35,0		
Hyp	2,5	41,0	Hyp + Pl + Q + Bi + Oge	Бондаренко (1964)
Bi	23,6	30,2		
Hyp	3,8	52,5	Hyp + Pl + Bi + Or + Q	
Bi	22,1	52,8		
Hyp	2,3	35,1	Hyp + Bi + Pl + Or + Q +	
Bi	17,2	29,7	+ Ore	
Hyp	2,2	52,2	Di + Hyp + Hb + Bi + Pl +	Хмарук, Щербаков
Bi	21,2	47,3	+ Mt	(1965)
Hyp	0,17	37,0	Di + Hyp + Hb + Bi + Pl +	
Bi	18,3	33,8	+ Q + Or	
Hyp	3,5	44,8	Hyp + Cor + Bi + Q + Alm +	Костюк (1955)
Bi	23,2	46,7	+ Pl + Or	
Hyp	1,7	55,3	Hyp + Bi + Alm + Pl + Or +	
Bi	19,0	48,9	+ Q	

Таблица 31

Химический состав лепидомелана из лепидомелан-рибекитовых гранитов (обр. 5856-А) и пегматитов (обр. 5271-А) мыса Орлова в Южном Приморье  
(материалы Б. Л. Залищака, 1966)

Компоненты	Обр. 5856-А		Обр. 5271-А		Компоненты	Обр. 5856-А		Обр. 5271-А	
	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во		вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	35,30	588	38,52	641	H <sub>2</sub> O+	Не опр.	—	3,00	166
TiO <sub>2</sub>	2,13	27	2,65	34	F	»	—	1,40	74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,51	83	11,31	111	В с е г о	98,41		100,18	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,27	140	7,64	48	F <sub>2</sub> =O	—	—	0,59	—
FeO	16,90	235	21,26	296	С у м м а	98,41		99,59	
MnO	1,19	17	0,51	7					
MgO	3,34	83	2,50	62	Ng	1,729		1,678	
CaO	0,52	9	1,16	21	Np	1,647		1,616	
Na <sub>2</sub> O	1,00	16	0,28	5	2V	—5°		—24—	
K <sub>2</sub> O	7,25	77	9,00	95				26°	
Li <sub>2</sub> O	Не опр.	—	0,61	20	f <sub>общ</sub>	86,1		86,3	
Rb <sub>2</sub> O	»	»	0,27	2	K <sub>Al</sub>	12,3		16,9	
Cs <sub>2</sub> O	»	»	0,07	—	Na+K+Ca	1,17		1,01	
					Al				

Аналитик М. Г. Погорелова. Химическая лаборатория ДВГИ ДВФ СО АН СССР.

Таблица 32

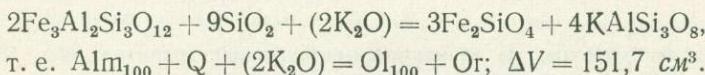
Химический состав фаялита из линз фаялит-полевошпатового состава, локализованных в лепидомелан-рибекитовых гранитах мыса Орлова и верховьев р. Сандагоу (по Шипулину, 1957)

Компо-ненты	1		2		Компо-ненты	1		2	
	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во		вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	27,26	453	27,77	462	Li <sub>2</sub> O	0,10	1	—	—
TiO <sub>2</sub>	0,62	8	—	—	Rb <sub>2</sub> O	0,10	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,75	8	—	—	Cs <sub>2</sub> O	0,07	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,42	46	Нет	—	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Следы	—	—	—
FeO	56,17	781	60,59	844	H <sub>2</sub> O	0,58	32	—	—
MnO	5,14	72	8,66	122	Сумма	99,81		99,89	
MgO	0,70	17	2,67	66					
CaO	0,34	6	0,20	4	Ng	1,872			
ZnO	0,20	1	—	—	Np	1,822			
Na <sub>2</sub> O	0,24	4	—	—	2V	—55—			
K <sub>2</sub> O	0,12	1	—	—		58°			

Примечание. 1 — обр. Т-71-В, мыс Орлова (аналитик М. Г. Погорелова. Химическая лаборатория ДВГИ ДВФ СО АН ССР); 2 — образец из района р. Сандагоу. Оптические константы замерены Б. Л. Залицаком.

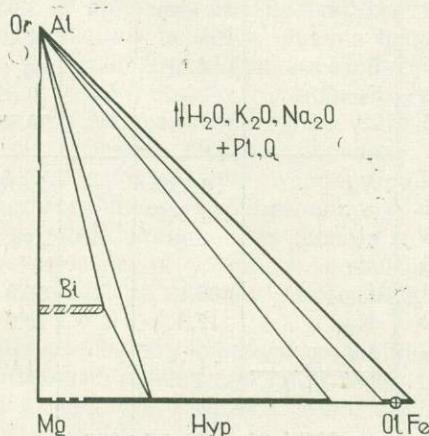
### Об условиях образования оливиновых гранитоидов

Появление ассоциации железистого оливина с калишпатом возможно только в условиях повышенных температур (см. фиг. 3, схема VI-Б) и при этом исключительно в гранитоидах малой глубинности. Последнее обстоятельство связано с тем, что образование парагенезиса с железистым оливином вместо альмандина сопровождается значительным увеличением объема:



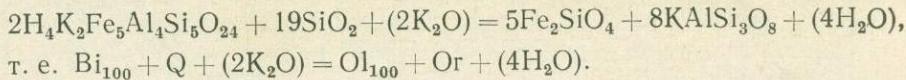
В связи с этим гранатсодержащие гранитоиды являются более глубинными образованиями, чем оливиновые разности.

Повышение щелочности (химической активности калия) значительно расширяет поле устойчивости оливиновых гранитоидов (сравни диаграммы фиг. 3, 15 и 46), и их формирование становится возможным в условиях уме-

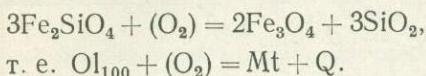


Фиг. 49. Парагенетическая диаграмма для фаялитовых гранитов мыса Орлова в Южном Приморье. Состав оливина нанесен по данным табл. 32

ренных температур:



Это хорошо согласуется с обычной приуроченностью железистого оливина к пегматитам и аплитам. Наконец, экспериментальные данные (Островский, Ольшанский, 1956) свидетельствуют, что устойчивость фаялита определяется низким парциальным давлением кислорода (например, при температуре 500° С давление кислорода  $P_{\text{O}_2} \leq 10^{-23}$  атм). При увеличении парциального давления кислорода фаялит распадается на магнетит и кварц:



## ГРАНИТОИДЫ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ЖЕЛЕЗИСТЫМИ СИЛИКАТАМИ

Приведенная выше характеристика условий образования фаялитовых гранитов типична и для широко распространенных в фации малой глубинности гранитоидов со щелочными железистыми силикатами. С увеличением глубинности все они становятся неустойчивыми, сменяясь ассоциацией калишпата с альмандином (Маракушев, Таарин, 1964). К этой группе пород относятся граниты с рибекитом, эгирином, энгматитом и астрофиллитом.

Особенности гранитоидов со щелочными железистыми силикатами будут рассмотрены на примере массивов среднего течения р. Буреи и хр. Даур в Еврейской автономной области.

### Щелочные гранитоиды среднего течения р. Буреи (Хабаровский край)

#### Геологическое положение и строение массивов

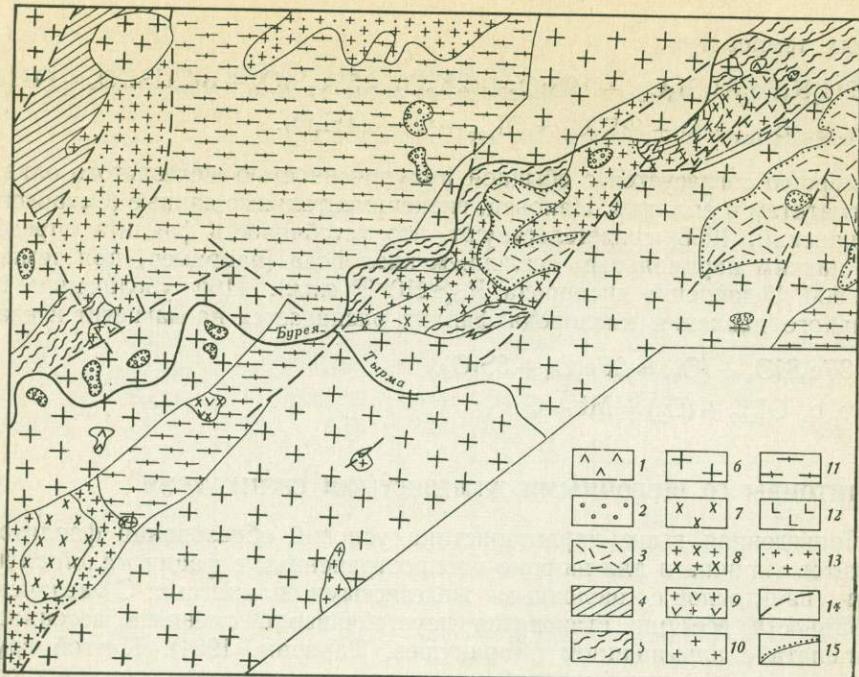
Интузивы щелочных гранитоидов среднего течения р. Буреи располагаются в юго-восточной части Буреинского срединного массива на границе с Хингано-Буреинским антиклиниорием (Красный, 1960). Они вытянуты цепочкой длиной около 60 км на левобережье р. Буреи вдоль зоны крупных разрывных нарушений северо-восточного простирания.

Здесь обнажается семь массивов гранитоидов площадью от 0,3 до 26 км<sup>2</sup> (фиг. 50). Все они имеют вытянутую форму, длинные оси которых согласно ориентированы с направлением тектонической зоны.

Впервые комплекс щелочных гранитоидов был выделен и описан Л. Г. Васильевым в 1956 г. при геологосъемочных работах. Затем эти интузивы изучались П. Е. Безвенко и А. М. Ленниковым (1963) и Е. Н. Граменицким и автором (1963).

Возрастное положение интузивов до сих пор точно не определено. По данным геологосъемочных работ, возраст щелочного комплекса принимался верхнепалеозойским (абсолютный возраст 230 млн. лет). Е. Н. Граменицким и автором при работах 1962 г. установлено, что щелочные породы прорывают и метаморфизуют мезозойские кислые эфузивы на водоразделе рек Буреи и Тырмы. Эти данные позволяют относить формирование щелочных гранитоидов к эпохе позднего мезозоя.

Гранитоидные интузивы среднего течения р. Буреи представлены эгирин-рибекитовыми и рибекитовыми гранитами и граносиенитами, немногочисленными жилами щелочных пегматитов, гранитов, сиенитов, сельвергитов и грорудитов.



Фиг. 50. Схематическая геологическая карта среднего течения р. Бурея (составлена автором и Е. Н. Граменицким по материалам В. В. Васильевой, Л. Г. Васильева, П. Е. Бевзенко и др.)

1 — четвертичные базальты; 2 — пески, галечники и глины белогорской свиты (плиоцен-нижнечетвертичные); 3 — фельзиты, кварцевые порфирь, их лавобрекчи и туфы (мезозой); 4 — мраморизированные известняки, мраморы, роговики, инъекционные гнейсы (верхний протерозой — кембрий); 5 — биотитовые и амфиболовые сланцы и гнейсы, амфиболиты и мраморы урильской свиты (нижний протерозой); 6 — лейкократовые граниты (верхний палеозой); 7—9 — щелочные гранитоиды (мезозой): 7 — эгириновые и эгирин-рибекитовые сиениты и граносиениты; 8 — рибекитовые и гастинговитовые граниты; 9 — щелочноземельные граниты; 10 — порфировидные биотитовые и биотит-рогоштобманковые плагиограниты и гранодиориты (верхний палеозой); 11 — биотитовые и двуслюдянные граниты (нижний — средний палеозой); 12 — амфиболизированные габбро и диабазы (нижний палеозой); 13 — лейкократовые катаклинизированные граниты (нижний палеозой); 14 — разрывные нарушения; 15 — линии стратиграфических несогласий

Вмещающими породами служат нижнепротерозойские биотитовые и амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, нижнепалеозойские габбро и диабазы, нижне- и среднепалеозойские гранитоиды и верхнепалеозойские лейкократовые граниты (см. фиг. 50). Наиболее тесную пространственную связь щелочные породы обнаруживают с телами нижнепалеозойских габброидов. На контакте между ними наблюдается образование разнообразных монцонитов и щелочных сиенитов. В телах диабазов встречаются многочисленные метасоматические жилы полевошпатового, кварц-полевошпатового и гранитного составов. К ним тяготеют осветленные и перекристаллизованные участки измененных диабазов, имеющих состав монцонитов, сиенит-монцонитов вплоть до гранитов. В породах осветленных участков среди реликтов призматически зернистой структуры диабазов наблюдаются новообразования кварца, калишпата и альбита.

В самих массивах щелочных пород (ключи Горелый, Медвежий и р. Большой Чалбач) часто встречаются ксенолиты измененных диабазов. Иногда они имеют четкие ограничения, но чаще по краям осветлены и связаны с вмещающими щелочными гранитоидами постепенными переходами. Изменения в ксенолитах диабазов аналогичны изменениям вокруг метасоматических жил кварц-полевошпатового и гранитного составов.

Некоторые массивы щелочных пород, контактирующие с телами диабазов, обладают зональным строением (см. фиг. 50). Непосредственно у контакта с диабазами развиты эгириновые, эгирин-рибекитовые граносиениты

и граниты, которые с удалением от контакта сменяются рибекитовыми, а затем роговообманково-биотитовыми гранитами. Все эти типы пород связаны постепенными переходами, причем преобладают щелочные граниты.

### Петрографическое описание

Массивы щелочных пород среднего течения р. Буреи сложены эгирин-рибекитовыми граносиенитами и гранитами с подчиненным количеством рибекитовых разностей. Последние образуют в массивах невыдержаные зоны и отличаются от других разностей отсутствием эгирина и повышенным содержанием кварца.

### Рибекитовые и эгирин-рибекитовые гранитоиды

Собственно щелочные граниты и граносиениты представляют собой светло-серые или розовато-серые массивные породы. Полосчатые их разности наблюдаются редко и только в эндоконтактовых зонах.

Рассматриваемые гранитоиды сложены кварцем (10—35%), микроклин-перитом (35—60%), альбитом (20—30%), рибекитом (2—6%), эгирином (0,5—9%). В подчиненных количествах встречаются лепидомелан, энгиматит, астрофиллит, флюорит, титаномагнетит, сфен, циркон, ортит, апатит, рутил и пирит. Нередко в породах наблюдаются реликты авгита ( $2V=66^\circ$ ,  $cNg=46^\circ$ ), обрастающего по краям эгирином и рибекитом.

Эгирин в гранитах и граносиенитах образует призматические, игольчатые и изометрические кристаллы, а также оторочки вокруг авгита. Он характеризуется заметным плеохроизмом:  $Ng$  — буровато-желтоватый,  $Nm$  — зеленоватый,  $Np$  — травяно-зеленый. Оптические свойства эгирина:  $Ng > 1,780$ ;  $Np = 1,746$ ;  $2V_{Np} = 70—76^\circ$ ;  $cNg = 0—2^\circ$ .

Рибекит представлен призматическими и широкотаблитчатыми кристаллами. Оптические свойства его:  $Ng = 1,694—1,696$ ;  $Np = 1,690—1,692$ ;  $2V_{Np} = 80—86^\circ$ ;  $Ng$  — зеленовато-желтый,  $Nm$  — темно-синий до непрозрачного,  $Np$  — темно-синий с зеленоватым оттенком.

В табл. 33 приведен химический состав рибекита, отобранного из эгирин-рибекитовых гранитов массива, располагающегося на водоразделе рек Тырымы и Буреи.

Таблица 33

Химический состав рибекита из эгирин-рибекитовых гранитов водораздела рек Тырымы и Буреи (обр. 44)

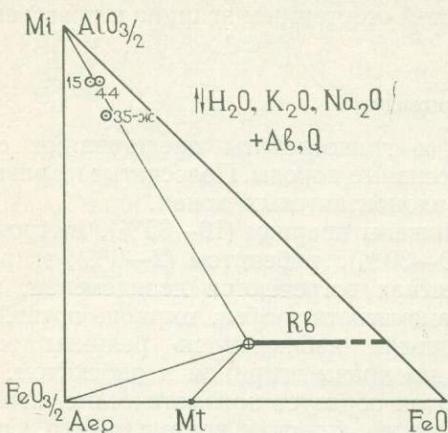
Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	Число ионов в пересчете на 13 катионов группы ( $Z+Y$ )	Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	Число ионов в пересчете на 13 катионов группы ( $Z+Y$ )
$\text{SiO}_2$	48,52	808	7,55	F	1,00	53	0,49
$\text{TiO}_2$	1,66	21	0,20	Всего	100,51		
$\text{Al}_2\text{O}_3$	4,22	41	0,77	$\text{F}_2=\text{O}$	0,42		
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	16,24	102	1,90	Сумма	100,09		
FeO	18,84	262	2,44				
MnO	0,41	6	0,06	$Ng$	1,694		
MgO	0,36	9	0,08	$Nm$	1,692		
CaO	0,89	16	0,15	$Np$	1,690		
$\text{Na}_2\text{O}$	6,74	109	2,04	$2V$	$-80^\circ$		
$\text{K}_2\text{O}$	0,56	5	0,09	$cNp$	0—5°		
П.п.п.	1,07	60	1,12	$f_{общ}$	98,0		

Аналитик В. В. Ленярская. Химическая лаборатория ДВГИ ДВФ СО АН СССР

Лепидомелан ( $Ng=1,711$ ;  $2V \geq 10^\circ$ ) встречается в небольших количествах и не характерен для данных гранитоидов.

Микролин-пертит, образующий участками графические сростки с кварцем, представлен крупными таблитчатыми зернами с  $2V_{Np}=68^\circ$ . Местами микроклин интенсивно замещается альбитом № 0—5.

Парагенетическая диаграмма, отвечающая щелочным гранитам среднего течения р. Буреи, приведена на фиг. 51. На нее нанесены составы пород по данным химических анализов (табл. 34).



Фиг. 51. Парагенетическая диаграмма для щелочных гранитов среднего течения р. Буреи. Номера точек соответствуют номерам образцов табл. 34

#### Роговообманково-биотитовые граниты

Эти породы встречаются только в зональных интрузивах, таких, как массив ключа Горелого и р. Большой Чалбач. Здесь ими слагаются зоны массивов, наиболее удаленные от тел диабазов (см. фиг. 50).

Роговообманково-биотитовые граниты состоят из обыкновенной роговой обманки ( $Ng=1,687$ ;  $Np=1,667$ ;  $2V_{Np}=66^\circ$ ;  $cNg=15^\circ$ ;  $f_{\text{общ}}=55$ )—1—5%, кварца — 11—30%, альбитизированного микроклина — 50—60% и биотита ( $Ng=1,662$ ;  $f_{\text{общ}}=64$ )—до 2,5%. В этих породах заметно больше апатита, встречаются анатаз и ортит.

Микроклин-пертит обычно цементирует все остальные минералы, давая пойкилитовые структуры. Под микроскопом наблюдаются замещения микроклина кварцем, а аугита (который присутствует в виде реликтов)—обыкновенной роговой обманкой.

#### Жильные породы

Среди жильных пород, располагающихся чаще всего в экзоконтактах массивов, различаются щелочные граниты, сельвсбергиты и грорудиты. Мощность жил не превышает первые метры.

Наиболее интересными являются сельвсбергиты, встреченные в массиве р. Алтахты. Это мелкозернистые породы с трахитоидной структурой, об условленной субпараллельным расположением эгирина (около 30%), микроклина (40%) и альбита (30%). Эгирин сельвсбергитов содержит в своем составе около 60% эгириновой молекулы.

#### Породы экзоконтактов и ксенолитов в щелочных гранитах

Экзоконтактовые зоны массивов щелочных пород подверглись процессам щелочного матасоматоза, интенсивность которого зависит от петрографического состава изменяемых пород. Наиболее сильно изменены вмещающие габбро и диабазы, которые на контакте, а также вокруг жил кварц-полевошпатового и щелочногранитного состава превращены в сиениты, граноси-

Таблица 34

## Химический состав щелочных гранитоидов среднего течения р. Бурен

Компоненты	1		2		3		4		5	
	вес. %	мол. кол-во								
SiO <sub>2</sub>	68,48	1140	67,42	1122	76,76	1278	63,49	1057	67,54	1124
TiO <sub>2</sub>	0,27	4	0,32	4	0,22	3	0,26	4	0,37	5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,08	148	13,48	132	10,65	105	20,72	203	17,82	175
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,11	13	3,60	23	1,65	10	1,49	9	1,03	6
FeO	1,97	27	2,75	39	1,33	18	1,50	21	2,00	28
MnO	0,09	1	0,09	1	0,05	—	0,08	1	0,07	1
MgO	0,15	4	0,04	1	0,00	—	0,44	11	0,28	7
CaO	0,62	11	1,17	21	0,34	6	1,34	24	0,38	7
Na <sub>2</sub> O	5,44	88	6,08	93	5,40	87	4,14	67	4,41	71
K <sub>2</sub> O	5,40	57	4,86	52	3,90	41	6,18	66	5,43	57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	0,07	—	0,04	—
П.п.п.	0,33	19	0,46	25	0,28	16	0,50	28	0,30	17
Сумма	99,44		100,27		100,58		100,21		99,67	

Приложение. 1 — обр. 15 — эгирин-рибекитовый гранит кл. Горелого; 2 — обр. 35-Ж — рибекитовый гранит левобережья р. Большой Чалбач; 3 — обр. 44 — рибекитовый гранит водо-раздела рек Тырым и Бурен; 4 — обр. 1664 — граноснегит р. Обдерган; 5 — обр. 1687-Б — граноснегит левобережья р. Большой Чалбач. Анализы 4 и 5 заимствованы у В. В. Васильевой (1962), остальные выполнены В. В. Ленирской в химической лаборатории ДВГИ ДВФ СО АН ССР.

Таблица 35

## Химический состав биотита (обр. 77-Б) из метасоматических сиенитов р. Алтахты

Компоненты	вес. %	Мол. кол-во	Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	35,10	584	K <sub>2</sub> O	8,30	88
TiO <sub>2</sub>	4,00	50	H <sub>2</sub> O+	Не опр.	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,95	118	Сумма	97,10	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,88	43			
FeO	23,58	328	Ng	1,686	
MnO	0,46	7	Np	1,622	
MgO	5,33	133	2V <sub>Np</sub>	20—24°	
CaO	1,00	18	f <sub>общ</sub>	75,8	
Na <sub>2</sub> O	0,50	8	K <sub>Al</sub>	17,3	
			Na+K+Ca	0,890	
			Al		

Приложение. Аналитик М. Г. Погорелова. Химическая лаборатория ДВГИ ДВФ СО АН ССР. Оптические константы биотита замерены Б. Л. Залищаком.

ениты и граниты, содержащие наряду с реликтовыми плагиоклазами, авгитом и роговой обманкой новообразования эгирина, рибекита, микроклина, альбита и кварца.

Плагиоклаз, представленный андезин-лабрадором, замещается микроклин-пертитом и деанортитизируется. В зонах интенсивного изменения основной плагиоклаз отсутствует.

Обыкновенная роговая обманка основных пород в зонах гранитизации обрастает гастигситом и затем рибекитом. При интенсивном процессе она полностью замещается рибекитом и гастигситом.

Авгит в основных породах обрастает обыкновенной роговой обманкой, со храняясь в ядрах ее зерен. При гранитизации наблюдается эгиринизация

Таблица 36

Химический состав рибекитовых гранитов (обр. 227) и рибекита из пегматоидных шлиров в них (обр. 227-А) хр. Даур

Компо-ненты	Обр. 227		Обр. 227-А		Компо-ненты	Обр. 227		Обр. 227-А	
	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во		вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	76,93	1281	50,06	834	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	—	0,15	—
TiO <sub>2</sub>	0,00	—	0,62	8	П.п.п.	0,43	24	0,86	48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,81	116	3,69	36	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	—	0,02	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,88	12	21,93	157	С у м м а	100,15		99,15	
FeO	0,64	9	12,84	179					
MnO	0,05	—	0,86	12	Ng			1,696	
MgO	0,00	—	0,30	7	Np			1,692	
CaO	0,07	1	0,45	8	2V Np			63°	
Na <sub>2</sub> O	4,00	65	6,20	100	cNp			3°	
K <sub>2</sub> O	4,33	46	1,32	14	f <sub>общ</sub>			98,7	
					Fe <sup>3+</sup>				
					Fe <sup>3+</sup> + Fe <sup>2+</sup>			59,1	

Аналитик В. В. Ленярская. Химическая лаборатория ДВГИ ДВФ СО АН ССР.

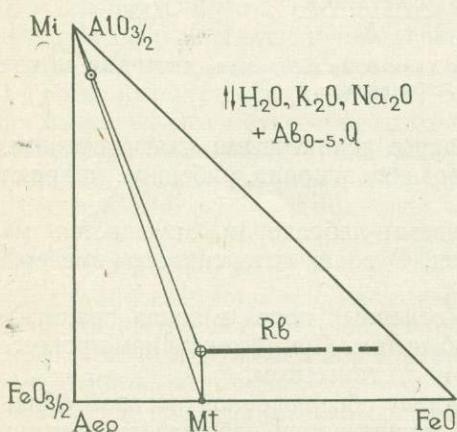
ция авгита, причем количество эгириновой молекулы в зональных кристаллах пироксена постепенно увеличивается к краям зерен.

Биотит не характерен для основных пород. Он развивается, замещая авгит и обыкновенную роговую обманку, и имеет низкую железистость ( $f_{общ} = 40-45$ ;  $Ng = 1,633-1,638$ ). Лишь в зонах интенсивной гранитизации образуются значительные скопления очень железистого биотита ( $f_{общ} = 75,8$ , табл. 35). При этом, как следует из табл. 35, глиноземистость минералов сильно понижается, свидетельствуя об условиях высокой щелочности рассматриваемого процесса.

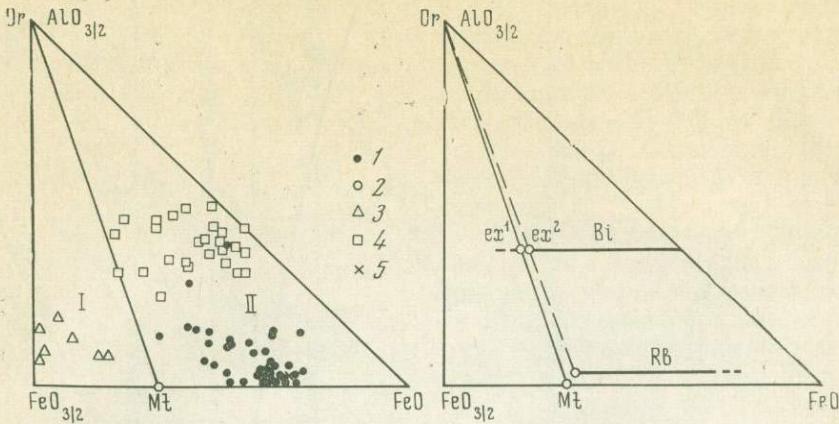
### Рибекитовые граниты хребта Даур (Еврейская автономная область)

Рибекитовые граниты, сопровождаемые шлировыми пегматитами, обнаружены в восточной части гранитоидного интрузива хр. Даур (см. фиг. 40).

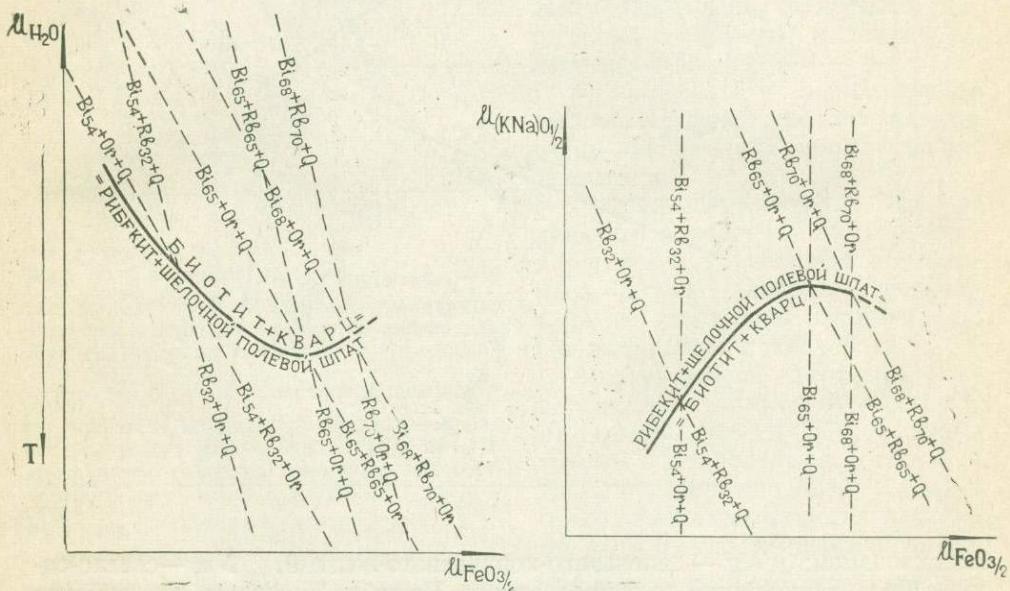
В пределах хр. Даур рибекитовыми гранитами сложено несколько мелких массивов, площадь которых колеблется от первых сотен квадратных метров до 1,0 км<sup>2</sup>.



Фиг. 52. Парагенетическая диаграмма для рибекитовых гранитов хр. Даур. Химические составы рибекита и гранита нанесены на диаграмму по данным табл. 36



Фиг. 53. Составы рибекита (1), эгирина (2), лепидомелана (3), астрофиллита (4) и экстремальные составы лепидомелана ( $ex^1$  и  $ex^2$ ), рибекита и магнетита (5) на диаграмме  $FeO - Fe_{2}O_{3/2} - Al_{2}O_{3/2}$ . Поля I — отношение  $Fe_2O_3/FeO$  в минералах выше, чем в Mt; поле II — отношение  $Fe_2O_3/FeO$  ниже, чем в Mt

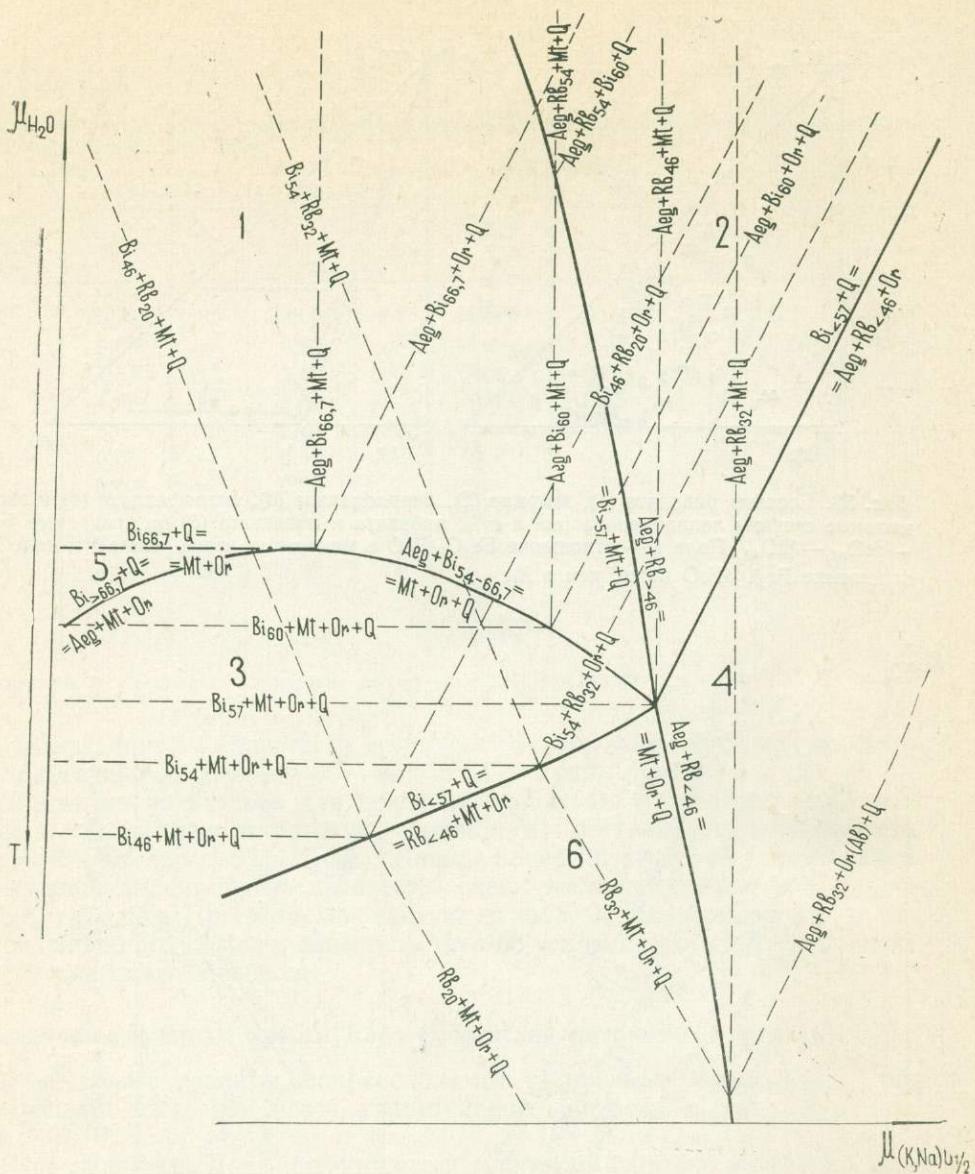


Фиг. 54. Равновесие  $Or + Q + Bi + Rb$  на диаграммах  $\mu_{H_2O} - \mu_{FeO_{3/2}}$  и  $\mu_{(K, Na) O_{1/2}} - \mu_{FeO_{3/2}}$ . Пунктир — линии постоянного отношения  $\frac{\mu_{H_2O} - \mu_{FeO_{3/2}}}{\mu_{FeO_{3/2}} + \mu_{FeO}} \cdot 100\%$  в лепидомелане и рибеките

Вмещающими породами являются позднемезозойские биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты и гранит-порфиры, петрографическое описание которых дано в специальной работе автора (Таращин, 1966).

Щелочные граниты состоят (в объемн. %) из микроклин-пертита ( $2V_{Np} = 72-85^\circ$ ) — 50—60, альбита № 0—5—10—15, кварца — 30—35, рибекита — 5—7 и акцессорных: циркона, титаномагнетита, апатита и энгиматита.

Рибекит в гранитах распределен неравномерно, давая кучные скопления призматических зерен размером 0,2—2,0 мм. Он характеризуется резким

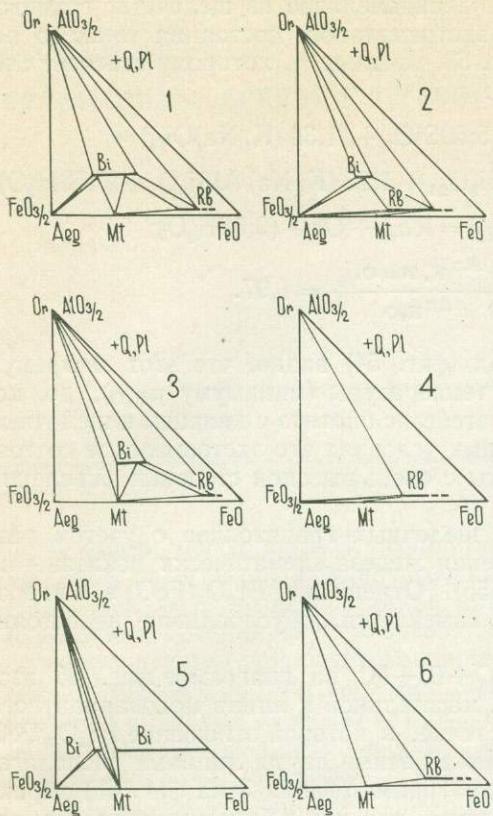


плеохроизмом:  $Ng$  — зеленовато-коричневато-желтый,  $Nt$  — светло-си-  
ний,  $Nr$  — темно-синий до непрозрачного. Из табл. 36 следует, что рибекит  
рассматриваемых гранитов характеризуется очень высокой железисто-  
стью ( $f_{обш} = 98,7$ ) и высокой степенью окисления железа  $\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}} \times$   
 $\times 100 = 59,1\%$ , наивысшей среди известных из литературы для амфибо-  
лов этого типа.

Парагенетическая диаграмма, отвечающая щелочным гранитам хр. Даур, приведена на фиг. 52. На диаграмму нанесен состав гранита по данным табл. 36.

## **Общие особенности минералогии и условия образования щелочных гранитоидов**

Приведенное краткое описание двух месторождений щелочных пород, а также изучение литературы по щелочным гранитоидам позволяют отметить некоторые особенности их парагенезисов и состава минералов в них.



Фиг. 55. Диаграмма  $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}$  для некоторых типов щелочных гранитоидов (условия инертного поведения кислорода). Пунктир — линии постоянного отношения  $\frac{\text{FeO}_{1/2}}{\text{FeO}_{1/2} + \text{FeO}} \cdot 100\%$  минералов в дивариантных парагенезисах; штрих-пунктир — линия экстремумов в равновесии  $\text{Or} + \text{Q} + \text{Bi} + \text{Mt}$ . Каждая треугольная схема отвечает соответствующему месту диаграммы  $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}$ , обозначенному цифрами

1. Среди щелочных гранитов наиболее распространены парагенезисы:  $\text{Aeg} + \text{Rb} + \text{Ab} + \text{Or} + \text{Q}$ ,  $\text{Rb} + \text{Ab} + \text{Or} + \text{Q}$ ,  $\text{Aeg} + \text{Mt} + \text{Ab} + \text{Or} + \text{Q}$ ,  $\text{Rb} + \text{Bi} + \text{Ab} + \text{Or} + \text{Q}$  и  $\text{Rb} + \text{Mt} + \text{Ab} + \text{Or} + \text{Q}$ . Более редки ассоциации с астрофиллитом и энгматитом.

2. Темноцветные минералы щелочных гранитоидов характеризуются высокой железистостью и степенью окисления железа. Общая железистость рибекита не опускается ниже 90 и обычно колеблется в пределах 92—100.

3. В составе калинатровых полевых шпатов щелочных гранитоидов альбитовая молекула составляет около 30—60 %, что значительно выше ее содержания в щелочных полевых шпатах щелочноземельных гранитоидов, в которых количество альбитовой молекулы не превышает 20—30 %.

4. Амфиболы и лепидомеланы щелочных гранитов отличаются очень низкими значениями глиноzemистости.

Основными факторами, определяющими появление и устойчивость парагенезисов щелочных гранитоидов, служат давление, температура и химические потенциалы щелочей, воды и кислорода.

Виртуальными инертными компонентами являются  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{TiO}_2$ . К избыточным компонентам относится  $\text{SiO}_2$ , а количество  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  в рассматриваемых породах ничтожно и им можно пренебречь. Самостоятельность инертных компонентов

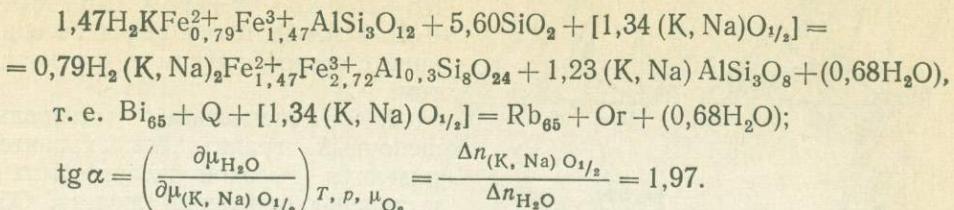
таких как  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  обусловлена полиминеральностью многих парагенезисов щелочных гранитов. В этом случае представление о составе минералов щелочных гранитов дает диаграмма  $\text{FeO} - \text{FeO}_{1/2} - \text{AlO}_{1/2}$  (фиг. 53), которая позволяет разделить их на три группы.

1. Минералы, в которых отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  всегда выше, чем в магнетите (фиг. 53, поле I), — эгирин.

2. Минералы, в которых отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  всегда ниже, чем в магнетите (см. фиг. 53, поле II), — рибекит, энгматит, фаялит, астрофиллит.

3. Минералы, в которых отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  иногда может достигать и даже превышать его значения в магнетите, — лепидомелан. Очевидно, составы биотитов с отношением  $\text{FeO}_3/\text{FeO}$ , равным магнетитовому (см. фиг. 53, точка *ex*<sup>1</sup>), отвечают экстремальному состоянию равновесия  $\text{Bi} + \text{Mt} + \text{Or} + \text{Q}$ , что подробно было рассмотрено выше, при характеристике биотитов из кислых эффузивов (см. фиг. 31).

Данные по составу рибекитов и лепидомеланов из щелочных гранитов позволяют предположить наличие экстремального состояния также в парагенезисе  $\text{Bi} + \text{Rb} + \text{Or} + \text{Q}$  (см. фиг. 53, точка  $ex^2$ ), которому отвечает следующая экстремальная реакция <sup>1</sup>:



На вспомогательных диаграммах (фиг. 54) видно, что этот экстремум отвечает максимуму щелочности и температуры (минимуму  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ ), до которого может распространяться парагенезис биотита с кварцем в щелочных гранитах. Однако обычно в природных условиях это экстремальное состояние не достигается, так как рибекиты с очень высокой степенью окисления железа крайне редки.

Минеральные фации некоторых щелочных гранитоидов с учетом различия минералов по степени окисления железа схематически показаны на диаграмме  $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}$  (фиг. 55). Отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  в минералах вдоль моновариантных линий изменяется, обусловливая непостоянство углов наклона линий.

Экстремальное равновесие  $\text{Or} + \text{Q} + \text{Bi} + \text{Mt}$  на диаграмме фиг. 55 изображено штрих-пунктирной линией, касательной к линии моновариантного равновесия  $\text{Aeg} + \text{Bi} + \text{Mt} + \text{Or} + \text{Q}$  в точке, в которой отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  в магнетите и биотите одинаково. Между этими двумя линиями располагается узкое поле, парагенетическая диаграмма (фация 5 на фиг. 55) характеризуется «разрывом» составов биотита, так как в близэкстремальном состоянии его составы вытеснены ассоциацией магнетита с ортоклазом.

Из сопоставления треугольных диаграмм (см. фиг. 55) следует, что возрастание активности щелочей резко сокращает поле устойчивости ассоциаций с лепидомеланом, который в фациях 4 и 6 становится вообще нестабильным, сменяясь парагенезисами с рибекитом и эгирином. Следовательно, смена парагенезисов с ростом щелочности (особенно активности натрия) должна происходить в направлении от лепидомелановых гранитоидов к амфиболовым и пироксеновым их разностям. Подобная последовательность формирования ассоциаций минералов благодаря росту щелочности обычна в массивах щелочных гранитоидов. Так, например, в массиве мыса Орлова в Южном Приморье (кратко охарактеризованном при описании фаялитовых гранитов) ранние фации представлены фаялитовыми и фаялит-лепидомелановыми гранитоидами, сменяющимися затем лепидомелан-рибекитовыми и магнетит-рибекитовыми гранитами.

В этих же условиях щелочности, но при более высоких температурах формируются парагенезисы  $\text{Aeg} + \text{Mt} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Q}$  и  $\text{Mt} + \text{Rb} + \text{Ab} + \text{Or} + \text{Q}$ , характерные для массивов щелочных гранитов хр. Даур и среднего течения р. Буреи.

Наконец, в условиях еще большей щелочности становятся обычными ассоциации эгириновых и эгирин-рибекитовых гранитов, наиболее типичные для конечных стадий формирования интрузивов щелочных пород.

<sup>1</sup> В этом разделе нижний индекс у темноцветных минералов (например,  $\text{Rb}_{65}$ ) обозначает процентное содержание окисного компонента, т. е. величину  $\frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}} \cdot 100\%$ .

## Глава третья

### ГРАНИТОИДЫ СРЕДНЕЙ ГЛУБИННОСТИ

---

К фации пород средней глубинности относятся гранитоиды крупных массивов, залегающих в складчатых комплексах, близких к ним по возрасту (синорогенные и позднеорогенные интрузивы). Как видно на фиг. 2 и 3, в условиях средних глубин очень широко распространены гранитоиды с водосодержащими темноцветными минералами (биотитом и роговой обманкой). Развитие в рассматриваемых породах водосодержащих минералов обусловлено высокими химическими потенциалами воды (правый ряд диаграмм на фиг. 3) в гранитоидном расплаве, кристаллизующемся в условиях, близких к закрытым системам.

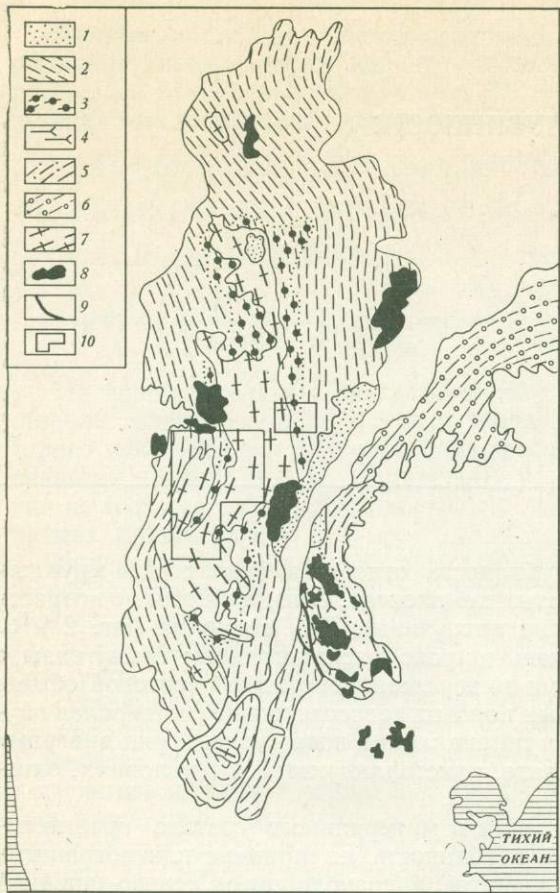
Рассмотрим особенности строения и минерального состава гранитоидных интрузивов фации средней глубинности на примере плагиогранитов Срединного хребта Камчатки, гранитов и гранодиоритов северо-западной части Верхояно-Чукотской области.

#### Плагиогранитный комплекс Срединного хребта Камчатки

Срединный Камчатский массив, в пределах которого обнажаются плагиограниты и разнообразные метаморфические породы, располагается в юго-западной части п-ова Камчатки (фиг. 56) и представляет собой в орографическом отношении южную часть Срединного хребта. В плане массив имеет форму вытянутого в меридиональном направлении эллипса с длинной осью примерно в 300 км.

Среднеглубинные гранитоиды приурочены к водораздельной части Срединного хребта и со всех сторон окружены метаморфическими породами, степень метаморфизма которых падает с удалением от осевой части хребта. В пределах восточных и западных крыльев его размещаются довольно крупные массивы третичных малоглубинных гранитоидов, один из которых на правобережье р. Левой Коли был описан выше.

История изучения гранитоидов Срединного хребта неразрывно связана с изучением комплекса вмещающих их метаморфических пород, и до настоящего времени датировка возраста отдельных массивов гранитоидов находится в тесной зависимости от определения возраста метаморфических образований. Возраст последних разными исследователями определяется от архея до палеогена. Автор вслед за М. М. Лебедевым и В. Н. Бондаренко (1962) разделяет мнение о мезозойском возрасте гранитоидов и вмещающих метаморфических пород Срединного хребта (Лебедев, Таарин, 1966; Лебедев, 1967; Lebedev e. a., 1967).



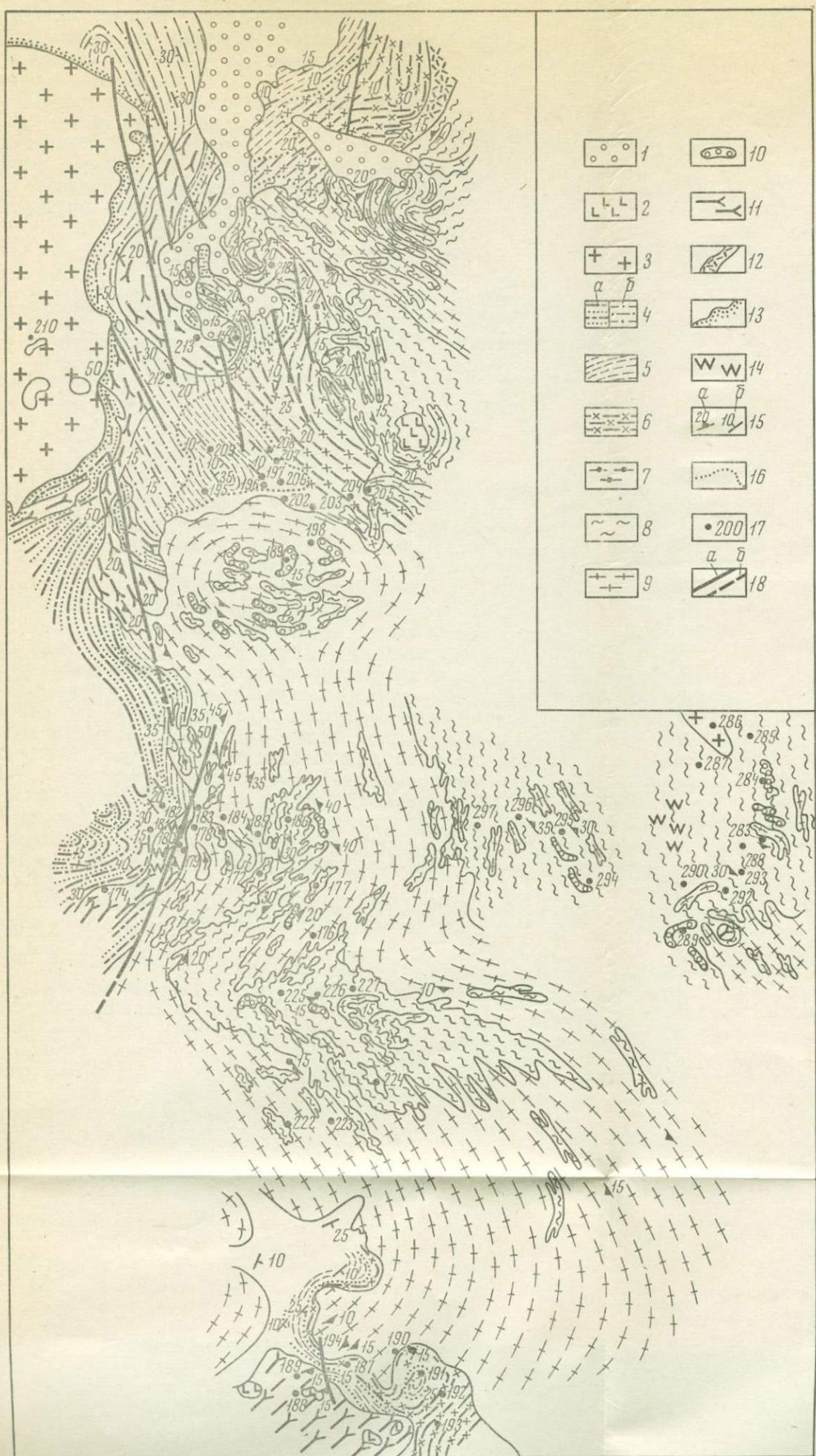
Фиг. 56. Схема расположения магматических пород и метаморфических зон Центральной Камчатки, по М. М. Лебедеву и др. (Lebedev e. a., 1967)

### Геологическое положение и строение массивов гранитоидов Срединного хребта

Плагиогранитные массивы Камчатки приурочены к осевой части Срединного хребта, представляющего собой крупную антиклинальную структуру, образованную терригенными породами мезозоя (Лебедев, Бондаренко, 1962; Лебедев, 1967). На крыльях антиклиниория развиты осадочно-вулканогенные отложения, относящиеся к верхнемеловому ирунайскому комплексу.

Характер распространения плагиогранитных пород Срединного хребта и взаимоотношений их с вмещающими метаморфическими образованиями представлен на схематической геологической карте верховьев рек Правой и Левой Коли, Левого Лунтоса и Средней Воровской (фиг. 57). На карте хорошо видно, что полосчатость и гнейсовидность плагиогранитов обычно субпараллельна сланцеватости и полосчатости вмещающих метаморфических пород. Углы падения полосчатости и гнейсовидности плагиогранитов, как правило, небольшие и редко превышают 20—30°.

На фиг. 57 представлено два основных типа взаимоотношений плагиогранитов с метаморфическими породами. В первом случае, обычном для осевой части Срединного хребта, наблюдается согласное залегание плагиогранитов с вмещающими породами и постепенные переходы плагиогранитов в мигматизированные породы через зону мигматитов. Это показано на фиг. фиг. 58. На схеме видно, что в зоне перехода от плагиогранитов к вмещающим породам вначале среди полосчатых плагиогранитов появляются отдельные линзовидные и удлиненные тела мигматитов с нерезкими грани-



Фиг. 57. Схематическая геологическая карта верховьев рек Правой и Левой Коли и Средней Воровской (составлена автором и М. М. Лебедевым с использованием материалов И. А. Сидорчука и Ю. М. Ястремского)

1 — четвертичные аллювиальные и ледниковые отложения; 2 — неогеновые андезиты, андезито-дациты, их туфы и туфобрекчины; 3 — миоценовые роговообманково-биотитовые гранодиориты; 4—11 — мезозойские образования; 4 — переслаивание аспидных сланцев, алевролитов и полимиктовых песчаников

Зак. 2805

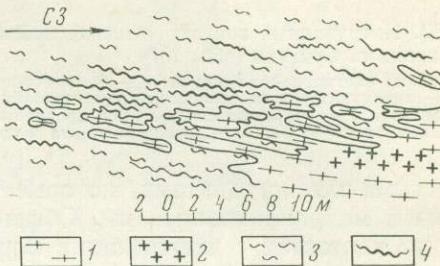
(a), аспидные сланцы (b), 5 — филлиты и слюдистые песчаники, 6 — узловатые и кристаллические сланцы, 7 — микрогнейсы, 8 — мигматиты и мигматизированные гнейсы, 10 — пегматиты, 11 — рассланцованные основные породы (диабазы, габбро, габбро-диабазы), пироксениты; 12 — дайки фельзитов и кварцевых порфиров; 13 — контактовые роговики; 14 — зоны гидротермально-измененных пород; 15 — элементы залегания: а — полосчатости, гнейсоватости, сланцеватости, б — сплошности и сланцеватости; 16 — границы фациальных разновидностей пород; 17 — точки наблюдений; 18 — разрывные нарушения; а — установленные, б — предполагаемые

цами. Далее количество плагиогранитов постепенно уменьшается, и они наблюдаются уже в виде субпараллельных инъекций среди мигматитов. Еще дальше эти инъекции становятся прерывистыми, линзовидными и, постепенно уменьшаясь в размерах, переходят, наконец, в лейкократовые полосы мигматитов.

Другой тип взаимоотношений плагиогранитов и метаморфических пород — интрузивный; он проявлен на крыльях антиклинальной структуры Срединного хребта. В этом случае гранитоиды образуют куполовидные поднятия, согласные со структурами вмещающих пород, как это представлено на схематическом разрезе верховьев р. Сунтунк (фиг. 59), или срезающие структуры боковых пород (фиг. 60).

Фиг. 58. Характер взаимоотношений плагиогранитов и мигматитов Срединного хребта (верховья р. Средней Воровской)

1 — полосчатые плагиограниты;  
2 — пегматиты;  
3 — мигматиты;  
4 — лейкократовые полосы мигматитов



В зоне контакта во вмещающих породах наблюдаются инъекции гранитного материала, апофизы и шлиры, сложенные обычно биотит-мусковитовыми плагиогранитами. В самих плагиогранитах встречаются ксенолиты — остатки боковых пород. Часто на контакте плагиогранитов и вмещающих пород локализуются маломощные жилы кварца или аплитовидных биотитовых гранитов. Плагиограниты на контакте сильно гнейсированы, катализированы, нередко имеют очковую текстуру и обогащены биотитом.

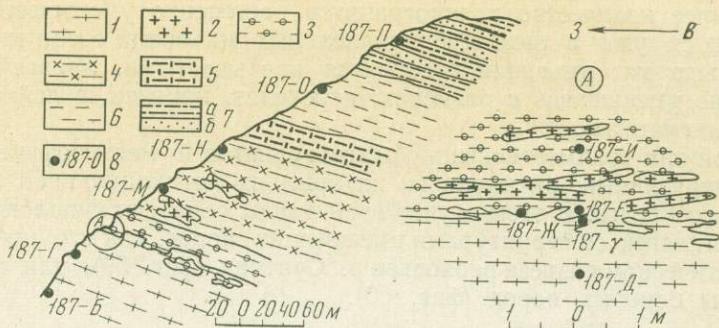
Как в самих плагиогранитах, так и в мигматитах и реже — в кристаллических сланцах наблюдаются жилы биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-мусковитовых, изредка амфибол-биотитовых гранитов и плагиогранитов мощностью от нескольких сантиметров до 3—10 м. В большинстве случаев эти жилы согласны с полосчатостью или сланцеватостью вмещающих их пород. Кроме этих жил в зоне плагиогранитов и мигматитов отмечаются многочисленные согласные, а также секущие жилы и шлировые обособления пегматитов, в составе породообразующих минералов которых помимо плагиоклаза, кварца и калишпата встречаются гранат, турмалин, мусковит, биотит, андалузит и силлиманит. Наибольшее количество пегматитовых жил приурочено к провесам кровли вмещающих пород, превращенных в мигматиты. Характер залегания и строения пегматитовых жил среди мигматитов виден на фиг. 61.

Пегматитовые жилы имеют самую разнообразную мощность, достигающую 10—15 м и иногда более. Наиболее обычны жилы мощностью 0,5—1,5 м.

Жилы пегматитов, как правило, характеризуются зональным строением. К их зальбандовым частям приурочиваются биотит-мусковитовые или гранат-мусковитовые аплитовидные граниты, составляя нередко большую часть жилы, а к ядру — крупнозернистые гранат-турмалин-мусковитовые пегматиты или молочно-белый кварц. По контакту аплитов и пегматитов локализуются кварцевые жилки мощностью 0,1—0,2 м, во внешних частях которых или по границам аплитов и пегматитов располагаются зонки турмалин-гранатового состава мощностью до 1,0—1,5 см.

Кроме жил аплитов и пегматитов в плагиогранитах, а также мигматитах встречается значительное количество самостоятельных кварцевых жил.

Массивы гранитоидов Срединного хребта сложены биотитовыми средне-



Фиг. 59. Интрузивный контакт очковых плагиогнейсо-гранитов с вмещающими породами в верховьях р. Сунтуна (обн. 187)

1 — очковые плагиогнейсо-граниты; 2 — биотит-мусковитовые граниты; 3 — биотитовые микроргейсы; 4 — андалузитовые и ставролит-андалузитовые узловатые сланцы; 5 — узловатые филлиты; 6 — филлиты; 7 — аспидные сланцы (а) с прослоями полимиктовых песчаников (б); 8 — места отбора образцов. А — деталь контакта в крупном масштабе

зернистыми плагиогранитами, которые нередко разгнейсированы, катаклизированы и микроклинизированы. Обычно эти процессы интенсивно проявлены на контактах с вмещающими породами.

Нередко в крупных апофизах плагиогранитов, секущих вмещающие породы, встречается гранат. Обычно же гранатодержащие разности плагиогранитов типичны для их жильного комплекса.

Теперь перейдем к петрографическому описанию плагиогранитов и жильных пород, а также кратко охарактеризуем вмещающие метаморфические образования.

### *Петрографическое описание*

#### *Плагиограниты*

Плагиограниты — среднезернистые светло-серые и серые породы, состоящие из биотита, кварца и плагиоклаза. Почти все плагиограниты в той или иной степени (обычно небольшой) микроклинизированы. Аксессорные минералы: циркон, апатит, сфен, титаномагнетит, графит, реже ортит, рутил. Количество взаимоотношения пордообразующих минералов в плагиогранитах видны из табл. 37.

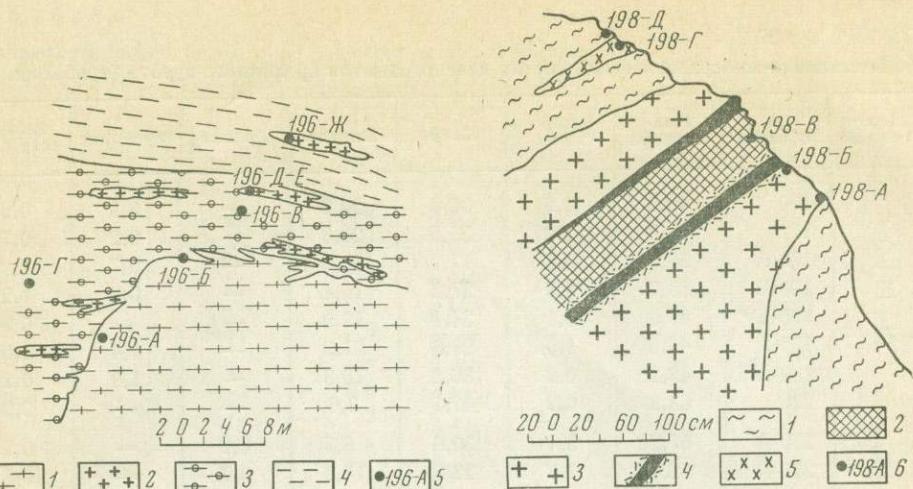
Плагиоклаз рассматриваемых пород образует таблитчатые кристаллы размером 1—5 мм, выделяющиеся на фоне мелко- или среднезернистой массы из кварца и биотита. Для неизмененных и слабомикроклинизированных разностей плагиогранитов характерен андезин № 32—36, иногда имеющий зональное строение (ядра № 32—36, а внешние каймы — № 20—24).

С появлением микроклина основность плагиоклаза снижается до № 23—30, составляя, как правило, 25—28% Ап. Плагиоклаз замещается серицитом, хлоритом, микроклином, кварцем, иногда кальцитом и эпидотом.

Микроклинизация — наиболее широко распространенный процесс изменения плагиогранитов. На первых стадиях этого процесса микроклин наблюдается лишь в виде антипертитов в плагиоклазе или редких прожилков и оторочек вокруг него. С усилением микроклинизации микроклин, кроме прожилков и оторочек, образует самостоятельные ксеноморфные зерна величиной 0,2—0,6 мм.

Реже проявляется альбитизация плагиоклаза, более поздняя, чем микроклинизация.

Биотит в плагиогранитах — основной и в большинстве случаев единственный темноцветный минерал. Он наблюдается в виде кристаллов раз-



Фиг. 60. Интрузивный контакт катаклизированных пластигранитов с вмещающими породами в верховьях р. Левой Коли (обн. 196)

1 — катаклизированные пластиграниты; 2 — мусковитовые и гранат-мусковитовые аплитоидные граниты; 3 — биотитовые и гранат-биотитовые микрогнейсы; 4 — фyllиты; 5 — места отбора и номера образцов

Фиг. 61. Строение пегматитовой жилы, обн. 198, верховья р. Левой Коли

1 — мигматиты; 2 — крупнозернистый гранат — мусковитовый пегматит; 3 — гранат-мусковитовый аплит; 4 — кварцевые жилы с оторочками турмалин-гранатового состава; 5 — биотит-мусковитовый пластиграплит; 6 — места отбора образцов

мером 0,5—2,0 мм, часто ориентированных в одном направлении, подчеркивая полосчатость пород. В гнейсовидных разностях пластигранитов биотита, образующего здесь линзовидные и струйчатые скопления кристаллов, больше, чем в массивных породах.

Железистость биотита ( $f_{\text{общ}}$ ) как в неизмененных, так и в микроклинизованных разностях одинакова и колеблется в пределах 55—63. Биотит частично замещается хлоритом, мусковитом, эпидотом, силлиманитом (фибролитом) и микроклином. Замещение сопровождается выделением значительного количества сфена, магнетита, реже рутила. Фибролитизация биотита более обычна для пегматитов, а в пластигранитах встречается довольно редко.

В пластигранитах эндоконтактовых зон или крупных апофиз во вмещающие кристаллические сланцы нередко появляются гранат и турмалин. Гранат (2—5 %) образует изометричные зерна размером 0,2—2,0 мм. Его железистость равна 93—94. Турмалин наблюдается в виде черных призматических кристаллов величиной 1,5—2,5 мм, плеохроирующих под микроскопом в ярко-синих тонах.

#### Жильные разности гранитоидов

Среди пород жильной фации гранитоидов наблюдаются как пластигра- нитные, так и разности, содержащие микроклин. Жилы этих пород встречаются в мигматитах, пластигранитах, гнейсах и кристаллических сланцах, достигая мощности 3—5 м.

Для жильных пород более обычны гранат-биотитовые и биотит-мусковитовые граниты, чем их биотитовые разности. Тела биотитовых пластигра- нитов и гранитов являются наиболее ранними образованиями, тогда как жилы пегматитов, мусковит-биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-биотит-мусковитовых гранитов, пластигранитов и пластиграплитов форми- руются во вторую фазу. Наконец, самыми поздними образуются маломощ- ные жилки мусковитовых и биотит-мусковитовых аплитов.

Таблица 37

Количественно-минеральный состав плагиогранитов Срединного хребта (в объемн. %)

Пара-генезис	№ образца	Пла-гиоклаз	Микро-клин	Кварц	Биотит	Гранат	Мусковит	Аксес-сорные
Bi + Pl + Q	170	40,5	1,9	32,5	20,6	—	3,9	0,6
	172	42,3	1,2	35,6	20,0	—	0,2	0,7
	173-А	56,5	0,5	17,1	24,0	—	0,7	1,2
	175-Б	50,7	4,3	27,2	16,4	—	0,2	1,2
	175-В *	49,0	3,1	34,1	12,9	—	—	0,9
	176-А	46,6	1,0	28,8	21,2	—	1,4	1,0
	183-А	43,2	0,2	36,2	18,3	—	1,9	0,2
	226	53,2	0,2	42,1	3,6	—	—	0,9
Aln + Bi + Pl + Q	170-А	57,2	3,1	30,6	8,7	0,2	—	0,2
	220-А	58,0	1,8	23,8	14,9	0,7	—	0,8
Bi + Mi + Pl + Q	201 *	49,1	9,2	24,1	16,6	—	—	1,0
	222 *	44,1	11,6	27,0	16,6	—	—	0,7

\* Подсчет произведен по большим шлифам размером 4×6 см.

Среднезернистые биотитовые граниты сложены зональными плагиоклазом 32—20% An (40—45 объемн. %), кварцем (30%), биотитом (5—15%) и микроклином (10—15%). Биотит этих пород имеет железистость ( $f_{общ}=55-64$ ), аналогичную железистости плагиогранитов основных тел. Микроклин в гранитах образует зерна размером до 1,0—1,5 мм, их линзовидные скопления и оторочки вокруг кристаллов плагиоклаза.

Для рассматриваемых пород характерны небольшой катаклаз, мусковитизация и окварцевание. Новообразования кварца в виде мелких округленных зерен прорастают зерна плагиоклаза по краям. Мусковит замещает плагиоклаз, а также образует прожилки совместно с кварцем.

Гранат-биотитовые граниты представляют собой светло-серые среднезернистые породы, состоящие из альмандина (2—7 объемн. %), биотита (5—10%), плагиоклаза № 32—35 (40—55%); его количество зависит от содержания микроклина), кварца (30—35%) и микроклина (до 20%), иногда присутствует мусковит (5—10%).

Гранат этих пород наблюдается в виде кристаллов размером до 2,0 мм и имеет железистость 90—93%. Общая железистость биотита равна 58—60.

Гранат-биотитовые и биотитовые плагиоаплиты широко распространены среди мигматитов. Это мелкозернистые породы (размер зерен 0,1—0,8 мм), сложенные плагиоклазом № 12—32 (50—60 объемн. %), кварцем (30—35%) и биотитом (3—5%). В небольших количествах присутствуют альмандин (0,5—2,0%) и микроклин (1—2%).

Плагиоклаз характеризуется зональным строением и частично замещается мусковитом, микроклином и кварцем.

Биотит отличается высокой железистостью ( $f_{общ}=65 \div 73$ ), наибольшей среди жильных образований. Кроме того, биотит характеризуется высокой глиниземистостью (табл. 38).

Гранат, наблюдающийся в виде хорошо образованных кристаллов величиной 0,5—0,8 мм, имеет железистость 90—92.

Иногда в плагиоаплитах встречается фибролит, ассоциирующийся с кварцем и мусковитом.

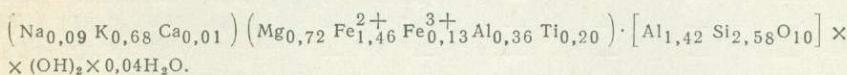
Жилы биотит-мусковитовых гранитов и плагиоаплитов распространены в участках интрузивных контактов плагиогранитов с вмещающими породами, слагая апофизы и инъекции в

Таблица 38

**Химический состав биотита из плагиоаплитов р. Кагнисин**  
 («Оптические и петрохимические исследования...», 1967)

Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во	Компоненты	Вес. %	Мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	33,44	558	Na <sub>2</sub> O	0,60	10
TiO <sub>2</sub>	3,40	43	K <sub>2</sub> O	6,85	73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,57	192	H <sub>2</sub> O+	4,04	224
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,14	13	С у м м а	99,08	
FeO	22,68	316			
MnO	—	—	Nm	1,659	
MgO	6,24	155	f <sub>общ</sub>	68,5	
CaO	0,12	2	K <sub>Al</sub>	26,7	
			Na+K+Ca		
			Al	0,438	

Кристаллохимическая формула:



боковые породы. Эти гранитоиды имеют средне- или мелкозернистое строение и характеризуются довольно сильным катализом, перекристаллизацией и окварцеванием. В их составе главную роль играют зональный олигоклаз № 10—18, образующий порфировидные вкрапленники величиной 5—6 мм (40—55 объемн. %), и кварц (30%). Биотит с f<sub>общ</sub>=63—64 представлен мелкими удлиненными кристаллами, часто полностью замещенными мусковитом. Количество последнего варьирует в значительных пределах, достигая 25—30 объемн. %. Он отличается повышенным содержание ферримусковитовой молекулы, что определяет высокие показатели его преломления (Ng=1,595÷1,600).

Среди пегматитов Срединного хребта наибольшим распространением пользуются силлиманит-гранат-турмалиновые и гранат-турмалин-мусковитовые разности. Реже встречаются андалузитсодержащие пегматиты.

В составе пегматитов главная роль принадлежит альбиту № 5—10, кварцу и микроклину. В подчиненном количестве встречаются альмандин, турмалин, биотит, мусковит, андалузит, силлиманит (фибролит), апатит и циркон.

Гранат наблюдается в виде хорошо образованных пентагон-додекаэдров размером 1—3 мм, частично корродируемых мусковитом и хлоритом. Железистость гранатов равна 80—88 (табл. 39). Содержание спессартиновой молекулы в них варьирует от 15 до 35 мол. %. Наибольшее количество спессартина наблюдается в гранатах пегматитовых жил, залегающих в мигматитах (30—35 мол. %).

Турмалин образует призматические кристаллы черного цвета размером от 0,5—1,0 до 5—6 см. Обычно это зональные кристаллы, ядра которых окрашены в ярко-синий цвет, а внешние зоны — в буровато-зеленый. О химическом составе турмалина пегматитов можно судить по данным табл. 39.

Мусковит пегматитов — крупные (до 3—5 см) кристаллы, чаще всего ассоциирующиеся с альмандином. Судя по данным химического анализа (см. табл. 39), мусковит характеризуется высоким содержанием ферримусковитовой молекулы.

Таблица 39

## Химический состав минералов из пегматитов Срединного хребта

Компо-ненты	Гранаты						Турмалин		Мусковит *	
	1		2		3		4		5	
	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	37,00	616	38,00	633	37,22	619	35,35	588	44,62	743
TiO <sub>2</sub>	0,02	—	0,05	—	Следы	—	0,11	1	Не опр.	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,00	206	20,80	204	19,20	188	33,25	326	37,39	367
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	10,90	157	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	3	0,00	—	2,51	16	4,96	31	Не опр.	—
FeO	22,63	318	28,73	351	18,31	255	8,20	114	2,05	28
MnO	15,53	219	7,20	102	18,54	262	0,14	2	0,05	—
MgO	3,00	74	3,80	94	1,61	40	1,92	47	0,20	5
CaO	1,00	18	2,10	38	1,75	31	0,00	—	0,44	8
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,35	6	1,73	28	0,07	1
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,06	—	0,00	—	9,84	104
H <sub>2</sub> O+	—	—	—	—	—	—	2,38	132	5,02	278
H <sub>2</sub> O-	—	—	—	—	—	—	0,24	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	1,25	66	Не опр.	—
Всего	100,61		100,68		99,55		100,43		99,68	
F <sub>2</sub> =O	—	—	—	—	—	—	0,53	—	—	—
Сумма	100,61		100,68		99,55		99,90		99,68	
Ng	1,821		1,818		—		1,657		1,595	
Np	—		—		—		1,629		1,558	
a <sub>0</sub> (Å)	11,533		11,503		—		—		—	
f <sub>общ</sub>	81,3		81,0		87,8		—		—	
Аналитик	М. Г. Погорелова			Ю. С. Чудакова			Е. А. Лаговская	В. Г. Котова		

Примечание. 1, 4, 5 — обр. 198-Б — гранат-турмалин-мусковитовый пегматит, правобережье р. Левой Коли; 2 — обр. 170 — гранат-мусковитовый пегматит, правобережье р. Правой Коли; 3 — обр. 311 — гранат-мусковит-турмалиновый пегматит, левобережье р. Левый Дукук. Состав мусковита приводится по материалам М.М. Лебедева (Lebedev e. a., 1967).

Биотит в пегматитах встречается реже, чем мусковит. По составу ( $f_{общ} = 55$ ) и цвету он не отличается от биотита вмещающих плагиогранитов и мигматитов.

Андалузит наблюдается в виде розовых и мясо-красных кристаллов, достигающих нескольких сантиметров в длину и обычно окруженных мелкочешуйчатым агрегатом мусковита.

Фибролит — тонкие споновидные и лучистые скопления — развивается в пегматитах по спайности биотита (фиг. 62, 1) и турмалина (см. фиг. 62, 2), проникая внутрь кристаллов и разъедая их так, что подчас от этих минералов остаются лишь окрашенные в буроватый цвет агрегаты фибролита. Кроме того, волосовидные кристаллы фибролита совместно с кварцем замещают плагиоклаз и микроклин. В результате фибролитизации возникают маломощные (до 0,5—1,0 мм) жилки, небольшие пятна и причудливые шлировидные участки кварц-фибролитового состава с реликтами биотита, турмалина, плагиоклаза и микроклина. Развивающийся позднее мелкочешуйчатый мусковит частично замещает фибролит.



Фиг. 62. Замещение: 1 — биотита (Bi) и 2 — турмалина (Tur) фибролитовым агрегатом в андалузит-гранат-турмалиновом пегматите. Шлиф 185-А, увел. 18. Без анализатора

Таблица 40

Оптические свойства и состав минералов плагиогранитов Срединного хребта

Пара- гене- зис	№ об- разца	Порода	Минерал	Показа- тель пре- ломления	Цвет в шлифе	f общ	№ пла- гио- клава
Bi + Pl + Q	170	Плагиогранит	Биотит	1,659	<i>Ng</i> — красновато-ко- ричневый, <i>Np</i> — светло-желтый	62	28
	172	»	»	1,653	<i>Ng</i> — красно-ко- ричневый, <i>Np</i> — соломенно- желтый	56	35
	173-А	»	»	1,653	<i>Ng</i> — красновато- коричневый, <i>Np</i> — светло-желто- ватый	56	36
	175-Б	»	»	1,650	<i>Ng</i> — ярко-коричне- вый, <i>Np</i> — бесцветный	53	36
	175-В	»	»	1,655	<i>Ng</i> — красновато- коричневый, <i>Np</i> — светло-желто- ватый	58	33
	176-А	»	»	1,657	<i>Ng</i> — коричнево- красный, <i>Np</i> — желтоватый	59,1*	32
	178	»	»	1,655	<i>Ng</i> — красный, <i>Np</i> — коричневатый	58	35
	183-А	»	»	1,651	<i>Ng</i> — красный, <i>Np</i> — соломенно- желтый	54	32
	199	»	»	1,660	<i>Ng</i> — оранжево-ко- ричневый, <i>Np</i> — соломенно- желтый	63	34—35
	274	»	»	1,655	<i>Ng</i> — красновато- коричневый, <i>Np</i> — желтоватый	58	28
	176	»	»	1,655	<i>Ng</i> — красновато- коричневый, <i>Np</i> — желтоватый	58	28
	226	Плагиоаплит	»	1,658	<i>Ng</i> — красновато- коричневый, <i>Np</i> — соломенно- желтый	61	33
Bi + + Mi + + Pl + + Q	176	Плагиогранит микроклини- зированный	Биотит	1,657	<i>Ng</i> — красный, <i>Np</i> — соломенно- желтый	60	28
	179-А	То же	»	1,652	<i>Ng</i> — красный, <i>Np</i> — желтоватый	55	
	179	»	»	1,653	<i>Ng</i> — красный, <i>Np</i> — соломенно- желтый	56	35
	185	»	»	1,656	<i>Ng</i> — красный, <i>Np</i> — желтоватый	59	28—30
	185-Б	»	»	1,656	<i>Ng</i> — коричневый, <i>Np</i> — бесцветный	59	30
	186	»	»	1,655	<i>Ng</i> — красный, <i>Np</i> — соломенно- желтый	58	
	186-Б	»	»	1,656	<i>Ng</i> — оранжево-ко- ричневый, <i>Np</i> — бесцветный	59	27

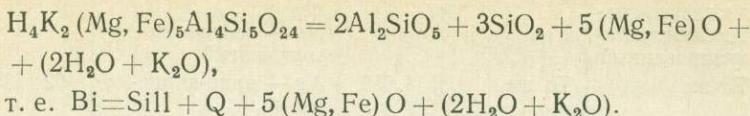
Таблица 40 (продолжение)

Пара- гне- зис	№ об- разца	Порода	Минерал	Показа- тель пре- ломления	Цвет в шлифе	$f_{\text{общ}}$	№ пла- гио- клаза
Bi+Mi+Pl+Q	187	Очковый пла- тиогнейсо-гра- нит микрокли- нанизированный	Биотит	1,659	<i>Ng</i> — темно-корич- невый, <i>Np</i> — зеленовато- желтоватый	62	32
	187-А	То же	То же	1,659	<i>Ng</i> — ярко-корич- невый, <i>Np</i> — желтоватый	62	33÷24
	187-Б	»	»	1,658	<i>Ng</i> — буровато-ко- ричневый, <i>Np</i> — зеленовато- коричневый	61	28
	187-Г	»	»	1,660	<i>Ng</i> — темно-корич- невый, желтоватый	63	
	187-Д	»	»	1,652	<i>Ng</i> — ярко-коричне- вый, <i>Np</i> — желтоватый	55	
	187-γ	»	»	1,652	<i>Ng</i> — оранжево-ко- ричневый, <i>Np</i> — желтоватый	55	23
	196	Плагиогнейсо- гранит микро- клинизованный	»	1,655	<i>Ng</i> — оранжево-ко- ричневый, <i>Np</i> — желтоватый,	58	23—24
	196-А	То же	»	1,655	<i>Ng</i> — ярко-корич- невый, <i>Np</i> — светло-желто- ватый	58	
	198	»	»	1,656	<i>Ng</i> — красновато- коричневый, <i>Np</i> — соломенно- желтый	59	26
	201	»	»	1,656	<i>Ng</i> — коричневый, <i>Np</i> — желтоватый	59	28
	201-А	»	»	1,656	<i>Ng</i> — оранжево-ко- ричневый, <i>Np</i> — желтоватый	59	
	222	Гнейсирован- ный плашио- гранит микро- клинизованный	»	1,662	<i>Ng</i> — красно-корич- невый, <i>Np</i> — желтый	64	26
	223	То же	»	1,663	<i>Ng</i> — буровато-ко- ричневый, <i>Np</i> — зеленовато- желтоватый	65	25
	279	Плагиогра- нит-микрокли- нанизированный	»	1,655	<i>Ng</i> — красный, <i>Np</i> — соломенно- желтый	58	28
	170-В	Жильный гра- нит	»	1,652	<i>Ng</i> — красно-корич- невый, <i>Np</i> — желтоватый	55	32÷20
	190-А	Порфировид- ный гранит из дайки	» **		<i>Ng</i> — красно-корич- невый, <i>Np</i> — желтоватый	64	28
	274	Жильный гра- нит	»	1,655	<i>Ng</i> — красный, <i>Np</i> — желтоватый	58	28

\* Определение общей железистости произведено по данным химического анализа табл. 41.

\*\*  $Ng = 1,662$ ,  $Np = 1,558$ .

Процесс фибролитизации — это кислотный процесс, связанный с прохождением высокотемпературной кислотности волны, сменяющей во времени раннешелочную стадию микроклинизации. Замещение биотита и турмалина силлиманитом с кварцем происходит в условиях выноса сильных оснований, что наглядно иллюстрируется следующей реакцией (для биотита):



Основными факторами, определяющими данное равновесие, являются температура и щелочность (при постоянном давлении). Снижение щелочности ( $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$ ) смешает данное равновесие в сторону развития процессов фибролитизации и окварцевания. Однако эти процессы являются довольно высокотемпературными, так как понижение температуры обусловливает замещение фибролита мусковитом.

### *Минеральные парагенезисы и состав минералов*

В приведенном выше петрографическом описании гранитоидов Срединного хребта было показано, что в их составе главную роль играют кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит, гранат, микролин, турмалин. Обычно гранитоиды содержат один-два темноцветных минерала. Если пренебречь небольшими количествами циркона, апатита, графита, титаномагнетита и сфена, то большинство парагенезисов гранитоидов является двух-трехминеральными (не учитывая кварца). Более полиминеральны жильные разности гранитоидного комплекса Срединного хребта.

#### **Биотит+плагиоклаз+кварц**

Парагенезис биотита с плагиоклазом и кварцем количественно преобладает среди плагиогранитов Срединного хребта. В небольшом количестве в них встречается микроклин, относящийся к наиболее поздним минералам, неравновесным с ранее образованными.

Характеристика состава минералов из плагиогранитов с парагенезисом Pl+Bi+Q приводится в табл. 40. Из нескольких образцов плагиогранитов были отобраны мономинеральные фракции биотита и химически проанализированы (табл. 41). Данные таблиц свидетельствуют о небольших вариациях общей железистости биотита, обычно равной 55—62. Глиноземистость биотита рассматриваемых пород очень высокая ( $K_{\text{Al}}=24,5-27,5$ ; I группа щелочности).

Химический состав плагиогранитов, приведенный в табл. 42, показывает, что неизмененные и слабо микроклинизированные разности их по содержанию главных пордообразующих компонентов обнаруживают большое сходство с метаморфическими породами Срединного хребта (Lebedev e.a., 1967). Это обстоятельство свидетельствует о том, что источником плагиогранитного расплава явились нижние части терригенной толщи. Дифференциация образовавшегося расплава дала в конечном итоге все те разновидности гранитоидов, которые наблюдаются в настоящее время.

#### **Биотит+микроклин+плагиоклаз+кварц**

Гранитоиды, в которых содержание микроклина не превышает 10—15 объемн. %, широко распространены в пределах Срединного хребта. Обычно гранитоидами с этой ассоциацией слагаются эндоконтактовые и апикальные части массивов, а также жилы, секущие плагиограниты. В этих

Таблица 41

## Химический состав биотита из плагиогранитов Срединного хребта Камчатки

Компоненты	1		2		3		4		5		6	
	вес, %	МОЛ. КОЛ.-ВО	вес, %	МОЛ. КОЛ.-ВО	вес, %	МОЛ. КОЛ.-ВО	вес, %	МОЛ. КОЛ.-ВО	вес, %	МОЛ. КОЛ.-ВО	вес, %	МОЛ. КОЛ.-ВО
SiO <sub>2</sub>	34,97	583	35,98	599	36,48	608	36,16	602	37,66	627	36,20	603
TiO <sub>2</sub>	3,71	46	3,00	38	2,70	34	3,00	38	1,79	23	3,50	44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,41	180	20,13	197	16,60	163	19,05	187	18,68	183	20,41	200
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	14	3,19	20	4,54	28	4,41	28	5,51	34	2,39	15
FeO	18,31	255	17,16	239	16,71	232	16,01	223	16,43	229	20,29	282
MnO	0,27	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	7,89	196	7,56	188	9,37	232	8,14	202	7,99	198	5,46	135
CaO	0,25	4	1,44	26	2,01	36	1,58	29	1,00	18	1,00	18
Na <sub>2</sub> O	0,19	3	—	—	0,30	5	—	—	0,44	7	—	—
K <sub>2</sub> O	9,31	99	7,58	81	7,50	80	7,88	84	7,82	83	7,58	81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	—	0,32	—	0,41	—	0,80	—	0,53	—	0,75	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,94	219	3,48	199	2,94	163	2,92	162	2,22	123	2,52	140
F	0,20	10	Не опр.	—								
Всего	99,75		99,52		99,15		99,15		99,54		99,35	
F <sub>2</sub> =O	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,67		99,52		99,15		99,15		99,54		99,35	
<i>Nm</i>	1,652		1,658		1,660		1,662		1,648		1,678	
f	56,5		56,0		50,0		52,3		53,6		67,7	
f <sub>общ</sub>	59,1		59,6		55,4		58,0		60,0		69,8	
K <sub>Al</sub>	25,3		27,0		22,4		25,7		24,8		27,6	
Na+K+Ca Al	0,582		0,478		0,633		0,527		0,541		0,450	
Аналитик, лаборатория	E. A. Лагов- ская. Лаборатория минералогии и геохимии ДВГИ	B. Г. Котова. Химическая лаборатория гидрологического управления										

Примечание. Химические анализы 2—6 приводятся по материалам М. М. Лебедева (Lebedev e. a., 1967). 1 — плагиогранит, правобережье р. Правой Коли, обр. 176-А; 2—6 — плагиограниты, р. Хейван: 2 — обр. 332-15; 3 — обр. 423; 4 — обр. 446; 5 — обр. 550-В, 6 — обр. 422-3.

участках широко проявлены катаклиз, разgneйсование, окварцевание и часто мусковитизация.

Характеристика состава минералов микроклинсодержащих плагиогранитов приведена в табл. 40. Многочисленные замеры биотита из рассматриваемых пород показывают, что он имеет общую железистость, аналогичную железистости бескалишпатовых разностей ( $f_{общ}=55-63$ ).

Плагиоклаз из ассоциации Bi+Mi+Pl+Q содержит 23—30% аортитовой молекулы, т. е. является более кислым по сравнению с описанной биотит-плагиоклазовой ассоциацией.

Химический состав пород виден из табл. 42. По данным табл. 40 и 42 построена парагенетическая схема, отвечающая данным гранитоидам (фиг. 63). Она соответствует парагенетической схеме II-Г на фиг. 3.

## Гранат+биотит+плагиоклаз+кварц

Плагиограниты и плагиоаплиты с этим парагенезисом широко развиты среди эндоконтактовых и жильных фаций гранитоидов Срединного хребта.

Таблица 42

Химический состав гранитоидов Срединного хребта Камчатки

Компоненты	1		2		3		4		5	
	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	
SiO <sub>2</sub>	64,90	1081	66,60	1109	63,34	1055	66,82	1112	71,98	
TiO <sub>2</sub>	1,10	14	0,70	9	0,63	8	0,74	9	0,32	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,40	161	16,30	160	17,61	173	15,84	155	14,70	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	—	0,15	1	1,12	7	0,34	2	0,81	
FeO	4,07	57	3,88	54	4,30	60	4,25	59	1,86	
MnO	0,10	1	0,08	1	0,06	—	0,05	—	—	
MgO	1,20	30	1,10	27	1,38	35	1,00	25	0,91	
CaO	4,35	78	3,40	61	4,39	79	2,87	51	2,29	
Na <sub>2</sub> O	4,30	69	4,20	68	4,02	65	3,95	64	2,79	
K <sub>2</sub> O	2,00	21	2,10	22	2,34	23	3,19	34	1,71	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	—	Не опр.	—	0,38	3	Не опр.	—	0,18	
SO <sub>3</sub>	То же	—	То же	—	0,02	—	То же	—	0,85	
П.п.п.	0,95	53	0,85	47	1,22	68	0,77	42	1,02	
Сумма	99,49		99,36		100,81		100,01		99,42	

Примечание. 1 — обр. 220-А — биотитовый плагиогранит, водораздел рек Средней Воров верховья р. Озерной Камчатки, аналитик Н. М. Никитина; 3 — плагиогнейско-гранит, истоки калинитизированный биотитовый плагиогранит, правобережье р. Правой Коли, аналитик Ж. А. Ма («Геология СССР», т. 31, 1964); 6 — гнейско-гранит, р. Кудряш, правый приток р. Правой Колпаковой плагиогранит, верховья р. Озерной Камчатки, аналитик Н. М. Никитина; 8 — двуслюдистый мусковитовый гранит, левобережье р. Андриановки, коллекция В. А. Чирюлика (Попкова и др., 1964).

Характеристика составов минералов этих пород дана в табл. 43. Оптические замеры граната из гранат-биотитовых гранитоидов свидетельствуют о значительной железистости его, сопоставимой с железистостью граната из пегматитов.

Биотит имеет железистость ( $f_{общ}$ ), варьирующую в пределах 57—63. Наибольшая железистость биотита зафиксирована в микрокалинитизированных разностях.

#### Биотит+мусковит+плагиоклаз+кварц±микрокалинит

Мусковитовые и биотит-мусковитовые аплитовые и плагиоаплитовые жилы встречаются среди вмещающих кристаллических сланцев и мигматитов. Иногда в их составе появляется небольшое количество граната.

Состав минералов мусковитовых и биотит-мусковитовых гранитоидов виден из табл. 43, а химический состав пород — из табл. 42. Плагиоклаз этих пород — альбит-олигоклаз № 10—13, а биотит имеет общую железистость, равную 51.

#### Гранат+биотит+силлиманит+плагиоклаз+микрокалинит+кварц

Гранат-биотитовые аплиты с фибролитом приурочены к зальбандам крупных пегматитовых жил или, реже, образуют самостоятельные тела небольшой мощности. Формы развития силлиманита в них аналогичны формам, рассмотренным в пегматитах.

Железистость биотита силлиманитодержащих аплитов (см. табл. 43) ниже железистости биотита вмещающих плагиогранитов.

	6		7		8		9		10	
	мол. кол-во	вес. %								
1199	68,26	1136	72,80	1212	73,86	1230	75,54	1258	75,08	1250
4	0,29	4	0,60	8	0,15	2	0,06	1	Следы	—
144	17,00	167	14,10	138	15,77	155	16,79	165	13,13	128
5	1,21	7	0,10	—	0,04	—	—	—	0,65	4
26	3,37	47	2,00	28	0,61	8	0,20	3	2,15	30
—	—	—	0,03	—	0,04	—	0,06	—	0,01	—
22	0,92	22	0,95	24	0,29	7	0,17	4	0,34	8
41	2,42	43	3,70	66	0,88	16	1,29	23	1,59	29
45	2,85	46	3,90	63	1,67	27	1,62	26	3,58	58
18	3,62	38	1,15	13	5,30	56	2,89	31	3,96	42
1	0,13	1	Не опр.	—	0,32	2	0,08	1	0,11	1
10	0,13	1	То же	—	—	—	0,04	—	0,09	1
57	—	—	0,50	28	0,58	32	1,02	57	0,08	5
100,20	99,83	99,51	99,76	100,77						

ской и Левой Коли, аналитик Н. М. Никитина; 2 — обр. 279-А — двуслюдистый плагиогранит, р. Правой Коли, коллекция М. М. Лебедева («Геология СССР», т. 31, 1964); 4 — обр. 176 — микрокалинит; 5 — гнейско-гранит, среднее течение р. Правой Колпаковой, коллекция А. Ф. Марченко, коллекция А. Ф. Марченко («Геология СССР», т. 31, 1964); 7 — обр. 275-В — гранат-биотитовый плагиогранит, водораздел рек Немтика и Пытмы, коллекция В. А. Ярмоляка (Попкова и др., 1961); 9 — мусковитовый гранит, левобережье р. Дукук, коллекция М. М. Лебедева («Геология СССР», т. XXXI, 1961); 10 — мусковитовый гранит, р. Дукук, коллекция М. М. Лебедева («Геология СССР», т. XXXI, 1961).

#### Вмещающие породы

Площадь развития метаморфических пород Срединного хребта Камчатки является областью проявления метаморфической зональности, по полноте не уступающей классическим примерам Шотландии (Barrow, 1912; Kennedy, 1949; и др.), северной части штата Мичиган (James, 1955) и области Северо-Байкальского нагорья (Великославинский и др., 1957; 1963).

Так же как и в названных регионах, в ядре метаморфической зоны, совпадающей с водораздельной частью Срединного хребта, развиты мигматиты и плагиограниты (см. фиг. 56), к востоку и западу от которых наблюдается постепенное снижение степени метаморфизма пород. Характер смены пород различной степени метаморфизма показан на схематическом разрезе фиг. 64 (A). На нем хорошо видно, что развитые в зоне экзоконтакта плагиогранитов мигматизированные андалузит-гранатовые и гранат-биотитовые кристаллические сланцы сменяются с удалением от него биотитовыми и гранат-биотитовыми филлитами. Аналогичная зональность отмечается и в верхнем течении р. Средней Воровской (см. фиг. 57, точки наблюдений 215—218). Обнажающиеся здесь в нижней части разреза кианит-гранат-ставролит-слюдистые мигматиты (см. фиг. 64, Б) вверх по разрезу и по простиранию постепенно сменяются кристаллическими сланцами, которые в свою очередь переходят в филлиты, а те наконец — в аспидные сланцы.

Эти два примера, а также описанные выше взаимоотношения плагиогранитов и мигматитов наглядно демонстрируют тесные связи и постепенность переходов между метаморфическими и магматическими породами Срединного хребта.

Подробная характеристика метаморфической зональности Срединного хребта, состава пород и минералов различных зон дана в специальных работах М. М. Лебедева и автора (Lebedev e.a., 1967; Тарапин, 1968).

### Гранитоидный комплекс северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области<sup>1</sup>

#### Геологическое положение и строение массивов

Другим типичным примером гранитоидов средней фации глубинности могут служить гранитоиды верхнеюрско-нижнемелового возраста северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области, детальное описание которых сделано И. Я. Некрасовым (1962). Образование этих гранитоидов было приурочено к эпохе интенсивных складчатых процессов в пределах региона. В этот период были сформированы огромные батолито-подобные гранитоидные массивы. Ими сложена осевая часть хр. Улахан-Сис и хр. Полоусного (массивы Восточно-Полоусный, Эликчанский, Куранахский, Баканский, Омчикандинский, Арга-Эмнекенский и др.), а также значительные пространства в Селенняхском кряже и хр. Тас-Таяхтах (Йолтахский, Сыачанский, Хадарынинский, Терехтиахский и другие интрузивы). Размер массивов колеблется от 200 до 2000 км<sup>2</sup>.

Исследования, проведенные И. Я. Некрасовым (1962) и другими геологами на Северо-Востоке СССР, показали, что среди верхнеюрских — нижнемеловых интрузивов гранитоидов по форме тел отчетливо различаются четыре морфологических типа массивов: пластообразные, плитовидные или клиннообразные, линзовидные и штокообразные тела. Преимущественное развитие имеют плитовидные или клиновидные тела, сужающиеся на глубине и резко расширяющиеся вверху. Эта форма интрузивных тел обычна для гранитоидов, широко развитых в хр. Тас-Хаяхтах и в центральной части хр. Полоусного, где их расположение контролируется поперечными по отношению к складчатости разломами в палеозойском фундаменте. Примером интрузивов с клинообразной формой тела могут служить Илин-Эменекенский и Хадарынинский массивы. Илин-Эмнекенский интрузив, схематическая геологическая карта которого приведена на фиг. 65, в плане ориентирован длинной осью вдоль одноименного меридионального разлома, имеющего крутое падение к востоку. В разрезе форма этого массива приближается к клинообразной (фиг. 66).

Большинство гранитоидных интрузивов региона сформировано в одну фазу и сложено гранодиоритами или гранитами. В Бакынском, Улахан-Сисском и Восточно-Полоусном массивах, сформированных в две фазы, гранодиориты ранней фазы прорваны и метаморфизованы микроклиновыми гранитами второй фазы. Кроме того, во многих массивах породы первых двух фаз пересечены дайками и небольшими штокообразными телами лейкократовых гранитов, аплитов и аляскитов.

Гранитоиды комплекса оказали большое метаморфизующее влияние на вмещающие породы. В последних образовались зоны мигматизации, наблюдаются также многочисленные апофизы гранитов.

Геолого-тектонический анализ стратиграфических разрезов дает возможность определить абсолютную глубину формирования массивов. Расчеты показали, что основная масса интрузивов верхнеюрского — нижнемелового комплекса закристаллизовалась на глубине 3,0—5,5 км. Состав гранитов, их структуры и текстуры зависят от глубины формирования массивов. В куполовидных выступах гранитных интрузивов или апофизах, проникающих в более высокие горизонты вмещающих пород, чем главное тело (на 500 м и более), в гранитоидах широко развиты ортоклаз, зональный плагиоклаз повышенной основности (35—40 % An), биотит, роговая обманка

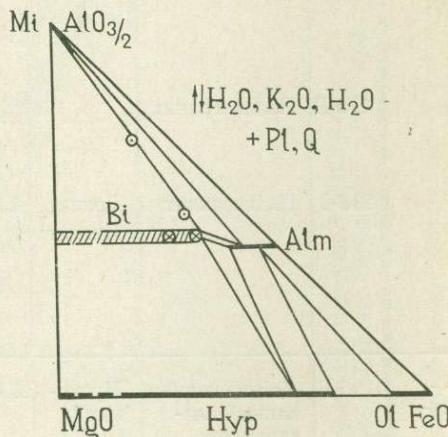
<sup>1</sup> Описание приводится по материалам И. Я. Некрасова (1962).

и иногда встречается гиперстен. В гранитоидах основных тел массивов ортоклаз уступает место микроклину, снижается основность плагиоклаза (20—30% An), а из темноцветных минералов развиты только биотит и роговая обманка. Порфировые или порфировидные структуры, типичные для кровлевых частей массивов, сменяются на более глубоких горизонтах равномернозернистыми среднезернистыми структурами.

### Петрографическое описание

#### Гранитоиды первой фазы

Гранитоиды первой фазы, слагающие обособленные интрузии или принимающие участие в строении сложных массивов, представлены главным образом роговообманково-биотитовыми гранодиоритами. Подчиненное зна-



Фиг. 63. Парагенетическая диаграмма для микроклинсодержащих плагиогранитов Срединного хребта. Составы минералов нанесены по данным табл. 40, а составы пород — по табл. 42

чение имеют кварцевые диориты, диориты и адамеллиты, распространенные в краевых частях интрузий и связанные с гранодиоритами постепенными переходами. Породы первой фазы составляют около  $\frac{1}{15}$  части площади развития гранитных массивов региона.

Гранодиориты первой фазы пользуются широким распространением в западной части Бакынского, Восточно-Полоусного и центральной части Улахан-Сисского интрузивов, а также целиком слагают Илин-Эмнекенский, Арга-Эмнекенский и другие массивы.

Гранодиориты представляют собой порфировидные породы, состоящие из порфировидных вкрапленников полевых шпатов и роговой обманки величиной до 1,5 см и основной мелкозернистой массы. Адамеллиты и кварцевые диориты отличаются от гранодиоритов только количественным соотношением пордообразующих минералов. Количественно-минералогический состав гранитоидов одного из массивов первой фазы приведен в табл. 44.

Постоянными аксессорными минералами гранитоидов являются сфен, ортит, апатит, циркон и ильменит; спорадически присутствуют монацит, кассiterит и турмалин.

Плагиоклаз порфировидных вкрапленников представлен таблитчатыми кристаллами размером до 2—5 мм. Состав плагиоклаза изменяется от Pl<sub>20-40</sub> в гранодиоритах до лаборадора № 60—80 в диоритах.

Калинатровый полевой шпат присутствует как в виде крупных (1—3 мм) идиоморфных таблитчатых зерен, так и в виде небольших (0,1—0,5 мм) ксеноморфных зерен.

Таблица 43

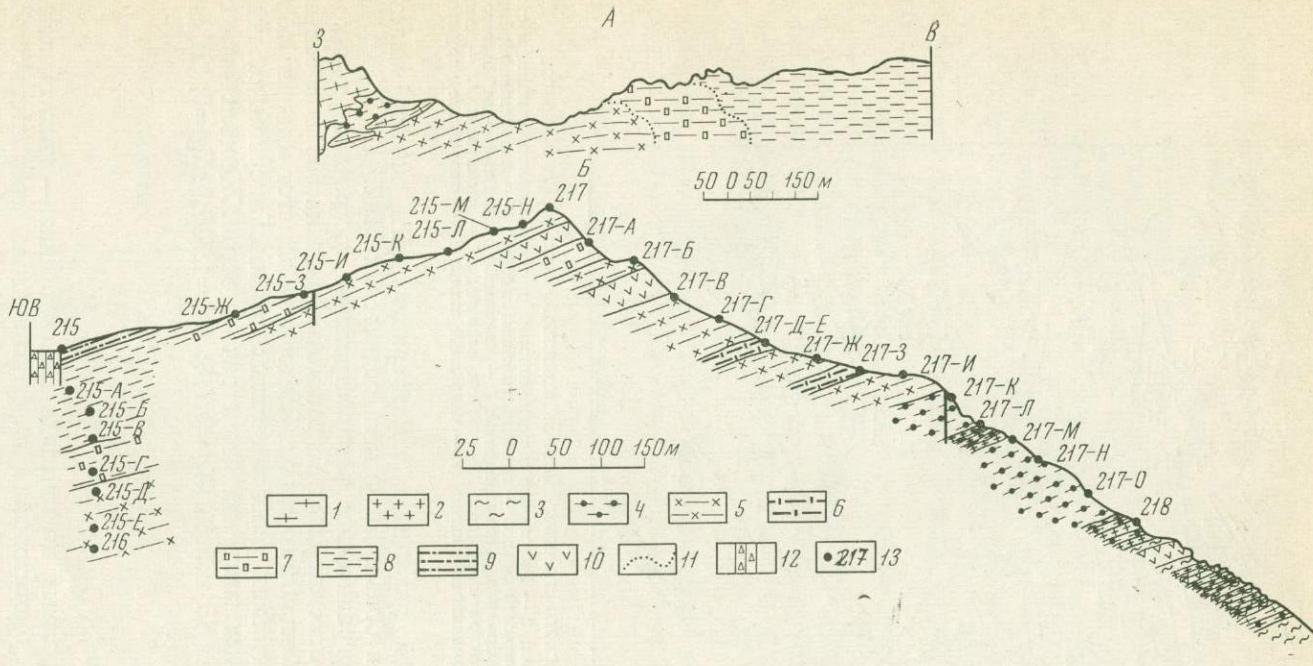
Оптические свойства и состав минералов жильной серии плагиогранитного комплекса Срединного хребта

Парагенезис	№ об-разца	Порода	Минерал	Показатель преломления		Цвет в шлифе	$f_{общ}$	№ пласти-клава
				$N_g$	$N_m$			
$Alm+Bi+$ $+Pl+Q \pm Mi$	274-Г	Плагиогранит микроклини-зированный	Гранат Биотит	1,817	1,658	$Ng$ — крас- ный, $Nr$ — желто- ватый	94 61	35
	275	То же	Гранат Биотит	1,816	1,660	$Ng$ — крас- ный, $Nr$ — соло- менно-жел- тый	93 63	
	275-В	Плагиогранит	»		1,655	$Ng$ — крас- ный, $Nr$ — жел- товатый	58	34
	218-І	Плагиоаплит	Гранат Биотит	1,813	1,654	$Ng$ — красно- вато-коричне- вый, $Nr$ — жел- товатый	91 57	26
$Bi+Mu+$ $+Pl+Q \pm$ $\pm Mi$	196-Е	Катаклизи- рованный пла- гиоаплит	Муско- вит *	1,600	1,593	$Ng$ — зелено- ватый, $Nr$ — бес- цветный		10—13
	198-А	Катаклизи- рованный аплит	Биотит		1,644	$Ng$ — корич- невый, $Nr$ — светло- желтый	50	10—12
$Bi+Alm+$ $+Pl+Sill+$ $+Mi+Q$	170-А	Аплит	Гранат Биотит	1,815	1,650	$Ng$ — красно- вато-коричне- вый, $Nr$ — желто- ватый	92 53	12

\*  $Nr=1,561.$

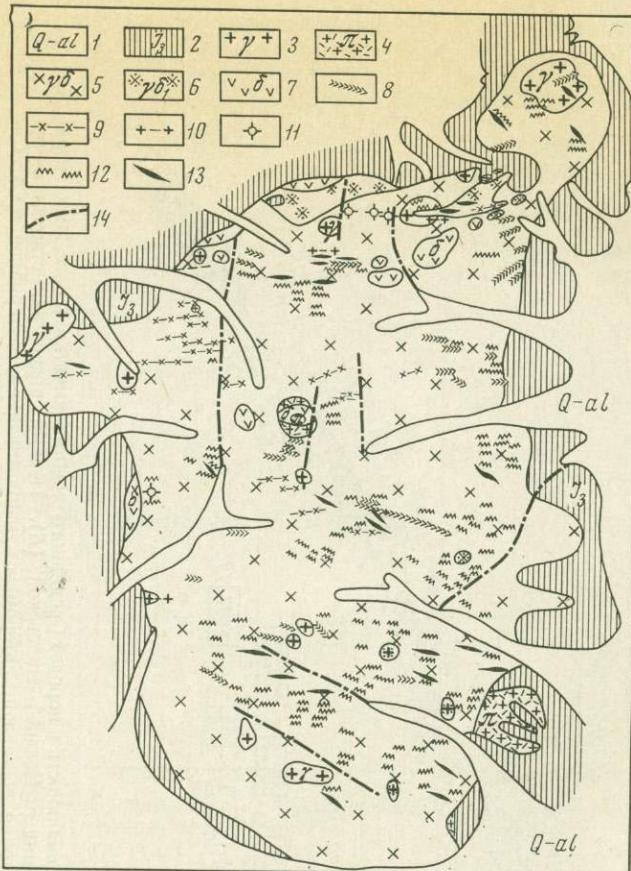
Биотит встречается во всех гранитоидах первой фазы и более распространен, чем роговая обманка. Плеохроирует биотит от коричневого по  $Ng$  до светло-желтого по  $Nr$ . Наиболее типичен в гранитоидах биотит, имеющий  $Ng=1,650-1,662$  ( $f_{общ}=53-65$ ). Реже встречаются более железистые или более магнезиальные разности слюд. В табл. 45 приведен химический анализ биотита из наиболее типичной разновидности гранодиоритов Илин-Эменкенского массива. Для биотита характерна довольно высокая глиноzemистость и значительное содержание фтора.

Обыкновенная роговая обманка наблюдается в виде призматических или тонкошестоватых кристаллов. Ее химический состав помещен в табл. 45. Эта ранняя роговая обманка обычно замещается в гранитоидах



Фиг. 64. Разрезы, характеризующие метаморфическую зональность в породах Срединного хребта Камчатки в бассейнах верхнего течения р. Правой Дукук (А) и верхнего течения р. Средней Воровской (Б). Первый разрез заимствован из работы М. М. Лебедева и В. Н. Бондаренко (1962), а второй составлен автором с использованием материалов И. А. Сидорчука и Ю. М. Ястремского

1 — биотитовые плагиограниты и плагиогнейсо-граниты; 2 — гранат-биотитовые плагиоаплиты и пегматиты; 3 — мигматиты; 4—7 — кристаллические сланцы; 4 — мигматизированные кианит-ставролит-гранат-слюдистые, 5 — ставролит-гранат-слюдистые, 6 — гранат-биотитовые сланцы и микрогнейсы, 7 — андалузит-гранат-ставролит-слюдистые; 8 — филлиты, гранатсодержащие кристаллические сланцы; 9 — амфиболиты; 10 — амфиболиты, биотит-амфибол-плагиоклазовые породы; 11 — границы между породами разной степени метаморфизма; 12 — разрывные нарушения; 13 — точки наблюдений



Фиг. 65. Схема геологического строения Илин-Эмнекенского массива (по Некрасову, 1962) 1 — аллювиальные отложения; 2 — биотитовые и турмалиновые роговики, окварцованные и сульфидизированные песчаники верхней юры; 3 — адамеллиты аплитовидные; 4 — кварцевые порфиры; 5 — гранодиориты; 6 — порфировидные гранодиориты; 7 — кварцевые диориты; 8 — дайки диорит-хлорито-турмалиновые и турмалиновые жилы; 9 — дайки гранодиорит-порфиров; 10 — дайки аплитов; 11 — пегматиты; 12 — кварц-хлорито-турмалиновые и турмалиновые жилы; 13 — кварцевые жилы; 14 — разрывные нарушения

вторичной волокнистой разностью, характеризующейся низкой железистостью ( $f_{\text{общ}} \leq 10\%$ ) и большими углами оптических осей.

Гиперстен имеет ограниченное распространение, встречаясь только в гранитоидах апофиз, отходящих от основного массива на 500 м и более в верхние горизонты вмещающих пород. Следовательно, этот минерал образуется в физико-химических условиях малых глубин. Гиперстен наблюдается в виде удлиненных или реже изометричных зерен. Железистость гиперстена не превышает 45 мол. % ( $Ng=1,718$ ;  $Np=1,706$ ;  $cNg=0$ ;  $2V_{Np}=48 \div 60^\circ$ ; уд. вес 3,48).

#### Гранитоиды второй фазы

Главная масса огромных по площади верхнеюрских — нижнемеловых интрузивов сложена биотитовыми порфировидными среднезернистыми гранитами, дающими в некоторых массивах переходы к лейкократовым разностям. В эндоконтактовых зонах порфировидные граниты сменяются либо мелкозернистыми гранитами и гранодиоритами, либо гранит-порфирами и аплитовидными гранитами. В большинстве массивов все перечисленные разновидности гранитов рассечены среднезернистыми лейкократовыми

Фиг. 66. Схематический разрез через северную часть Илин-Эмнекенского интрузива

1 — песчаники и сланцы верхней юры; 2 — порфировидные гранодиориты; 3 — аплитовидные адамеллиты



гранитами и аляскитами. В свою очередь аляскиты и лейкократовые граниты пересечены аплит-пегматитовыми и кварцевыми жилами.

Порфировидные биотитовые граниты состоят из довольно крупных (до 3—5 см) вкрапленников калишпата и плагиоклаза № 26—30, слагающих около 30 % объема породы, и основной массы, сложенной калишпатом, плагиоклазом, биотитом и кварцем. Размер зерен основной массы 1—3 мм. Содержание темноцветных минералов варьирует от 0,5 объемн. % в лейкократовых гранитах до 8—12 % в типичных гранитах второй фазы.

В составе пород главная роль принадлежит плагиоклазу, за ним по распространенности следуют калишпат, кварц и биотит. В качестве второстепенных минералов изредка отмечаются роговая обманка и моноклинный пироксен. Аксессорные минералы: апатит, ортит, циркон, гранат, кассiterит и др.

Аплитовидные граниты представляют собой мелковзернистые породы с незначительным содержанием биотита.

В аляскитах и лейкократовых гранитах на долю микроклин-пертита приходится от 30 до 70 % объема (в среднем около 45 %). Также велико содержание кварца, составляющее около 40 %. Из темноцветных минералов в гранитах спорадически в небольшом количестве (до 1 %) встречается биотит.

Для всех разновидностей гранитов второй фазы наиболее характерным калиевым полевым шпатом является нерешетчатый микроклин, содержащий довольно значительное количество пертитовых вростков альбит-олигоклаза. Так, порфировидные вкрапленники калишпата гранитов Такалканского массива содержат 29,8 мол. % альбитового компонента (Некрасов, 1962, табл. 65).

Плагиоклаз наиболее обилен в порфировидных гранитах, где его основность колеблется в пределах 32—45 % Ап. В лейкократовых гранитах

#### Таблица 44

Количественно-минералогический состав гранитоидов первой фазы Илин-Эмнекенского массива (в объемн. %)

(по Некрасову, 1962)

№ образца	Порода	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Пироксен	Аксессорные
146	Адамеллит	37,2	29,2	25,0	6,1	2,1	0,4	Знаки
276	»	32,2	26,4	38,9	—	2,5	—	»
127	Гранодиорит	57,0	13,2	22,2	—	6,5	—	1,1
156	»	54,5	12,2	19,5	12,7	1,1	—	Знаки
156-А	»	59,2	7,0	21,2	10,8	1,5	—	0,3
247-Е	»	53,5	6,6	20,0	12,5	7,0	0,4	Знаки
286	»	37,9	15,5	26,3	10,3	9,7	0,3	»
245	»	44,2	9,7	34,0	6,5	5,6	—	»
147	Кварцевый диорит	68,3	—	12,7	—	19,0	—	»
238-В	То же	56,0	—	17,2	14,9	11,9	—	»
293	» »	52,0	—	19,2	17,0	11,8	—	»

Таблица 45

Химический состав биотита и роговой обманки из гранодиоритов Илин-Эмнекенского массива

(по Некрасову, 1962)

Компоненты	Биотит		Роговая обманка		Компоненты	Биотит		Роговая обманка	
	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во		вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	35,20	586	50,00	833	F	1,59	84	0,42	22
TiO <sub>2</sub>	3,00	38	0,62	8	H <sub>2</sub> O+	3,73	207	2,24	125
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,30	189	7,18	71	H <sub>2</sub> O-	0,04	—	0,36	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	—	—	—	Всего	101,131*	—	100,29	—
FeO	18,83	262	14,52	202	F <sub>2</sub> -O	0,66	—	0,18	—
MnO	0,33	5	0,40	6	Сумма	100,471*	—	100,11	—
MgO	10,00	248	12,90	320					
CaO	1,20	21	10,90	194	f <sub>общ</sub>	51,4	—	38,6	—
Na <sub>2</sub> O	0,17	3	0,47	7	K <sub>Al</sub>	25,6	—	9,47	—
K <sub>2</sub> O	7,30	77	0,43	4	Na+K+Ca	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	1	0,21	1	Al	0,480	—	1,520	—

\* В сумму включены 0,20 вес. % BaO, 0,04% V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,005% CoO и 0,006% NiO.  
Аналитик К. И. Кашицева. Химическая лаборатория ЯФ СО АН СССР.

Таблица 46

Химический состав биотита из гранитов Омчикандинского массива

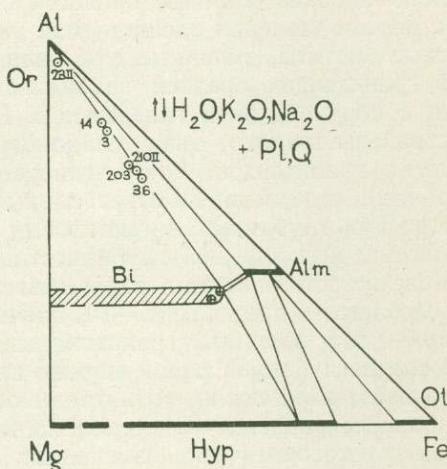
(по Некрасову, 1962)

Компоненты	1		2		3	
	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во	вес. %	мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	35,06	584	33,76	557	35,74	595
TiO <sub>2</sub>	2,95	37	4,07	51	3,19	40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,86	136	15,42	151	14,86	146
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,20	26	1,93	12	1,88	12
FeO	21,02	292	24,87	346	22,73	316
MnO	0,56	8	0,28	4	0,34	4
MgO	8,18	203	7,32	181	7,90	196
CaO	1,40	25	0,24	4	0,70	13
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,10	2	0,12	2
K <sub>2</sub> O	8,32	88	8,12	86	7,86	84
SO <sub>2</sub>	0,16	5	—	—	0,18	6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,55	4	0,18	1	0,15	1
H <sub>2</sub> O+	3,60	200	3,51	194	3,78	210
H <sub>2</sub> O-	0,16	—	0,18	—	0,14	—
Сумма	99,86	—	99,80	—	99,43	—
f <sub>общ</sub>	63,0	—	67,2	—	63,5	—
K <sub>Al</sub>	19,4	—	21,4	—	20,5	—
Na+K+Ca	0,647	—	0,583	—	0,588	—
Al	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — обр. 52 — биотит из порфировидного среднезернистого гранита; 2 — обр. 5 — из гибридного мелкозернистого гранита краевой зоны массива; 3 — обр. 12 — из аplitо-видных гранитов краевой зоны.

и аляскитах встречаются плагиоклазы трех генераций. Плагиоклаз ранней генерации, образующий таблитчатые кристаллы с зональным строением, представлен олигоклазом № 15—25. Более поздний альбит-олигоклаз наблюдается в виде графических сростков с кварцем. Наконец, самый поздний альбит образует каемки вокруг плагиоклаза ранней генерации, а также замещает калишпат.

Биотит в гранитах содержится в количествах, редко превышающих 4 объемн. %. Он наблюдается в виде крупных (0,5—1,5 мм) чешуек или их скоплений. Железистость биотита ( $f_{общ}$ ) колеблется в пределах 63—72 ( $Ng=1,660—1,670$ ). В табл. 46 помещено три химических анализа биотита из различных разновидностей гранитов Омчикандинского массива. Данные биотиты отличаются высокой железистостью ( $f_{общ}=63—67$ ) и сравнительно низкой глиноземистостью ( $K_{Al}=19,4—21,4$ ).



## **Общие особенности парагенезисов и состава минералов среднеглубинных гранитоидов**

Среднеглубинные гранитоиды существенно отличаются по парагенезисам и составам минералов от гранитоидов малой и большой глубинности.

1. Для фации средних глубин типичны крупные, обычно многофазные интрузивы «батолитового» типа, залегающие в складчатых образованиях, сравнительно близких им по возрасту.

2. В фации средних глубин для гранитоидов характерны парагенезисы с водосодержащими темноцветными минералами (биотитом, мусковитом и роговой обманкой), в то время как ассоциации с безводными железо-магнезиальными минералами встречаются значительно реже, чем в малоглубинной фации, приурочиваясь к заключительным fazam (обычно жильным fazиям) формирования сложных многофазных интрузивов. Из безводных минералов наиболее обычным является гранат, область устойчивости которого с ростом давления расширяется, так что он вытесняет здесь крайне железистые биотиты, типичные для малоглубинных гранитоидов.

3. В гранитоидах средней глубинности практически не встречаются разности с кордиеритом и гиперстеном. В абиссальных же условиях они распространены широко, значительно ограничивая устойчивость биотит-содержащих гранитоидов. Гранат-гиперстеновые гранитоиды (чарнокиты и эндербиты), содержащие магнезиальный гранат, являются специфическими породами глубинных мигматитовых комплексов и не встречаются в fazиях малой и средней глубинности.

4. Железистость биотита в парагенезисах гранитоидов средней глубинности колеблется в пределах 45—70, причем наиболее железистые разности характерны для жильных гранитоидных пород.

5. В среднеглубинной fazии широко проявлены процессы мигматизации и метасоматоза вмещающих гранитоиды образований. Ореол мигматизации иногда распространяется на несколько километров. В составе мигматизированных и метасоматически измененных пород большую роль играют водосодержащие минералы: биотит, амфибол и мусковит, свидетельствующие об их формировании в условиях высокой химической активности воды. В этом отношении особенно показательно развитие процессов мусковитизации.

## РЕЖИМ ГЛУБИННОСТИ И КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ И ТИПЫ КИСЛОТНО-ЩЕЛОЧНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ГРАНИТОИДОВ

Анализ режима глубинности и особенно кислотности-щелочности гранитоидов должен играть первостепенную роль при оценке их рудноносности. При этом особенно большое значение имеют данные о направлении кислотно-щелочной эволюции гранитоидного магматизма при формировании сложных (многофазных) гранитоидных комплексов, так как процессы оруденения являются естественным завершением этой эволюции. Такой подход может привести к установлению генетических связей оруденения с интрузиями.

По направлению кислотно-щелочной эволюции гранитоидного магматизма А. А. Маракушев (Маракушев и др., 1966) выделяет три типа интрузивных комплексов:

I. Гранитоидные комплексы, в процессе развития которых происходит снижение общей щелочности, что приводит к внедрению все более лейкократовых гранитоидов и, наконец, к появлению аplitов с мусковитом и нередко с гранатом. Процесс оруденения в этом случае характеризуется выпадением ранней щелочной стадии, начинаясь с развития интенсивного кислотного метасоматоза. В эту стадию, отличающуюся значительной концентрацией галоидо-водородных кислот и галогенидов щелочных металлов, накапливаются все элементы, дающие прочные комплексные соединения типа  $(K, Na)_n [Me(F, Cl)]_n$ , где под знаком Me могут быть бериллий, олово, цинк, свинец, тантал, ниобий, железо и др. (Говоров, 1964а, б). Эти элементы дают концентрации в месторождениях грейзенов, мусковитовых пегматитов и других низкощелочных образованиях. К этой же группе относятся многочисленные месторождения кассiterитово-кварцевой формации, детально описанной в работах Е. А. Радкевич (1947, 1953, 1956) и других исследователей.

II. Гранитоидные комплексы, развитие которых направлено в сторону возрастания кислотности, но осложняется повышением щелочности вследствие взаимодействия с вмещающими карбонатными, основными или ультраосновными породами. В этом случае ассимиляция магмой богатых основаниями пород приводит к образованию гранитоидов повышенной основности — гранодиоритов и диоритов. При этом возрастание концентрации кальция и магния в расплаве вызывает усиленную кристаллизацию основного плагиоклаза, биотита и амфибола, для образования которых используется большая часть глинозема магмы. Следствием этого является уменьшение роли калишпата в породе и увеличение концентрации карбонатов и силикатов калия как в дистиллятах, так и в магматическом остатке. В результате сильно возрастает интенсивность калиевого метасоматоза (микроклинизации) и других процессов ранней щелочной стадии (альбитизации, образования альбитово-слюдяных грейзенов и скарнов) при незначительных масштабах кислотного выщелачивания. Такие условия благоприятствуют развитию углекисло-галогенидных растворов повышенной щелочности, способствующих переносу и

концентрации многих тяжелых и редких металлов, в том числе и трудно-растворимых, благодаря образованию легкорастворимых комплексных соединений типа  $(K, Na, Li)_n[Me_m(0,5CO_3, F, Cl, HS)_{n+m}^-]$ , некоторые из которых экспериментально изучены И. Н. Говоровым (1962) и его сотрудниками. Примером могут служить месторождения скарново-грейзенового типа, широко развитые в Приморье (Вознесенский рудный узел), Забайкалье и Средней Азии, содержащие руды олова, вольфрама, бериллия и др.

III. Гранитоидные комплексы, сформированные в условиях нарастающей щелочности, так что в постмагматическом минералообразовании ярко проявлены ранняя щелочная стадия, тогда как кислотный этап смешен в область относительно низких температур или отсутствует. Эти комплексы разделяются на следующие основные этапы.

1. Гранитоидные интрузии, фации повышенной щелочности которых обусловлены взаимодействием с карбонатными или основными породами. С ними связаны разнообразные месторождения скарново-рудной формации, охарактеризованные в работах многих исследователей (Коржинский, 1948, 1951а, б; Жариков, 1960, и др.). К этой же группе можно отнести и часть месторождений с редкоземельной минерализацией, таких, как редкоземельные флогопит-апатитовые месторождения Кореи (Маракушев и др., 1962), ортит-магнетитовые руды некоторых магнезиально-скарновых месторождений Южной Якутии (Маракушев, 1958) и др.

2. Интрузии нормальных известково-щелочных гранитоидов с фациями щелочных пород и наложенным щелочным метасоматозом, обуславливающим образование месторождений циркона, фергусонита, монацита, колумбита, кассiterита, молибденита и т. д. (Шейнманн и др., 1961).

3. Интрузии щелочных гранитоидов и пегматитов с редкометальной минерализацией (циркон, пирохлор, ортит, монацит, чевкинит, ксенотит, колумбит и др.). Ранние фазы этих интрузивов в некоторых случаях не содержат щелочных темноцветных минералов (фазы оливиновых или биотитовых гранитоидов). Редкоземельная минерализация относится к поздним фазам внедрения гранитоидов или связана с наложенным метасоматозом.

Многообразие гранитоидных комплексов по типу кислотно-щелочной эволюции обусловлено, видимо, различным поведением щелочей и летучих компонентов (особенно галогенов) в процессе кристаллизации гранитоидного расплава. А. А. Маракушев (Маракушев и др., 1966) считает, что в комплексах I и II типа во время кристаллизации расплава отчетливо проявляются процессы накопления кислотных (фтора и хлора) компонентов, конденсация и уплотнение которых приводят к снижению щелочности расплава, что определяет не только парагенезисы и минералогические особенности кристаллизующихся пород, но также специфические черты постмагматических процессов и рудообразования. Типичным примером гранитоидных интрузивов с «кислотным» типом эволюции является Успенский массив в Южном Приморье. Парагенезисы роговой обманки с биотитом, содержащим небольшие количества фтора (например, для сбр. T-55 F = 0,12 вес. %), характерные для ранних фаз интрузива, сменяются затем парагенезисами гранат-биотитовых гранитов и, наконец, аплитов и пегматитов, биотит которых содержит до 1,0 вес. % фтора (обр. T-45-Г).

Гранитоидные комплексы с «щелочным типом» эволюции, отнесенные к IV—VI группам щелочности, формировались, видимо, в условиях, способствующих более легкой миграции подвижных флюидных компонентов, что приводит к повышению щелочности расплавов и растворов, накоплению в их составе редких земель и т. д.

Мощные проявления процессов натрового метасоматоза на заключительных стадиях кристаллизации гранитоидных расплавов, особенно с «щелочным типом» эволюции, объясняются фракционным разделением щелочей,

связанным с различной скоростью летучести и скорости растворения галогенидов их в газовой фазе (Говоров, 1964а, б). Этот процесс интенсивно проявляется начиная с кислотной стадии дистилляции, когда происходит обогащение дистиллятов хлоридами, способствуя накоплению редких щелочей и калия (их летучесть и скорость испарения в водяном паре большая, чем у натрия) в кислых грейзенизирующих растворах и увеличению роли натрия в более поздних гидротермальных растворах, уже, как правило, не содержащих редких щелочей.

О фракционном разделении щелочей в процессе эволюции кристаллизующегося гранитоидного расплава с сбросыванием калия на ранних стадиях дистилляции свидетельствует характер изменений вмещающих пород. Эти процессы ярко проявляются вокруг интрузивов щелочных пород, окруженных обычно мощным ореолом фенитов и в различной степени фенитизированных пород, среди которых значительную роль играют обогащенные калием микроклиновые и биотитовые породы. Так, вокруг Хакмусанского и Чильпосанского интрузивов в КНДР по данным Б. Л. Залищака (Маркушев и др., 1966), прорывающих амфиболиты и основные кристаллические сланцы, развиты фениты, в которых плагиоклаз вытесняется калишпатом, а пироксен и амфибол замещаются биститом. Этот калиевый метасоматоз предшествует натриевому, с которым связано развитие в фенитах щелочных амфиболов и пироксенов. В зонах интенсивной фенитизации породы приобретают иногда состав щелочных гранитов.

Таким образом, характер флюидного режима и фракционное разделение щелочей в процессе кристаллизации магматического расплава определяют как парагенетические ассоциации образующихся пород, так и особенности их минералогии, а также специфические черты kontaktово-метасоматических процессов и постмагматической минерализации.

В последние годы процессам флюидно-магматического взаимодействия придается большое значение и они привлекаются для объяснения вариаций состава как эфузивных пород («эмансационная дифференциация»), так и глубинных изверженных пород. В этой связи большой интерес представляют недавние работы И. Н. Говорова (1962, 1964а, б), А. А. Беуса и Б. П. Соболева (1964), Ю. Г. Щербакова (1964), Г. А. Соколова и Д. И. Павлова (1964) и многих других исследователей. Однако многие закономерности этих процессов остаются невыясненными и для своего разрешения требуют дальнейшего изучения с привлечением данных экспериментальной геохимии, физико-химии и петрологии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

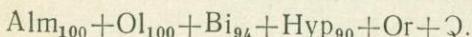
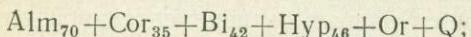
Основными положениями работы являются следующие.

1. Термодинамические расчеты и экспериментальные работы показывают, что минеральные ассоциации гранитоидов, а также состав минералов в различных парагенезисах являются функцией многих физико-химических факторов, к главным из которых относятся общее давление, зависящее в основном от глубинности, температура и химические потенциалы вполне подвижных компонентов (воды, щелочей, углекислоты и др.).

Основные зависимости парагенезисов гранитоидов от интенсивных параметров могут быть исследованы на диаграмме  $P - \mu_{H_2O} - \mu_{(K,Na)_2O}$ . Для анализа влияния давления (глубинности) на парагенезисы гранитоидов наиболее подходящей является диаграмма «давление на твердые фазы ( $P$ ) — химический потенциал воды ( $\mu_{H_2O}$ )».

Влияние кислотности-щелочности на парагенезисы гранитоидов и составы минералов в них рассматриваются с помощью диаграммы  $\mu_{H_2O} - \mu_{(K,Na)_2O}$ , являющейся изобарическим сечением пространственной диаграммы  $P - \mu_{H_2O} - \mu_{(K,Na)_2O}$ .

Изучение литературы позволило для бедных кальцием гранитоидов нормальной щелочности наметить на диаграмме  $P - \mu_{H_2O}$  две основные нонвариантные точки (Маракушев, Таарин, 1964):



Гранитоиды с минералами, близкими по составу к минералам первой нонвариантной точки, распространены в глубоко эродированных регионах, таких, как Алданский и Сино-Корейский щиты, детально описанных в работе А. А. Маракушева (1965). Гранитоиды с составом минералов, отвечающим второй нонвариантной точке, типичны для приповерхностных интрузивных образований.

2. Исследование диаграммы  $P - \mu_{H_2O}$  показывает, что давление (глубинность) существенно влияет на парагенезисы гранитоидов, среди которых выделяются «критические» парагенезисы малой, средней и большой глубинности. Так, в приповерхностных комплексах кроме биотитовых гранитоидов обычны разности с безводными темноцветными минералами (оливином, гиперстеном, кордиеритом, андалузитом, гранатом), что, по-видимому, объясняется пониженным давлением флюидов, имеющих в этих условиях свободный выход на дневную поверхность (Маракушев, Таарин, 1964). С увеличением глубинности безводные темноцветные минералы в гранитоидах почти полностью вытесняются биотитом, мусковитом и роговой обманкой. В условиях средних глубин остаются устойчивыми лишь крайне железистые и марганцовистые гранаты, образование которых приурочено

вается к конечным этапам кристаллизации многофазных гранитоидных комплексов. Практически полное исчезновение безводных темноцветных минералов в фации средних глубин, вероятно, обусловлено возрастанием с глубиной давления флюидов и соответственно снижением температуры кристаллизации гранитоидных расплавов. С переходом к абиссальным фациям в гранитоидах вновь получают широкое развитие безводные темноцветные минералы, местами значительно вытесняющие биотит. Эта особенность, как считают Д. С. Коржинский (1940) и А. А. Маракушев (1962), свидетельствует о снижении парциального давления воды с глубиной, что, возможно, вызвано изменением состава флюидов, а именно: снижением отношения  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ .

3. Кроме давления (глубинности) другим решающим фактором, определяющим парагенезисы гранитоидов и составы минералов в них, является кислотность-щелочность. В работах А. А. Маракушева и автора (1965, 1966) и В. С. Шкодзинского (Шкодзинский, Погорелова, 1966) показано, что глиноземистость темноцветных минералов является хорошим индикатором условий кислотности-щелочности при формировании горных пород.

На основе расчетов выявлено, что глиноземистость биотита гранитоидов уменьшается от 28,5 до 14,5 с увеличением щелочности их образования. Это

подтверждается также при сопоставлении диаграммы  $\frac{f_{\text{Si}}}{\text{Al}} - \frac{\text{Mg} + \text{Fe}}{\text{Al}}$

в биотитах с диаграммой  $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{(\text{K}, \text{Na})\text{O}_{1/2}}$ . Статистическая обработка химико-аналитического материала по составу биотитов из различных парагенезисов гранитоидов позволила наметить шесть групп щелочности этих пород по биотиту.

4. В работе рассмотрены минеральные ассоциации гранитоидов малой и средней глубинности, причем изученные комплексы в пределах данных фаций глубинности располагаются в порядке возрастания их щелочности.

Наиболее низкощелочными гранитоидами малой глубинности являются андалузитовые, кордиеритовые и гранатовые. Пегматиты и граниты с андалузитом обычно залегают среди высокоглиноземистых глинистых или песчано-глинистых отложений. Так, в пегматитах Успенского массива в Южном Приморье андалузитосодержащие пегматиты, прорывающие песчано-глинистые сланцы палеозоя, содержат в своем составе альбит, микреклин, кварц, андалузит, гранат, биотит и мусковит. Биотит этих образований отличается высокой глиноземистостью, равной 26,0.

5. Возникновение кордиерита в гранитах малых глубин возможно лишь при очень низкой щелочности за счет частичного вытеснения биотита. Такие условия низкой щелочности осуществляются обычно на конечных этапах гранитоидного процесса при образовании пегматитов, грейзенов, грейзенизированных гранитов и кварцевых жил. Для кристаллизации сильно железистых кордиеритов кроме всего прочего требуется высокая первичная железистость расплава.

В условиях малых глубин встречаются как маложелезистые кордиериты, как, например, в гранитоидах Анивского интрузива ( $f_{\text{общ}}=35-40$ ), занимающего южную оконечность Тонино-Анивского полуострова на Сахалине, или в гранитах Видненского массива ( $f_{\text{общ}}=35-40$ ), располагающегося в пределах Бикинского прогиба на юге Хабаровского края (Никиторова, 1966), так и очень железистые их разности, как в пегматитах Доэзи и Сасаго в Японии, содержащих кордиерит с  $f_{\text{общ}}=76-85$  (Shibata, 1936). О том, что формирование кордиеритосодержащих гранитов происходит в низкощелочных условиях, свидетельствует высокая глиноземистость ассоциирующихся с кордиеритом биотитов. Так, биотит из Анивского массива имеет  $K_{\text{Al}}=22,0$ .

6. Гранатовые гранитоиды широко распространены в малоглубинных комплексах. Как показывает анализ диаграммы  $P-\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ , кристаллизация

граната в гранитах возможна лишь из крайне железистых магм, которые редки в природе.

В связи с низкими величинами давлений в малоглубинной фации поле устойчивости граната (при нормальной щелочности) ограничено железистыми и марганцовистыми составами. Так, в гранат-биотитовых гранитах Успенского массива в Южном Приморье, сложенных плагиоклазом № 28—32, микроклином, кварцем, биотитом и гранатом, последний характеризуется высокой железистостью ( $f_{общ} = 81,8$ ) и значительным содержанием спессартиновой молекулы ( $Sp = 24,2$  мол. %). Ассоциирующийся с ним биотит имеет повышенную глиноземистость ( $K_{Al} = 24,8$ ) и железистость ( $f_{общ} = 69,8$ ).

Еще более железистые и марганцовистые гранаты типичны для жильного комплекса Успенского интрузива. В жильных гранитах, аplitах и пегматитах железистость граната доходит до 95—97%, а содержание спессартиновой компоненты — до 25—30%.

Кроме давления (глубинности) расширению поля устойчивости граната благоприятствует снижение общей щелочности расплава, как в случае образования кордиерита и андалузита. Однако по сравнению с последними гранатсодержащие граниты формируются в более широком диапазоне физико-химических условий.

7. Биотитовые гранитоиды являются преобладающим типом пород в условиях малых глубин, встречаясь как в породах ранних фаз кристаллизации (обычно в ассоциации с обычновенной роговой обманкой), так и в гранитоидах главных и заключительных стадий (самостоятельно или в ассоциации с гранатом). Основными минеральными парагенезисами биотитовых гранитондов являются:  $Bi_{50-90} + Pl_{10-35} + Or + Q$ ,  $Bi_{50-60} + Hb_{40-50} + Pl_{30-40} + Or + Q$ ,  $Bi_{50-80} + Alm_{80-100} + Pl_{5-15} + Or + Q$ ,  $Bi_{50-70} + Mu + Pl_{10-15} + Alm_{80-100} + Or + Q$ . Кроме того, биотит наблюдается в кислых эфузивах и экструзивных породах в виде интрапеллурических вкрапленников совместно с роговой обманкой, плагиоклазом, калишпатом, кварцем, иногда пироксеном и оливином. Железистость биотита ( $f_{общ}$ ) из гранитоидов малой глубинности колеблется в широких пределах от 50—65 (Анивский, Ленгерийский массивы на Сахалине; Успенский массив на юге Приморья; интрузив хребта Большие Чурки в Еврейской АО) до 90—100 (Ямутинзенский массив в Центральном Сихотэ-Алине). Железистость биотита кислых эфузивов не поднимается выше 55, варьируя в пределах 30—55. Разнообразие геохимических условий при формировании биотитовых гранитоидов определяет широкие вариации глиноземистости биотитов ( $K_{Al} = 27-17$ ).

Устойчивость биотита по щелочности в гранитоидах малой глубинности имеет определенные пределы. Расчеты показывают, что нижний предел щелочности при инертном поведении магния и железа определяется появлением кордиерита (при магнезиальных составах) или граната (в железистой области), а верхняя — разложением биотита на гиперстен и ортоклаз или при сильно железистых составах — на фаялит и ортоклаз.

8. Согласно диаграмме  $P - \mu_{H_2O}$ , образование гиперстеновых гранитоидов возможно при низком парциальном давлении воды (повышенной температуре) за счет частичного вытеснения биотитовых ассоциаций.

Для гиперстеновых гранитоидов малой глубинности (рассмотренных на примере гранит-порфиров р. Тананчи в Приморье, гранодиоритов хребта Большие Чурки в Еврейской АО, гранитов правобережья р. Левой Коли на Камчатке и хребта Вернадского на о-ве Парамушир) характерны андезии № 35—45 и даже лабрадор № 50—55, содержащие многочисленные антиперитты калишпата, сходные с подобными образованиями чарнокитов и эндербитов глубинных мигматитовых комплексов, и гиперстен с  $f_{общ} = 50-70$ . Более железистые разности гиперстена встречаются значительно реже и обычно в ассоциации с фаялитом в наиболее кислых гранитах. Редкость находок гранитов с сильно железистыми гиперстенами является следствием

того, что в условиях высокой железистости расплава вместо гиперстена формируется ассоциация фаялита с калишпатом.

Глиноземистость гиперстена в гранитах малых глубин низкая ( $K_{Al} \leqslant 0,5$ —3,0), что определяется условиями повышенной щелочности при их образовании. Подтверждением этому служат массивы гиперстеновых гранитоидов правобережья р. Левой Коли и хребта Большие Чурки, в которых гиперстен возник в зоне контакта гранитов с основными боковыми породами в условиях повышенной щелочности.

Содержание кальция в ромбических пироксенах рассматриваемых пород составляет 0,04—0,06 в формуле, рассчитанной на 6 атомов кислорода, т. е. ниже, чем в андезитах и базальтах (Кипо, 1954). Это свидетельствует о более низких температурах кристаллизации гиперстеновых гранитов по сравнению с андезитами и базальтами.

9. Появление ассоциации железистого оливина с калишпатом в гранитоидах возможно в условиях повышенной щелочности и только в фации малых глубин. Последнее обстоятельство, как показывают расчеты, связано с тем, что образование парагенезиса ортоклаза с железистым оливином вместо альмандина сопровождается значительным увеличением объема. Кроме того, эксперименты свидетельствуют, что устойчивость фаялита определяется низким парциальным давлением кислорода (Островский, Ольшанский, 1956), с увеличением которого фаялит распадается на магнетит и кварц.

Оливиновые пегматиты и граниты обычно являются ранними фазами формирования щелочных гранитоидных комплексов. Для оливинов этих пород, рассмотренных на примере массива мыса Орлова в Южном Приморье, характерны высокая железистость ( $f_{общ}=98,2$ ) и повышенное содержание тифроитовой составляющей ( $MnO=5,14$  вес. %). Ассоциирующийся с ним лепидомелан отличается очень низкой глиоземистостью ( $K_{Al}=12,3$ ), свидетельствуя об условиях высокой щелочности.

10. Условия высокой щелочности, определяющие появление ассоциации фаялита с калишпатом, типичны и для широко распространенных в фации малой глубинности гранитоидов со щелочными железистыми силикатами, которые с увеличением глубинности становятся неустойчивыми, сменяясь парагенезисами с альмандином (Маракушев, Таарин, 1964). Главными парагенезисами щелочных гранитов являются  $Aeg+Rb+Ab+Or+Q$ ,  $Rb+Ab+Or+Q$ ,  $Aeg+Mt+Ab+Or+Q$ ,  $Rb+Bi+Ab+Or+Q$  и  $Rb+Mt+Ab+Or+Q$ . Более редки ассоциации с астрофиллитом и энгматитом.

Темноцветные минералы щелочных гранитов отличаются высокой железистостью и значительной степенью окисления железа. Общая железистость рибекита не опускается ниже 90 и обычно колеблется в пределах 90—100. Так, рибекит массива среднего течения р. Буреи имеет  $f_{общ}=98,0$ , а массива хр. Даур в Еврейской АО —  $f_{общ}=98,7$ . Амфиболы и лепидомеланы щелочных гранитов характеризуются очень низкими значениями глиоземистости.

В составе калинатровых полевых шпатов этих пород альбитовая молекула составляет около 30—60 %, что значительно выше ее содержания в щелочных полевых шпатах щелочноземельных гранитов, в которых ее количество не превышает 20—30 %.

11. К фации пород средней глубинности относятся гранитоиды крупных обычно многофазных массивов «батолитового» типа, залегающих в складчатых комплексах, близких к ним по возрасту (синорогенные и позднеорогенные интрузивы). Как следует из диаграммы Р— $\mu_{H_2O}$ , в условиях средних глубин преобладающим типом гранитоидов являются породы с водосодержащими темноцветными минералами (биотитом, мусковитом и роговой обманкой). Развитие водосодержащих минералов в этих условиях обусловлено высокими химическими потенциалами воды в гранитоидном расплаве, кристаллизующимся в условиях, близких к закрытым системам. Ассоциации

с безводными железо-магнезиальными минералами имеют ограниченное развитие, приурочиваясь к заключительным стадиям (жильным фациям) кристаллизации многофазных интрузивов. Из безводных темноцветных минералов наиболее обычным является гранат, область устойчивости которого с ростом давления расширяется так, что он вытесняет здесь сильно железистые биотиты, типичные для малоглубинных гранитов.

В работе приводится описание плагиогранитного комплекса Срединного хребта Камчатки и комплекса гранитов и гранодиоритов северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.

Плагиограниты Срединного хребта, состоящие из плагиоклаза № 28—36, кварца и биотита, содержат биотит, характеризующийся средними величинами железистости ( $f_{\text{общ}} = 55—63$ ) и высокой глиноземистостью ( $K_{\text{Al}} = 24,5—27,5$ ). Более железистые биотиты (до  $f_{\text{общ}} = 70$ ) характерны для жильных разностей плагиогранитного комплекса, среди которых наибольшее значение имеют биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-двуслюдяные граниты, пегматиты, аplitы и плагиоаплиты. Гранат этих образований имеет железистость, равную 90—83. Как в плагиогранитах, так и в их жильных дифференциатах интенсивно проявлены микроклинизация и в меньшей мере последующие процессы кислотного выщелачивания (окварцевание и фибролитизация).

В составе мигматизированных и метасоматически измененных пород большую роль играют водосодержащие минералы: биотит и мусковит, свидетельствуя о формировании этих пород в условиях высокой активности воды.

Гранитоиды северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области, по данным И. Я. Некрасова (1962), в отличие от плагиогранитов Камчатки содержат значительное количество калиевого полевого шпата. Биотиты этих пород более железисты и менее глиноземисты, чем биотиты плагиогранитов Камчатки.

В гранитоидах средней глубинности практически не встречаются разности с кордиеритом и гиперстеном, обычные для малых глубин. В абиссальных условиях они распространены широко, значительно ограничивая устойчивость биотитсодержащих гранитоидов. Гранат-гиперстеновые чарнокиты и эндербиты, содержащие магнезиальный гранат, являются специфическими породами глубинных мигматитовых комплексов, не встречаясь в фациях малой и средней глубинности.

12. Анализ режима давления (глубинности) и особенно кислотности-щелочности гранитоидов должен играть первостепенную роль при оценке их рудоносности. При этом наибольшее значение имеют данные о направлении кислотно-щелочной эволюции гранитоидного магматизма при формировании сложных (многофазных) гранитоидных комплексов, так как процессы оруденения являются естественным завершением этой эволюции. А. А. Маракушев (Маракушев и др., 1966) по направлению кислотно-щелочной эволюции гранитоидного магматизма выделяет три типа интрузивных комплексов.

А. Гранитоидные комплексы, в процессе развития которых происходит снижение общей щелочности, что приводит к внедрению все более лейкократовых гранитоидов и, наконец, к появлению аплитов с мусковитом и нередко с гранатом. Процесс оруденения в этом случае характеризуется выпадением ранней щелочной стадии и начинается с развития интенсивного кислотного метасоматоза. В эту стадию, отличающуюся значительной концентрацией галоидоводородных кислот и галогенидов щелочных металлов, накапливаются бериллий, олово, цинк, свинец, tantal, ниобий и другие элементы, дающие прочные и легко растворимые комплексные соединения. Эти элементы дают концентрации в месторождениях грейзенов, мусковитовых пегматитов и других низкощелочных образований. К этой же группе относятся многочисленные месторождения кассiterитово-кварцевой фор-

мации, детально описанные в работах Е. А. Радкевич (1947, 1953, 1956) и других исследователей.

Б. Гранитоидные комплексы, развитие которых направлено в сторону возрастания кислотности, но осложняется повышением щелочности вследствие взаимодействия с вмещающими карбонатными, основными или ультраосновными породами. В этом случае ассилияция магмой пород, богатых основаниями, приводит к образованию гранитоидов повышенной основности и к усилению интенсивности процессов ранней щелочной стадии при незначительных масштабах кислотного выщелачивания. Такие условия благоприятствуют развитию углекисло-галогенидных растворов повышенной щелочности, способствующих переносу и концентрации многих тяжелых и редких металлов. Примером могут служить месторождения скарново-грейзенового типа, содержащие руды олова, вольфрама, берилля и др.

В. Гранитоидные комплексы, сформированные в условиях нарастающей щелочности, так что в постмагматическом минералообразовании ярко проявлена ранняя щелочная стадия, тогда как кислотный этап смешен в область относительно низких температур или отсутствует. С этими комплексами связаны месторождения скарново-рудной формации с редкометальной минерализацией (циркон, пирохлор, ортит, монацит, чевкинит, колумбит и др.).

В работе делается попытка объяснить это разнообразие гранитоидных комплексов по типу кислотно-щелочной эволюции различным поведением щелочей и летучих компонентов (особенно галогенов) в процессе кристаллизации гранитоидных расплавов.

## ЛИТЕРАТУРА

---

- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина.— Труды ВНИГРИ, 1963, вып. 127.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963.
- Бевзенко П. Е., Ленинков А. М. Щелочные гранитоиды Тырмо-Буреинского междуречья.— Сообщ. ДВФ СО АН СССР, 1963, вып. 17.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Беус А. А., Соболев Б. П. Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах.— В кн. «Проблемы генезиса руд» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., «Недра», 1964.
- Бондаренко Л. П. Гранулы и чарнокиты центральной части Кольского полуострова.— В кн. «Чарнокиты» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 13). М., «Наука», 1964.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Вайнштейн Э. Е., Павленко А. С., Туранская Н. В., Юлова Т. Г. Зависимость распределения редкоземельных элементов в породах от петрохимических факторов и его значение для решения петрогенетических вопросов.— Геохимия, 1961, № 12.
- Великославинский Д. А. Изменение состава биотитов и гранатов из разных метаморфических зон Мамско-Бодайбинской толщи.— Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Лобач-Жученко С. Б., Мануйлова М. М. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья.— Труды ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья.— Труды ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 17.
- Волынец О. Н., Колосков А. В., Флеров Г. Б., Фрид-Хар Д. И., Шилин Н. Л. Формационное расчленение третичных плутонических и вулкано-плутонических образований Центральной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1965, 165, № 1.
- Волынец О. Н., Флеров Г. Б., Фрид-Хар Д. И., Шилин Н. Л. Об эволюции третичного магматизма Срединного хребта Камчатки.— Геол. и геофиз., 1963, № 5.
- Гельман М. Л. Фации глубинности и фазы становления гранитоидного комплекса Анюйской зоны.— Докл. АН СССР, 1963, 149, № 6.
- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1964.
- Гинзбург И. В., Лисицина Г. А., Садикова А. Т., Сидоренко Г. А. Фаялит гранитных пород и продукты его изменения (Кураминский хребет, Средняя Азия).— Труды Минер. музея АН СССР, 1962, вып. 13.
- Говоров И. Н. К геохимии высокотемпературных рудообразующих процессов.— Бюлл. Тихоокеанск. ком. по геол. и металлог. Тихоокеанск. рудного пояса, 1962, вып. 1. Владивосток.
- Говоров И. Н. Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий.— В кн. «Проблемы генезиса руд» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., «Недра», 1964а.
- Говоров И. Н. Зависимость послемагматического минералообразования от особенностей кристаллизации гранитной магмы, агрегатного состояния растворов и специфического взаимодействия ионов.— В сб. «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». М., «Наука», 1964б.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О проблеме глубинности постмагматических месторождений.— Геология рудных месторождений, 1966, № 6.
- Граменицкий Е. Н., Тарапин И. А. О происхождении щелочных горных пород среднего течения р. Буреи.— Сообщ. ДВФ СО АН СССР, 1963, вып. 20.
- Грушкин Г. Г. Некоторые закономерности образования флюоритовых месторождений Чаткальского и Кураминского рудных районов.— Геология рудных месторождений, 1961, № 1.

- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М., «Мир», 1965.
- Дели Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1934.
- Жариков В. А. Условия образования скарновых руд.— В кн. «Генетические проблемы руд» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 16). Госгеолтехиздат, 1960.
- Изюх Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. М., «Наука», 1965.
- Изюх Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруднения.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1957, 21.
- Изюх Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967.
- Йодер Г. С. мл., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм (Результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем). М., «Мир», 1965.
- Кадик А. А. Состояние воды и силикатных компонентов в расплавах (магмах) кислого состава при высоких давлениях паров  $H_2O$ .— В сб. «Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур». М., «Наука», 1965.
- Кантор М. Э. Некоторые особенности скарнов Забайкалья и общие вопросы глубины формирования скарнов.— Геология рудных месторождений, 1965, № 5.
- Константинов М. М. Зависимость состава свинцово-цинковых месторождений Северной Осетии от глубины их формирования.— Докл. АН СССР, 1965, 165, № 6.
- Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И., Негрей Е. В., Полковой О. С., Руб М. Г., Сморчков И. Е., Шипулин Ф. К. Гранитные формации малых глубин.— В кн. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 13). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Труды ИГН АН СССР, 1940, петрогр. серия, вып. 15, № 5.
- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Коржинский Д. С. Петрология Туринских скарновых месторождений меди.— Труды ИГН АН СССР, 1948, серия рудных месторождений, вып. 68, № 10.
- Коржинский Д. С. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951а, № 6.
- Коржинский Д. С. Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности.— Докл. АН СССР, 1951б, 78, № 1.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанных со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винницы. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, вып. 37.
- Кузнецов Ю. А. Схема классификации магматических пород.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1949, вып. 5.
- Кулик Н. А. Аксессорный гранат лейкократовых пород Актаусского интрузива.— Ученые записки ЛГУ, серия геол. наук, 1962, № 312, вып. 13.
- Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Курдаминской структурно-фацальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении.— Геология рудных месторождений, 1961, № 6.
- Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных гидротермальных месторождений и роль эрозионного среза в их размещении.— В кн. «Проблемы генезиса руд» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., «Недра», 1964.
- Лебедев М. М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки.— Сов. геология, 1967, № 4.
- Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки.— Сов. геология, 1962, № 11.
- Лебедев М. М., Тарапин И. А. Метаморфические зоны Камчатки как пример метаморфических образований внутренних частей Тихоокеанского пояса.— В сб. «Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, 1966.

- Макагон В. М., Шмакин Б. М.* Распределение щелочей в биотитах мамских слюдоносных пегматитов.— Геохимия, 1964, № 4.
- Маракушев А. А.* Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита.— Труды ДВФ СО АН СССР, серия геол., 1958, 5, Магадан.
- Маракушев А. А.* Некоторые проблемы петрологии и рудоносности докембрия Тихоокеанского пояса.— Бюлл. Тихоокеанск. ком. по геол. и металлог. Тихоокеанск. рудного пояса, 1962, вып. 1. Владивосток.
- Маракушев А. А.* Об экстремальных состояниях в равновесиях между минералами переменного состава.— Сообщ. ДВФ СО АН СССР, 1963, вып. 20.
- Маракушев А. А.* Некоторые минеральные фации метаморфических пород, бедных кальцием.— В кн. «Чарнокиты» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 13). М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Маракушев А. А.* Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 7.
- Маракушев А. А., Ким Мин Себ, Ким Хак Дзе.* Фациально-парагенетический анализ месторождений талька и флогопита, связанных с докембрийскими магнезиальными мраморами Северной Кореи.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Маракушев А. А., Тарапин И. А.* О глубинности формирования гранитоидов.— В кн. «Петрографические формации и проблемы петрогенезиса» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 16). М., «Наука», 1964.
- Маракушев А. А., Тарапин И. А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Маракушев А. А., Тарапин И. А., Залищак Б. Л.* Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных кальцием.— В сб. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». М., «Наука», 1966.
- Монич В. К.* К вопросу о фациях магматических пород Казахстана.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1952, вып. 15.
- Нарыжный В. И., Неверов Ю. Л.* Гранитоиды Анивского массива и некоторые черты их металлоносности.— Труды СахКНИИ, 1963, вып. 15. Южно-Сахалинск.
- Наседкин В. В.* Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 98.
- Некрасов И. Я.* Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— Труды ЯФ СО АН СССР, серия геол., 1962, № 12.
- Никифорова И. К.* Петрология юрских гранитоидных интрузий западной части Бикинского прогиба, их постмагматические изменения и рудоносность.— В сб. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». М., «Наука», 1966.
- Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки.— Труды Ин-та вулканол. СО АН СССР, 1967, вып. 25.
- Орлова Г. П.* О растворимости воды в альбитовом расплаве под давлением.— Труды VI совещ. по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Островский И. А.* Диаграмма равновесных состояний в системе силикат—вода для случая ограниченной смесимости и возможное истолкование данных Горансона.— Докл. АН СССР, 1950, 72, № 3.
- Островский И. А.* Исследования по минералообразованию в некоторых силикатных распластах под давлением водяного пара и водорода.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 1.
- Островский И. А., Ольшанский Я. И.* Система фаялит—магнетит.— Докл. АН СССР, 1956, 107, № 6.
- Павленко А. С.* Поведение породообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород.— В кн. «Химия земной коры», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Попкова М. И., Кайдалова Е. Ф., Петровская Н. Ф., Клиновская Т. В., Саврасов Н. П.* Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровское книжное изд-во, 1961.
- Прохоров К. В.* Третичные гранитоиды Камчатки. М., «Наука», 1964.
- Радкевич Е. А.* Месторождения кассiterитово-сульфидной формации.— В кн. «Геология оловоз». Труды ИГН АН СССР, серия рудных месторождений, 1947, вып. 82, № 8.
- Радкевич Е. А.* Кассiterитово-сульфидные месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Радкевич Е. А.* К вопросу о классификации оловорудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Розенбуш Г.* Описательная петрография. ОНТИ, 1934.
- Сергеев К. Ф., Сергеева В. Б.* Об интрузивных породах хребта Вернадского на о-ве Парамушир (Курильские острова).— Докл. АН СССР, 1963, 154, № 4.
- Синицын Н. М.* О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Западного Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1959, № 2.
- Смирнов С. С.* Зона окисления оловорудных месторождений.— Труды ИГН АН СССР, 1947, серия рудных месторождений, вып. 82, № 8.
- Соболев В. С.* Введение в минералогию силикатов.— Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949

- Соболев В. С.** Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Минер. сборник Львовск. геол. об-ва, 1950, вып. 4.
- Соболев Н. В.** Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
- Соколов Д. Ю.** Гиперстен из дачита с. Глубокого в Закарпатье.— Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, 1951, вып. 5.
- Соколов Г. А., Павлов Д. И.** Об источниках и роли хлора в магматогенном рудообразовании.— В кн. «Проблемы генезиса руд» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., «Недра», 1964.
- Тарапин И. А.** Позднемезойские гранитоиды хребтов Даур и Большие Чурки.— В сб. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». М., «Наука», 1966.
- Тарапин И. А.** Метаморфическая зональность Срединного хребта Камчатки.— В сб. «Вопросы геологии, петрологии и металлогенеза метаморфических комплексов Востока СССР». Владивосток, 1968.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж.** Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Трегер В. Е.** Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Усов М. А.** Фазы эфузивов.— Изв. Томск. технол. ин-та, 1925а, № 46.
- Усов М. А.** Фации и фазы интрузивов.— Изв. Сибирск. отд. Геол. ком., 1925б, IV, вып. 3.
- Усов М. А.** Фации и фазы пород эфузивного облика.— Проблемы советской геологии, 1935, V, № 9.
- Усов М. А.** Фации магматических пород и их рудоносность.— В кн. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата. Изд-во АН Каз. ССР, 1960.
- Фотиади Э. Э., Карапаев Г. И., Моисеенко Ф. С.** Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.— Геол. и геофиз., 1965, № 10.
- Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов.** Сост. В. Ф. Морковкина. М., «Наука», 1964.
- Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б.** Чарнокиты Западного Приазовья.— Геол. ж., 1965, 25, вып. 5.
- Шейнман Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. Н.** Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.— В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 12—13. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Шипулин Ф. К.** Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 8.
- Шкодзинский В. С., Погорелова М. Г.** О минералогических критериях щелочности некоторых магматических и метаморфических пород.— В сб. «Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, 1966.
- Щербаков Ю. Г.** Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидах и месторождениях.— В кн. «Проблемы генезиса руд» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., «Недра», 1964.
- Atlas L.** The polymorphism of  $MgSiO_3$  and solid state equilibria in the system  $MgSiO_3$  —  $CaMgSi_2O_6$ . — J. Geol., 1952, 60, N 125.
- Barrow G.** On the geology of lower Dee-side and the southern Highland border. — Proc. Geol. Assoc., 1912, 23, p. 268—284.
- Barth T. W.** Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York, part I. — Bull. Geol. Soc. America, 1936, 47, p. 775—850.
- Brown M. G.** Re-investigation of clinoferrosilite from Lake Naivasha, Kenya. — Mineral. Mag., 1965, 34, N 268.
- Brögger W. C.** Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. I. Die Gesteine der Grorudit-Tinguait Serie. Kristiania, 1894.
- Carmichael I. S. E.** The pyroxenes and olivines from some Tertiary acid glasses. — J. Petrol., 1960, 1, N 3.
- Ewart A.** Petrology and petrogenesis of the Quaternary pumice ash in the Taupo Area, New Zealand. — J. Petrol., 1963, 4, N 3.
- Goranson R. W.** The solubility of water in granite magmas. — Amer. J. Sci., 1931, 5th ser., 22, p. 481—502.
- Goranson R. W.** Silicate-water systems. The solubility of water in albite melts. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1936, 17, p. 257—259.
- Goranson R. W.** Phase equilibrium in the  $NaAlSi_3O_8$ — $H_2O$  and  $KAlSi_3O_8$ — $H_2O$  systems at high temperatures and pressures. — Amer. J. Sci., 1938, 5th ser., 35, p. 71—91.
- Heinrich E. W.** Cordierite in pegmatite near Micanite, Colorado. — Amer. Mineralogist, 1950, 35, N 3—4.
- Howie R. A.** The geochemistry of the charnockite series of Madras India. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1955, 62, pt 3.
- James H. L.** Zones of regional metamorphism in the Precambrian of Northern Michigan. — Bull. Geol. Soc. America, 1955, 66, N 12, pt 1.
- Kennedy W. Q.** Zones of progressive regional metamorphism in the Moine schists of the Western Highland of Scotland. — Geol. Mag., 1949, 86, N 1.
- Kuno H.** Hypersthene from Odawara-mati, Japan. — Proc. Imp. Acad. Japan, 1938, 14, N 6.

- Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. — Bull. Geol. Soc. America, 1950, **61**, p. 957.
- Kuno H.* Study of orthopyroxenes from volcanic rocks. — Amer. Mineralogist, 1954, **39**, N 1—2.
- Kuno H., Nagashima K.* Chemical compositions of hypersthene and pigeonite in equilibrium in magma. — Amer. Mineralogist, 1952, **37**, N 9—10.
- Larsen E. S., Irving J., Gonyer F. A.* Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado. — Amer. Mineralogist, 1937, **22**, N 8.
- Larsen E. S., Draisin W. M.* Composition of the minerals in the rocks of the Southern California Batholith. — XVII Session Internat. Geol. Congr., pt II, 1950.
- Lebedev M. M., Tararin I. A., Lagovskaya E. A.* Metamorphic zones of Kamchatka as an example of the metamorphic assemblages of the inner part of the Pacific belt. — Tectonophysics, 1967, v. 4 (4—6).
- Mc Dougall J.* Optical and chemical studies of pyroxenes in differentiated Tasmanian dolerite. — Amer. Mineralogist, 1961, **46**, N 5—6.
- Naidu P. K. J.* Minerals of charnockites from India. — Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1954, **34**, H. 2.
- Ota R.* Petrographic study of the Akagic volcano lava. — Geol. Surv. Japan Report, 1952, **33**, N 151.
- Rajagopalan C.* Studies in charnockites from St. Thomas Mount, Madras, pt 1. — Proc. Indian Acad. Sci., 1946, **24**, p. 315.
- Rosenbusch H.* Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 3. Aufl. Stuttgart, 1896.
- Shibata H.* Graphic intergrowth of cordierite und quartz in pegmatites from Sasago and Dozi, Province of Kai, Japan. — Japan. J. Geol. and Geogr., 1936, **13**, N 3—4.
- Shibata H.* Fayalite pegmatite from Sirawadani province of Omi, Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1937, **46**.
- Szadeczky-Kardess E.* On determination of the depth of crystallization of igneous rocks and magmatic ore deposits. — Acta geol. Hung., 1957, N 3—4.
- Taneda S.* Hypersthene from Haruna volcano. — J. Geol. Soc. Japan, 1946, **52**, p. 61—64.
- Thompson J. B.* The thermodynamic basis for the mineral facies concept. — Amer. J. Sci., 1955, **253**, N 2.
- Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ . — Mem. Geol. Soc. America, 1958, **74**.
- Winkler H. G. F.* Viel basalt und wenig gabbro — wenig rhyolith und viel granit. — Beitr. Mineral. und Petrogr., 1962, **8**, N 4.

## О ГЛАВЛЕНИЕ

---

	Стр.
<b>Введение</b>	<b>5</b>
<b>Глава I. Минералогические критерии глубинности и кислотности-щелочности гранитоидов, бедных кальцием</b>	<b>7</b>
Фации глубинности гранитоидов	9
Фации щелочности гранитоидов	15
Факторы, определяющие глиноземистость биотита	16
Диаграмма химических потенциалов щелочей и вариации состава биотита в природных гранитоидных комплексах	16
Группы (фации) щелочности гранитоидов по биотиту	17
<b>Глава II.Петрографическое описание некоторых массивов гранитоидов малой глубинности различных структурно-фацальных зон Дальнего Востока</b>	<b>22</b>
Кордиерит-биотитовые гранитоиды	22
Кордиеритсодержащие гранитоиды Анивского массива (остров Сахалин)	22
Кордиеритсодержащие граниты Видненского массива на юге Хабаровского края	28
Кордиеритсодержащие пегматиты	29
Об условиях образования кордиерита	32
Гранитоиды с андалузитом	33
Андалузитсодержащие пегматиты Успенского массива в Южном Приморье	34
Гранатовые гранитоиды	39
Гранатсодержащие гранитоиды Успенского массива в Южном Приморье	39
Гранатсодержащие граниты Актаусского массива в Нуратинских горах Узбекской ССР	60
Общие особенности гранатсодержащих гранитоидов и их происхождение	60
Биотитовые гранитоиды	63
Лангерийский гранитный массив (остров Сахалин)	63
Ямутинзенский гранитоидный массив в Центральном Сихотэ-Алине	65
Биотитсодержащие стекловатые гранитоиды Кундунского экструзива в Западном Забайкалье	68
Общие особенности минералогии биотитовых гранитов и устойчивость биотита в условиях малых глубин	68
Гиперстеновые гранитоиды	71
Гиперстеновые гранит-порфиры бассейна реки Тананчи (Сихотэ-Алинский синклиниорий)	71
Гиперстенсодержащие граниты массива правобережья реки Левой Коли (Срединный хребет Камчатки)	74
Гиперстенсодержащие гранитоиды хребта Большие Чурки (Еврейская автономная область)	76
Гиперстеновые гранитоиды хребта Вернадского (остров Парамушир)	79
Общие особенности минералогии и условия образования гиперстенсодержащих гранитоидов малой глубинности	82

Оливиновые гранитоиды . . . . .	90
Оливиновые гранитоиды мыса Орлова в Приморье . . . . .	90
Об условиях образования оливиновых гранитоидов . . . . .	94
Гранитоиды со щелочными железистыми силикатами . . . . .	95
Щелочные гранитоиды среднего течения р. Буреи (Хабаровский край) . . . . .	95
Рибекитовые граниты хребта Даур (Еврейская автономная область) . . . . .	101
Общие особенности минералогии и условия образования щелочных гранитоидов . . . . .	103
<b>Глава III. Гранитоиды средней глубинности . . . . .</b>	<b>105</b>
Плагиогранитный комплекс Срединного хребта Камчатки . . . . .	105
Гранитоидный комплекс северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области . . . . .	119
Общие особенности парагенезисов и состава минералов среднеглубинных гранитоидов . . . . .	128
<b>Глава IV. Режим глубинности кислотности-щелочности и типы кислотно-щелочной эволюции гранитоидов . . . . .</b>	<b>129</b>
Заключение . . . . .	132
Литература . . . . .	138

Игорь Александрович Таарин

**Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока**

Утверждено к печати Дальневосточным геологическим институтом Дальневосточного научного Центра

Редактор издательства А. А. Гаврилов. Художник С. А. Смирнова. Технический редактор Т. В. Алексеева

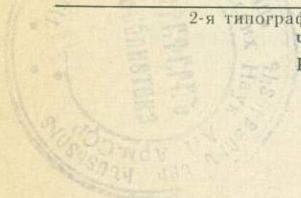
Сдано в набор 1/II 1971 г. Подп. к печ. 27/V 1971 г. Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага № 2.  
Усл. печ. л. 13,3. Уч.-изд. л. 12,1 Т-09233. Тираж 1000 экз. Тип. зак. 2805 Цена 84 к.  
Издательство «Наука». Москва К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва Г-99, Шубинский пер., 10

Чеховский полиграфкомбинат Главполиграфпрома

Комитета по печати при Совете Министров СССР

г. Чехов, Московской области



5776

84 коп.

5



Издательство «Наука»