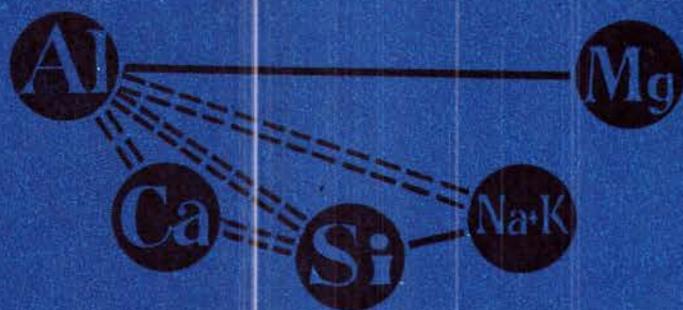


Н. С. ВАРТАНОВА · И. В. ЗАВЬЯЛОВА · З. В. ЩЕРБАКОВА

МЕЗОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 413

Н.С. ВАРТАНОВА, И. В. ЗАВЬЯЛОВА,
З. В. ЩЕРБАКОВА

МЕЗОЗОЙСКИЙ
ИНТРУЗИВНЫЙ
МАГМАТИЗМ
ЮГО-ЗАПАДНОГО
ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *Г. В. Пинус*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1979

Приведена характеристика ряда типоморфных массивов мезозойских гранитоидов зон активизации палеозойских складчатых областей Западного Забайкалья, собран и обработан методами математической статистики обширный материал по петрохимии гранитоидов и вмещающих их пород. Прослежена эволюция состава пород отдельных интрузивных комплексов и выявлены характерные особенности магматизма по структурно-фациальным зонам.

Произведено сопоставление химизма типоморфных гранитов наиболее молодого гуджирского комплекса и выявлено их отличие от более древних лейкократовых гранитов. Методами термобарометрии определены абсолютные температуры кристаллизации и давление при становлении массивов. Детально изучен химизм темноцветных породообразующих минералов. Рассмотрены вопросы физико-химических условий формирования мезозойских гранитоидов Западного Забайкалья в различной геологической обстановке.

Впервые в Советском Союзе (и третья находка в мире) найден и исследован очень редкий алюмосиликат бора и магния — грандидьерит.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, петрологов и минералогов, занимающихся изучением магматических пород.

Вопросы мезозойского магматизма Западного Забайкалья, весьма важные в решении проблем металлогении данного региона, несмотря на длительную историю геологического исследования, изучены еще недостаточно. Сложность геологического строения региона, бедность палеонтологическими остатками вулканогенно-осадочных отложений, обычно ассоциирующих с мезозойскими гранитоидами, затрудняют расчленение гранитоидов и определение объема отдельных интрузивных комплексов. Еще слабо изучен вещественный состав пород, в частности порообразующие и акцессорные минералы. При этом основные сведения о порообразующих минералах имеются по минералам щелочных гранитоидов (куналейский комплекс), тогда как данные о порообразующих минералах гранитоидов известково-щелочного ряда (бичурский комплекс) весьма немногочисленны. Слабо освещены особенности постмагматических процессов в гранитоидах. Не прослежен характер магматизма и химизма гранитоидов в пределах отдельных структурно-фациальных зон. Перечисленный круг вопросов и определил направленность наших работ.

Целью работы было выяснение генетической принадлежности, физико-химических условий формирования и эволюции состава мезозойского интрузивного магматизма зон активизации палеозойских складчатых областей Западного Забайкалья.

Работы осуществлялись в Лаборатории петрологии магматических пород Института геологии и геофизики СО АН СССР. В монографии обобщен материал многолетних полевых и камеральных исследований, проводившихся нами в Западном Забайкалье с 1966 по 1976 г. За это время было изучено с той или иной степенью детальности 22 массива мезозойских гранитоидов, расположенных в трех структурно-фациальных зонах. Использовано 700 химических анализов горных пород и 125 оригинальных — порообразующих и акцессорных минералов. При исследовании порообразующих минералов применялся рентгеноспектральный микроанализатор. Обнаружен и детально изучен редкий алюмосиликат бора и магния — грандидьбит. Это — первая находка в Советском Союзе и третья в мире.

Для определения абсолютных температур кристаллизации гранитоидов, протекающих в них постмагматических процессов и давления методами термобарометрии изучались включения минералообразующей среды. Петрохимические исследования проводились с помощью методов математической статистики на ЭВМ М-220 Вычислительного центра Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Работа осуществлена под общим научным руководством Н. С. Вартановой.

Геологическое строение региона, детальная характеристика массивов мезозойских щелочных гранитоидов куналейского комплекса, их химизм, порообразующие и акцессорные минералы описаны нами ранее (Варта-

нова, Завьялова, Щербакова, 1976). В настоящей работе изложены лишь особенности распределения в регионе мезозойских интрузивных образований, более подробно рассмотрены мезозойские гранитоиды бичурского комплекса и приведено краткое описание типоморфных массивов куналейского комплекса. При петрохимическом описании пород и породообразующих минералов основное внимание также уделялось мезозойским гранитоидам бичурского комплекса.

Гранитоиды гуджирского комплекса нами не изучались и охарактеризованы в работе по литературным данным.

Авторы считают приятным долгом поблагодарить В. С. Соболева, постоянно помогавшего в работе, В. Б. Василенко и Л. Д. Холод, оказавших большую помощь при статистической обработке материала, А. Н. Дистанову и Я. А. Косалса, поделившихся своими наблюдениями и предоставивших нам часть каменного материала и шлифов по Куйтунскому и Мало-Куналейскому массивам, В. В. Скрипкину за помощь в проведении полевых работ в районе Соготинского и Харитоновского массивов и Г. В. Пинуса, прочитавшего работу в рукописи и сделавшего ряд ценных замечаний.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Мезозойские гранитоиды Западного Забайкалья приурочены к относительно узкой полосе северо-восточного простирания, вытянутой на сотни километров в пределах Западного и Центрального Забайкалья и южной части Витимского плоскогорья. В тектоническом отношении эта территория является областью завершенной складчатости, активизированной в верхнем палеозое — нижнем мезозое и сопровождающейся интенсивной магматической деятельностью, приведшей к образованию Западно-Забайкальского вулканического пояса. Мезозойские интрузии в его пределах приурочены к глубинным разломам преимущественно северо-восточного простирания и часто ассоциируют с эффузивами.

Среди мезозойских гранитоидов региона выделяются три интрузивных комплекса — бичурский ($P-T_1$), куналейский ($T_3 - J_1$) и гуджирский (J_2). Геологическое строение и проявления мезозойского магматизма в регионе неоднородны, благодаря чему выделен ряд структурно-фациальных зон — Малханская, Удино-Витимская и Джида-Хилокская.

Малханская зона расположена в юго-западной части одноименного хребта и ограничена с севера Заганским массивом, а с юга — Чикой-Ингодинским глубинным разломом — пограничной структурой между каледонидами Западного Забайкалья и герцинидами Монголо-Охотского пояса. Гранитоиды бичурского комплекса распространены в юго-западной части зоны, где ими сложен ряд массивов площадью до 250 км². По направлению к северо-востоку они неизвестны, за исключением небольшого Тотхотойского массива, выделенного нами на основании особенностей состава слагающих его пород и абсолютного возраста (240 млн. лет) из куналейского комплекса (Вартанова, Завьялова, Щербакова, 1976). Гранитоиды бичурского комплекса многофазны и постоянно приурочены к полям развития мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований унгорской свиты (P_2) и тамирской свиты верхнепермского нижнетриасового возраста. Гранитоиды куналейского комплекса известны только в юго-восточной части зоны. Площадь распространения их значительно меньше, чем бичурского комплекса, но, как и последний, они тесно ассоциируют с эффузивами. Образований гуджирского комплекса в пределах зоны нет.

Удино-Витимская структурно-фациальная зона выделена в северо-восточной части вулканического пояса, начиная с меридиана низовий р. Хилок. В нее входят территория бассейна р. Уда, верховья р. Витим, хребты Кудунский, Цаган-Хунтейский и частично Цаган-Дабанский. В пределах Удино-Витимской зоны гранитоиды бичурского комплекса менее распространены, чем в Малханской зоне, хотя и здесь встречаются отдельные массивы площадью до 200 км² (Балягинский). Они отличаются большим постоянством состава с преобладанием лейкократовых гранитов. Для зоны характерно также широкое развитие юрских вулканогенных отложений и подчиненное — более древних вулканогенно-осадочных толщ,

среди которых преобладают эффузивы цаган-хунтейской свиты (T_3). Гранитоиды куналейского комплекса распространены здесь значительно шире, чем в Малханской зоне; образуют ряд массивов площадью в сотни квадратных километров.

Следует отметить, что объем куналейского комплекса в настоящее время нельзя считать окончательно установленным. В результате полевых работ — как наших, так и других геологов — выяснено, что в ряде случаев крупные массивы гранитоидов, относимые к куналейскому комплексу (Харитоновский, Мало-Куналейский), сложены разновозрастными (допермскими и верхнетриасовыми) образованиями. Это позволяет считать, что и в других районах площади распространения гранитоидов куналейского комплекса завышены.

Наиболее молодыми гранитоидами Удино-Витимской зоны считаются граниты гуджирского комплекса (J_3), хотя наличие их спорно. В юго-западной части зоны ими сложены несколько небольших штоков, приуроченных к бортам мезозойских впадин. Определения абсолютного возраста пород дают 130—140 млн. лет. Граниты гуджирского комплекса сероватопрозовые лейкократовые, биотитовые с гипидиоморфнозернистой, гранофировой, пегматитовой, иногда порфирированной структурой.

Джида-Хилокская структурно-фациальная зона расположена на юго-западе от Удино-Витимской зоны. Она охватывает низовья рек Хилок и Чикой, предгорья Малого Хамар-Дабана и продолжается в Монголию. В этой зоне широко проявился верхнепермский — нижнетриасовый вулканизм в виде отдельных крупных полей эффузивов и вулканогенно-осадочных образований, к которым приурочены небольшие массивы гранитоидов бичурского и куналейского комплексов. Гранитоиды бичурского комплекса многофазны и тяготеют к полям развития вулканогенно-осадочных отложений боргойской свиты (P_2-T_1). Гранитоиды куналейского комплекса в этой зоне часто пространственно ассоциируют с массивами бичурских гранитоидов. В составе куналейского комплекса отмечаются и небольшие массивы нефелиновых сиенитов.

Гранитоиды гуджирского комплекса представлены небольшими штоками лейкократовых гранитов, приуроченных к глубинным разломам северо-западного простирания, и не обнаруживают связи с эффузивами.

В качестве объектов исследований из гранитоидов бичурского комплекса были выбраны Тотхотойский и Хамнигадский массивы и массивы района г. Бичура по бассейнам рек Большой Куналей, Бичура, Каменка и Шара-Горхон (Малханская структурно-фациальная зона), Балягинский массив и массивы в районе сел Бар и Барыкино (Удино-Витимская зона), Соготинский, Подковский, Убур-Билютайский массивы и массивы р. Хамней (Джида-Хилокская зона). Из гранитоидов куналейского комплекса в Малханской зоне изучались массивы Мало-Куналейский, горы Вороти-Иначе и пади Кипучая, в Удино-Витимской — Нижне-Тарбагатайский, Петровск-Забайкальский, Харитоновский, Куналейский, гранитоиды района с. Бар, в Джида-Хилокской — Ара-Билютайский массив и массивы района р. Хамней (рис. 1).

Ниже приводится краткая характеристика массивов мезозойских гранитоидов по структурно-фациальным зонам.

МАЛХАНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Бичурский интрузивный комплекс

Тотхотойский массив расположен в Читинской области в северо-восточной части Малханской зоны на правом берегу р. Хилок, в междуречье Хонхолэй — Алентуй. Массив имеет форму штока, несколько вытянутого в субширотном направлении, ограничен разломами и контакти-

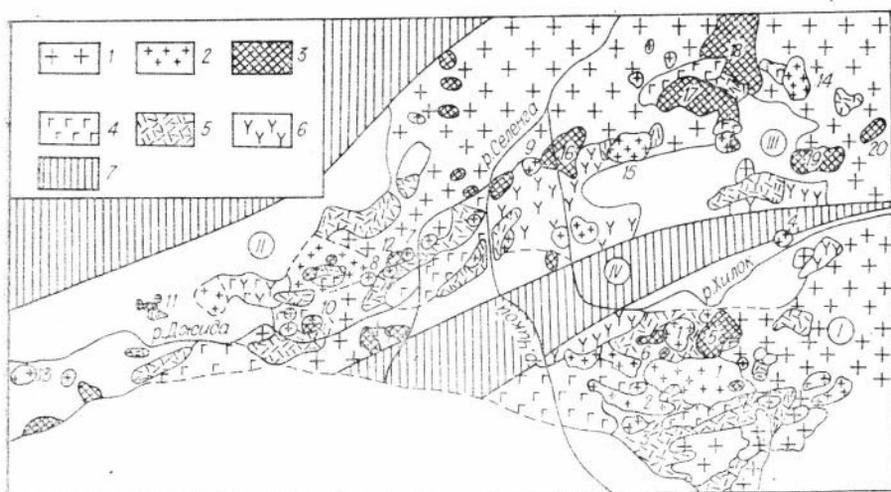


Рис. 1. Схема размещения гранитоидов куналейского и бичурского комплексов в структурах Юго-Западного Забайкалья (по данным Д. Ж. Жалсабона, В. В. Скрипкиной, Ю. М. Холода, Э. А. Максимовой, 1968, и авторов).

1 — палеозойские гранитоиды; 2 — гранитоиды бичурского комплекса; 3 — щелочные гранитоиды куналейского комплекса; 4 — пермская (?) трахитанезитовая формация; 5 — пермо-триасовая липаритовая формация; 6 — пермо-триасовые нерасчлененные формации; 7 — докембрийские интрузивные нерасчлененные формации.

Цифры на карте: I — Малханская структурно-фациальная зона (1 — Бичурский массив, 2 — Тамирский, 3 — Хамнигадский, 4 — Тотхотойский, 5 — Мало-Куналейский, 6 — массив горы Вороти-Иначе); II — Джида-Хилокская структурно-фациальная зона (7 — Подивовский массив, 8 — Убур-Билуотайский, 9 — Соготинский, 10 — Добхорский, 11 — массивы р. Хамней, 12 — Ара-Билуотайский, 13 — Первомайский); III — Удиги-Витимская структурно-фациальная зона (14 — Белягинский массив, 15 — массивы района с. Бар, 16 — Харитоноцкий, 17 — Куналейский, 18 — массивы рек Брянка, Хурай и Мойка, 19 — Нижне-Тарбагатайский массив, 20 — Петровск-Забайкальский массив); IV — Заганское поднятие.

рует с гнейсами протерозоя и эффузивами алентуйской свиты (верхняя пермь), сложенной туфами и туфолавами кислого и среднего по основности состава. Общая площадь его 70 км². Предыдущими исследователями Тотхотойский массив относился к куналейскому комплексу (Т₃ — J₁). Нами на основании определения абсолютного возраста (240 млн. лет), состава пород и их химизма этот массив отнесен к бичурскому комплексу.

Строение Тотхотойского массива сложное. В его составе выделяются две разновозрастные группы пород. Первая, пользующаяся наибольшим распространением, представлена роговообманковыми сиенитами, граносиенитами и гранодиоритами и биотитовыми гранитами, вторая — лейкократовыми гранитами и микропегматитами. Последними сложен небольшой блок в центральной части массива. Возраст его, определенный K—Ar методом по породе, 170 млн. лет. По химизму все породы, слагающие массив, относятся к нормальному ряду.

Характерной особенностью пород массива является широкое развитие в них постмагматических процессов — серицитизации и мусковитизации плагиоклазов, хлоритизации амфиболов и биотитов, пелитизации калиевых полевых шпатов, карбонатизации. Температуры гомогенизации газозавязанных включений постмагматических растворов в породах, образовавшихся в первый этап становления массива, 830—450°C, температуры постмагматических и гидротермальных растворов в лейкократовых гранитах 650—170°C. Микропегматиты сформировались в широком температурном интервале (650—350°C) при давлениях 1200—3200 атм.

В юго-западной части Малханской зоны гранитоиды бичурского комплекса образуют ряд крупных массивов площадью до 250 км². в бассейнах рек Большой Куналей и Бичура, а также в пределах Тамирской гряды. Их возраст определяется тем, что они прорывают осадочно-эффузивные

отложения тамирской свиты (P_2-T_1), а в бассейне р. Бичура сами прорваны, в долине же р. Большой Куналей метаморфизованы гранитоидами куналейского комплекса ($T_3 - J_1$).

Бичурская группа массивов находится в бассейне нижнего и среднего течения рек Бичура и Большой Куналей. В ее составе выделяются два крупных массива — Северный и Южный, разобщенных полями развития вулканогенных толщ тамирской свиты.

Северный Бичурский массив находится на водоразделе нижнего течения рек Бичура и Большой Куналей и в бассейне р. Шара-Горхон, левого притока Бичуры. Массив вытянут в северо-восточном направлении на 17 км при ширине 10—15 км. Очертания его в плане извилистые. Площадь около 100—120 км².

Строение массива сложное. В его составе выделяются породы трех фаз. Породы первой фазы образуют небольшие разобщенные тела поля р. Большой Куналей и пади Бухтуй, в правом борту долины р. Бичура и представлены эссекситами и амфиболовыми габбро-диабазам.

Эссекситы встречены нами по правобережью р. Большой Куналей. Это темные, почти черные среднезернистые породы с массивной текстурой и офитовой структурой. Состоят они из плагиоклаза № 60, титан-авгита, бурого амфибола, бурого биотита и калиевого полевого шпата. Последний по содержанию резко уступает плагиоклазу и находится в интерстициях между его зернами. Титан-авгит всегда находится в центре зерен, окружен бурым амфиболом и окрашен в бледно-фиолетовый цвет. Амфибол, в свою очередь, замещается голубовато-зеленым актинолитом и хлоритом. Биотит хлоритизирован. Из аксессуарных отмечены апатит и рудный минерал.

По химическому составу эссекситы аналогичны среднему составу эссекситов по Р. Дэли (Заварицкий, 1960).

Амфиболовые габбро-диабазы обнаружены по р. Большой Куналей и в пади Бухтуй. Это темная мелкозернистая порода офитовой структуры, состоящая из лабрадора и роговой обманки. Она зеленовато-бурая до бурой, содержит иногда остатки моноклинного пироксена.

Для пород первой фазы характерны сосюритизация и серицитизация плагиоклаза, эпидотизация, хлоритизация и актинолизация темноцветных минералов.

По химическому составу габбро-диабазы первой фазы близки к среднему составу габбро по Р. Дэли (Заварицкий, 1960), но отличаются повышенными содержаниями щелочей.

Описанные породы отнесены к первой фазе на основании резких секущих контактов между ними и граносиенитами бичурского комплекса, встреченными нами в правом борту долины р. Большой Куналей, и наличия ксенолитов основных пород в сиенитах.

Породами второй фазы сложена основная часть изучаемого массива. Представлены они сиенитами, граносиенитами, гранодиоритами, диоритами и монзонитами. В подчиненном количестве имеются граниты. Для пород второй фазы характерно широкое развитие гибридных разновидностей.

Макроскопически породы второй фазы серого и темно-серого цвета, средне-, реже крупнозернистые. Состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, амфибола, биотита. Среди аксессуарных отмечены сфен, апатит, циркон, рудные. По особенностям породообразующих минералов все выделенные группы пород второй фазы комплекса очень близки друг к другу, различия состоят лишь в количественном соотношении минералов. Преобладают равномерно- и гипидиоморфнозернистые, реже порфиroidные структуры. Плагиоклазы обычно зональные, представлены андезин-олигоклазом. Они выделяются первыми и в сиенитах, особенно в случае порфиroidной структуры, часто образая калиевым полевым шпатом. При этом иногда при нарастании калиевого полевого шпата вокруг плагиоклаза кристаллы имеют идиоморфную огранку и в интерстициях меж-

ду ними обнаруживаются зерна кварца, т. е. калиевый полевой шпат образуется в магматическую стадию и раньше кварца. Иногда же калиевый полевой шпат по степени идиоморфизма резко уступает плагиоклазу, благодаря чему в отдельных участках структура породы приближается к монотонитовой. Возможно, что в этом случае в какой-то мере сказался высокотемпературный калиевый метасоматоз. Подробнее на этом остановимся при описании постмагматических процессов.

Калиевый полевой шпат встречается и в виде самостоятельных зерен. Преимущественно он без следов микроклиновой решетки и, как правило, содержит пертитовые вроски, но их немного. Кварц развит в интерстициях. Темноцветные минералы образуются позже плагиоклазов, и по характеру их выделяются амфибол-биотитовые и (редко) биотитовые разности пород.

Амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой. Отличительная особенность ее — светло-зеленая с бурым оттенком окраска, наблюдаемая во всех группах описываемых пород. По оптическим свойствам роговая обманка из сиенитов, граносиенитов и гранодиоритов близка к таковой из габбро первой фазы.

Биотит буровато-зеленый, реже зеленовато-бурый, обычно сильно хлоритизированный. Иногда в сиенитах встречаются отдельные зерна моноклинного пироксена, окруженные реакционной каймой роговой обманки. Из аксессуарных наблюдаются циркон, апатит, сфен, рудные, изредка ортит. Скопления аксессуарных минералов приурочены к темноцветным минералам, образовались они позже плагиоклазов. Из вторичных процессов широко развиты хлоритизация биотита, серицитизация и соссюритизация плагиоклаза, эпидотизация и карбонатизация. При этом роговая обманка и моноклинный пироксен часто остаются свежими.

По химическому составу сиениты, граносиениты и гранодиориты бичурского комплекса отличаются от средних типов пород известково-щелочного ряда повышенным содержанием щелочей и преобладанием натрия над калием.

Породы третьей фазы в Северо-Бичурском массиве распространены ограниченно. К ним относится небольшое тело лейкократовых двуполевошпатовых аплитовидных гранитов на водоразделе р. Шара-Горхон — ее левый приток р. Белая речка.

Дайки в массиве представлены диабазами, диоритовыми порфиритами, аплитами.

Вмещающими породами массива служат отложения вулканогенной тамирской свиты нижнетриасового возраста, среди которых преобладают кислые разности. Породы массива прорывают и метаморфизуют отложения тамирской свиты и содержат их в качестве ксенолитов, чем и определяется нижняя возрастная граница массива. Подобные взаимоотношения наблюдались нами по р. Большой Куналей и в пади Бухтуй. Верхняя возрастная граница устанавливается благодаря тому, что породы массива прорываются апофизами щелочных гранитов куналейского комплекса массива горы Вороти-Иначе по р. Ракушка.

Абсолютный возраст пород массива, по данным В. А. Новикова (1972), 215—225 млн. лет; эта цифра не противоречит геологическим данным.

Южно-Бичурский массив (~120 км²) находится в бассейне среднего течения р. Бичура, в бассейнах ее притоков рек Каменная, Шибертуй, Кокучел, Варламова и Тюглей. Форма массива в плане изометрическая, несколько вытянутая в меридиональном направлении. Очертания массива извилистые. В юго-восточной части по пади Варламова он подходит к крупному Тамирскому массиву бичурского комплекса.

Массив сложен преимущественно биотитовыми гранитами и имеет грубозональное строение. В центральной части его развиты крупно-, равномернозернистые и порфировидные биотитовые (двуполевошпатовые

граниты. Окраска их розовато-серая и светло-розовая, отдельность матрацевидная, крупноглыбовая.

Ближе к периферической части уменьшается крупность зерна вплоть до появления в контакте с вмещающими породами мелкозернистых разновидностей (падь Варламова), наблюдается быстрая смена структур с появлением среднезернистых порфировидных гранитов с вкрапленниками дымчатого кварца (падь Шибертуй). Иногда в приконтактной части развиты гибридные сиепито-диориты.

В эндоконтактной части обильны ксенолиты измененных вмещающих пород (р. Каменная). Внутри массива встречаются дайки гранит-порфиров и аплитов.

Вмещающие породы — вулканогенные отложения тамирской свиты. В экзоконтакте массива они сильно изменены, гранитизированы и ороговикованы. Роговики андалузитовые. Ширина экзоконтактной зоны порядка 100 м.

По минералогическому составу граниты Южно-Бичурского массива отнесены к третьей фазе бичурского комплекса. Абсолютный возраст, по В. А. Новикову (1972), 215—225 млн. лет.

По химическому составу граниты массива близки к среднему составу гранитов по Р. Дэли.

Хамнигадайский массив (48 км²). Расположен в западной части Малханской структурно-фацальной зоны на водоразделе рек Хамнигадай и Нижний Алцагат. В плане это изометрическое тело. Вмещающие породы — кислые эффузивы и их туфы тамирской свиты, с которыми массив имеет крутые интрузивные контакты, в ряде мест осложненные разломами.

Массив сложен крупнозернистыми лейкократовыми биотитовыми двуполевошпатовыми гранитами с темным дымчатым кварцем, так пазываемыми мориоповыми гранитами.

Граниты однообразны, калишпат в них преобладает над плагиоклазом. Биотита немного, он бурый с зеленоватым оттенком, довольно светлый, встречается совместно с рудными минералами и сфеном. Из постмагматических процессов развита (относительно слабо) серицитизация плагиоклаза. Эндоконтактная зона массива составляет всего несколько десятков метров. Зернистость гранитов здесь заметно уменьшается вплоть до появления гранит-порфиров. Присутствуют ороговикованные ксенолиты вмещающих пород. В гранитах эндоконтакта увеличивается количество плагиоклазов, калиевый полевой шпат приобретает микроклиновую решетку, чего не наблюдалось в центральной части массива. Вмещающие эффузивы ороговикованы. Роговики биотит-кордиерит-андалузитовые.

Жильные производные — дайки гранит-порфиров, мелкозернистых гранитов и аплитов — по составу и структурно-текстурным особенностям близки краевой фации массива. Они имеют ограниченное распространение, маломощны и приурочены к краевым частям массива. По химическому составу хамнигадайские граниты близки гранитам известково-щелочного ряда.

Нижняя возрастная граница массива определяется прорыванием вулканогенных образований тамирской свиты среднего триаса, верхняя возрастная граница не установлена. Ранее, главным образом по внешнему сходству с типоморфными гранитами гуджирского комплекса, Хамнигадайский массив относили к гуджирскому комплексу. Абсолютный возраст, определенный K—Ar методом, 216 млн. лет, на основании чего Хамнигадайский массив отнесен к третьей фазе бичурского комплекса.

Помимо крупных массивов, в третью фазу бичурского комплекса в западной части Малханской структурно-фацальной зоны включены небольшие штоки площадью в первые квадратные километры, расположенные среди вулканогенных отложений тамирской свиты. Один из штоков рассекается р. Бичура в 0,5 км ниже устья р. Малая Бичура. Шток сложен лейкократовыми двуполевошпатовыми гранитами, содержащими

ксенолиты сиенитов и диоритов второй фазы бичурского комплекса. Участками в них наблюдаются миаролитовые пустоты и микропегматитовые разности. Граниты роговообманково-биотитовые, двуполевошпатовые, сильно изменены вторичными процессами. Биотит обычно полностью хлоритизирован, по плагиоклазам развивается сыпь мелких зернышек эпидота, а вокруг пелитизированный калишпат. Изредка встречаются скопления зерен плагиоклаза, к которым приурочены редкие зерна светлой до почти бесцветной роговой обманки. По последней развивается бурая слюдка, а по калишпату изредка чевкинит. Из аксессуарных в гранитах встречены сфен и апатит.

Микропегматитовые разности состоят в основном из кварца и калиевого полевого шпата. Плагиоклаза мало, и он серицитизирован. Редкие чешуйки биотита хлоритизированы. По полевым шпатам изредка развивается тонкий агрегат зеленоватой слюдки. В отдельных случаях чешуйки биотита замещаются мусковитом.

Если считать, что микропегматитовые разности — наиболее поздние образования, то налицо эволюция постмагматических растворов от богатых кальцием, вызвавших эпидотизацию плагиоклазов гранитов, слагающих в основном шток, до бедных кальцием, вызвавших серицитизацию плагиоклазов в микропегматитах.

Нижняя возрастная граница штока определяется по прорыванию им вулканогенных образований тамирской свиты. Верхняя граница не установлена. К третьей фазе бичурского комплекса его можно отнести на основании приуроченности к полям развития тамирской свиты, комагматичной гранитоидам бичурского комплекса, по составу слагающих пород и характеру постмагматических процессов.

Таким образом, бичурский комплекс Малханской структурно-фациальной зоны обладает следующими особенностями:

а) многофазное строение с эволюцией состава пород от эссекситов, габбро-диабазов и габбро-диоритов первой фазы до сиенитов, граносиенитов, гранодиоритов и гранитов поздних фаз;

б) принадлежность пород к известково-щелочному ряду с несколько повышенными содержаниями щелочей в породах первых фаз и пормальным составом гранитов, близким к таковому по Р. Дали в породах завершающих фаз комплекса. При этом в основных и средних по основности породах натрия преобладает над калием. В кислых разностях содержания натрия и калия близки между собой, натрия несколько преобладает над калием;

в) широкое распространение постмагматических процессов — хлоритизации и эпидотизации биотита, серицитизации и сосюритизации плагиоклаза, амфиболлизации пироксенов; отложение по трещинам пород эпидота и карбоната.

Куналейский интрузивный комплекс

Следующими по времени формирования среди мезозойских интрузивных образований Малханской зоны являются массивы куналейского комплекса. Они расположены только в юго-западной части зоны, приурочены к глубинным разломам и тесно ассоциируют с эффузивами цаган-хуштейнской свиты. По распространенности породы куналейского комплекса значительно уступают бичурским. Единственный крупный массив (площадью более 100 км²) — Мало-Куналейский, остальные имеют площадь в десятки квадратных километров и меньше. По составу это щелочные кварцевые сиениты и щелочные граниты.

Мало-Куналейский массив. Расположен в юго-западной части Малханской зоны, на границе между Читинской областью и Бурятской АССР,

в бассейнах рек Малый Куналей, Березовка и Лотошпа, и приурочен к зоне сочленения Хилокской депрессии и Тамиро-Бичурского поднятия, вытянутой в северо-восточном направлении. По форме массив представляет собой шток с крутыми, почти вертикальными стенками. Площадь его 120 км².

Внутреннее строение массива сложное. Выделяются три составные группы пород, отражающие отдельные его фазы. Наиболее ранние — темно-серые щелочные сиениты с кварцем. Они имеют подчиненное развитие и встречаются в виде крупных ксенолитов среди светло- и голубовато-серых средне-, крупнозернистых кварцевых щелочных сиенитов — нордмаркитов, слагающих основную часть массива. Наиболее поздние — серые и пепельно-серые мелкозернистые кварцевые щелочные сиениты, прорывающие крупнозернистые сиениты. Взаимоотношения всех возрастных групп пород отчетливо видны в многочисленных крупных скальных останцах на водоразделе рек Большой и Малый Куналей. В краевой части массива выделяется полоса более мелкозернистой эндоконтактовой фации.

Вмещающими породами с запада и северо-запада являются эффузивы цаган-хунтейской свиты. С юга Мало-Куналейский массив контактирует с гранитоидами бичурского комплекса, аляскитовыми гранитами и морион-гранитами карбонового возраста, с востока — с трондjemитами, плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами нижнего палеозоя и щелочными и кварцевыми сиенитами и сиенито-диоритами верхнепалеозойской интрузии.

Возрастное положение массива четко устанавливается по геологическим данным и определениям абсолютного возраста. Мало-Куналейский массив рвет и метаморфизует эффузивы цаган-хунтейской свиты триаса (по р. Малый Куналей и пади Пашино). Абсолютный возраст сиенитов Мало-Куналейского массива, определенный Л. В. Фирсовым К — Аг методом по породе, составляет 187 млн. лет, вмещающих базальтов — 192 млн. лет, что отвечает триасу.

Массив горы Вороти-Иначе. Находится в западной части Малханской зоны в 10 км к юго-западу от районного центра г. Бичура в бассейне р. Шара-Горхон. Массив имеет овальную форму и вытянут с востока на запад на 6 км при ширине 2—2,5 км. С севера массив ограничен падью Ракушка, с юго-востока — падью Белая Речка, с юго-запада — падью Кузьмина. В структурном плане приурочен к Ара-Гиретской синклинали, расположенной между Заганским антиклинорием и Тамирской энтиклиналью. Вмещающие породы — эффузивы цаган-хунтейской свиты и гранитоиды бичурского комплекса, аналогичные вмещающим породам Мало-Куналейского массива. Нижняя возрастная граница массива определяется по наличию в пади Ракушка апофиз щелочных гранитов в граносиенитах бичурского комплекса.

Строение массива сложное. В центральной части в крупных останцах обнажаются крупнозернистые мясо-красные и темно-серые щелочные сиениты. К северу и юго-востоку по направлению к контакту они становятся более мелкозернистыми, светло-розовато-серого цвета. В западной части (по пади Кузьмина) массив сложен темно-серыми с красноватым оттенком сиенитами, внешне схожими с сиенитами центральной части, которые по направлению к югу сменяются серыми мелкозернистыми щелочными сиенитами.

Для массива в целом характерно преобладание в составе пород микропертитовых полевых шпатов, постоянное наличие кварца, низкие содержания темноцветных минералов и отсутствие плагиоклазов более основных, чем альбит. Отмечается также частая смена парагезисов и непостоянство структур.

Из постмагматических процессов в большей части массива отмечено окварцевание и развитие постмагматического магнетита по эгирину. На юго-востоке широко проявлена альбитизация.

В массиве проходит тектоническая зона северо-восточного простирания, к которой приурочены дайки габбро-диабазов, гранит-порфиров и жилы кварца.

Мало-Куналейский массив и массив горы Вороти-Иначе — самые крупные в куналейском комплексе Малханской структурно-фациальной зоны. Имеется ряд и более мелких штоков площадью в первые квадратные километры и меньше. Один из них — массив щелочных гранитоидов куналейского комплекса в верховьях пади Кипучая, в бассейне р. Шара-Горхон.

Массив пади Кипучая расположен на водоразделе рек Бичура и Шара-Горхон. Форма его овальная. Вытянут в широтном направлении на 2,5 км при ширине 1,5 км. Вмещающими породами служат вулканогенные отложения тамирской свиты (T_1-2), представленные туфами среднего состава, основные эффузивы унградской свиты ($P_2 - T_1$) и двуполевошпатовые биотитовые граниты бичурского комплекса.

Массив сложен щелочными гранитами. В приконтактной части они состоят из эгирина, микропегматита и кварца, в центральной среди темноцветных, наряду с эгирином, в небольшом количестве появляется голубой амфибол типа арфведсонита. Аксессуары представлены рудными.

В эндоконтактной зоне массива щелочные граниты более мелкозернистые. Наряду со свежими эгириновыми гранитами в них распространены разности с полностью разрушенными темноцветными минералами, замещенными агрегатами рудных. Экзоконтактные изменения вмещающих пород в связи со слабой их обнаженностью остались невыясненными. По составу слагающих пород массив отнесен к куналейскому комплексу.

Для гранитоидов куналейского комплекса в пределах Малханской структурно-фациальной зоны характерны, таким образом, следующие особенности:

а) распространение только в юго-восточной части зоны; массивы их обычно значительно уступают массивам гранитоидов бичурского комплекса по размерам и приурочены к вулканогенным отложениям цаганхунтейской свиты верхнего триаса;

б) среди пород комплекса в крупных массивах преобладают щелочные сиениты и нордмаркиты, в мелких штоках — щелочные граниты. Для всех пород характерны отсутствие плагиоклазов более основных, чем альбит, и постоянное наличие микропертитов;

в) из постмагматических процессов отмечаются альбитизация калинатровых полевых шпатов, окварцевание, образование магнетита по эгирину и рибекита по катафориту.

УДИНО-ВИТИМСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Бичурский интрузивный комплекс

В Удино-Витимской зоне гранитоиды бичурского комплекса пользуются значительно меньшим распространением, чем в Малханской зоне. Один из наиболее крупных массивов — **Балягинский**. Расположен в Читинской области между реками Баляга и Кижиги. Приурочен к Верхне-Балягинской зоне разломов северо-западного простирания, вытянут на 24 км при ширине 10—12 км. Вмещающие породы — отложения кембрия, нижнепалеозойские гранитоиды и эффузивы (ортофиры, трахилипариты, трахиты, кварцевые порфиры, андезиты), с которыми породы массива имеют активные интрузивные контакты.

Предыдущими исследователями (Козубова, 1967) Балягинский массив был отнесен к куналейскому комплексу ($T_3 - J_1$), а вмещающие его эффузивы (на основании сходства состава со стратотипом цаганхунтейской

свиты) — к цагап-хунтейской свите. Определения абсолютного возраста пород массива и вмещающих эффузивов $K - Ar$ методом (аналитик Л. В. Фирсов) дали цифры в 240—250 и 290 млн. лет соответственно, что исключает отнесение этого массива к куналейскому комплексу.

Полученные данные позволяют говорить о том, что активизация каледонид в Западном и Центральном Забайкалье уже в верхнем палеозое достигла значительного развития и сопровождалась интенсивной магматической деятельностью. К бичурскому комплексу Балягинский массив нами отнесен условно; возможно, его следует выделить в самостоятельный комплекс.

Балягинский массив сложен лейкократовыми средне- и мелкозернистыми гранитами, переходящими в краевых частях в тонкозернистые разновидности. Граниты секутся дайками гранит-порфиров и микропегматитов, не отличимых по облику от пород краевых его фаций. По химическому составу большая часть пород массива приближается к щелочным гранитам. Содержание SiO_2 в них колеблется от 73 до 76%, калий несколько преобладает над натрием. Из постмагматических процессов отмечена высокотемпературная калишпатизация.

Результаты впервые проведенного изучения $P - T$ условий образования гранитов Балягинского массива термобарометрическим методом по гомогенизации газовой-жидких включений в кварцах этих гранитов свидетельствуют о том, что кристаллизация началась при 970—800°C. Микропегматиты и аплиты формировались при воздействии на уже частично закристаллизовавшуюся породу растворов, богатых солями, в условиях давлений водяного пара 2000—3500 атм и температуре 650—450°C. Становление массива происходило в гипабиссальных условиях.

В юго-западной части Удино-Витимской зоны гранитоиды бичурского комплекса выделены на южных склонах Цаган-Дабанского хребта в бассейне р. Жиримка по пади Шолоты и в районе сел Бар и Барыкино, где ими сложено несколько массивов. В их составе отмечаются породы двух фаз внедрения — крупно-среднезернистые и мелкозернистые порфировидные, лейкократовые граниты первой фазы и мелкозернистые биотитсодержащие — второй. Жильная серия представлена мелкозернистыми аплитовидными гранитами, сиепит-порфирами, диорит-порфиритами и мелкозернистыми диоритами. Данные гранитоиды прорывают эффузивы, условно отнесенные к уигуркуйской свите пермского возраста, и, в свою очередь, прорываются гранитоидами куналейского комплекса. Таким образом, формирование массивов бичурского комплекса происходило в пределах верхней пермь — нижний триас.

Массивы района с. Бар. Гранитоиды бичурского комплекса в данном районе были выделены в 1972 г. В. Л. Верником. Сложенный ими массив расположен к югу от с. Бар и вытянут в северо-восточном направлении от верховьев пади Хохюрта-Булаг к пади Сухая. Очертания его в плане неправильные. На водоразделе р. Барка — пади Сухая перекрыт отложениями цагап-хунтейской свиты, на водоразделе пади Хохюрта-Булаг — р. Барка дайкой мелкозернистых порфировидных гранитов, аналогичных гранитам краевой фации массива, прорывают отложения джидинского комплекса (PZ), представленные сиепито-диоритами.

Массив сложен лейкократовыми богатыми кварцем красными гранитами, среди которых преобладают крупнозернистые разновидности. Наряду с ними наблюдается частая смена структур от крупно- до средне- и мелкозернистых и порфировидных.

Граниты двуполевошпатовые с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом. В случае порфировидных разновидностей калиевый полевоый шпат обрастает зерна плагиоклаза. Калишпат обычно пертитовый, очень редко с признаками микроклиновой решетки. Темноцветных немного, они представлены биотитом и, как правило, полностью хлоритизированы. Из аксессуарных в небольших количествах отмечены апатит и

рудные. Калиевый полевой шпат пелитизирован, плагиоклазы слабо серицитизированы. В отдельных зонах граниты альбитизированы.

В массиве много даек, особенно в его краевой части. Все они северо-восточного простирания, представлены гранит-, гранодиорит- и сиенит-порфирами, редко диорит-порфирами. По составу породообразующих минералов, характеру и интенсивности постмагматических процессов дайки очень близки породам массива.

По химизму граниты бичурского комплекса района с. Бар близки нормальному типу гранитов по Р. Дэли, отличаясь пониженными содержаниями железа, магния и кальция и повышенными — щелочей с небольшим преобладанием калия над натрием.

Гранитоиды бичурского комплекса в пределах Удино-Витимской зоны известны также в районе с. Барыкино. На небольшой сопке, в 3 км от села у дороги на с. Харитоново в 1972 г. канавами вскрыто гранитное тело с минерализацией типа Первомайского массива, на основании чего его условно отнесли к гуджирскому комплексу (J_3). В 1974 г. здесь проводились буровые работы и скважинами были вскрыты сиениты, граносиениты и диориты с такой же минерализацией, как и у гранит-порфиров апикальной части массива. Таким образом, по последним данным, это тело относится к бичурскому комплексу.

Среди пород, слагающих апикальную часть массива, выделяются граниты и гранит-порфиры. Граниты лейкократовые, двуполевошпатовые, мусковитизированные. Структура их порфировидная. Вкрапленников немного и представлены они кварцем, плагиоклазом и калишпатов. Плагиоклазы серицитизированы, калиевый полевой шпат без пертитовых вростков, слабо пелитизирован. Темноцветные отсутствуют, в небольшом количестве имеется мусковит. Гранит-порфиры по составу аналогичны описанным гранитам, отличаются лишь структурой и наличием небольшого количества бурого биотита. По химизму породы близки аплитам по Р. Дэли, калий в них преобладает над натрием.

Ряд массивов бичурского комплекса расположен на контакте с Харитоновским массивом, севернее Барыкинского массива. Апофизы бичурских гранитов в пади Киргитуй (в правом борту долины нижнего течения р. Хилок) проникают в породы Харитоновского массива. Граниты розовато-серого цвета, средне-, равномернозернистые. Из силикатных минералов в них преобладают кварц и калиевый полевой шпат. Темноцветные представлены темно-зеленым амфиболом и бурым биотитом. Среди акцессорных много рудных, сфена, циркона. Есть апатит, в небольшом количестве отмечен ортит. Из постмагматических процессов развиты серицитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита.

Подводя итоги по особенностям гранитоидов бичурского комплекса в пределах Удино-Витимской структурно-фациальной зоны, можно отметить следующее:

а) гранитоиды бичурского комплекса образуют сравнительно небольшие массивы в юго-западной части зоны. Приурочены они к разломам северо-восточного простирания и не ассоциируют с эффузивами. Вещающими их породами являются гранитоиды, габброиды и гнейсы нижнего палеозоя;

б) среди пород комплекса преимущественным развитием пользуются лейкократовые биотитовые граниты;

в) постмагматические процессы развиты относительно слабо. Наиболее распространена серицитизация плагиоклазов, пелитизация калиевых полевых шпатов, хлоритизация биотитов. В отдельных случаях отмечается грейзенизация;

г) по петрохимическим особенностям граниты богаты SiO_2 и принадлежат нормальному ряду. Среди щелочей калий преобладает над натрием.

Гранитоиды куналейского комплекса

Гранитоиды куналейского комплекса в Удино-Витимской зоне составляют крупные массивы в пределах Цаган-Дабанского хребта вблизи с. Большой Куналей, в бассейне р. Брянка, по правобережью р. Хилок, в районе с. Харитоново и в бассейне р. Нижний Тарбагатай. Сложены они щелочными сиенитами и щелочными гранитами. Площади их варьируют от 50 до 600 км² и в ряде случаев, вероятно, сильно завышены.

Петровск-Забайкальский массив. Расположен по левобережью р. Балега, в пределах г. Петровск-Забайкальский. Массив вытянут в северо-восточном направлении на 8 км при ширине 1—2 км. Вмещающими породами служат граниты карбонового возраста, гранодиориты, кварцевые диориты и габбро-диориты нижнего палеозоя. По форме массив представляет собой пластовое тело, падающее к юго-западу. Контакты его с вмещающими породами интрузивные. Абсолютный возраст пород 189 ± 2 и 177 ± 9 млн. лет, что свидетельствует о формировании его в триасе. В нем выделяются главная интрузивная и жильная фазы. Первая представлена лейкократовыми щелочными сиенитами — серыми породами, состоящими из микропертита и небольшого количества щелочных амфиболов. Среди жильных отмечены диорит-порфиры, гранит- и фельзит-порфиры и микрограниты. Кислые разности преобладают над основными. Простираение жил северо-восточное, мощность их до 3 м, отмечаются они как в самом массиве, так и в зоне экзоконтакта.

По петрохимическим особенностям породы массива близки нордмаркитам, отличаясь от них повышенными содержаниями алюминия и щелочей и пониженными — железа, магния и кальция. Среди щелочей натрий преобладает над калием. Гранит-порфиры жильной серии близки среднему химическому составу по Р. Дэли. В них так же, как и в породах главной интрузивной фазы, натрий преобладает над калием. Аплиты в составе жильных пород аналогичны пэзанитам.

Нижне-Тарбагатайский массив находится в одной структурно-фациальной зоне с Петровск-Забайкальским, в 12 км к юго-западу от него, и приурочен к зоне сочленения Заганского поднятия и Тугнуйской впадины. Площадь около 120 км². Долиной р. Нижний Тарбагатай массив делится на две примерно равновеликие части — северо-западную и юго-восточную. Строение массива простое. Северо-западная часть сложена лейкократовыми щелочными гранитами — граносиенитами, юго-восточная — лейкократовыми щелочными гранитами. Жильная серия представлена гранит-аплитами, гранит-порфирами и гранодиоритами. Вмещающие породы — отложения нижнего кембрия, представленные диабазовыми и андезитовыми порфиритами, серицит-биотитовыми и эпидот-амфиболовыми сланцами, реже альбитофирами, кварцевыми порфирами и их туфами, а также гнейсовидные граниты и гранодиорито-гнейсы нижнего палеозоя и граниты среднего палеозоя. Таким образом, прямых геологических данных для определения возраста пород нет. Определения абсолютного возраста К — Аг методом по породо дали разброс значений от 163 до 212 млн. лет.

Юго-восточная часть массива разбита разломами и интенсивно изменена. Отмечаются катаклазирование, окварцевание и образование постмагматического эгирина. Северо-западная часть по характеру породообразующих минералов близка Петровск-Забайкальскому массиву. Отличие — в повышенных содержаниях кварца и наличии микропегматитовых сростаний кварца и полевого шпата. По сравнению с Мало-Куналейским массивом калипатровые полевые шпаты содержат меньше альбита, темноцветные представлены синими амфиболами арфведсонитового ряда. Контакты массива интрузивные, в экзоконтакте развиты биотитовые роговики. В эндоконтактовой фации появляются биотитовые граносиениты.

По петрохимическим особенностям граниты Нижне-Тарбагатайского массива близки среднему составу щелочных гранитов по Р. Дэли, отлича-

ются от них лишь несколько повышенным содержанием щелочей. Среди щелочей натрий преобладает над калием. Жильные породы в массиве по химическому составу близки пезанитам.

Куналейкий массив. Расположен в среднем течении р. Куналейка, к востоку от с. Большой Куналей, и приурочен к стыку Цаган-Дабанского горста и Тугнуйской впадины. Массив имеет форму штока, несколько вытянутого в северо-восточном направлении. Его площадь 60 км². Вмещающие породы — кислые эффузивы цаган-хунтейской свиты и гранитоиды палеозоя, представленные биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами и сиенитами. Контакты с вмещающими породами интрузивные. В составе массива выделяются главная интрузивная фация, сложенная преимущественно крупно-, равномернозернистыми кварцевыми щелочными сиенитами и граносиенитами, и мелкозернистая фация эндоконтакта. Породы главной интрузивной фации отличаются лейкократовостью и постоянством содержания основных породообразующих минералов, таких как калинатровый полевой шпат, амфибол и кварц. Среди темноцветных в подчиненном количестве имеются биотит и пироксены.

В приконтактной юго-западной части массива отмечены светло-серые щелочные граниты. Жильная серия пород, приуроченных к массиву, разнообразна. Среди даек, прорывающих крупнозернистые щелочные кварцевые сиениты главной интрузивной фации, имеются габбро-диабазы, монзониты, щелочные сиениты, сельвсбергиты, грорудиты и щелочные граносиенит-порфиры. Наряду с дайками, сложенными щелочными породами, отмечаются дайки гранодиорит-порфиров щелочноземельной линии, содержащих плагиоклазы как во вкрапленниках, так и в основной массе.

По петрохимическим особенностям щелочные кварцевые сиениты центральной части массива близки нордмаркитам по Р. Дэли. Отличаются от них пониженными содержаниями магния и кальция и иным соотношением щелочей — преобладанием калия над натрием. В приконтактной части массива, сложенной щелочными гранитами, это проявляется более резко и по соотношению щелочей граниты относятся уже к калиевому типу. Подобные соотношения щелочей сохраняются и в породах даек массива.

Харитоновский массив находится в нижнем течении р. Хилок, вблизи с. Харитоново, имеет форму штока, несколько вытянутого в меридиональном направлении, и приурочен к зоне сопряжения Цаган-Дабанского горста с Хилок-Тугнуйской депрессией. Харитоновский массив изучался Д. Ж. Жалсабоном, В. В. Скрипкиной, В. В. Чупровым (1970) и Ю. Ф. Ефремовым. По Д. Ж. Жалсабону, площадь Харитоновского массива 200 км².

Харитоновский массив имеет активные интрузивные контакты с порфировидными крупнозернистыми гранитами джидинского комплекса (Pz), приурочен к той же структуре и генетически связан со щелочными эффузивами цаган-хунтейской свиты (Скрипкина, 1966). Абсолютный возраст его пород 193 ± 8 млн. лет, что соответствует границе триаса и юры.

По Д. Ж. Жалсабону и В. В. Скрипкиной, Харитоновский массив сформировался в два этапа. В ранний произошло внедрение крупного штокообразного тела щелочных пород преимущественно граносиенитового состава, в поздний — мелкозернистых щелочных сиенитов с четкой трахитоидностью, значительно реже — мелкозернистых гранитов аляскитового типа, слагающих мелкие штоки и жилообразные тела. Дайки, связанные с массивом, представлены гранит-порфирами, сельвсбергитами, микросиенитами и микрогранитами.

В. В. Чупров (1970) выделяет три фазы становления массива. В первую сформировались пироксеновые биотит-диопсидовые и биотитовые сиениты и кварцсодержащие биотит-роговообманковые и эгирин-эккermannитовые сиениты, во вторую — лейкократовые диопсид- и кварцсодержащие роговообманковые сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты, а также

дайки микросиенитов, сиенит-порфиров, сельвсбергитов и грорудитов, в третью — субщелочные и аляскитовые граниты, гранофиры и дайки аплитов. В заключительный этап интрузивной деятельности образовались дайки диоритовых порфиров, лампрофиров и сиенито-диоритов.

К породам третьей фазы В. В. Чупровым отнесен Соготинский массив, примыкающий с юга к Харитоновскому, а также лейкократовые граниты, близкие по составу гранитам Соготинского массива в бассейне р. Киргитуй, в районе сел Харитоново и Барыкино.

Позже А. К. Извековым, В. В. Скрипкиной, В. Я. Верник в западной части хр. Цаган-Дабан из состава гранитов джидинского комплекса (P_2) были выделены массивы бичурского комплекса ($P - T$), в частности, расположенные в районе с. Барыкино и к востоку от Харитоновского массива. В 1972 г. Ю. Ф. Ефремовым по пади Киргитуй среди биотит-пироксен-амфиболовых сиенитов первой фазы (по В. В. Чупрову) были обнаружены апофизы среднезернистых биотит-роговообманковых гранитов, богатых микроклином, зональным плагиоклазом и темным кварцем и резко отличающихся как от гранитов джидинского комплекса, так и от соготинских гранитов, отнесенных В. В. Чупровым к третьей фазе Харитоновского массива. По особенностям состава подобные граниты близки гранитам бичурского комплекса ($P - T$).

Прорывание крупнозернистых сиенитов, не содержащих щелочных темноцветных минералов, гранитами наблюдалось нами в береговых обрывах на правом берегу р. Хилок ниже с. Харитоново, по левобережью р. Хилок у дороги выше переправы, на небольшой высоте в 1,0—1,2 км к востоку от с. Харитоново, по р. Киргитуй в обнажении Ю. Ф. Ефремова. Во всех случаях, даже при лейкократовом характере, граниты, рвущие сиениты Харитоновского массива, значительно богаче плагиоклазом, чем граниты Соготинского массива.

Приведенные факты позволяют утверждать, что под названием Харитоновского массива объединены разновозрастные образования, а именно:

а) кварцевые щелочные сиениты куналейского комплекса, состоящие из микропертита, кварца и щелочных темноцветных минералов — эгирина и амфиболов группы арфведсонита и рибекита;

б) сиениты, состоящие из микропертита, небольшого количества плагиоклаза и содержащие в составе темноцветных биотит, обыкновенную роговую обманку и моноклинный пироксен. По возрасту они древнее гранитоидов бичурского комплекса ($P - T$) и, вероятнее всего, относятся к нижнепалеозойскому джидинскому комплексу. Подобные сиениты, относимые к джидинскому комплексу и близкие по составу породообразующим минералам и структуре — сиенитам Харитоновского массива, наблюдались нами в верховьях р. Хурай в бассейне р. Брянка в контакте со щелочными сиенитами куналейского комплекса. Последние прорывали их и захватывали в качестве ксенолитов.

Вопрос о возрастных соотношениях щелочных сиенитов южной части Харитоновского массива с лейкократовыми гранитами расположенного к югу от него Соготинского массива также дискусионен. Д. И. Жалсабон, В. В. Скрипкина и др. указывают, что щелочные сиениты Харитоновского массива имеют интрузивные контакты с лейкократовыми гранитами Соготинского и моложе последних. В. В. Чупров (1970) придерживается противоположного мнения, относя Соготинский массив к третьей фазе куналейского комплекса, и также ссылается на секущие контакты между данными массивами.

Нами детально изучался характер контактов Соготинского и Харитоновского массивов. В результате полевых и камеральных работ удалось выяснить следующее:

1. По правобережью р. Хилок, несколько выше устья пади Большие Шулуты, в сплошных скальных обнажениях имеется непосредственный контакт кварцевых щелочных сиенитов Харитоновского массива с гранита-

ми Соготинского. При прослеживании разреза от Харитоновского к Соготинскому массиву отчетливо наблюдается уменьшение крупности зерен по направлению к контакту в породах Харитоновского массива и не обнаружено каких-либо изменений в структуре гранитов в приконтактной части Соготинского массива.

2. В нижней части левого склона пади Большие Шулуты среди кварцевых щелочных биотит-эгирин-арфведсонитовых сиенитов Харитоновского массива обнаружен ксенолит розовых лейкократовых гранитов типа соготинских размером 4×6 м, с неправильными очертаниями, несколько вытянутый в субмеридиональном направлении. На контакте со щелочными сиенитами граниты ороговикованы, биотит в них замещается щелочным амфиболом.

3. На водоразделе падей Большие и Малые Шулуты, по левобережью р. Хилок, к западу от высоты с отметкой 751 м имеется контакт кварцевых щелочных сиенитов Харитоновского массива с гранитами Соготинского. К контакту приурочены сиенит-порфиры со щелочными амфиболами, дающие апофизы в сторону гранитов Соготинского массива. В гранитах последнего на первых метрах вблизи от контакта со щелочными кварцевыми сиенитами возникают новообразования — эгирин и щелочные амфиболы.

4. По тому же водоразделу, в нескольких сотнях метров на запад от высоты с отметкой 751 м среди гранитов Соготинского массива встречено тело полностью раскристаллизованных порфировидных кварцевых сельсбергитов, содержащих ксенолиты соготинских гранитов и дающих апофизы во вмещающие граниты.

Приведенные факты однозначно решают вопрос о более молодом возрасте пород Харитоновского массива, чем Соготинского, и не позволяют считать соготинские граниты третьей фазой купалейского комплекса. (Возрастное положение Соготинского массива будет охарактеризовано при описании массивов Джиды-Хилокской зоны.)

Таким образом, к куналейскому комплексу в составе Харитоновского массива можно отнести только шток южной его части, сложенной кварцевыми щелочными сиенитами и содержащей среди темноцветных эгиринов и амфиболы группы арфведсонита и рибекита. Площадь штока 60 км^2 , расположен он в основном по правобережью р. Хилок. На левом берегу р. Хилок им сложен водораздел и нижняя часть склонов между падами Большие и Малые Шулуты.

По петрохимическим особенностям сиениты Харитоновского массива близки к среднему составу нордмаркитов по Р. Дэли. Сиениты, отнесенные нами к джидинскому комплексу в составе Харитоновского массива, отличаются от кварцевых щелочных сиенитов куналейского комплекса лишь более высокими содержаниями Al_2O_3 и CaO . Щелочей в них даже несколько больше, чем в щелочных сиенитах куналейского комплекса, но благодаря высокому содержанию алюминия щелочи связываются в полевые шпаты, и щелочные темноцветные минералы в них не образуются.

Крупные массивы щелочных гранитоидов куналейского комплекса выделены в Удино-Витимской зоне в бассейне рек Брянка, Хурай и Мойса. По составу и характеру породообразующих минералов они близки щелочным породам описанных выше массивов.

В юго-западной части Удино-Витимской зоны наряду с крупными массивами щелочных гранитоидов к куналейскому комплексу В. В. Скрипкина в 1972 г. отнесла субвулканические образования — небольшие штоки, дайки и некки, участвующие в вулканических постройках цаганхунтейской свиты. Наиболее полно они проявлены в Горчилонской постройке. По составу это сиенито-диориты, габбро-порфириты, мелкозернистые сиениты и сиенит-порфиры, в которых, судя по химическим анализам, повышено содержание щелочей. С массивами щелочных гранитоидов куналейского комплекса они близки по возрасту, а вмещающие их

эффузивы цаган-хунтейской свиты, по В. В. Скрипкиной (1966); комагматичны гранитоидам Харитоновского массива.

В качестве второй фазы куналейского комплекса В. Л. Верник в 1972 г. условно выделил мелкозернистые аляскитовые граниты, гранит-порфиры, граносиениты и граносиенит-порфиры, распространенные в юго-западной части Цаган-Дабанского хребта, в районе падей Шолота и Хохюрта-Булаг, где они образуют серию отдельных сближенных тел, вытянутых в северо-восточном направлении и приуроченных к разломам. По составу это граниты нормального ряда, в которых калий преобладает над натрием. Пространственно они разобщены с массивами щелочных гранитоидов куналейского комплекса, но приурочены к тем же структурам и укладываются в одни и те же возрастные рамки с ними, так как прорывают эффузивы цаган-хунтейской свиты триаса (падь Хохюрта-Булаг) и перекрываются туфоконгломератами нижней юры (водораздел р. Барка — падь Хохюрта-Булаг). Таким образом, выделенные гранитоиды образовались в то же время, что и щелочные гранитоиды куналейского комплекса, на основании чего и были условно отнесены ко второй фазе последних.

Подводя итоги характеристики гранитоидов куналейского комплекса Удино-Витимской зоны, следует отметить следующие характерные особенности его:

а) гранитоиды куналейского комплекса в пределах юго-западной части Удино-Витимской зоны распространены значительно шире, чем гранитоиды бичурского комплекса. Наряду с мелкими телами среди них встречаются массивы площадью от 50 до 600 км², хотя возможно, что размеры части из них завышены;

б) массивы гранитоидов куналейского комплекса в ряде случаев не приурочены к полям развития эффузивов цаган-хунтейской свиты, и вмещающими породами для них служат гранитоиды палеозоя;

в) по составу среди гранитоидов куналейского комплекса резко преобладают нордмаркиты и щелочные граниты с примерно равным соотношением натрия и калия, но наряду с ними отмечены небольшие тела кислых лейкократовых гранитоидов, не имеющих пространственной связи со щелочными породами, но приуроченные к тем же структурам и укладываемые в одни и те же возрастные рамки, что и гранитоиды куналейского комплекса. По петрохимическим особенностям они отвечают породам нормального ряда с преобладанием калия над натрием.

Наиболее молодыми гранитами Удино-Витимской зоны считаются граниты гуджирского комплекса (J₃). В пределах изученной части зоны к ним относятся несколько небольших штоков, приуроченных к разломам вдоль бортов мезозойских впадин, сложенных средне-, мелкозернистыми лейкократовыми гранитами, морион-гранитами, гранит-порфирами, нередко грейзенизированными (Дворкин-Самарский, 1965). Следует отметить, что понятие и объем гуджирского комплекса в Западном Забайкалье неопределенны и в ряде случаев в гуджирский комплекс объединяют разновозрастные образования (там же). Основными признаками, по которым граниты относили к этому комплексу при отсутствии геологических доказательств возраста, был лейкократовый облик пород и приуроченность к ним молибденовой и вольфрамовой минерализации, характерной для типоморфных массивов комплекса. При более углубленных исследованиях выяснилось, что подобная минерализация присуща не только гранитам гуджирского комплекса, но в ряде случаев и более древним.

Я. А. Косалсом (1973) обращено внимание на то, что массивы типоморфных гранитов гуджирского комплекса в Джиде-Хилокской зоне приурочены к разломам северо-западного простирания и не ассоциируют с эффузивами. Подобная геологическая ситуация не наблюдается в Удино-Витимской структурно-фациальной зоне. В этой связи можно предполагать отсутствие гранитов гуджирского комплекса в изученной нами юго-западной части Удино-Витимской зоны.

Бичурский интрузивный комплекс

В Джиды-Хилокской зоне мезозойские интрузивные образования распространены значительно меньше, чем в Малханской и Удино-Витимской зонах. В ней из гранитоидов бичурского комплекса нами рассмотрены массивы района р. Хамней, Добхорский, Улан-Хобинский, Убур-Билуэтайский, Подковский и Соготинский.

Массивы р. Хамней располагаются в юго-западной части зоны на левобережье р. Хамней, образуя группу небольших штокообразных тел. Наиболее крупные из них занимают площадь 8×4 км, малые — $3 \times 1,5$ км. Они имеют активные интрузивные контакты с песчано-сланцевыми отложениями джидинской свиты кембрия и кислыми эффузивами, относимыми предыдущими исследователями к цаган-хунтейской свите триаса. На основании этого рассматриваемые штоки ранее отнесены к куналейскому комплексу. При изучении массивов было выяснено, что они имеют сложное строение и состоят из эссекситов (эссекситовых диоритов), содержащих оливин, титан-авгит, плагиоклаз, небольшое количество биотита и до 10% калиевого полевого шпата, сиенито-диоритов, кварцевых сиенитов, граносиенитов и гранитов. По химизму вся гамма пород относится к известково-щелочному ряду. Учитывая, что отнесение эффузивов, вмещающих массивы, к цаган-хунтейской свите не имеет никаких оснований, а минералогический состав пород и их химизм типичны для гранитоидов бичурского комплекса, нами данные штоки отнесены к бичурскому комплексу. Лишь один из небольших штоков в этой группе сложен среднезернистыми лейкократовыми сиенитами, не содержащими плагиоклазов. Он по пороодообразующим минералам и химизму пород может быть отнесен к щелочным породам куналейского комплекса. Его описание приводится ниже.

В тонких аплитовидных жилках, инъецирующих контактовые роговики, которые окружают один из небольших штоков эссексит-гранодиоритового состава по левобережью р. Хамней, встречены призматические зерна необычного небесно-голубого минерала. Кристаллооптические исследования выявили принадлежность его к грандидьериту — очень редкому силикату бора. Детальные рентгенографические исследования и ИК-спектроскопия подтвердили правильность определения минерала, а данные микронзонда позволили установить его состав и рассчитать формулу $(\text{Mn}_{0,003}\text{Mg}_{0,710}\text{Fe}_{0,237})_{1,010}(\text{Fe}_{0,102}\text{Al}_{2,898})_{3,000}[\text{Si}_{0,995}\text{O}_4][\text{B}(\text{O}_3)_2\text{O}_2]$.

Грандидьерит найден в Советском Союзе впервые. До этого он был встречен только на Мадагаскаре и в ЮАР. Нами грандидьерит описан в специальных статьях (Завьялова и др., 1973, 1976).

Подковский массив расположен на водоразделе падей Ара-Билуэтай и Подковая в Боргойском хребте. Размер его 3×4 км, в плане форма неправильная, несколько вытянутая в северо-восточном направлении. Вмещающие породы — гранитоиды джидинского комплекса и вулканогенные образования боргойской свиты ($P_2 - T_1$). С последними контакты массива резкие, интрузивные. Массив сложен в основном биотитовыми и реже биотит-роговообманковыми сиенито-диоритами, которые дают постепенные переходы к диоритам с остатками пироксенов. Среди сиенито-диоритов много в различной степени переработанных ксенолитов пород основного состава, амфиболитов и сланцев. Породы массива прорваны жилками сиенитов. По химизму они принадлежат к нормальному известково-щелочному ряду.

Убур-Билуэтайский массив расположен в среднем течении пади Убур-Билуэтай (правый приток р. Джиды в ее нижнем течении) и имеет площадь около 5 км^2 . Прорывает туфы смешанного состава боргойской свиты ($P_2 - T_1$). Массив сформировался в две фазы. В первую образовались сред-

незернистые биотит-роговообманковые и биотитовые сиениты и граносиениты, во вторую — гранит-порфиры, аплиты и фельзит-порфиры. По химизму породы относятся к известково-щелочному ряду с несколько повышенным содержанием щелочей.

Добхорский массив находится в пределах Добхорских гор в бассейне р. Барун-Тасархой. Форма его неправильная, площадь выходов около 80 км². Контакты с вмещающими породами расплывчатые, часто тектонические. Возраст массива определяется перекрытием сиенитов массива в левом борту пади Барун-Тасархой песчаниками и трахиандезитами хилкокской свиты юрского возраста, содержащими обломки сиенитов (Жалсабон и др., 1967).

Массив сложен породами, принадлежащими к двум различным генетическим сериям, — субщелочной граносиенитовой и щелочной гранитоидной. Первая представлена биотит-роговообманковыми сиенитами, граносиенитами, гранитами (ранняя фаза) и лейкократовыми моршон-гранитами (поздняя). Эти породы прорываются щелочными сиенитами, граносиенитами и гранитами куналейского комплекса. Среди них выделены (Жалсабон и др., 1967) более ранние розовые биотитовые сиениты без признаков ориентировки структурных и текстурных элементов и прорывающие их серо-сиреневые, чаще всего лейкократовые сиениты и граносиениты до гранитов нередко с трахитоидной текстурой. Как фациальная разновидность, встречаются сиениты с субщелочной роговой обманкой. Серо-сиреневые лейкократовые сиениты имеют закаленную краевую фазию (первые десятки сантиметров) и апофизы в сторону розовых биотитовых сиенитов (правый борт пади Барун-Тасархой).

Отчетливые интрузивные контакты наблюдаются между щелочными лейкократовыми сиенитами и граносиенитами и гранитами поздней фазы нещелочной серии (в нескольких местах по правому борту пади Барун-Тасархой). В серо-сиреневых сиенитах развиваются мелкозернистая краевая фазия шириной до 100—200 м и прожилки в экзоконтакте.

Жильные производные, связанные с нещелочными породами, представлены дайками гранит-порфиров со щелочными гранитоидами — пегматитами, мелкозернистыми сиенитами и сиенит-порфирами.

Нещелочные породы массива характеризуются присутствием плагиоклаза в количестве 10—25% (даже в лейкократовых разновидностях) и наличием нещелочных темноцветных минералов. Судя по химизму пород, розовые биотитовые сиениты, отнесенные к щелочным породам, идентичны биотит-роговообманковым сиенитам нещелочной формации, а наличие в них олигоклаза (до 10%) ставит под сомнение их принадлежность к щелочному комплексу. С другой стороны, лейкократовые граносиениты, отнесенные к нещелочной серии, по своему химизму очень близки щелочным лейкократовым граносиенитам.

Соготинский массив расположен большей своей частью на левобережье среднего течения р. Хилок, имеет неправильную вытянутую в северо-западном направлении форму, площадь его около 30 км².

На западе и северо-западе породы массива граничат с крупнозернистыми сиенитами палеозойского возраста, на севере и востоке — со щелочными породами Харитоновского массива, на юге и юго-востоке — с вулканогенными образованиями петропавловской свиты (P₂ — T₁), на юго-западе — с трахитами цаган-хунтейской свиты.

Возрастное положение массива спорное. Одни исследователи (Жалсабон, Скрипкина, 1967, 1969) считают, что образование гранитов массива предшествовало формированию щелочных гранитоидов Харитоновского массива, другие (Чупров, 1970) относят граниты Соготинского массива к третьей фазе становления Харитоновского массива. Поэтому Соготинский массив описан нами более детально, чем остальные массивы.

Строение массива сложное, многофазное: первая фаза представлена розовыми аплитовидными породами и сиенит-порфирами, связанными фа-

диальной зависимостью, вторая — лейкократовыми средне-мелкозернистыми гранитами и третья — дайками гранит-порфиров в средне-мелкозернистых гранитах.

Розовые аплитовидные породы первой фазы находятся среди средне-мелкозернистых гранитов в виде ксенолитов размерами от 2—10 см до 0,7 м неправильной, часто изометрической формы, но гораздо чаще они образуют пластовые дайкообразные тела маломощные (1—7 м) в центральных частях массива и более частые и крупные (до 20—40 м) на периферии, где можно видеть согласное их чередование с полосами средне-мелкозернистых гранитов второй фазы, которые, в свою очередь, выглядят «дайками» (шириной в 10—15 м) в аплитовидных породах. В эндоконтактных участках массива количество ксенолитов аплитовидных пород возрастает. Переходы аплитовидных пород к гранитам то резкие, то постепенные, через порфировидные разности. Линия контакта извилистая, нерезкая, отмечаются небольшие апофизы средне-мелкозернистого гранита в аплитовидных породах. Простираение дайкообразных аплитовидных пород и средне-мелкозернистых гранитов согласное северо-восточное (50°).

Различаются афировые и порфировые разности. Аплитовидные породы существенно кварц-калишпатовые, с магнетитом. От гранитов отличаются тем, что в них более часто присутствует кислый тонкосдвойникованный серицитизированный плагиоклаз. Калиевый полевой шпат слабопертиновый. Особенность пород — цементный характер и непостоянство содержания кварца. По его количеству среди аплитовидных пород выделяются разности от гранитов до кварцевых сиенитов. Последние развиты преимущественно в эндоконтактных частях массива и нередко содержат ксенолиты измененных порфиров, плагиопорфиров и трахитовых порфиров.

Сиенит-порфиры первой фазы представляют собой лейкократовые порфировые породы с серой (до темно-серой) основной массой и вкрапленниками розового полевого шпата (1—3 мм). Состав их варьирует от сиенит-порфиров до граносиенит-порфиров (реже до гранит-порфиров).

В центральной части массива сиенит-порфиры образуют дайкообразные тела малой мощности (1—5 м) среди аплитовидных пород и средне-мелкозернистых гранитов. В эндоконтактной части массива ими сложены более мощные пластовые тела (до 13 м), чередующиеся с аплитовидными породами, и самостоятельные поля на юге массива, в которые лейкократовые средне-мелкозернистые граниты проникают в виде апофиз и мелких птточков. В юго-восточной краевой части массива в средне-мелкозернистых гранитах встречены ксенолиты сиенит-порфира в виде небольших линзовидных тел. Простираение пластовых тел сиенит-порфиров северо-восточное ($20—50^\circ$), согласное с телами аплитовидных пород и средне-мелкозернистых гранитов.

Отмеченные взаимоотношения сиенит-порфиров с гранитами и аплитовидными породами позволяют считать их, как и аплитовидные породы, более ранними, чем средне-мелкозернистые граниты, и относить их к первой фазе становления массива.

Розовые лейкократовые граниты второй фазы слагают большую часть массива. Представлены они гранитами различной зернистости: тонко-, мелко-среднезернистыми, редко крупнозернистыми. Такие структурные разновидности гранитов распределены в массиве в виде вытянутых в северо-восточном направлении чередующихся пластовых тел различной мощности (от 1—3 до 40—50 м). Границы между ними либо четкие, либо постепенные, часто через порфировидные разности.

Наибольшим распространением пользуются средне-мелкозернистые граниты, состоящие из калиевого полевого шпата и кварца с небольшой примесью рудного минерала. Плагиоклаз встречается, но не характерен. Он представлен тонкосдвойникованным измененным серицитизированным кислым олигоклазом, замещаемым калишпатам. В зернах калишпата

нередко сохраняются реликты плагиоклаза. Калишпат — слабопертитовый ортоклаз (бурый в проходящем свете), иногда более поздний микропертит, проникающий в бурый калишпат.

Кварц светло-серый в идиоморфных зернах и неправильных угловатых выделениях, реже в виде микропоякилитовых зерен, содержащих мелкие таблички калишпата и зерна рудного минерала. Аксессуары — циркон, флюорит, касситерит, ортит (последний — в эндоконтактных разностях гранитов).

Структуры гранитов аллотриоморфнозернистые, аплитовые, участками гранофировые, в гипсометрически повышенных частях массива — микропегматитовые, причем кварц явно резорбирует калиевый полевой шпат. В таких разностях повышено количество микропертита, всегда с ядрами бурого пертитового калишпата; отмечается слабая альбитизация в виде узких лейст водянопрозрачного альбита по периферии зерен микропертита. Для более глубоких частей массива альбитизация не характерна.

Гранит-порфиры третьей фазы выделены несколько условно. Встречены они в центре массива. Это несколько даек с серой до пепельно-серовой и голубоватой основной массой и мелкими вкрапленниками розового полевого шпата. Мощность их 2—4 м, простирание преимущественно СЗ, 320—350°, реже СВ 20°. В шлифах обнаруживается тонколейстоватое сложение (лейсты калишпата и альбита), много тонкозернистого кварца. Химический состав отвечает гранит-порфирам с близкими соотношениями K_2O и Na_2O . Вкрапленники калишпата иногда округлены — несут следы «оплавления». Основная масса плохо раскристаллизована, очень тонколейстоватая, но в отдельных участках — в пределах шлифа — можно видеть более выраженную раскристаллизацию с образованием крупных лейст и вкрапленников калишпата (идиоморфные таблички). Такие породы напоминают сиенит-порфиры первой фазы, содержание кварца в которых близко к гранитному.

Контакт соготинских гранитов с палеозойскими крупнозернистыми сиенитами джидинского комплекса прослежен в верховье пади Большие Шалуты. Контакт постепенный через переходные разности (по структуре, зернистости и составу пород). По мере удаления от контакта средне-мелкозернистые калишпатовые граниты сменяются среднезернистыми, затем слабо порфировидными, вначале лейкократовыми, далее, в сторону сиенитов, порфировидными разностями все с большим количеством темноцветных минералов (биотита, роговой обманки) и плагиоклаза с образованием сиенитоподобных пород (с кварцем). В последних присутствуют тонкие жилки розового аплита, содержащего плагиоклаз и калишпат, аналогичный калишпату гранитов, и тонкие жилки и гнезда светло-серого кварца.

В крупнозернистых палеозойских сиенитах вблизи контакта с Соготинским массивом части жильные тела мелкозернистых лейкократовых гранитов, сходных с соготинскими, но калиевый полевой шпат в них богаче пертитами.

С развитыми к юго-востоку вулканогенными образованиями петропавловской свиты взаимоотношения пород Соготинского массива четкие. В эндоконтактной его части (по право- и левобережью р. Хилон) розовые лейкократовые граниты содержат многочисленные ороговикованные ксенолиты вмещающих пород (гранит-порфиров, плагиопорфиров и измененных порфиритов). В экзоконтакте массива, среди вулканогенных образований петропавловской свиты, представленной здесь порфиритами, плагиопорфиритами, трахитовыми порфиритами (с редкими прослоями кислых эффузивов) и туфами этих пород, отмечаются дайки сиенит-порфиров, розовые аплитовидные породы и светло-серые фельзит-порфиры — производные Соготинского массива. Простирание даек северо-восточное (10—30°), согласное с простиранием вмещающих пород.

К югу и юго-западу от Соготинского массива обнаруживается крупное поле темно-сиреневых трахитов и их туфов, отнесенных предшествующими исследователями к цаган-хунтейской свите (Жалсабон и др., 1969).

Темно-сиреневые трахиты сложены мелкими (0,3—2 мм) бледно-розовыми вкрапленниками альбита и темно-сиреневой плотной фельзитовой и крипто-фельзитовой, местами лучше раскристаллизованной основной массой. В туфах трахитов изредка встречаются обломки тонколейстоватых лейкократовых плагиопорфиров с микроскопическими вкрапленниками сдвойникового плагиоклаза. Вкрапленники полевого шпата трахитов несут на себе следы давления.

Контакт эффузивов с гранитами массива исследовался по правобережью пади Соготинской. Непосредственный контакт задернован. Ближайшие выходы гранитоидов находятся в 60 км от выходов трахитовых туфов. Представлены они эндоконтактовой фацией, сложеной сиенит-порфирами первой фазы, прорванными апофизами и мелкими штоками розовых лейкократовых гранитов. В сиенит-порфирах встречены линзовидные ксенолиты измененных порфиритов и маломощные пластовые тела лейкократовых плагиопорфиритов, аналогичных таковым среди пород петропавловской свиты к юго-востоку от массива.

В зоне экзоконтакта (в районе высот 812 и 825 м) залегает на туфосланцах, сменяющихся плагиопорфирами, сходными с вышеописанными породами петропавловской свиты, толща темно-сиреневых трахитов с туфами в нижней части. Жильных производных соготинских гранитов в трахчтах не обнаружено. Заметно слабое окварцевание и ожелезнение трахитов.

Контакты со щелочными породами Харитоновского массива наблюдались в нескольких пунктах — по право- и левобережью пади Большие Шалуты и по правобережью р. Хилок, выше устья пади Большие Шалуты. Они однозначно определяют возраст Соготинского массива — более древний, чем Харитоновского.

Наши исследования показывают, что Соготинский массив сформировался позже петропавловской свиты (P_2 — T_1) и раньше — щелочных гранитоидов куналейского комплекса, следовательно, по возрасту относится к бичурскому комплексу.

Куналейский интрузивный комплекс

Гранитоиды куналейского комплекса в пределах Джида-Хилокской структурно-фациальной зоны слагают мелкие тела и обычно ассоциируют с эффузивами. Наиболее крупные из них Ара-Билютайский и Улан-Дабанский имеют площадь в плане порядка 15—20 км², площадь выходов остальных не превышает первых квадратных километров. Помимо щелочных гранитоидов, здесь отмечаются и нефелиновые сиениты. В Джидинской зоне они обнаружены впервые в 1968 г. в Боргойском хребте Д. Д. Сагалуевым, позднее были встречены по речкам Харасун, Ичетуй, Енхор, в падах Боци и Орцек. Относительно возрастного положения нефелиновых сиенитов среди интрузивных пород региона и их генезиса единой точки зрения нет. Д. Д. Сагалуев (1960), В. А. Дворкин-Самарский (1965), Ф. В. Кузнецова (1962) относят их к малокуналейскому интрузивному комплексу, П. Н. Налетов (1962) выделяет в самостоятельный боргойский, более молодой, чем малокуналейский. В. М. Ладаева (1960) указывает, что нефелиновые сиениты одновозрастны с Мало-Куналейской интрузией, отмечая при этом, что на Харасунском рудопроявлении они постепенно переходят в плагиосиениты Джидинской интрузии (Pz) и являются более поздними дифференциатами плагиосиенитов. Г. В. Смирнов (1963) относит их к джидинскому комплексу палеозоя. По О. Г. Скрипникову (1965), абсолютный возраст нефелиновых сиенитов Боргойского

массива 188 млн. лет, пади Орцек — 172 млн. лет. Согласно описанию щелочных интрузий Боргоя и Боци (Панина, 1972), каких-либо четких пространственных взаимоотношений между щелочными и нефелиновыми сиенитами не наблюдается. Абсолютный возраст последних соответствует абсолютному возрасту щелочных сиенитов, что позволяет относить нефелиновые сиениты к куналейскому комплексу.

Относительно природы нефелиновых сиенитов существуют различные точки зрения. В. М. Ладаева (1960) считает их магматическими образованиями, Г. В. Смирнов (1961, 1963), Д. Ж. Жалсабон и др. (1967) — метасоматическими. Л. И. Панина (1966) на основании детальных термобарометрических исследований приходит к выводу, что щелочные и нефелиновые породы Боргоя формировались в магматическую стадию при температуре выше 780°C.

Нефелиновые сиениты в районе исследований распространены весьма ограниченно. Их детальная минералого-геохимическая характеристика приведена в работах Л. И. Паниной (1966, 1972). Поэтому мы описание массивов нефелинсодержащих пород не даем, и вопроса условий их формирования не касаемся.

Ранее нами был подробно описан типоморфный для данной зоны Ара-Билютайский массив (Вартанова, Завьялова, Щербакова, 1976). Ограничимся далее лишь кратким изложением основных особенностей строения нескольких массивов куналейского комплекса.

Шток щелочных пород района р. Хамней. Большая часть его расположена по левобережью р. Самсал (левый приток р. Хамней). Форма в плане изометричная, слабо вытянутая в северо-восточном направлении, площадь около 1 × 0,6 км. Вмещающие породы — метаморфизованные отложения кембрия: светло-серые роговики кварц-плагиоклазового состава с тонкими чешуйками мусковита и биотита и биотит-плагиоклазовые сланцы.

Сложен шток преимущественно лейкократовыми граносиенитами, иногда с отклонением в сторону то гранитов, то кварцевых сиенитов. Имеются фациальные разновидности по крупности зерна: мелко-, средне-крупнозернистые и порфириовидные (в эндоконтактовой фации). В последних присутствуют тонкие чешуйки красновато-оранжевого биотита и мелкие ксенолиты светло-серых роговиков кварц-полевошпатового состава. Вмещающие роговики часто инфицированы маломощными жилками кварца.

Лейкократовые граносиениты состоят из микропертита (75—80%), кварца (15—20%) и псевдоморфоз по темноцветному минералу (2—5%), из скелетных выделений рудного с чешуйками осветленной слюдки и обрывками оранжевого биотита.

Микропертит имеет зональное строение: гомогенное или криптопертитовое ядро и грубопертитовый край. В некоторых ядрах — скопления тонких чешуек серицита, напоминающие теневые реликты серицитизированного плагиоклаза. Зерна микропертита неровных бухтообразных очертаний. Слабая альбитизация по краям зерен калишпата — узкие вытянутые зерна водянoproзрачного альбита.

Кварц выделяется последним в виде интерстиционных резко угловатых зерен нередко с включениями мелких зерен тонкосдвойникового кислого плагиоклаза (замещаемого калишпатам), пертитового калишпата, чешуек оранжевого биотита и зерен рудного минерала. Эти включения похожи на мелкозернистый агрегат в слабопорфириовидных эндоконтактовых разностях граносиенитов.

В менее кислых порфириовидных разностях, отвечающих кварцевому сиениту, фиксируется щелочной амфибол серовато-голубой окраски (по *Ng*) с плеохроизмом до светло-сиреневого (по *Np*), который развивается по псевдоморфозам из рудного минерала, биотита и светлой слюдки.

Для лейкократовых граносиенитов характерны миаролитовые пустотки, выполненные кварцем и полевым шпатом, и жилки и гнезда кварца.

Улан-Дабанский массив слагает одноименную гору в междуречье Бургултай — Восточный Нарын на хр. Малый Хамар-Дабан. Это выступ фундамента площадью до 5×3 км, скрытого под юрскими отложениями ичетуйской и хилокской свит. На восточном фланге его обнажаются вмещающие массив породы — туфы кислого состава алентуйской свиты. Контакт проходит по правому борту пади Восточный Нарын. В эндоконтакте массива развита краевая порфировидная фация, в экзоконтакте — многочисленные апофизы и дайки сиенит-порфиров, генетически связанные с массивом. Таким образом, возраст массива определяется не древнее $T - J_1$ и не моложе J_2 .

Большая часть массива сложена лейкократовыми средне-крупнозернистыми сиенитами, состоящими из микропертита (90—97%), альбита (1—2%) и рудного минерала (1—5%) иногда с примесью биотита, кварца и реже щелочной роговой обманки. Рудный минерал нередко образует псевдоморфозы по биотиту и амфиболу. В восточной части массива, ближе к контакту с туфами, сиениты сменяются граносиенитами. Краевая порфировая фация имеет мощность от 100 до 500 м, сложена мелкозернистыми граносиенит-порфирами до кварцевых сиенит-порфиров с рудными в качестве темноцветных минералов. Биотитовые сиениты отмечены в виде редких небольших тел среди лейкократовых сиенитов и граносиенитов. Для пород массива характерны микротекстуры.

Жильная серия представлена дайками мелкозернистых щелочных (с арфведсонитом) кварцевых сиенитов внутри массива и сиенит-порфиров и щелочных гранитов внутри и вне массива.

Ара-Билуэтайский массив расположен в осевой части Боргойского хребта в пределах Джида-Хилокской структурно-фациальной зоны, вытянут в северо-восточном направлении и приурочен к стыку палеозойских и триасовых образований. Площадь 18 км². Вмещающими породами на севере и северо-западе являются сиениты условно палеозойского возраста с пластовыми телами измененных основных пород, на юге и юго-востоке — эффузивно-туфогенные отложения нижней части боргойской свиты ($P_2 - T_1$). Возраст массива послетриасовый — досреднеюрский. Предыдущими исследователями становление массива трактовалось в три этапа с выделением в раннюю фазу основных пород, отнесенных ими к монзонитам и эссекситам.

Нами формирование щелочных сиенитов рассматривается в один этап, а основные породы, оказавшиеся генетически разнотипными образованиями, отнесены к реликтовым останцам более раннего магматизма (Вартанова, Завьялова, Щербакова, 1976). Щелочные сиениты массива отличаются большой структурной неоднородностью (мелко-, средне-, крупно- и неравномернозернистые, имеющие взаимопереходы и полосчатое простирание) и разнообразием состава — амфиболовые, биотитовые и лейкократовые (магнетитовые с различным содержанием темноцветных минералов от нормальных до лейкократовых и меланократовых). Наиболее распространены амфиболовые сиениты. Биотитовые слагают юго-восточный выступ массива, а также фиксируются (нередко с плагиоклазом) вблизи ксенолитов основных пород. Лейкократовые (магнетитовые) сиениты прослеживаются в виде согласных пластовых тел мощностью в несколько десятков метров в южной, западной и центральной частях массива, главным образом среди амфиболовых сиенитов.

Калишпат сиенитов представлен микропертитом с непостоянным содержанием альбитовых вростков (10—85 % к площади зерна), часто содержит зерна измененного реликтового плагиоклаза. Амфиболы имеют несколько генераций. Более ранними являются буровато- и темно-зеленые гастингситы и Fe-гастингситы, более поздними, замещающими их, — темно-синие рибекиты. В биотитовых сиенитах изредка встречается светло-голубой арфведсонит. В эндоконтактных участках массива, обогащен-

ных ксенолитами и интенсивно альбитизированных, появляется эгирин. Рудный минерал сиенитов — магнетит.

Жильная фаза представлена редкими дайками мелкозернистых щелочных граносиенитов (юг массива) и сиенитовыми щелочными пегматитами (северная эндоконтактовая зона).

В массиве широко распространены ксенолиты. Наряду с измененными основными породами (габброидами, эффузивами, сланцами) и диоритосиенитами отмечаются ксенолиты гранитоидов бичурского типа и пепельно-серые ороговикованные породы, переработанные в различной степени от ортофиоров нормального ряда до тонкозернистых щелочных сиенитов.

Таким образом, обилие разнообразных по составу переработанных ксенолитов, большая структурная неоднородность и пестрота состава пород свидетельствуют о неглубоком эрозионном срезе массива и о различной интенсивности и локальном проявлении щелочных процессов, а наличие магнетита и феррогастингсита — о высоком потенциале кислорода при становлении массива.

Гуджирский интрузивный комплекс

Следующими по времени образования являются гранитоиды гуджирского комплекса. В Джиды-Хилокской структурно-фацальной зоне его типоморфный массив — Первомайский. Этот массив достаточно хорошо изучен, поэтому описание его приводим в основном по литературным данным.

Массив расположен в крайней юго-западной части Джиды-Хилокской структурно-фацальной зоны, имеет штокообразную, вытянутую в северо-западном направлении форму. Площадь его $1 \times 0,5$ км, но на глубине около 500 м, по геофизическим данным и результатам бурения, возрастает почти в 5 раз. Приурочен к разломам мезозойской активизации. Вмещающие породы — метаморфизованные осадочно-эффузивные образования нижнего кембрия и кварцевые диориты джидинского комплекса (Pz_1), которые прорываются им в зоне их контакта.

Возрастное положение массива остается все еще дискуссионным. Многими исследователями он относится к гуджирскому комплексу триасово-юрского возраста. Определения абсолютного возраста, выполненные различными методами, дают противоречивые цифры — от 140—115 (K—Ar метод) до 180 (изотопный метод) и 210 млн. лет (рентгенохимические исследования соотношений свинца, урана и тория — Повилайтис, 1960).

До последнего времени Первомайский массив считали интрузией гранит-порфиоров. В последние годы выявлено сложное зональное строение его (Жалсабон и др., 1961, 1968; Жалсабон, 1968; Аристов и др., 1969; Косалс, Дмитриева, 1971; и др.). Так, Я. Н. Косалсом (1971) выделено в нем 6 фаз кристаллизации.

Центральную, наиболее глубинную, часть массива слагают среднезернистые лейкократовые и биотитовые граниты, которые в эндоконтакте сменяются гранит-порфирами или мелкозернистыми гранитами (вторая фаза кристаллизации).

Переход между породами постепенный через промежуточные разности по структуре, величине зерен, размерам вкрапленников и их количеству.

Граниты по внешнему виду очень однообразны. Они светло-серого до розовато-серого цвета. Сложены олигоклазом № 12—15, ортоклазом (32—48%), кварцем (30—40%) и биотитом (2—5%).

Гранит-порфиры и мелкозернистые граниты эндоконтактовой фации имеют аналогичный состав.

Дайковая серия представлена аплитами, аплит-порфиридами, микрогранитами — продуктами нескольких этапов кристаллизации, локализованными главным образом в пределах массива, и многочисленными дайками серых сиенитов и кварцевых сиенит-порфиров, образующих пояс субширотного простирания во вмещающих кварцевых диоритах.

Подведем итоги.

1. В Малханской структурно-фациальной зоне мезозойский интрузивный магматизм наиболее интенсивно проявился в юго-западной части. Здесь известны крупные (свыше 100 км²) массивы гранитоидов бичурского комплекса. Образование щелочных гранитоидов куналейского комплекса менее распространены и обычно представлены небольшими штоками, но наряду с ними имеется и крупный Мало-Куналейский массив, по размерам не уступающий массивам бичурского комплекса. Массивы бичурского комплекса имеют сложное многофазное строение с эволюцией состава пород от эссекитов до лейкократовых гранитов, широко развиты процессы гибридности в породах второй фазы комплекса. Массивы гранитоидов куналейского комплекса также многофазны, но составы пород разных фаз относительно мало отличаются друг от друга. Среди пород комплекса наиболее распространены нордмаркиты, в подчиненном количестве присутствуют щелочные граниты, слагающие обычно небольшие штоки.

Массивы бичурского и куналейского комплексов ассоциируют с комагматическими им эффузивами. Гранитоиды гуджирского комплекса в пределах зоны не естречены.

2. В Удино-Витимской структурно-фациальной зоне гранитоиды бичурского комплекса менее распространены, чем в Малханской зоне. Представлены они преимущественно лейкократовыми разновидностями и часто не имеют связи с эффузивами. Вмещающими породами служат обычно гранитоиды джидинского комплекса, из состава которого они и были выделены в последние годы. Гранитоиды куналейского комплекса, в отличие от бичурских, распространены значительно шире, чем в Малханской зоне. Их массивы занимают площади в сотни квадратных километров. В северо-восточной части зоны, в районе р. Тайдут, они ассоциируют с эффузивами цаган-хунтейской свиты, в юго-западной — районе г. Петровск-Забайкальский, в бассейне рек Баляга и Бряшка, связи с эффузивами они не имеют. В отдельных случаях (на примере Харитоновского массива) установлено, что к куналейскому комплексу относили древние сиениты, богатые щелочами и лишенные плагиоклазов, но без щелочных темноцветных минералов. За вычетом данных пород, площадь распространения собственно щелочных гранитоидов, содержащих в своем составе щелочные темноцветные минералы в данном массиве, сократилась с 200 до 60 км².

Весьма возможно, что строение крупных массивов, относимых в настоящее время к куналейскому комплексу, при детальном исследовании также окажется сложным и площади распространения пород данного комплекса сократятся. По составу щелочные гранитоиды куналейского комплекса Удино-Витимской структурно-фациальной зоны очень близки щелочным гранитоидам Малханской структурно-фациальной зоны.

Наряду со щелочными гранитоидами куналейского комплекса, в пределах зоны известны субщелочные гранитоиды, укладываемые в те же возрастные рамки, но резко отличающиеся от них по химизму и характеру породообразующих минералов.

Гранитоиды гуджирского комплекса в пределах зоны отсутствуют.

3. В Джида-Хилокской структурно-фациальной зоне массивы гранитоидов бичурского комплекса невелики по размерам, многофазны, с эволюцией состава пород от эссекитов первой фазы до лейкократовых гранитов третьей фазы и по характеру пород и постмагматических процессов в них очень близки породам бичурского комплекса Малханской структурно-фациальной зоны. Однако в отличие от последних массивы их обычно состоят из нещелочных гранитоидов бичурского комплекса и щелочных — куналейского. Вмещающими породами служат обычно эффузивы боргойской свиты, комагматичные гранитоидам бичурского комплекса. Отложения цаган-хунтейской свиты, комагматичные щелочным гранитоидам куналейского комплекса, в пределах большей части зоны отсутствуют.

Массивы щелочных гранитоидов также невелики по размерам. Наряду с ними в пределах зоны отмечен ряд небольших тел нефелиновых сиенитов, возраст которых соответствует возрасту гранитов куналейского комплекса.

В пределах зоны выделяются лейкократовые грапиты нормального по щелочности ряда, относящиеся к гуджирскому комплексу.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Для характеристики петрохимических особенностей мезозойских гранитоидов Западного Забайкалья нами использовано 700 анализов горных пород, из которых 290 оригинальны, остальные взяты из литературы. Анализы распределены по структурно-фациальным зонам, пересчитаны по системе А. А. Заварицкого; кроме того, для них вычислены: коэффициент агпаитности $\left(\alpha = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}}\right)$, коэффициент железистости $\left(f = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}\right)$ и коэффициент окисления $\left(f_{\text{ок}} = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}\right)$.

Собранные анализы были подвергнуты статистической обработке в следующем объеме. По отдельным массивам вычислялись средние содержания, среднеквадратические отклонения, коэффициенты асимметрии и эксцесса для породообразующих окислов, основных характеристик пересчета анализов по А. А. Заварицкому и коэффициентов агпаитности, железистости и окисления. При достаточно больших выборках проверялась нормальность распределения по $\sigma_A = \sqrt{6/n} \leq 3$ и $\sigma_E = \sqrt{24/n} \leq 3$, где A и E — коэффициенты асимметрии и эксцесса соответственно, n — число анализов (Родионов, 1964). Проведено попарное сравнение дисперсий и средних значений выборок с помощью F -критерия Фишера и t -критерия Стьюдента. При вычислении t -критерия Стьюдента учитывалось требование нормальности распределения.

Значение t -критерия Стьюдента вычислялось по-разному в зависимости от характера выборок:

1) если дисперсии двух сравниваемых выборок различались незначимо, использовалась формула

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \cdot \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}\right)}}$$

Вычисленное значение t сравнивалось с табличным t_α при числе степеней свободы $f = n_1 + n_2 - 2$. При $t > t_\alpha$ различие между \bar{x}_1 и \bar{x}_2 значимо;

2) если различие дисперсий S_1^2 и S_2^2 было значимым, использовался приближенный критерий t' :

$$t' = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}}$$

и число степеней свободы определялось из выражения

$$\frac{1}{j} = \frac{C^2}{f_1} + \frac{(1-C)^2}{f_2},$$

где $f_1 = n_1 - 1$, $f_2 = n_2 - 1$, $C = \frac{S_1^2/n_1}{S_1^2/n_1 + S_2^2/n_2}$.

Для выяснения характера связи между порообразующими элементами проведена парная корреляция весовых процентов химических анализов пород, характеристик А. Н. Заварицкого и коэффициентов агпаитности, железистости и окисления. О. Б. Сармановым и А. Б. Вистелиусом (1959) указывалось, что использование весовых процентных величин может привести к ложной корреляции. Для избежания этого ими предложено предварительно пересчитывать весовые проценты окислов на кислородные отношения. Впоследствии оказалось, что коэффициенты корреляции между величинами, вычисленными из весовых процентов, и весовыми процентами существенно не отличаются друг от друга (Кебезинскас, 1969), а поэтому нами при вычислении коэффициентов корреляции использовались весовые проценты окислов.

Описание петрохимических особенностей изученных комплексов изверженных горных пород приводится по структурно-фациальным зонам.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАЛХАНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

По породам Малханской зоны нами собрано 234 химических анализа горных пород. Из них 109 — из наших коллекций, остальные взяты из литературы. Химическими анализами охарактеризованы гранитоиды бичурского и куналейского комплексов и вмещающие их породы — сиениты палеозоя урочища р. Буй, входящие в состав сложнопостроенного Мало-Куналейского массива, эффузивы унгорской свиты пермско-нижнетриасового возраста, эффузивы тамирской свиты нижнетриасового возраста, комагматичные гранитоиды бичурского комплекса, и эффузивы цаган-хунтейской свиты среднетриасового возраста, ассоциирующие с гранитоидами куналейского комплекса. Среди интрузивных и эффузивных пород выделены отдельные петрографические типы и для каждой выборки подсчитаны средние значения, стандартное отклонение, коэффициенты асимметрии и эксцесса. Весь материал объединен в табл. 1 и 2. Из-за громоздкости коэффициенты асимметрии и эксцесса здесь не приведены, но проведенный с их помощью анализ показал, что распределение порообразующих окислов и характеристик по А. Н. Заварицкому в пределах каждой выборки не противоречит нормальному.

Для выяснения петрохимических особенностей и характера эволюции гранитоидов бичурского комплекса Малханской структурно-фациальной зоны нами собрано 104 анализа, из них 45 оригинальных, остальные — по литературным данным (Дворкин-Самарский, 1965; Козубова, 1964; Новиков, 1972). Распределение их по массивам приведено в табл. 1. Анализ таблицы показывает, что породы всех массивов укладываются в единый ряд от эссекситовых габбро до лейкократовых гранитов. Несколько выпадают из этого ряда лишь лейкократовые граниты Тотхойского массива, обнаружившие повышенное содержание кальция, не характерное для пород такой основности. Основные характеристики наших пород и средних типов пород по Р. Дэли нанесены на диаграмму А. Н. Заварицкого, на которой проведены линии естественных ассоциаций изверженных горных пород (Заварицкий, 1950, 1960) (рис. 2). Гранитоиды бичурского

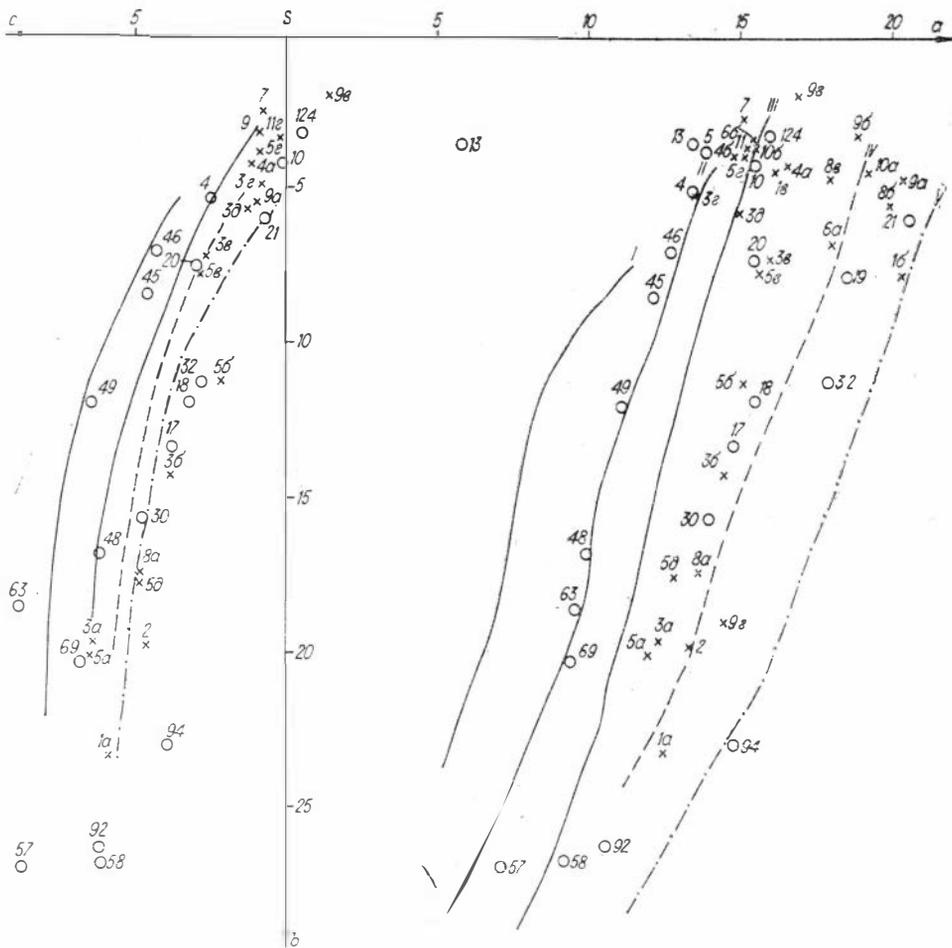


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому пород Малханской структурно-фациальной зоны.

Цифры около крестиков — массивы пород (см. табл. 1), цифры около кружков — средние составы пород по Р. Дэли (Заварицкий, 1960): 4 — граниты всех периодов, 5 — риолиты, 10 — щелочные граниты, 13 — пантеллерит, 17 — щелочноземельные сиениты всех типов, 18 — сиениты, 19 — трахиты, 20 — щелочноземельные трахиты, 21 — нордмаркит, 30 — монзонит, 32 — трахнандезит, 45 — гранодиорит, 46 — дацит, 48 — диорит, 49 — андезит, 57 — габбро, 58 — базальт, 63 — кварцевое габбро, 69 — кварцевый базальт, 92 — эссекситовое габбро, 94 — трахидолерит, 124 — пазанит.

Линии на диаграмме — ассоциации пород по А. Н. Заварицкому (1950): I — тип Мон-Пеле, II — Лассен-Пик, III — Йеллоустонского парка, IV — Этны, V — Марос-Хайвуд.

комплекса в правой части диаграммы легли на линию эссекситовое габбро — монзонит-щелочноземельный сиенит — сиенит — щелочноземельный трахит — щелочной гранит, параллельную линии Этны для основных и средних по основности пород и загибающуюся к линии Йеллоустонского парка в кислых разностях. В левой части диаграммы характеристики пород бичурского комплекса сдвинуты к линии Sb, т. е. они беднее полевошпатовой известью, чем породы типа Этны, и лишь для кислых пород совпадают с ней. Таким образом, средние содержания полевошпатової извести от основных до кислых пород бичурского комплекса остаются примерно на одном уровне.

Более детально эволюцию состава пород от ранних фаз к поздним проследим на примере Бичурской группы массивов, где проявились все три фазы комплекса. Основные и дополнительные характеристики анализов из данных массивов нанесены на отдельную диаграмму (рис. 3). Видно, что векторы анализов пород Бичурского массива образуют ряд,

Средний химический состав гранитоидов бичурского и куналейского комплек-

Усл. символ анализов	Комплекс, массив, свита, порода	Число анализов	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃	
			\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
1	Массив урочища Буй							
1a	габбро-диабазы	2	48,0		2,28		17,39	
1б	сиениты	2	61,42		1,18		17,20	
1в	граниты	2	70,65		0,31		13,80	
2	Унгурская свита	8	52,71	4,84	1,79	0,55	16,50	0,82
3	Тампирская «							
3a	базальты	4	50,00	2,11	1,22	0,31	17,67	0,37
3б	андезиты	7	57,30	1,58	1,06	0,39	16,27	1,98
3в	дациты и их туфы	8	64,22	0,95	0,72	0,11	16,7	0,62
3г	кислые эффузивы и их туфы района р. Тамир	14	72,98	2,65	0,30	0,14	13,74	1,42
3д	кислые эффузивы района р. Бичура	8	71,37	4,70	0,42	0,26	13,91	1,36
	Бичурский интрузивный комплекс							
4	Тотхотойский массив							
4a	граниты, гранодиориты, граносиени- ты	17	69,24	1,36	0,53	0,09	14,96	0,67
4б	лейкократовые граниты и гранит-пор- фиры	5	74,15	3,58	0,18	0,07	13,33	2,33
5	Бичурский массив							
5a	эссекситы, габбро, габбро-диабазы . .	6	52,11	1,57	1,51	0,49	17,29	1,58
5б	диориты, сиениты	11	59,57	1,51	0,99	0,19	16,64	0,72
5в	гранодиориты, граносиениты	5	64,80	1,75	0,71	0,16	16,44	0,96
5г	граниты	25	72,25	2,23	0,29	0,21	13,63	1,13
5д	дайки габбро-долеритов	4	53,12	0,50	1,53	0,26	17,27	0,51
6	Тампирский массив							
6a	гранодиориты, граносиениты	7	67,38	1,39	0,59	0,07	16,07	1,00
6б	граниты	13	73,35	1,09	0,27	0,14	13,92	0,94
7	Хамнигадайский массив. Граниты . .	11	74,26	1,04	0,10	0,06	13,40	0,53
8	Цагаи-хунтейская свита							
8a	трахибазальты, трахиандезито-ба- зальты	12	52,17	1,82	1,43	0,34	16,67	1,24
8б	трахиты	6	63,61	1,66	0,96	0,22	16,09	1,12
8в	трахилипариты	7	69,48	1,83	0,41	0,13	15,02	0,99
	Куналейский интрузивный комплекс							
9	Мало-Куналейский массив							
9a	пордмаркиты центральной части мас- сива	21	65,86	1,71	0,59	0,21	15,98	1,34
9б	щелочные граниты и пордмаркиты приконтактовой зоны	7	69,59	1,33	0,45	0,27	14,53	1,13
9в	аплит	1	71,50		0,40		13,0	
9г	лампрофр	1	57,0		0,98		14,5	
10	Массив горы Вороти-Иначе							
10a	щелочные граносиениты	6	67,71	1,78	0,67	0,13	15,05	1,02
10б	щелочные граниты	11	72,07	1,92	0,65	0,18	12,02	1,81
11	Массив надв. Кипучая. Щелочные грани- ты	3	73,13		0,28		12,63	

Сов и вмещающих их пород Малханской структурно-фациальной зоны, вес. %

Fe ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
3,36		7,27		0,15		5,44		7,33		4,46		1,57	
2,04		2,76		0,15		0,96		2,21		6,41		4,40	
2,30		1,66		0,08		0,25		0,95		4,39		4,91	
4,98	1,61	4,80	1,16	0,20	0,08	3,59	1,25	7,14	2,87	4,45	1,07	2,30	0,96
7,03	1,75	2,81	1,41	0,15	0,02	3,95	0,68	7,12	1,28	4,35	0,24	1,37	0,58
4,28	2,39	3,95	1,3	0,16	0,07	2,50	0,81	4,70	0,98	4,75	0,32	2,61	0,63
2,96	0,80	1,72	0,49	0,12	0,03	1,31	0,35	2,5	0,59	5,49	0,80	2,64	0,65
1,47	0,99	1,22	0,86	0,06	0,05	0,54	0,37	0,98	0,82	3,88	1,02	3,97	0,98
1,62	1,25	1,51	0,63	0,12	0,04	0,59	0,48	1,57	1,27	4,21	1,47	4,35	1,48
1,49	0,60	1,35	0,49	0,13	0,08	0,50	0,25	1,28	0,47	4,64	0,55	4,74	0,44
0,90	0,27	0,97	0,54	0,04	0,02	0,23	0,08	1,71	2,43	4,16	1,29	4,37	0,99
4,54	1,99	4,42	1,35	0,18	0,04	4,20	1,75	6,81	1,21	4,29	0,59	1,74	0,70
2,74	0,73	3,23	1,05	0,12	0,04	2,45	0,88	4,27	1,13	4,62	0,34	3,26	1,22
2,05	0,18	2,12	1,02	0,06	0,03	1,34	0,75	2,74	1,10	4,73	0,64	3,52	1,22
1,30	0,50	1,33	0,45	0,08	0,11	0,53	0,35	1,19	0,69	4,22	0,86	4,53	0,71
3,76	0,67	4,72	0,42	0,15	0,02	3,00	1,76	4,76	2,81	2,89	1,68	2,27	1,48
2,32	0,53	1,13	0,42	0,09	0,02	1,05	0,40	1,41	0,82	4,62	0,77	4,49	0,48
1,03	0,30	0,87	0,31	0,04	1,01	0,50	0,31	0,66	0,15	4,15	0,46	4,76	0,35
1,21	0,45	0,62	0,30	0,06	0,02	0,34	0,22	0,86	0,37	4,08	0,43	4,59	0,26
4,84	1,49	3,89	1,10	0,14	0,02	4,05	1,26	6,16	1,25	4,30	0,65	2,42	0,53
1,91	0,41	1,98	0,32	0,18	0,03	1,22	0,34	1,61	0,63	6,59	0,50	4,26	0,76
1,12	0,51	1,86	0,93	0,09	0,05	0,45	0,54	0,95	0,82	4,95	0,56	4,40	0,67
1,60	0,92	2,35	0,82	0,10	0,05	0,36	0,44	1,18	0,55	6,08	0,89	5,12	0,87
1,43	0,91	2,13	0,39	0,06	0,05	0,68	0,14	1,67	0,68	5,40	0,72	4,94	0,48
1,04		1,45		0,10		0,14		1,0		5,08		5,50	
5,94		2,01		0,18		4,20		6,10		4,90		2,80	
2,42	0,73	1,58	0,36	0,26	0,18	0,45	0,30	0,24	0,34	5,70	0,32	5,23	0,26
2,78	0,58	0,76	0,26	0,21	0,05	0,61	0,30	0,49	0,41	5,10	0,52	4,59	0,42
2,0		1,20		0,19		0,34		0,72		4,33		4,57	

Средние числовые характеристики и коэффициенты гранитоидов бичурского и куналейского комплексов и вмещающих их пород Малханской структурно-фациальной зоны

Усл. сим- вол ана- лиз	Комплекс, массив, свита, порода	Число анализов	a		c		d		n		f		α		f _{ок}	
			\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
			1	Массив урочища Буй												
1a	габбро-диабазы	2	12,52		5,79		23,23		58,46		51,5		0,52		0,21	
1б	сиениты	2	20,4		1,27		7,78		68,7		73,8		0,89		0,42	
1в	граниты	2	16,18		0,83		4,22		57,55		90,0		0,98		0,54	
2	Унгурская свита	8	13,30	3,18	4,59	1,98	19,65	5,84	75,08	5,95	60,17	5,51	0,60	0,16	0,48	0,08
3	Тамирская															
3a	базальты	4	12,40	0,57	6,45	0,31	19,25	1,24	82,97	6,09	56,53	4,17	0,49	0,02	0,69	0,16
3б	андезиты	7	14,51	1,10	3,80	1,17	14,23	4,42	73,36	5,54	63,24	9,74	0,66	0,11	0,47	0,15
3в	дациты и их туфы	8	15,94	2,12	2,56	0,78	7,24	2,22	76,28	5,27	63,53	5,79	0,72	0,11	0,52	0,22
3г	кислые эффузивы и их туфы района р. Тамир	14	13,51	2,38	1,14	0,90	5,39	2,96	60,65	9,38	74,10	9,1	0,80	0,18	0,52	0,14
3д	кислые эффузивы района р. Бичура . . Бичурский интрузивный комплекс	8	15,03	1,95	1,39	1,43	4,68	2,49	54,45	8,77	76,83	15,88	0,84	0,15	0,43	0,25
4	Тотхотойский массив															
4a	граниты, гранодиориты, граносиениты	17	16,67	1,49	1,25	0,56	4,21	1,03	59,62	3,46	76,57	7,72	0,84	0,07	0,49	0,12
4б	лейкократовые граниты и гранит-порфи- ры	5	14,78	1,25	0,81	0,84	3,89	2,41	58,10	11,97	80,24	2,20	0,88	0,09	0,48	0,11
5	Бичурский массив															
5a	эссекситы, габбро, габбро-диабазы . . .	6	12,00	1,99	6,49	1,07	19,94	3,73	79,38	4,85	56,68	15,97	0,48	0,08	0,43	0,16
5б	диориты, сиениты	11	15,10	2,08	4,01	1,51	11,37	2,87	70,01	8,95	56,99	6,39	0,67	0,09	0,43	0,08

5в	гранодиориты, граносиениты	5	15,45	2,78	2,82	1,61	7,74	3,04	67,85	7,37	64,92	10,61	0,71	0,17	0,58	0,22
5г	граниты	25	15,07	0,93	1,27	1,27	3,88	1,43	56,82	5,02	75,54	12,78	0,88	0,09	0,49	0,12
5д	дайки габбро-долеритов	4	12,87	0,25	5,54	0,47	17,58	1,09	67,22	6,84	52,72	5,73	0,54	0,02	0,42	0,05
6	Тамирский массив															
6а	граносиениты	7	17,93	2,80	1,29	0,85	5,79	1,94	54,74	4,55	62,06	11,64	0,47	0,64	0,60	0,15
6б	граниты	13	15,39	0,88	0,81	0,20	3,40	1,00	56,82	4,65	68,62	13,29	0,87	0,05		
7	Хамнигадайский массив. Граниты	11	15,11	0,79	0,80	0,38	2,56	0,61	57,79	2,28	75,36	13,85	0,89	0,07	0,66	0,13
8	Цаган-хунтейская свита															
8а	трахибазальты, трахиандезито-базальты	12	13,71	1,75	4,80	1,10	17,45	5,78	72,75	6,00	54,50	7,93	0,60	0,11	0,53	0,17
8б	трахиты	6	19,99	0,73	2,29	2,74	5,48	2,71	69,58	5,10	63,93	5,40	0,96	0,10	0,44	0,09
8в	трахилипариты Куналейский интрузивный комплекс	7	17,91	1,41	0,93	0,83	4,65	2,38	58,58	8,04	81,35	17,30	0,86	0,10	0,39	0,20
9	Мало-Куналейский массив															
9а	нордмаркиты центральной части массива	21	20,31	1,48	0,99	0,63	4,66	1,19	63,36	6,88	87,38	12,87	0,98	0,10	0,36	0,20
9б	щелочные граниты и нордмаркиты приконтактной зоны	7	18,90	2,30	0,93	0,63	3,22	1,22	62,59	2,22	95,79	8,47	1,01	0,09	0,36	0,13
9в	аплит	1	16,9		1,7		2,01		54,21		89,00		1,11		0,36	
9г	лампрофир	1	14,5		2,2		19,0		64,2		49,6		0,76		0,73	
10	Массив горы Вороти-Иначе															
10а	щелочные граносиениты	6	19,29	1,11	0,46	0,72	4,54	1,12	62,23	1,61	82,43	10,99	1,00	0,08	0,60	0,10
10б	щелочные граниты	11	15,46	2,40	2,17	2,37	3,47	0,82	58,45	3,52	76,72	10,36	1,13	0,11	0,78	0,07
11	Массив пади Кипучая. Щелочные граниты	3	15,3		0,21		3,60		58,3		83,14		0,96		0,55	

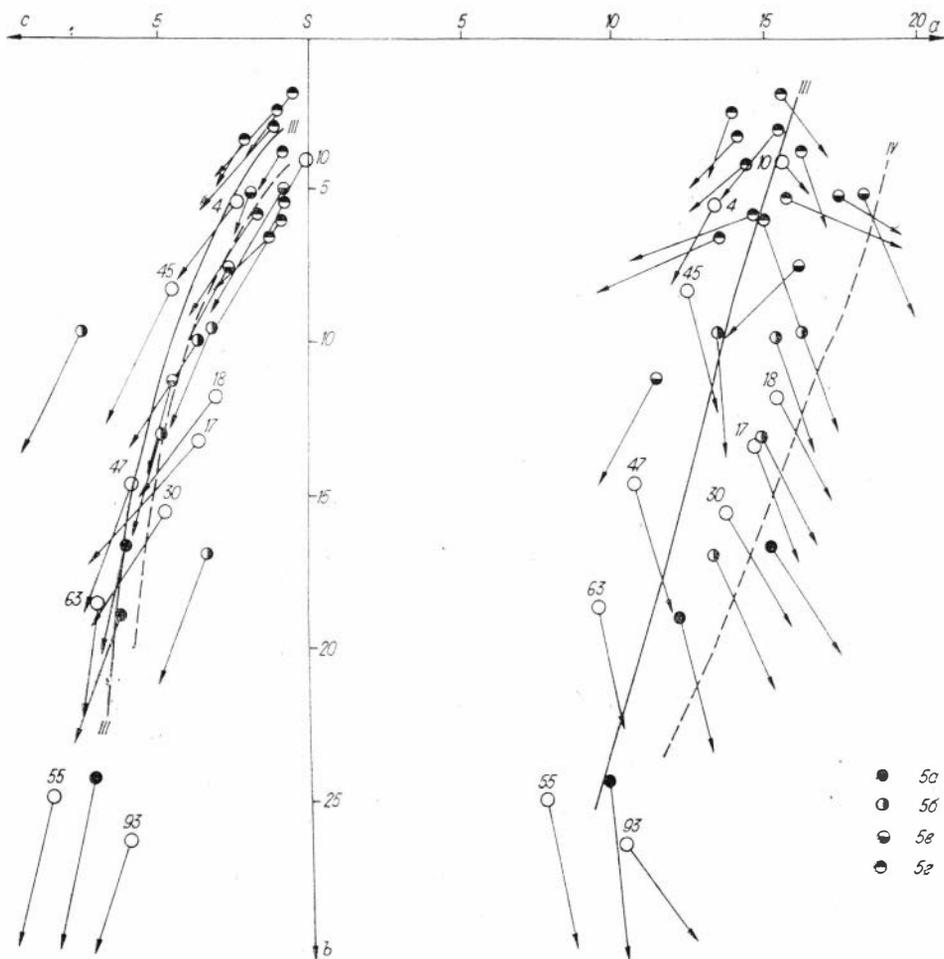


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому пород Бичурского массива Малханской структурно-фацальной зоны.

Усл. обозн. см. рис. 2; 5а—г — см. табл. 1.

располагающийся между линиями ассоциаций пород типов Этны и Йеллоустонского парка, в котором составы пород каждой фазы занимают определенный участок. Для пород первой фазы наиболее изменчива характеристика b — от 16,5 до 24. Более меланократовые различия тяготеют к известково-щелочным ассоциациям, в более лейкократовых щелочность выше, и они занимают промежуточное положение между типами Этны и Йеллоустонского парка.

Значительно большая изменчивость в породах второй фазы комплекса — векторы наиболее меланократовых различий попадают в область пород первой фазы, а лейкократовых — третьей. Относительно мало изменчива характеристика a , благодаря чему рой векторов параллелен оси Sb , отклоняясь вправо, в сторону повышения щелочности, лишь в нескольких анализах. Подобное расположение векторов характерно при гибрилизме (Василенко, 1963). Явления гибрилизма, как отмечалось при описании массивов, широко распространены среди пород второй фазы комплекса. В обнажениях в ряде случаев ясно видно проникновение кислого материала в более меланократовые участки пород, а составы пород в пределах одного обнажения меняются от диоритов до гранодиоритов и гранитов. Для всех пород первой и второй фаз отмечаются крутые наклоны векторов в левой части диаграммы, т. е. преобладает натрия над калием.

Векторы средних составов монзонитов по Р. Дэли (30) и сиенитов (17 и 18) в правой части диаграммы по длине и наклону не отличаются от векторов пород Бичурского массива, в левой же части диаграммы они значительно ближе темноцветным монзонитам и сиенитам, а полевошпатовая часть богаче натрием.

Векторы гранитов третьей фазы бичурского комплекса располагаются в области пород типа Йеллоустонского парка. Среди них выделяются две группы — пересыщенные и недосыщенные алюминием. Пересыщенные алюминием граниты несколько богаче кремнеземом, но в общем близки по составу породам второй группы. Основное отличие между ними заключается в ином распределении щелочей. При близком суммарном содержании щелочей в гранитах, пересыщенных глиноземом, калий преобладает над натрием, тогда как в гранитах, недосыщенных алюминием, содержания натрия и калия равны между собой. По величине характеристики a группа недосыщенных алюминием гранитов близка к щелочным гранитам по Р. Дэли, отличаясь от них более высоким содержанием полевошпатовой извести и меньшей железистостью. Пересыщенные глиноземом граниты по величине характеристики a занимают промежуточное положение между гранитами нормального ряда и щелочными, отличаясь от первых в ряде случаев большей лейкократовостью. Рассматривая поведение щелочей в процессе становления массивов, можно отметить следующее. В процессе эволюции пород бичурского комплекса, наряду с увеличением кислотности пород, повышается и суммарное содержание щелочей от $6,03 \pm 0,5$ в породах первой фазы до $8,75 \pm 0,3$ в гранитах третьей фазы комплекса. Однако при этом поведение натрия и калия различно. Содержание K_2O закономерно увеличивается от фазы к фазе. Корреляция его с содержанием SiO_2 положительная и близка к прямолинейной. Коэффициент корреляции $r_{K_2O-SiO_2} = +0,85$, что при $f = 42$ выше 99%-ного уровня значимости.

Содержание Na_2O от габброидов первой фазы до диоритов и гранодиоритов второй фазы также повышается, но медленнее, чем K_2O , где и достигает максимума, а затем, в гранитах, вновь понижается, причем наиболее низкого значения достигает в наиболее кислых гранитах, пересыщенных алюминием ($Na_2O = 3,76$; $S = 0,38$; $n = 13$). Однако проверка различий в содержаниях Na_2O в породах всех трех фаз с помощью t -критерия Стьюдента и F -критерия Фишера выявила отсутствие статистически достоверных различий между ними. Исключением являются лишь граниты, пересыщенные алюминием. Пониженные содержания Na_2O в них по сравнению с остальными породами массива статистически достоверны. Средние содержания щелочей в гранитоидах близкой основности в других массивах бичурского комплекса такие же, как и в Бичурской группе массивов. Таким образом, можно говорить, что при становлении массивов бичурского комплекса содержание Na_2O оставалось на одном уровне, понижаясь в наиболее кислых разностях, и увеличение содержания щелочей в породах поздних фаз происходило за счет калия.

По соотношениям Na_2O и K_2O в породах первой и второй фаз резко преобладает натрий, в гранитах третьей фазы, недосыщенных алюминием, содержания натрия и калия равны между собой.

В наиболее кислых разностях гранитов, пересыщенных алюминием (Тамирский и Хамнигадайский массивы, часть гранитов из Бичурской группы массивов), калий преобладает над натрием, причем различия статистически достоверны. Однако характеристика n , отражающая соотношения между натрием и калием, и в этих гранитах выше 50, так как молекулярный вес K_2O выше молекулярного веса Na_2O и, следовательно, молекулярные количества Na_2O относительно выше молекулярных количеств K_2O , значит, и данные граниты тоже относятся к натриевому типу.

При изучении петрохимических особенностей гранитоидов Восточного Забайкалья (Вартанова, Завьялова, Щербакова, 1972) подмечено, что для отдельных типов горных пород соотношения коэффициентов агпаитности и железистости подчиняются определенным закономерностям. Так, для средних составов нормальных по щелочности пород в ряду габбро-диорит — гранодиорит — гранит — аляскит их значения (в процентном выражении) очень близки друг другу и возрастают с увеличением содержания SiO_2 . Характер связи между $f - \text{SiO}_2$ и $\alpha - \text{SiO}_2$ близок к параболе второго порядка. На участке от кварцевого диорита до аляскита связь близка к линейной и может быть охарактеризована прямой. Уравнения регрессий $f - \text{SiO}_2$ и $\alpha - \text{SiO}_2$ имеют следующий вид:

$$y_f[(61-76)\text{SiO}_2] = -62,1 + 1,84x, \quad (1)$$

$$y_\alpha[(61-76)\text{SiO}_2] = -64,9 + 1,94x. \quad (2)$$

Эффузивные аналоги пород нормального ряда имеют несколько иные соотношения этих величин. Коэффициент агпаитности в них (в основных и средних по основности — от базальтов до дацитов) близок таковому интрузивных аналогов и лишь резко возрастает от дацитов до липаритов. Коэффициент железистости от базальтов до дацитов выше коэффициента агпаитности от дацитов до липаритов и равен примерно коэффициенту агпаитности интрузивных аналогов.

Совсем иной характер имеют соотношения коэффициентов агпаитности и железистости в щелочных породах. В ряду эссексит — щелочной сиенит — нордмаркит — щелочной гранит они значительно выше, чем для пород нормального ряда, при этом коэффициент агпаитности всегда выше коэффициента железистости.

Породы сиенитовой магмы в ряду эссекситовое габбро — авгитовый сиенит — монцонит — сиенит имеют такие же соотношения этих коэффициентов, как и породы щелочной магмы, а по абсолютному значению занимают промежуточное положение между щелочными породами и породами нормального ряда.

Отмеченные соотношения, а также значения коэффициентов железистости и агпаитности (в %) пород бичурского комплекса нанесены нами на рис. 4. Видно, что агпаитность и железистость пород комплекса выше, чем пород нормального ряда, что характерно для пород повышенной щелочности. При этом коэффициент агпаитности всегда выше коэффициента железистости, исключая породы первой фазы комплекса, где соотношения обратные. Во всех массивах комплекса в породах одинаковой основности агпаитность одинаковая и закономерно повышается от основных пород к кислым. Коэффициент корреляции $r_{\text{SiO}_2-\alpha} = +0,81$, что при степенях свободы $f = 43$ имеет значимость более 99%.

Линия регрессии $\text{SiO}_2 - \alpha$ располагается между одноименными линиями регрессии для пород известково-щелочного ряда и щелочных пород и как бы продолжает линию регрессии $\text{SiO}_2 - \alpha$ ряда эссекситовое габбро — монцонит — сиенит.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 2) основные характеристики гранитов бичурского комплекса a и b ложатся вблизи щелочных гранитов, т. е. близки к ним по щелочности. Видно, что и по щелочности, и по железистости граниты бичурского комплекса резко отличаются от щелочных гранитов, и хотя коэффициент агпаитности у них несколько выше, чем у пород нормального ряда, они ближе к ним, чем к щелочным породам.

Железистость пород комплекса всегда ниже, чем агпаитность, и резко различна в отдельных массивах. В более основных породах она выше, чем в интрузивных и эффузивных породах нормального по щелочности ряда. В кислых породах приближается к железистости этих пород, а для гранитов Тамирского массива даже ниже, что характерно для гранитоидов би-

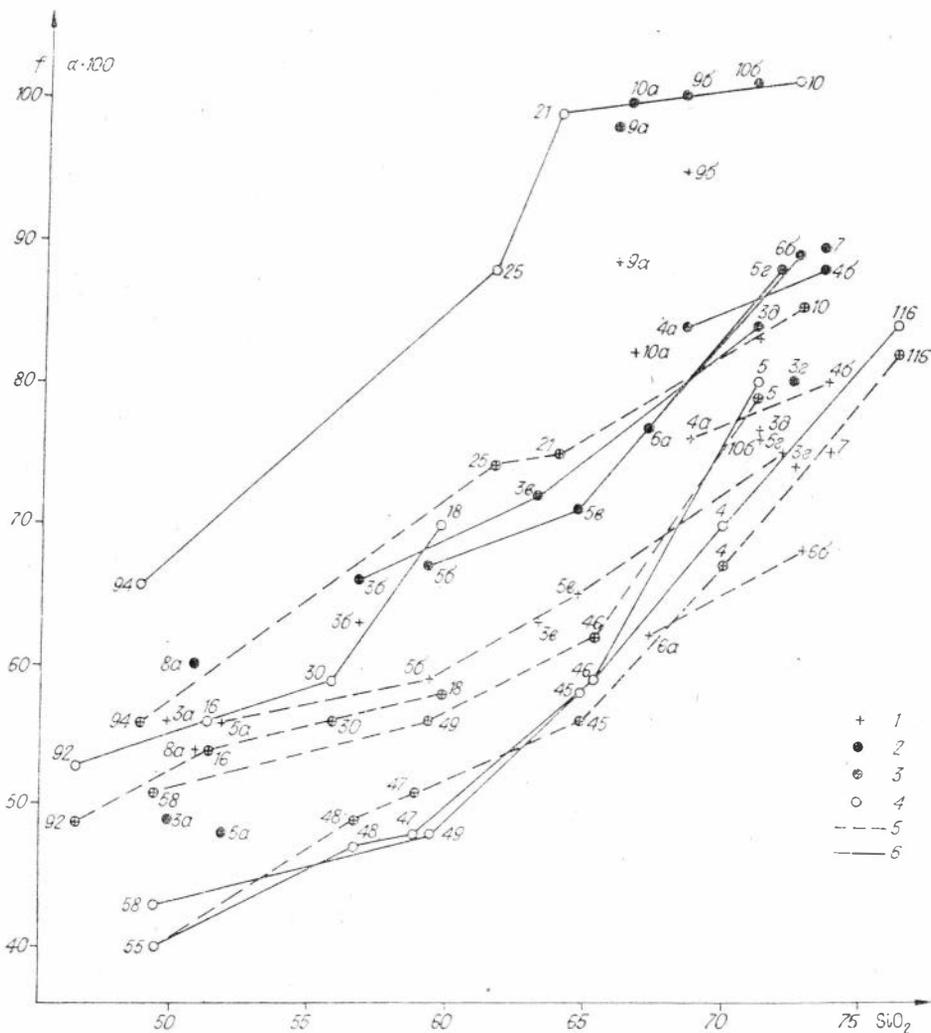


Рис. 4. Соотношение коэффициентов железистости и апгаитности с содержанием SiO_2 в породах Малханской структурно-фациальной зоны.

1 — коэффициенты железистости пород Малханской зоны (обозн. массивов см. табл. 1); 2 — коэффициенты апгаитности ($\alpha \cdot 100$) пород Малханской зоны; 3 — коэффициенты железистости пород по Р. Дэли; 4 — коэффициенты апгаитности ($\alpha \cdot 100$) пород по Р. Дэли; 5 — линии регрессии $f - \text{SiO}_2$; 6 — линии регрессии $\alpha - \text{SiO}_2$; 55—116 — линии регрессии $f - \text{SiO}_2$ и $\alpha - \text{SiO}_2$ пород известково-щелочного ряда по Р. Дэли; 58—5 — аффузивов известково-щелочного ряда по Р. Дэли; 92—18 — ряда асеситовое габбро — монзонит — сиенит по Р. Дэли; 94—10 — щелочных пород ряда эссексит—щелочной сиенит—нордмаркит—щелочной гранит по Р. Дэли. Остальные цифры на рисунке см. табл. 1.

чурского комплекса и не свойственно породам сиенитовой магмы и, вероятнее всего, вызвано гибридным, широко развитым в породах второй фазы комплекса.

Близость значений коэффициентов апгаитности и железистости в гранитах третьей фазы бичурского комплекса к значению соответствующих коэффициентов в породах нормального ряда может свидетельствовать о тенденции подкисления пород комплекса в процессе становления массивов. Косвенным подтверждением этого служит характер постмагматических процессов, свидетельствующий о протекании их в условиях кислотно-го выщелачивания.

По значению коэффициентов окисления породы близкой основности из различных массивов бичурского комплекса близки между собой. Если считать, что коэффициент окисления зависит от глубины становления мас-

сива, то можно говорить о примерно одинаковой глубинности их. Исключение составляет лишь Хамнигадайский массив, для которого коэффициент окисления выше, причем различие с коэффициентами окисления других массивов значимое (см. приложение, табл. 4). В этой связи можно предположить, что формирование Хамнигадайского массива происходило на меньших глубинах, чем Тотхотойского и Бичурского.

Степень постоянства химизма пород бичурского комплекса в пределах Малханской структурно-фациальной зоны была прослежена нами путем попарного сравнения пород близкой основности из различных массивов комплекса с помощью t -критерия Стьюдента и F -критерия Фишера (см. табл. 1—4 в прилож.).

В результате проведенного исследования было выяснено:

1. Содержание щелочей в различных массивах не имеет статистически достоверных отличий.

2. Граниты Тамирского и Бичурского массивов богаче титаном, а Тамирского и алюминием по сравнению с гранитами Хамнигадайского массива. В последних содержание титана наиболее низкое по зоне.

3. Наиболее богаты железом кислые граниты Бичурского массива.

4. Дисперсия содержаний марганца наиболее высока в породах Бичурского массива.

5. Наиболее высокий коэффициент железистости в лейкократовых породах Тотхотойского массива и наиболее высокая дисперсия коэффициента железистости — в породах Хамнигадайского и Тамирского массивов.

На основании приведенного сравнения можно отметить, что отличия в химизме пород бичурского комплекса относительно невелики, в целом химизм пород бичурского комплекса в пределах Малханской зоны довольно постоянен.

Вмещающими породами для массивов бичурского комплекса являются отложения унгорской и тамирской эффузивных толщ, причем отложения унгорской свиты пользуются значительно меньшим распространением, чем тамирской.

Унгорская свита сложена трахиандезитами и трахибазальтами, тамирская содержит весь набор эффузивов от кислых до основных. Средние составы пород и характеристики по А. Н. Заварицкому унгорской и тамирской свит приведены в табл. 1 и 2.

На диаграмме А. Н. Заварицкого точки составов унгорской свиты попадают на кривую типа Этны, отличаясь от близких по основности пород тамирской свиты лишь более высокой характеристикой a и более низкой — c . По содержанию породообразующих окислов породы унгорской свиты почти не имеют статистически достоверных отличий ни с основными породами тамирской свиты, ни с эссекситами бичурского комплекса. Единственно, что их отличает от базальтов тамирской свиты, — это более высокое суммарное содержание железа и иное соотношение между двух- и трехвалентным железом (см. табл. 1 и 2 в прилож.).

Тамирская вулканическая толща имеет двухчленное строение — нижняя часть ее сложена кислыми эффузивами и их туфами, верхняя — эффузивами основного состава — андезитами, андезитобазальтами и базальтами.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 2) точки средних составов пород тамирской свиты ложатся вблизи составов пород бичурского комплекса, близко к линии пород типа Этны для основных и средних пород. Точки кислых разностей эффузивов тамирской свиты располагаются между точками андезит — липарит на линии ассоциации Лассен-Пик.

Сопоставление средних составов пород тамирской свиты с составами пород бичурского комплекса обнаруживает отсутствие статистически достоверных различий как в содержании, так и в дисперсии содержаний в базальтах тамирской свиты и эссекситах первой фазы бичурского комплекса. Андезиты тамирской свиты отличаются от бичурских диоритов лишь

более высокой дисперсией содержаний алюминия, дациты несколько богаче железом, чем гранодиориты и граносиениты. Больше всего различий как по содержанию, так и по дисперсии содержаний у кислых эффузивов тамирской свиты с лейкократовыми гранитами Хамнигадайского массива, причем характер этих отличий такой же, как у гранитов Хамнигадайского массива с лейкократовыми гранитами бичурского комплекса. Критерии различия пород тамирской свиты с породами бичурского комплекса даны в приложении (см. табл. 1—4).

Значения коэффициентов железистости и агапайности в породах тамирской свиты такие же, как и в гранитоидах бичурского комплекса. На основании близости состава, времени образования и приуроченности к одним и тем же структурам можно говорить, что гранитоиды бичурского комплекса и эффузивы тамирской свиты являются комагматами.

Для характеристики химизма щелочных гранитоидов куналейского комплекса рассматриваемой структурно-фациальной зоны мы имеем 50 анализов, из них 28 оригинальных.

Средние составы пород куналейского комплекса по отдельным массивам приведены в табл. 1, а основные характеристики нанесены на диаграмму А. Н. Заварицкого (см. рис. 2).

Гранитоиды куналейского комплекса отличаются меньшей степенью дифференциации, чем гранитоиды бичурского комплекса и, несмотря на наличие трех фаз становления массива, составы отдельных фаз мало отличаются друг от друга. Поэтому нами на диаграмму А. Н. Заварицкого нанесены средние составы нордмаркитов Мало-Куналейского массива, щелочных гранитов приконтактной зоны массива, аплитов и лампрофиров, связанных с массивом, а также щелочных граносиенитов и гранитов массива горы Вороти-Иначе и пади Кипучая. Основные характеристики всех указанных пород, кроме лампрофиров, расположились в верхней части диаграммы, отражая лейкократовый характер пород комплекса. На диаграмме видно, что от нордмаркитов до щелочных гранитов наблюдается закономерное уменьшение характеристики a . Коэффициент корреляции $r_{a-SiO_2} = -0,87$, что при $n = 41$ имеет более 99% значимости. Также закономерно уменьшается и значение коэффициента b : $r_{b-SiO_2} = -0,59$. Распределение значений характеристики c не отвечает нормальному закону.

Основные характеристики нордмаркитов близки характеристикам нордмаркитов по Р. Дэли и ложатся правее линии естественной ассоциации типа Этны, характеристики щелочных гранитов близки характеристикам средних составов щелочных гранитов по Р. Дэли и располагаются на линии Йеллоустонского парка, отвечающей эволюции пород нормального по щелочности ряда. Здесь же находятся точки основных характеристик лейкократовых гранитов бичурского комплекса. Создается впечатление, что в процессе эволюции породы бичурского и куналейского комплексов приближаются друг к другу.

Иная картина возникает при анализе распределения коэффициентов железистости и агапайности гранитоидов куналейского и бичурского комплексов. При описании бичурских пород отмечалось, что в процессе становления массивов значения коэффициентов железистости и агапайности закономерно изменялись — в породах ранних фаз комплекса они были выше, чем в породах известково-щелочного ряда, нормальных по щелочности, а в породах поздних фаз — приближались к таковым пород известково-щелочного ряда. В щелочных гранитоидах куналейского комплекса и агапайность, и железистость пород значительно выше, чем в бичурских. Особенно закономерно поведение коэффициентов агапайности — значения их с очень небольшими отклонениями ложатся на линию, соединяющую значения коэффициентов агапайности средних составов нордмаркитов и щелочных гранитов по Р. Дэли, а значения коэффициентов железистости, хотя и изменяются менее закономерно, не только не при-

ближаются к таковым пород известково-щелочного ряда, но обычно даже выше, чем в щелочных породах.

Таким образом, составы гранитоидов куналейского и бичурского комплексов существенно отличаются друг от друга.

По соотношению щелочей породы куналейского комплекса относятся к натровому типу. В отличие от пород бичурского комплекса, в процессе становления массивов в них закономерно уменьшаются и содержания Na_2O и K_2O . При этом $r_{\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}} = -0,72$, что при $n = 41$ выше 99%-ного уровня значимости. Сила связи $r_{\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}} = -0,38$ также значима (95%-ный уровень значимости), но распределение K_2O несколько отклоняется от нормального, поскольку не выполняется требование $A/\sigma_A \leq 3$ и $E/\sigma_E \leq 3$, отвечающее нормальному распределению (Родионов, 1964). Для пород куналейского комплекса $A_{\text{K}_2\text{O}}/\sigma_{A_{\text{K}_2\text{O}}} = -0,86/0,38 = -2,26$ и $E_{\text{K}_2\text{O}}/\sigma_{E_{\text{K}_2\text{O}}} = 2,38/0,76 = 3,13$, где $A_{\text{K}_2\text{O}}$ — коэффициент асимметрии K_2O , а $E_{\text{K}_2\text{O}}$ — эксцесс.

Вмещающими породами массивов куналейского комплекса служат эффузивы цаган-хунтейской и тамирской свит и гранитоиды бичурского комплекса. Цаган-хунтейская свита выделена из состава тамирской В. А. Новиковым (1973) и рассматривается им как комагмат куналейского комплекса. Произведенное нами сопоставление близких по основности пород куналейского комплекса и вмещающих их эффузивов цаган-хунтейской свиты с помощью t -критерия Стьюдента и F -критерия Фишера показало, что трахиты цаган-хунтейской свиты отличаются от нордмаркитов куналейского комплекса более высокими содержаниями титана, магния и кальция и более низкими — калия; трахилипариты же цаган-хунтейской свиты отличий в химизме от щелочных гранитов и нордмаркитов куналейского комплекса не имеют (см. табл. 2 и 3 в прилож.).

Сопоставление химизма пород тамирской и цаган-хунтейской свит обнаружило, что породы тамирской свиты богаче железом и существенно беднее щелочами, чем цаган-хунтейские.

Можно говорить, что, несмотря на имеющиеся отличия трахитов цаган-хунтейской свиты от нордмаркитов куналейского комплекса, цаган-хунтейская свита в целом близка по химизму породам куналейского комплекса. Следовательно, выделение цаган-хунтейской свиты в Малханской зоне правомочно и цаган-хунтейская свита является комагматом куналейского комплекса.

Подводя итоги, можно отметить следующие петрохимические особенности пород Малханской зоны:

1. Субщелочной характер пород первой фазы бичурского комплекса и нормальные по щелочности породы третьей фазы, т. е. пантеллеритовую тенденцию изменения состава пород в процессе становления массивов.

2. Изменчивость химизма пород второй фазы бичурского комплекса.

3. Натровую специализацию пород первой и второй фаз и наличие среди пород третьей фазы бичурского комплекса двух типов гранитов — недосыщенных и пересыщенных алюминием. В гранитах, недосыщенных алюминием, содержания натрия и калия равны между собой, в гранитах, пересыщенных алюминием, калий преобладает над натрием.

4. По абсолютному значению и соотношению коэффициентов железистости и агпаитности породы первых фаз бичурского комплекса близки щелочным гранитоидам, граниты третьей фазы резко отличаются от них и приближаются к породам нормального ряда, что говорит о тенденции подкисления пород комплекса в процессе становления массивов.

5. Постоянство химизма пород близкой основности бичурского комплекса в пределах Малханской зоны.

6. Идентичность составов пород бичурского комплекса и вулканогенных пород тамирской свиты ($P_2 - T_1$), что с учетом геологической позиции их может свидетельствовать о комагматичности.

7. Щелочной характер пород и меньшая степень дифференциации гранитоидов куналейского комплекса по сравнению с гранитоидами бичурского комплекса.

8. Уменьшение содержаний щелочей и повышение значений коэффициентов железистости и алгаитности в процессе становления гранитоидов куналейского комплекса.

9. Близость состава гранитоидов куналейского комплекса и вмещающих их вулканогенных пород цаган-хунтейской свиты.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД УДИНО-ВИТИМСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Для характеристики петрохимических особенностей пород Удино-Витимской структурно-фациальной зоны нами собрано 323 химических анализа. Из них по гранитоидам бичурского комплекса — 35, куналейского — 176, по палеозойским гранитоидам, вмещающим массивы бичурского и куналейского комплексов, — 59 и по эффузивам цаган-хунтейской свиты, комагматичным гранитоидам куналейского комплекса, — 45. Этими анализами охарактеризована в основном юго-западная часть Удино-Витимской структурно-фациальной зоны. Для сравнения использовались также анализы гранитоидов куналейского комплекса района рек Уда — Тайдут, не охваченного нашими исследованиями. 100 анализов оригинальны, остальные заимствованы из работ А. А. Арсеньева и Е. Л. Нечаевой (1951), В. Г. Беличенко и др. (1962), В. А. Дворкина-Самарского (1965), В. В. Скрипкиной (1966), В. И. Фельдмана (1969), В. В. Чупрова (1970).

Собранные анализы, распределенные по массивам и по типам пород внутри массивов, представлены в табл. 3, основные характеристики по А. Н. Заварицкому — в табл. 4. По данным табл. 4 построена петрохимическая диаграмма (рис. 5). На ней нанесены также линии естественных ассоциаций типа Пеле (II) и Йеллоустонского парка (III), характерные для пород известково-щелочного ряда, типа Этны (IV), пограничные между щелочными и известково-щелочными породами, и пород типа Марос-Хайвуд (V), отвечающие щелочным породам, а также ряд основных характеристик средних составов изверженных пород по Р. Дэли.

К гранитоидам бичурского комплекса в пределах изученной части Удино-Витимской структурно-фациальной зоны относятся массивы в районе сел Бар и Барыкино, а также Балягинский массив, расположенный к северу от г. Петровск-Забайкальский. Отнесение Балягинского массива к бичурскому комплексу в значительной степени условно, поскольку абсолютный возраст слагающих его пород 240—259 млн. лет.

Для характеристики петрохимических особенностей гранитоидов бичурского комплекса мы имеем 35 анализов, из них 21 — по гранитоидам Балягинского массива и 14 — по гранитоидам района сел Бар и Барыкино. Из использованных анализов 21 оригинален. Средние основных характеристик пород нанесены на рис. 5. При этом граниты Балягинского массива и района с. Бар расположились вблизи линии Йеллоустонского парка, а граносиениты района с. Бар — в промежутке между линиями Йеллоустонского парка и Этны, отражая тем самым понижение щелочности пород от более основных к более кислым разностям. Это четко видно и при анализе табл. 3. Сумма щелочей в граносиенитах равна 9,68%, а в гранитах — 8,61% ± 0,55. При этом содержание натрия от более основных к более кислым породам бичурского комплекса в районе с. Бар понижается в большей степени, чем калия.

Породы рассматриваемого комплекса лейкократовые, пересыщены алюминием и богаты калием.

Граниты Балягинского массива, условно относимые к бичурскому комплексу, лейкократовые, калия в них больше, чем натрия, но разница

Средний химический состав гранитоидов куналейского и бичурского интрузивных
вс.

Усл. символ анализов	Комплекс, массив, свита, порода	Число анализов	SiO ₂		TiO ₂	
			\bar{X}	s	\bar{X}	s
1	Палеозойские гранитоиды района г. Петровск-Забайкальский					
1а	габбро	2	47,80		0,77	
1б	диориты	2	54,80		1,37	
1в	граниты	6	72,75	1,19	0,18	0,07
2	Джидинский интрузивный комплекс Харитоновский массив. Субщелочные сиениты	18	63,78	1,48	0,71	0,25
3	Массивы района с. Бар					
3а	граносиениты	5	64,04	2,41	0,61	0,17
3б	габбро-диабаз	1	46,62		1,22	
3в	гранит-порфир	2	72,5		0,34	
4	Массивы бассейна р. Брянка. Граниты Бичурский интрузивный комплекс	23	70,59	2,72	0,32	0,16
5	Балаягинский массив. Граниты	21	74,05	2,45	0,18	0,09
6	Соготинский массив. Граниты	30	73,13	2,69	0,26	0,13
7	Массивы района с. Бар					
7а	граносиениты	3	65,38		0,45	
7б	граниты	11	73,62	1,84	0,28	0,25
8	Цаган-хунтейская свита					
8а	Эффузивы района с. Бар					
8б	трахиандезиты	12	54,98	2,74	1,02	0,17
9	Эффузивы района с. Харитоново					
9а	трахиандезиты, трахибазальты	5	53,40	1,74	1,19	0,23
9б	трахиты	7	65,99	1,29	0,52	0,17
9в	трахилипариты	8	70,13	1,49	0,38	0,19
10	Массивы района с. Бар. Лейкократовые граниты, рвущие эффузивы цаган-хунтейской свиты	13	74,31	1,54	0,23	0,13
11	Куналейский интрузивный комплекс					
11а	Массивы бассейнов рек Уда и Тайдут					
11б	щелочные сиениты	14	66,29	1,50	0,53	0,02
12	щелочные граниты	25	74,00	2,22	0,27	0,16
13	Массивы бассейна р. Брянка. Щелочные сиениты	18	64,98	1,76	0,58	0,19
14	Бассейны рек Брянка и Тайдут. Кислые жильные породы	8	71,29	3,28	0,44	0,30
14а	Петровск-Забайкальский массив					
14б	щелочные сиениты	10	64,48	0,85	0,66	0,16
14в	диорит-порфирит	1	54,22		1,25	
14г	гранит-порфир	1	71,00		0,33	
15	аплит	2	74,80		0,12	
16	Нижне-Тарбагатайский массив. Щелочные граниты	28	72,60	2,53	0,29	0,14
17	Куналейский массив					
17а	щелочные сиениты (центральная часть)	8	65,85	1,15	0,63	0,11
17б	граниты (приконтактная часть)	3	71,08		0,61	
17в	дайки габбро-диабазов	1	48,88		0,95	
17г	дайки щелочных гранит-порфиров	1	68,85		0,57	
17д	дайки щелочных гранитов	1	71,0		0,70	
18	Харитоновский массив					
18а	щелочные сиениты	26	66,05	1,91	0,67	0,20
18б	дайки габбро-диабазов	5	49,78	2,27	1,91	0,23
18в	дайки сиенит-порфира	13	65,10	2,09	0,72	0,24
18г	дайки гранит-порфира	9	71,0	1,84	0,47	0,20

Таблица 3

комплексов и вмещающих пород Удино-Витимской структурно-фациальной зоны,
%

Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
18,38		2,68		4,74		0,22		6,0		12,0		3,75		2,11	
20,06		2,0		4,52		0,11		2,80		5,61		5,84		1,82	
13,28	0,62	0,87	0,94	1,38	0,41	0,07	0,04	0,04	0,06	1,03	0,18	4,98	0,46	4,80	0,78
17,74	0,93	1,96	0,66	1,23	0,31	0,09	0,03	0,67	0,52	1,33	0,65	5,68	0,23	6,06	0,30
16,11	0,63	2,30	0,94	2,22	0,25	0,09	0,02	1,17	0,72	2,37	0,9	4,51	0,59	4,83	0,41
18,14		6,96		2,98		0,15		7,57		8,30		2,75		1,00	
13,55		1,70		1,50		0,05		0,46		1,29		3,96		4,73	
14,75	1,37	1,31	0,77	1,36	0,75	0,05	0,03	0,63	0,39	1,45	0,74	3,98	0,57	4,57	0,67
12,88	1,12	1,04	0,77	1,82	1,07	0,05	0,03	0,14	0,17	0,45	0,33	4,26	0,58	4,79	0,51
13,62	1,26	1,46	0,63	0,85	0,24	0,02	0,02	0,21	0,24	0,46	0,29	4,21	0,55	4,84	0,40
16,26		1,49		1,72		0,05		0,63		1,51		4,60		5,08	
13,25	0,68	1,09	0,69	0,90	0,33	0,03	0,01	0,51	0,48	0,87	0,53	3,77	0,51	4,84	0,58
17,22	0,58	4,56	1,29	3,10	1,52	0,12	0,02	2,81	1,11	5,38	1,15	4,59	0,43	2,66	0,65
14,92	1,43	1,98	0,93	1,11	0,50	0,07	0,03	0,55	0,54	1,29	0,96	4,91	1,05	4,06	2,22
17,33	0,38	7,53	1,06	0,80	0,44	0,17	0,03	2,55	0,56	5,53	0,87	4,83	0,32	2,62	0,39
16,39	0,52	2,70	0,39	0,77	0,13	0,14	0,05	1,05	0,50	0,90	0,23	5,20	0,53	5,28	0,54
15,10	0,54	2,51	0,68	0,65	0,12	0,10	0,07	0,79	0,57	0,70	0,23	5,09	0,44	3,66	0,75
13,19	0,76	1,01	0,66	0,87	0,28	0,04	0,02	0,13	0,15	0,44	0,19	4,16	0,33	4,71	0,56
16,99	1,20	1,66	0,75	1,39	0,86	0,08	0,06	0,45	0,23	0,62	0,28	5,72	0,88	5,83	0,94
12,56	1,33	2,14	0,97	0,93	0,78	0,08	0,09	0,28	0,29	0,37	0,25	4,33	0,89	4,56	0,48
17,03	1,18	1,95	0,65	1,13	0,54	0,11	0,05	0,74	0,45	1,10	0,47	5,68	0,78	5,77	0,50
12,67	1,88	3,01	1,17	1,05	0,71	0,14	0,08	0,34	0,31	0,99	1,05	4,72	0,83	4,50	0,50
17,47	0,71	1,40	0,67	1,35	0,45	0,09	0,05	0,33	0,18	0,70	0,35	7,20	0,49	6,05	0,40
18,07		3,50		4,72		0,11		3,92		4,51		5,11		2,52	
15,08		1,34		1,22		0,07		0,85		1,30		4,37		3,87	
12,92		0,32		1,78		0,06		0,08		0,94		4,42		4,52	
12,85	1,43	1,39	0,68	1,57	0,61	0,08	0,05	0,18	0,22	0,48	0,32	5,29	0,72	5,04	0,46
16,40	0,64	1,92	0,74	1,12	0,25	0,11	0,02	0,44	0,10	0,73	0,41	5,15	0,88	6,02	0,99
14,03		2,47		0,68		0,08		0,35		0,41		4,05		5,79	
18,20		4,04		3,66		0,14		5,0		6,12		3,22		3,76	
14,85		2,53		0,42		0,15		0,45		0,73		3,52		6,0	
13,64		2,99		0,69		0,08		0,61		0,51		4,06		4,75	
16,30	1,02	2,55	0,75	1,06	0,32	0,11	0,04	0,60	0,41	0,76	0,38	5,65	0,66	5,62	0,69
16,53	0,50	5,20	1,09	4,93	0,53	0,14	0,05	4,77	1,31	6,71	1,04	4,01	0,44	2,80	0,61
16,90	0,72	2,35	0,57	1,15	0,63	0,09	0,05	0,66	0,42	0,97	0,80	5,16	0,81	5,61	1,06
14,20	0,98	2,34	0,64	0,63	0,15	0,05	0,05	0,46	0,34	0,48	0,33	4,35	0,46	4,63	0,67

Средние числовые характеристики и коэффициенты гранитоидов бичурского и куна-
ной

Усл. символ анализов	Комплекс, массив, свита, порода	Число анализов	α	
			\bar{x}	S
1	Палеозойские гранитоиды района г. Петровск-Забайкальский			
1а	габбро	2	11,0	
1б	диориты	2	15,8	
1в	граниты	6	16,74	0,73
	Джидинский интрузивный комплекс			
2	Харитоновский массив. Субщелочные сиениты	18	21,18	0,78
3	Массивы района с. Бар			
3а	граносиениты	5	16,97	1,24
3б	габбро-диабаз	1	8,0	
3в	гранит-порфир	2	15,10	
4	Массивы бассейна р. Брянка. Граниты Бичурский интрузивный комплекс	23	14,97	1,13
5	Баягинский массив. Граниты	21	15,28	1,29
6	Соготинский массив. Граниты	30	15,75	1,61
7	Массивы района с. Бар			
7а	граносиениты	3	17,61	
7б	граниты	11	14,78	0,73
	Цаган-хунтейская свита			
8	Эффузивы района с. Бар			
8а	трахиандезиты	12	14,61	1,11
8б	трахилипариты	13	16,42	1,63
9	Эффузивы района с. Харитоново			
9а	трахиандезиты, трахибазальты	5	15,22	0,84
9б	трахиты	7	18,79	1,71
9в	трахилипариты	8	15,95	1,36
10	Массивы района с. Бар. Лейкократовые граниты, рвущие эффузивы цаган-хунтейской свиты	13	15,38	1,04
	Куналейский интрузивный комплекс			
11	Массивы бассейнов рек Уда и Тайдут			
11а	щелочные сиениты	14	20,68	1,46
11б	щелочные граниты	25	15,02	1,54
12	Массивы бассейна р. Брянка. Щелочные сиениты	18	20,67	1,47
13	Бассейны рек Брянка и Тайдут. Кислые жильные породы	8	15,37	1,79
14	Петровск-Забайкальский массив			
14а	щелочные сиениты	10	22,87	0,70
14б	диорит-порфирит	1	15,3	
14в	гранит-порфир	1	14,7	
14г	аплит	2	16,0	
15	Нижне-Тарбагатайский массив. Щелочные граниты	28	16,44	2,02
16	Куналейский массив			
16а	щелочные сиениты центральной части	8	20,04	1,70
16б	граниты (приконтактовая часть)	3	16,90	
16в	дайки габбро-диабазов	1	13,5	
16г	дайки щелочных гранит-порфиров	1	16,2	
16д	дайки щелочных гранитов	1	16,8	
17	Харитоновский массив			
17а	щелочные сиениты	26	20,06	1,45
17б	дайки габбро-диабазов	5	13,35	1,82
17в	дайки сиенит-порфира	13	19,41	2,05
17г	дайки гранит-порфира	9	16,21	1,10

лейского комплексов и вмещающих их пород Удино-Витимской структурно-фациальной зоны

c		b		n		f		α		f _{ок}	
\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
6,5		29,95		73,1		45,0		0,63		0,30	
5,8		13,85		83,0		62,05		0,57		0,28	
0,75	0,77	2,45	0,79	60,13	6,95	96,07	6,17	1,01	0,08	0,29	0,28
1,03	0,63	5,01	1,23	58,80	1,89	74,35	16,70	0,90	0,06	0,59	0,10
1,75	0,95	6,78	2,93	57,62	4,63	67,97	11,2	0,82	0,08	0,44	0,10
9,0		25,1		80,7		40,65		0,31		0,75	
1,20		3,7		55,9		77,62		0,87		0,45	
1,62	0,85	4,66	1,31	56,93	6,24	70,52	13,05	0,73	0,11	0,46	0,20
0,69	1,20	2,95	1,06	56,83	4,01	91,78	9,81	0,95	0,08	0,40	0,23
0,51	0,34	3,26	0,97	56,73	3,19	85,49	14,33	0,90	0,04	0,59	0,13
1,78		5,04		57,69		80,24	21,56	0,81	0,11	0,44	0,10
0,83	0,58	3,44	0,85	54,14	5,87	73,45	17,94	0,87	0,06	0,49	0,18
4,76	0,77	13,42	4,94	72,51	5,75	60,34	8,35	0,61	0,05	0,60	0,20
1,15	1,13	5,05	1,89	64,63	10,85	79,89	16,35	0,84	0,10	0,58	0,20
4,65	0,56	15,42	1,78	73,69	3,09	62,82	4,62	0,62	0,04	0,86	0,07
0,89	0,38	5,19	2,15	59,85	2,45	65,12	9,69	0,87	0,08	0,74	0,05
0,85	0,26	5,95	1,35	68,02	5,39	69,86	18,53	0,82	0,07	0,77	0,08
0,52	0,49	3,10	1,43	57,71	3,54	90,78	7,29	0,90	0,06	0,51	0,21
0,76	0,43	4,20	0,88	59,55	6,59	78,67	10,08	0,92	0,07	0,54	0,25
0,68	0,64	3,62	1,40	57,57	5,23	84,91	13,55	0,97	0,11	0,67	0,23
0,96	0,48	4,60	1,04	59,73	4,73	70,4	12,0	0,91	0,05	0,61	0,17
1,55	1,60	3,93	1,46	58,31	6,71	86,94	9,40	1,02	0,19	0,74	0,15
1,70	1,54	2,62	1,77	61,94	2,70	81,28	9,99	1,05	0,09	0,49	0,15
4,8		15,4		75,0		53,2		0,61		0,40	
1,6		5,3		63,0		62,0		0,82		0,48	
0,24		3,0		60,2		92,7		0,95		0,31	
1,94	1,25	2,2	1,32	56,74	3,10	91,08	10,57	1,11	0,11	0,44	0,19
0,70	0,62	4,12	0,73	56,35	7,75	77,22	6,20	0,92	0,07	0,57	0,13
0,45		3,65		51,60		83,0		0,93		0,70	
4,70		20,45		56,6		45,5		0,50		0,50	
0,85		5,7		47,10		73,5		0,82		0,87	
0,4		4,5		57,60		77,0		0,87		0,79	
0,61	0,31	4,78	1,21	60,09	4,24	77,28	12,35	0,94	0,06	0,67	0,13
4,79	0,77	21,61	3,66	68,75	3,59	53,56	4,93	0,58	0,07	0,49	0,05
0,62	0,43	5,51	1,33	57,75	5,70	77,26	12,14	0,86	0,09	0,63	0,16
0,55	0,41	4,55	1,04	59,97	5,25	78,97	10,70	0,88	0,66	0,76	0,05

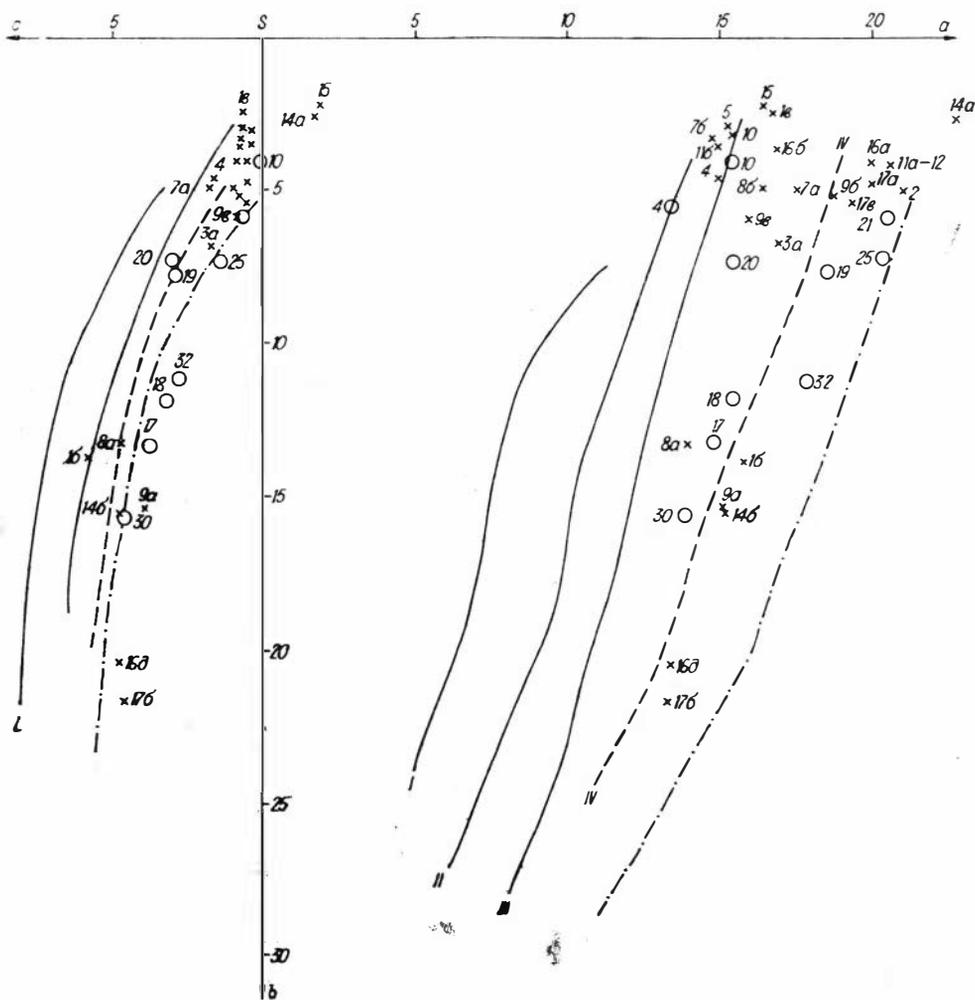


Рис. 5. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому пород Удино-Витимской структурно-фациальной зоны.

Цифры около крестиков — массивы пород (см. табл. 3). Остальные обозн. см. рис. 2.

между содержаниями натрия и калия составляет всего 0,53%, тогда как в гранитах района с. Бар она равна 1,07%. Сумма щелочей в них $9,05\% \pm 0,47$, что на 1,44% больше, чем в гранитоидах района с. Бар. Кроме того, в отличие от гранитов с. Бар в них меньше магния и больше железа и кальция, причем все эти различия статистически достоверны (см. табл. 7 в прилож.).

В процессе становления Балягинского массива, так же как и массивов бичурского комплекса района с. Бар, в породах понижается содержание щелочей, что выражается в отрицательных коэффициентах корреляции: $r_{\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}} = -0,81$ при $r_{0,01} = 0,549$ и $r_{\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}} = -0,50$ при $r_{0,05} = 0,433$. При этом сохраняется та же тенденция, что и при становлении гранитоидов бичурского комплекса в районе с. Бар — содержание Na_2O с увеличением количества SiO_2 в породе понижается сильнее, чем содержание K_2O .

На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 5) основные характеристики бичурских гранитов района с. Бар и Балягинского массива ложатся вблизи линии ассоциаций пород типа Йеллоустонского парка, характерной для пород нормального известково-щелочного ряда. На диаграмме

стик c и b по А. Н. Заварицкому, т. е. они более лейкократовые, и выше — коэффициентов железистости и алгаитности.

Подводя итоги петрохимическим особенностям гранитоидов бичурского комплекса в пределах Удино-Витимской структурно-фациальной зоны, можно отметить следующее:

а) среди пород бичурского комплекса в изученной части зоны наиболее распространены лейкократовые граниты, пересыщенные глиноземом;

б) в гранитах K_2O преобладает над Na_2O ;

в) по сравнению с породами нормального известково-щелочного ряда щелочность пород повышена;

г) эволюция состава пород при становлении массивов происходит с понижением щелочности. При этом содержание Na_2O уменьшается более резко, чем K_2O ;

д) в отдельных случаях составы гранитов бичурского комплекса и вмещающих их гранитоидов джидинского идентичны. Четко выраженных отличий по химизму гранитоидов бичурского и джидинского комплексов в пределах зоны нет.

Гранитоиды куналейского комплекса Удино-Витимской структурно-фациальной зоны распространены больше, чем гранитоиды бичурского комплекса. Среди них преобладают два типа пород — щелочные сиениты и щелочные кварцевые сиениты, содержащие в среднем 65% SiO_2 , и щелочные граниты, в которых SiO_2 выше 70%. В отдельно взятых массивах обычно резко преобладает какой-либо один тип пород. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 5) основные характеристики щелочных сиенитов куналейского комплекса располагаются между линиями ассоциаций типа Этны и Марос-Хайвуд, вблизи точек щелочных сиенитов и нордмаркитов по А. Н. Заварицкому. От последних они отличаются меньшим значением характеристики b , т. е. большей лейкократовостью.

Точки основных характеристик щелочных гранитов куналейского комплекса ложатся левее линии ассоциаций пород Этны и тяготеют к точке средних составов щелочных гранитов по Р. Дэли, отражая тем самым пантеллеритовую тенденцию изменения состава пород. Щелочные гранитоиды куналейского комплекса более лейкократовые, чем средние типы тех же пород по Р. Дэли. Содержание щелочей в щелочных сиенитах куналейского комплекса колеблется от $11,17 \pm 1,32$ до $13,25 \pm 0,56$, в щелочных гранитах — от $8,89 \pm 0,55$ до $10,33 \pm 0,46$. При этом в щелочных сиенитах содержания натрия и калия равны между собой, исключая Куналейский массив, где $K_2O > Na_2O$.

Сопоставление составов щелочных сиенитов из массивов бассейнов рек Уда, Тайдут и Брянка, Петровск-Забайкальского, Харитоновского и Куналейского массивов с помощью критериев различия Стьюдента и Фишера (см. табл. 6 в прилож.) выявило следующее:

1. Все перечисленные массивы не имеют статистически достоверных отличий ни в содержании, ни в дисперсии содержаний TiO_2 и MgO .

2. Щелочные сиениты Харитоновского и Куналейского массивов несколько беднее алюминием, чем щелочные сиениты из остальных массивов зоны.

3. Щелочные сиениты Харитоновского массива богаче Fe_2O_3 , остальных массивов — не имеют между собой статистически достоверных различий ни в содержании, ни в дисперсии содержаний Fe_2O_3 .

4. Содержание FeO наиболее низкое в щелочных сиенитах Харитоновского массива, в остальных массивах различий в содержании FeO нет.

По дисперсии содержаний имеются отличия между щелочными сиенитами района бассейнов рек Уда и Тайдут и Куналейского и Харитоновского массивов и щелочными сиенитами Куналейского массива и массивов бассейна р. Брянка. При этом дисперсии содержаний более высокие в ще-

лочных сиенитах бассейнов рек Уда, Тайдут и Брянка, чем в щелочных сиенитах Харитоновского и Куналейского массивов.

5. Щелочные сиениты массивов района р. Брянка несколько богаче кальцием, чем щелочные сиениты из остальных массивов зоны. В последних отличий в содержании СаО нет.

6. Щелочные сиениты Петровск-Забайкальского массива богаче Na_2O , чем остальные массивы зоны.

7. По K_2O разницы в содержаниях в различных массивах нет. Дисперсия содержаний K_2O большая в массивах бассейнов рек Уда и Тайдут и Куналейского массива по сравнению с Петровск-Забайкальским и массивами бассейна р. Брянка.

Химический состав щелочных сиенитов куналейского комплекса в пределах Удино-Витимской структурно-фациальной зоны отличается большим постоянством. Имеющиеся различия относительно невелики и встречаются только в отдельных массивах.

Сопоставление химизма гранитов куналейского комплекса Удино-Витимской структурно-фациальной зоны проведено нами по трем выборкам: 1 — по щелочным гранитам Нижне-Тарбагатайского массива, 2 — по щелочным гранитам из массивов бассейнов рек Уда и Тайдут и 3 — по лейкократовым гранитам района с. Бар, рвушим эффузивы цаган-хунтейской свиты. Последние относятся к куналейскому комплексу условно ввиду несоответствия минералогического состава щелочным гранитоидам куналейского комплекса. В них отсутствуют щелочные темноцветные минералы и имеются два полевых шпата — кислые плагиоклазы и калиевые полевые шпаты с небольшим количеством пертитовых вростков, что не характерно для пород куналейского комплекса. Сравнение составов щелочных гранитов Нижне-Тарбагатайского массива и щелочных гранитов Нижне-Тарабгатайского массива и щелочных гранитов из массивов бассейнов рек Уда и Тайдут показало следующее:

1. По TiO_2 , Al_2O_3 , MgO и СаО различий ни в содержании, ни в дисперсии содержаний между щелочными гранитами Удино-Витимской зоны нет.

2. Щелочные граниты из массивов бассейнов рек Уда и Тайдут богаче Fe_2O_3 и беднее FeO и щелочами.

3. В щелочных гранитах отдельных массивов содержания Na_2O и K_2O равны между собой.

Граниты, рвущие эффузивы цаган-хунтейской свиты, отличаются от щелочных гранитов куналейского комплекса преобладанием калия над натрием и более низким содержанием железа. Сумма щелочей в них такая же, как и в щелочных гранитах куналейского комплекса из массивов, расположенных в бассейнах рек Уда и Тайдут ($8,87 \pm 0,4$ и $8,89 \pm 0,55\%$ соответственно). По содержанию TiO_2 , Al_2O_3 , MgO и СаО различий ни в содержании, ни в дисперсии содержаний между сравниваемыми гранитами нет (см. табл. 7 в прилож.). Если учесть, что породы куналейского комплекса и комагматичные им эффузивы цаган-хунтейской свиты имеют натровую специализацию, то появление в тех же возрастных границах пород калиевой специализации, какими являются граниты, рвущие отложения цаган-хунтейской свиты, может либо ставить под сомнение принадлежность данных гранитов к куналейскому комплексу, либо предполагать, что в заключительные стадии эволюции куналейского комплекса произошло разделение на две ветви — натровую и калиевую. Этот вопрос требует дополнительных исследований в первую очередь по выяснению возрастного положения калиевых гранитов.

Жильная серия, связанная с массивами куналейского комплекса, представлена габбро-диабазами, диорит-порфиритами, сиенит-порфирами и аплитами. По химизму средние и кислые разности не имеют отличий от соответствующих им по основности пород главной интрузивной фазы массива. Основные разности пород жильной серии не имеют аналогов среди пород, слагающих массивы куналейского комплекса, но по содержанию

щелочей они резко отличаются от пород нормального известково-щелочного ряда и близки к основным эффузивам цаган-хунтейской свиты.

Особенности эволюции пород куналейского комплекса хорошо выявляются с помощью корреляционного анализа. Для щелочных сиенитов и щелочных гранитов комплекса характерно наличие отрицательных корреляционных связей между SiO_2 и TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O и K_2O , т. е. относительное понижение щелочей от основных пород к кислым.

При этом $r_{\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}} = -0,60$ и $r_{\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}} = -0,68$, что при $n = 131$ выше 99,99%-ного уровня значимости. Положительные, но менее тесные связи обнаруживаются между SiO_2 и коэффициентами железистости и апгаитности: $r_{\text{SiO}_2-f} = +0,44$ и $r_{\text{SiO}_2-\alpha} = +0,37$.

Вмещающими породами для массивов куналейского комплекса служат эффузивы цаган-хунтейской свиты, граниты палеозоя и гнейсы протерозоя. В нашем распоряжении имеются 10 анализов пород нижнего палеозоя района г. Петровск-Забайкальский, вмещающих одноименный массив щелочных гранитоидов куналейского комплекса, 45 — пород цаган-хунтейской свиты района сел Бар и Харитоново и 18 — палеозойских сиенитов сложного Харитоновского массива.

Нижнепалеозойские интрузивные образования Петровск-Забайкальского массива представлены амфиболовыми габбро, габбро-норитами, сиенитами и гранитами. Для них характерна повышенная щелочность по сравнению со средними типами пород нормального известково-щелочного ряда и преобладание натрия над калием.

Эффузивы цаган-хунтейской свиты в пределах изученной части зоны представлены трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами и трахипаритами. Средние химические составы их приведены в табл. 3. Все они обладают повышенной щелочностью по сравнению с эффузивами известково-щелочного ряда; В. В. Скрипкиной (1966) доказана их комагматичность со щелочными гранитоидами куналейского комплекса.

Остановимся на особенностях субщелочных сиенитов Харитоновского массива, которые, согласно геологическим данным, образовались раньше, чем гранитоиды бичурского, а следовательно, и гранитоиды куналейского комплекса, и, вероятнее всего, относятся к джидинскому комплексу палеозоя.

По сумме щелочей они не отличаются от мезозойских щелочных сиенитов куналейского комплекса того же массива ($\Sigma \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 11,74 \pm 0,56$ и $11,27 \pm 1,34$ соответственно), но богаче алюминием, кальцием и калием и беднее трехвалентным железом. Отличие между сравниваемыми породами есть и в соотношении калия и натрия — в палеозойских сиенитах Харитоновского массива калий преобладает над натрием, тогда как в мезозойских щелочных сиенитах содержания натрия и калия равны между собой. Все приведенные различия статистически достоверны (см. табл. 6 в прилож.).

Приведенные данные по составу пород, вмещающих мезозойские интрузивные образования, свидетельствуют о том, что и породы палеозойского возраста в пределах Удино-Витимской структурно-фациальной зоны обладают повышенной щелочностью, а в отдельных случаях, например в Харитоновском массиве, была унаследованность состава древних пород молодыми. Это обстоятельство требует очень внимательного изучения геологического строения крупных массивов щелочных пород куналейского комплекса, так как размеры их могут быть сильно завышены за счет пород палеозойского возраста. Приуроченность мезозойских щелочных сиенитов к палеозойским субщелочным сиенитам не является принадлежностью только Удино-Витимской структурно-фациальной зоны, она отмечалась нами и в Малханской структурно-фациальной зоне на примере Мало-Куналейского массива.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ДЖИДА-ХИЛОКСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

По Джиды-Хилокской зоне нами собрано 159 химических анализов пород. По гранитоидам бичурского комплекса — 89, куналейского — 35, гуджирского — 25, из пород боргойской свиты, вмещающей массивы бичурского и куналейского комплексов, — 10; 89 — оригинальные, остальные заимствованы из работ Л. М. Афанасьева (1946, 1964, 1967), В. И. Игнатович (1959), М. М. Повилайтис (1960), Д. Ж. Жалсабон (1964, 1967), В. В. Чупрова (1970), Я. А. Косалса (1976). Собранными анализами охарактеризованы породы юго-западной, центральной и северо-восточной частей Джиды-Хилокской структурно-фациальной зоны (химизм гранитоидов Добхорского и Улан-Дабанского массивов из центральной части зоны приведен по литературным данным).

Характер распределения породообразующих окислов и характеристик по А. Н. Заварицкому по массивам, выявленный с помощью коэффициентов асимметрии и эксцесса в пределах каждой выборки, не противоречит нормальному. Весь материал отражен в табл. 5 и 6. По данным табл. 6 построена петрохимическая диаграмма (рис. 7), на которую для сравнения вынесены линии естественных ассоциаций пород: известково-щелочного ряда типа Пеле (II) и Йеллоустонского парка (III), промежуточного между известково-щелочными и щелочными породами — тип Этны (IV) и отвечающего щелочным породам — тип Марос-Хайвуд (V), а также некоторые основные характеристики средних составов изверженных пород по Р. Дэли.

Петрохимические особенности и характер эволюции гранитоидов бичурского комплекса Джиды-Хилокской зоны рассмотрены на примере массивов района р. Хамней, Добхорского, Убур-Билютайского, Подковского, Ара-Билютайского и Соготинского.

Наиболее полно бичурский магматизм проявился в одном из массивов района р. Хамней, где прослеживается эволюция состава пород от эссекситовых диоритов до гранитов. В процессе становления массива наибольшее накопление щелочей происходило в сиенитах ($11,68 \pm 0,55$), наименьшее — в эссекситах ($8,06 \pm 0,31$) и гранитах (8,88). При этом K_2O и Na_2O ведут себя по-разному. С повышением в породах SiO_2 содержания Na_2O закономерно понижается, а K_2O повышается, увеличение содержания щелочей в породах поздних фаз идет главным образом за счет калия. В эссекситах натрия резко преобладает над калием, в сиенитах, граносиенитах и гранитах — калий над натрием. На петрохимической диаграмме (рис. 8) отражена эволюция состава пород данного массива в процессе его становления. Точки составов пород ранней фазы в правой части диаграммы ложатся на линию монзонит — щелочно-земельный сиенит. Этим породам свойственно большое непостоянство в содержании темноцветных минералов. В фемических минералах магний преобладает над кальцием, но, по мере увеличения лейкократовости пород, в них возрастает содержание железа. У эссекситовых диоритов независимо от меланократовости пород высокая и мало меняющаяся величина характеристики c (выше, чем у пород нормального ряда линии Пеле), благодаря чему рой векторов в левой части диаграммы параллелен оси Sb . В этом — отличительная особенность этих пород.

Таким образом, для эссекситовых пород рассматриваемого массива присущи, с одной стороны, повышенная щелочность, с другой — высокое содержание полевошпатовой извести.

Для сиенитов и граносиенитов второй фазы характерно большее постоянство величин b и меньшее — a . В левой части диаграммы векторы этих пород по длине и наклону близки вектору средних составов сиенитов по Р. Дэли.

Средний химический состав гранитоидов бичурского и куналейского интрузивных

Усл. символ анализов	Свита, комплекс, массив, порода	Число анализов	SiO ₂		TiO ₂	
			\bar{x}	s	\bar{x}	s
1а	Джидинская свита	2	63,15	—	1,01	—
1б	роговики района р. Хамней	1	59,00	—	1,30	—
	роговик с грандидберитом					
1в	Боргойская свита	1	51,02	—	1,20	—
1г	метаморфизованный базальт	2	57,80	—	1,25	—
1д	ортофиры и их туфы	4	64,99	1,57	0,47	0,10
1е	окварцованные ортофиры и их туфы	3	71,17	3,16	0,33	0,15
	Бичурский интрузивный комплекс					
2а	Массивы района р. Хамней					
2	эссекситы	5	54,03	1,68	1,15	0,27
2б	сиениты	6	62,27	1,01	0,70	0,29
2в	граносиениты эндоконтакта	3	67,93	—	0,41	—
2г	дайка гранита в сиенитах	1	74,40	—	He	—
2д	дайки диабаза	3	49,13	1,77	обн. 1,33	0,12
	Добхорский массив					
3	биотитовые сиениты	3	62,17	1,35	0,46	0,04
3а	граниты	2	71,84	—	0,28	—
4а	Убур-Билютайский массив. Сиениты и граносиениты	4	65,25	1,95	0,38	0,05
	Подковский массив					
5а	диориты	2	57,55	—	0,79	—
5б	диорито-сиениты	2	61,65	—	0,36	—
	Ара-Билютайский массив					
6	габбро	1	54,50	—	2,00	—
6а	основные породы	8	54,30	0,62	1,80	0,15
6б	сиенито-диориты	5	56,76	0,85	1,11	0,09
6в	сиениты	4	61,64	1,63	0,94	0,16
6г	граносиениты	3	68,36	0,31	0,34	0,07
	Соготинский массив					
7а	порфирит	1	60,06	—	0,88	—
7б	трахитовые порфиры	2	64,29	—	0,78	—
7в	кислые породы первой фазы	4	69,83	1,95	0,70	0,32
7г	лейкократовые породы второй фазы	30	73,15	2,69	0,26	0,13
	Куналейский интрузивный комплекс					
8	Массивы района р. Хамней. Щелочной лейкократовый граносиенит	1	68,02	—	0,24	—
9	Добхорский массив. Щелочные лейкократовые сиениты и граносиениты	4	66,54	2,01	0,38	0,13
10	Улан-Дабанский массив. Щелочные лейкократовые сиениты	4	64,70	1,09	0,66	0,05
11	Ара-Билютайский массив					
11а	щелочные тонкозернистые породы ксенолитов	4	63,84	1,69	0,34	0,08
11б	щелочные амфиболовые сиениты	12	62,03	2,10	0,60	0,21
11в	щелочные биотитовые сиениты	5	62,99	1,66	0,71	0,24
11г	щелочные лейкократовые сиениты и граносиениты	3	66,64	1,59	0,23	0,02
11д	дайки щелочных биотитовых граносиенитов	3	68,50	1,05	0,41	0,27
	Гуджирский интрузивный комплекс					
12	Первомайский массив. Лейкократовые граниты и гранит-порфиры второй фазы	25	73,36	1,83	0,12	0,09

комплексов и вмещающих их пород Джиды-Хиловской структурно-фациальной зоны

Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
15,45	—	0,61	—	7,26	—	0,09	—	2,02	—	1,64	—	2,66	—	2,55	—
16,32	—	1,31	—	7,19	—	0,04	—	3,04	—	0,94	—	4,10	—	3,65	—
18,09	—	4,85	—	4,71	—	0,23	—	3,90	—	5,19	—	2,40	—	6,00	—
17,70	—	2,87	—	2,52	—	0,03	—	2,02	—	2,12	—	3,40	—	5,42	—
16,96	0,48	1,23	0,24	1,86	0,59	0,06	0,04	0,59	0,45	1,45	0,30	5,40	0,82	4,65	0,24
14,86	0,87	0,53	0,22	1,22	0,55	—	—	—	—	1,25	0,72	3,73	1,57	5,11	0,50
20,80	0,97	1,25	0,45	5,01	1,20	0,07	0,02	1,89	0,90	6,30	0,57	4,86	0,26	3,20	0,36
16,88	1,19	1,40	0,40	3,32	0,75	0,06	0,03	0,90	0,23	2,81	0,66	4,51	0,52	5,17	0,58
14,94	—	0,63	—	2,62	—	0,06	—	0,68	—	1,94	—	4,43	—	4,69	—
13,10	—	0,50	—	1,62	—	обн.	—	обн.	—	0,47	—	3,94	—	4,94	—
16,84	0,74	5,16	1,84	4,45	0,55	0,16	0,03	3,98	0,36	5,63	0,47	4,08	0,07	3,19	0,39
19,49	1,01	1,98	0,40	1,13	0,31	0,07	0,03	1,00	0,15	1,79	0,26	5,37	0,66	5,30	0,82
14,82	—	1,30	—	0,76	—	0,03	—	0,60	—	0,86	—	3,50	—	4,70	—
17,22	0,59	1,72	0,59	1,39	0,62	0,08	0,01	0,73	0,66	1,96	0,32	5,12	0,72	4,65	0,44
18,07	—	3,74	—	2,16	—	0,10	—	2,34	—	5,59	—	5,00	—	3,25	—
17,88	—	2,72	—	1,45	—	0,12	—	2,02	—	2,50	—	5,13	—	4,40	—
16,60	—	2,63	—	6,10	—	0,12	—	3,34	—	6,10	—	3,50	—	2,96	—
16,61	0,56	3,90	0,67	4,17	0,41	0,10	0,04	3,35	0,34	5,60	0,45	3,89	0,34	3,10	0,28
17,49	0,78	4,15	0,44	2,39	0,36	0,09	0,01	3,04	0,30	4,45	0,51	5,12	0,32	3,66	0,38
17,58	0,92	2,66	0,93	2,40	0,76	0,12	0,03	1,27	0,44	2,63	0,43	5,25	0,98	4,46	1,43
15,69	0,72	1,81	0,14	0,80	0,22	0,05	0,01	0,84	0,35	1,49	0,76	4,85	0,38	5,13	0,13
18,10	—	3,33	—	2,44	—	0,06	—	1,57	—	3,47	—	4,40	—	3,30	—
17,52	—	2,87	—	1,04	—	0,05	—	0,55	—	1,02	—	4,40	—	4,90	—
14,99	1,13	2,30	0,66	0,73	0,17	0,02	0,01	0,23	0,30	0,25	0,18	4,65	0,19	4,75	0,90
13,62	1,26	1,48	0,63	0,83	0,24	0,02	0,02	0,21	0,24	0,46	0,29	4,21	0,55	4,84	0,40
16,06	—	2,40	—	1,04	—	0,05	—	0,08	—	0,71	—	5,56	—	5,04	—
18,08	1,10	1,90	0,87	0,64	0,34	0,04	0,02	0,35	0,19	0,51	0,25	5,94	0,72	4,95	1,02
18,22	0,59	2,44	0,87	0,43	0,21	0,11	0,06	0,49	0,29	0,68	0,12	5,76	0,65	5,94	0,51
16,59	0,72	3,44	1,52	1,70	0,68	0,11	0,09	обн.	—	1,24	0,29	6,40	0,38	5,11	0,44
17,22	0,47	2,61	1,15	2,80	0,80	0,15	0,05	0,27	0,32	1,80	0,37	5,75	0,36	5,71	0,66
18,13	0,68	2,46	0,98	1,61	1,03	0,08	0,02	0,49	0,28	0,92	0,49	5,58	0,53	6,06	0,57
16,01	0,34	2,69	0,57	1,50	0,41	0,08	0,06	0,03	0,05	0,63	0,59	5,87	0,27	5,21	0,24
15,48	1,32	2,22	1,00	1,19	0,78	0,08	0,06	0,30	0,26	0,61	0,29	5,37	0,34	5,04	0,47
13,81	1,06	1,40	0,67	0,40	0,39	0,05	0,05	0,41	0,39	0,98	0,38	3,69	0,55	4,94	0,83

Средние числовые характеристики и коэффициенты гранитоидов бичурского и куналейского комплексов и вмещающих их пород Джиды-Хилокской структурно-фациальной зоны

Усл. символ анализов	Свита, комплекс, массив, порода	Число анализов	a		c		e		n		f		α		f _{ок}	
			\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S								
	Джидинская свита															
1a	роговики района р. Хамней	2	8,72	—	1,83	—	22,83	—	61,72	—	70,65	—	0,47	—	0,07	—
1б	роговик с грандидьеритом	1	14,25	—	2,37	—	15,67	—	62,86	—	60,73	—	0,66	—	0,14	—
	Боргойская свита															
1в	мегаморфизованный базальт	1	14,16	—	5,80	—	17,33	—	34,72	—	56,60	—	0,55	—	0,48	—
1г	метаандезиты и сланцы	2	16,49	—	2,62	—	12,54	—	46,51	—	58,29	—	0,68	—	0,49	—
1д	ортофиры и их туфы	4	18,76	1,56	1,59	0,47	5,07	1,57	63,54	3,96	75,78	11,80	0,82	0,06	0,39	0,13
1е	окварцованные ортофиры и их туфы	3	16,76	6,13	1,13	0,80	4,18	3,22	52,56	8,57	100,00	—	0,76	0,19	0,31	0,07
	Бичурский интрузивный комплекс															
2a	Массивы района р. Хамней															
2б	эссекситы	5	15,76	0,95	6,96	0,50	10,87	2,97	68,24	2,97	66,48	8,29	0,53	0,02	0,19	0,08
2б	сиениты	6	17,74	1,85	2,60	0,76	6,98	1,53	56,99	1,97	74,41	4,20	0,77	0,08	0,28	0,09
2в	граносиениты эндоконтакта	3	16,31	—	0,71	—	5,90	—	58,11	—	79,68	—	0,83	—	0,18	—
2г	дайка гранита в сиенитах	1	15,20	—	0,60	—	2,40	—	54,80	—	100,00	—	0,90	—	0,21	—
2д	дайки диабазы	3	14,73	0,03	4,83	0,42	19,03	1,72	66,03	2,53	57,53	3,00	0,60	0,02	0,50	0,13
	Добхорский массив															
3	биотитовые сиениты	3	19,55	2,66	2,20	0,26	6,66	1,35	60,63	1,27	62,83	3,33	0,74	0,07	0,62	0,06
3a	граниты	2	14,00	—	1,01	—	5,93	—	52,75	—	62,50	—	0,74	—	0,64	—
4a	Убур-Виллютайтский массив. Сиениты и граносиениты	4	17,99	1,11	2,03	0,53	5,51	1,73	62,21	5,54	73,00	19,34	0,78	0,06	0,53	0,18
	Подковский массив															
5a	диориты	2	16,00	—	4,35	—	12,44	—	70,07	—	55,47	—	0,65	—	0,61	—
5б	диорито-сиениты	2	18,00	—	3,05	—	7,35	—	66,75	—	54,00	—	0,74	—	0,63	—
	Ара-Виллютайтский массив															
6	габбро	1	12,00	—	5,00	—	17,00	—	63,40	—	59,00	—	0,50	—	0,27	—

6а	основные породы	8	13,49	1,14	4,73	0,79	16,11	1,21	65,40	1,46	53,14	4,05	0,58	0,06	0,44	0,08
6б	сиенито-диориты	5	16,83	0,82	3,48	0,83	13,48	0,70	68,01	2,73	56,96	7,09	0,71	0,06	0,59	0,05
6в	сиениты	4	16,05	1,63	2,73	0,65	7,65	0,93	64,93	11,48	60,75	18,06	0,77	0,07	0,49	0,18
6г	граносиениты	3	17,40	1,28	1,47	0,60	4,40	0,44	59,13	4,24	63,00	9,17	0,86	0,02	0,68	0,05
Соготинский массив																
	порфирит	1	14,93	—	4,37	—	9,43	—	66,98	—	66,67	—	0,60	—	0,56	—
	трахитовые порфиры	2	16,76	—	1,22	—	8,75	—	56,62	—	81,37	—	0,72	—	0,70	—
7в	кислые породы первой фазы	4	16,62	1,27	0,35	0,24	5,31	0,87	59,95	5,07	89,63	13,48	0,85	0,02	0,73	0,08
7г	лейкократовые породы второй фазы	30	15,75	1,61	0,51	0,34	3,26	0,97	56,75	3,19	85,40	14,33	0,90	0,04	0,59	0,13
8	Куналейский интрузивный комплекс															
	Массивы района р. Хамней. Щелочной лейкократовый граносиенит	1	19,34	—	0,86	—	3,10	—	62,63	—	95,27	—	0,91	—	0,68	—
9	Добхорский массив. Щелочные лейкократовые сиениты и граносиениты	4	19,78	1,37	0,60	0,29	5,45	0,48	64,57	6,79	78,95	10,41	0,84	0,02	0,70	0,16
10	Улан-Дабанский массив. Щелочные лейкократовые сиениты	4	20,95	2,12	0,77	0,06	4,91	2,28	59,46	1,54	77,38	10,42	0,87	0,06	0,82	0,10
11а	Ара-Билжатайский массив															
11а	щелочные тонкозернистые породы ксенолитов	4	21,40	0,73	0,36	0,33	5,70	0,32	65,70	1,38	100,00	—	0,97	0,04	0,64	0,09
11б	щелочные амфиболовые сиениты	12	20,88	1,11	1,12	0,48	6,85	1,39	60,58	3,24	92,18	9,28	0,91	0,07	0,48	0,15
11в	щелочные биотитовые сиениты	5	20,78	1,68	1,02	0,73	5,70	1,80	58,33	2,88	82,21	6,77	0,87	0,09	0,62	0,18
11г	щелочные лейкократовые сиениты и граносиениты	3	20,18	0,73	0,58	0,30	4,10	0,94	63,19	0,82	98,42	2,73	0,95	0,05	0,62	0,02
11д	дайки щелочных биотитовых граносиенитов	3	18,44	0,84	0,59	0,32	4,11	0,30	61,81	2,95	84,83	14,30	0,92	0,04	0,48	0,23
12	Гуджирский интрузивный комплекс															
	Первомайский массив. Лейкократовые граниты и гранит-порфиры второй фазы	25	14,84	1,02	0,94	0,49	2,92	1,06	51,41	10,56	73,61	23,38	0,82	0,10	0,79	0,17

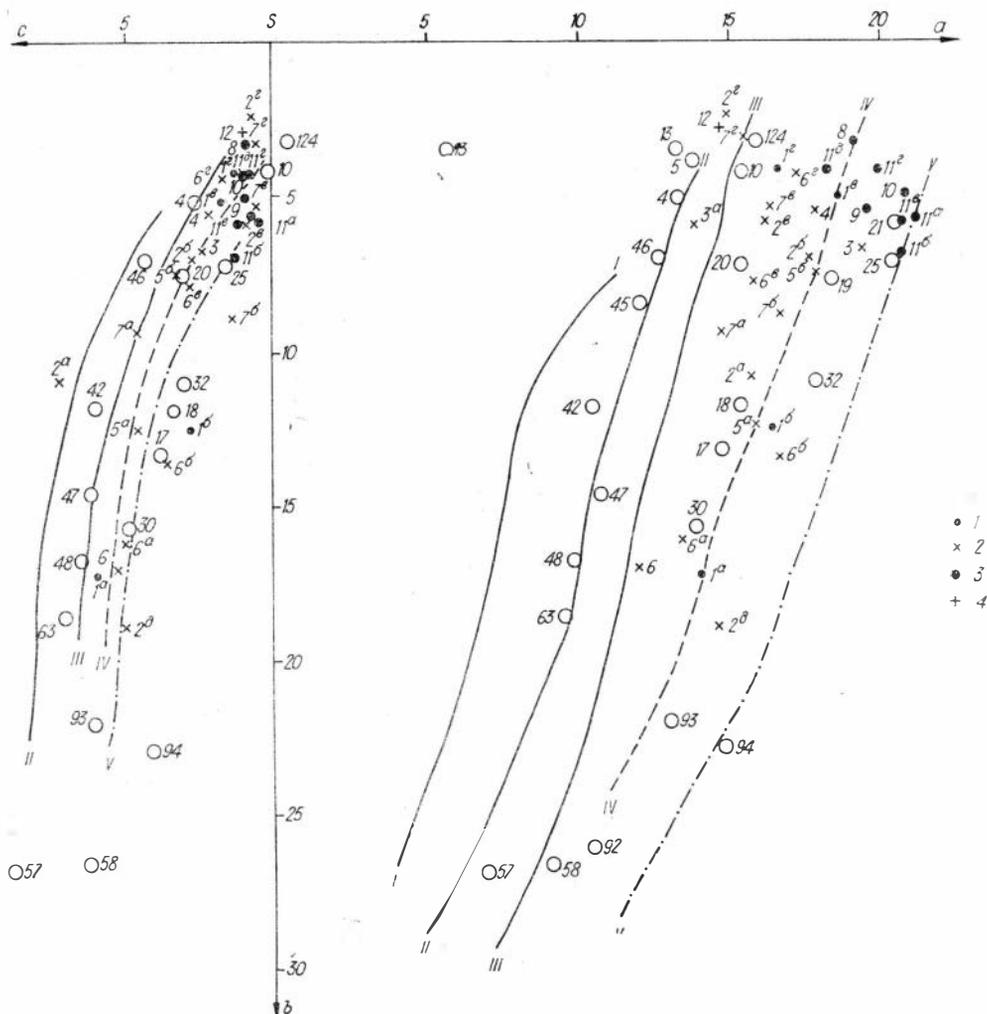


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма пород Джиды-Хилокской структурно-фациальной зоны.

1—4 — наименования пород, см. табл. 5. Остальные обозн. см. рис. 2.

Сиениты и граносиениты второй фазы отличаются от средних составов сиенитов большей лейкократовостью. В темноцветных минералах сиенитов по сравнению с эссекситами ранней фазы уменьшается содержание магния и увеличивается — кальция и железа. В некоторых разновидностях появляется избыток алюминия, что фиксируется изменением наклона вектора влево.

Граниты третьей фазы характеризуются избытком алюминия, лейкократовостью и высокой железистостью темноцветных минералов. На рис. 8 точка состава гранита ложится на продолжении линии габбро-диорит — гранит.

Соотношения коэффициентов железистости и апгаитности для пород массива приведены на рис. 9. С увеличением кислотности пород значения этих коэффициентов закономерно повышаются, достигая максимума в гранитах, причем абсолютные величины коэффициентов железистости значительно выше, чем в близких по содержанию SiO_2 породах щелочного ряда. По коэффициентам апгаитности описываемые породы занимают промежуточное положение между породами щелочного и нормального рядов.

По абсолютным величинам коэффициентов железистости и апгаитности породы массива в целом можно отнести к производным субщелочной

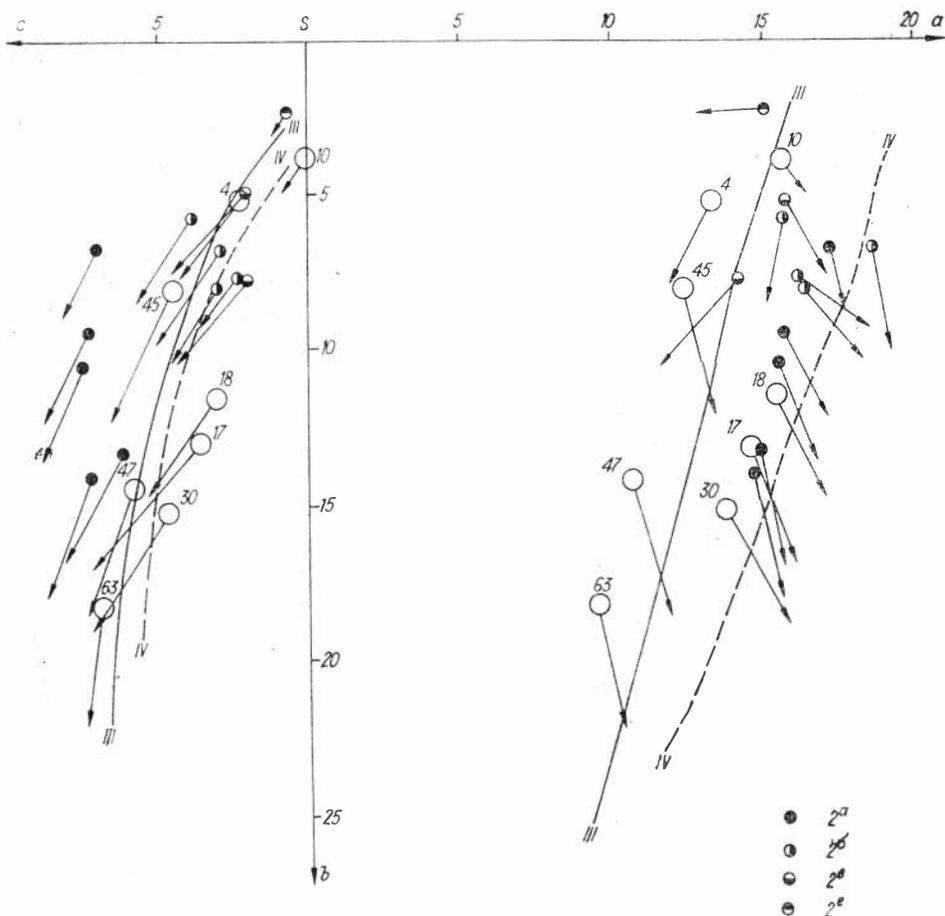


Рис. 8. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому пород массива р. Хамней Джиды-Хилокской структурно-фациальной зоны. Усл. обозн. см. рис. 2; 2а—2г — см.табл. 5.

магмы, а по их соотношениям — к вулканической серии пород нормальной щелочности. Интересная особенность массива — очень низкий коэффициент окисления, близкий у пород различной основности, — $0,21 \pm 0,04$. Таким низким значением коэффициента окисления в других зонах обладают только габбро-диабазы урочища Буй в Малханской зоне и гранитоиды нижнего палеозоя района г. Петровск-Забайкальский в Удино-Витимской зоне. Заметим, что вмещающие массив роговики среднего состава имеют еще более низкие значения этого коэффициента ($0,07—0,14$). С коэффициентом окисления связывают, как известно, глубину формирования массивов. Можно предполагать, что становление всех пород массива происходило на значительной глубине, за исключением более поздних даек диабаз, коэффициент окисления которых равен $0,50$.

Таким образом, эволюция пород в процессе становления данного массива, с одной стороны, сходна с формированием пород бичурского комплекса в других зонах (пантеллеритовая тенденция в эволюции магмы при становлении массива и щелочноземельный тип магмы), с другой — породы массива обладают большей лейкократовостью, щелочностью, железистостью и преобладанием в них, кроме эссекситов, калия над натрием по сравнению с близкими по основности породами Малханской зоны.

Гранитоиды бичурского комплекса в пределах Ара-Билютайского массива не имеют значительного распространения. Они сохранились в виде

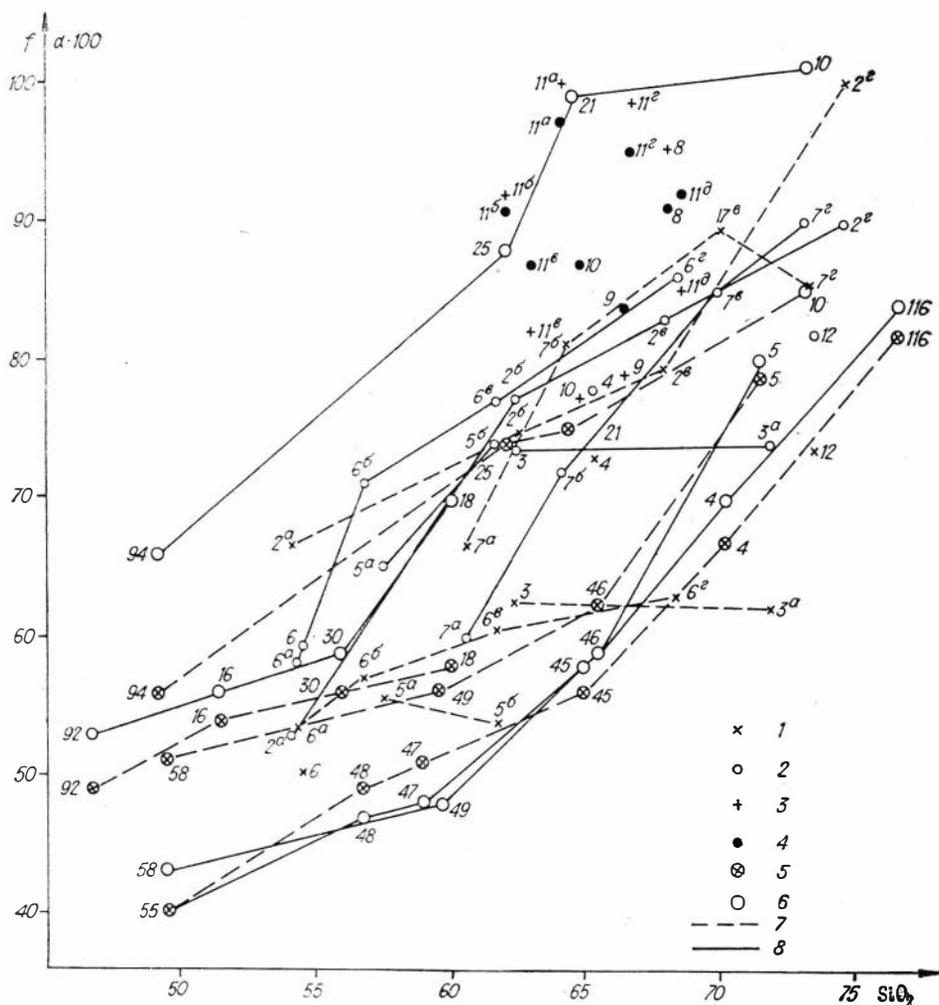


Рис. 9. Соотношение коэффициентов железистости и агапитности с содержанием SiO_2 в породах Джиды-Хилокской структурно-фациальной зоны.

1 — коэффициенты железистости и 2 — коэффициенты агапитности ($\alpha \cdot 100$) пород бичурского комплекса; 3 — коэффициенты железистости и 4 — коэффициенты агапитности пород куналейского комплекса. Цифры около усл. обозн. 1—4 см. табл. 5; остальные обозн. — см. рис. 4.

небольших тел нередко пластовой формы и мелких ксенолитов среди щелочных сиенитов и граносиенитов. Можно выделить несколько петрохимических типов — основные породы, диорито-сиениты, сиениты, граносиениты. Составы этих пород, кроме диорито-сиенитов, на диаграмме А. Н. Заварицкого в правой части ложатся между линиями Йеллоустонского парка и Этны, а в левой несколько сдвинуты к линии *Sb*, за исключением наиболее кислых разновидностей, которые характеризуются нормальной известковистостью. Диорито-сиениты располагаются правее линии Этны, что свидетельствует об их повышенной щелочности.

В группу основных пород объединены породы близкой основности ($\bar{x}_{\text{SiO}_2} = 54,3 \pm 0,6$), но с большим разбросом содержаний других породообразующих окислов, что обусловило вариации в составе пород от кварцевых габбро (точка б) до монцонитов и диоритов. Средние значения основных характеристик этих пород на диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 7) ложатся вблизи монцонитов, но отличаются от них меньшими содержаниями SiO_2 и K_2O и большим — Na_2O . Породы характеризуются большими

колебаниями значений коэффициентов железистости (48,6—59,0) и агпаитности (0,50—0,68). По абсолютным величинам этих характеристик они отвечают породам нормального по щелочности ряда.

Диорито-сиениты характеризуются рядом особенностей, обусловивших их переходное положение между диоритами и сиенитами. По содержаниям SiO_2 и Al_2O_3 , а также по минералогическому составу они ближе всего диоритам, но обладают более высокой щелочностью, лейкократовостью и более низкой кальциевостью. При близком к сиенитовому суммарном количестве щелочей диорито-сиениты содержат значительно больше натрия и меньше калия. Коэффициент агпаитности у них выше коэффициента железистости: по абсолютной величине он больше, чем у сиенитов нормальной щелочности.

В результате такой специфики химизма пород на диаграмме А. Н. Заварицкого точки их состава в правой части легли значительно правее средних составов сиенитов по Р. Дэли, а в левой — вблизи сиенитов. Как и в основных породах, среди диорито-сиенитов имеются различия, которые при близком для всей группы содержании SiO_2 имеют меньшую щелочность, более высокие значения характеристик c и b и низкий коэффициент агпаитности с обратным соотношением коэффициентов f и α ($f > \alpha$), что приближает их к диоритам. Заметим, что при переходе от диоритов к сиенитам нормальной щелочности (средние составы по Р. Дэли) содержания SiO_2 в породах возрастают на 1,80%, а сумма щелочей — на 2,76% (Na_2O на 0,09%, K_2O на 2,67%). В рассматриваемых сиенито-диоритах при таком же содержании SiO_2 , что и в диоритах, количество щелочей выше на 3,27% (Na_2O на 1,73%, K_2O на 1,24%). Это обусловило своеобразный минералогический облик породы, отличный от облика обычных сиенитов, с довольно кислым плагиоклазом, пироксеном, незначительной примесью интерстиционного калишпата и обильной биотитизацией.

Как в основных породах, так и в диорито-сиенитах изменение их состава с увеличением содержания SiO_2 происходит в основном в направлении уменьшения содержаний CaO и MgO и повышения — щелочей, причем калия более интенсивно, чем натрия. Это положение подтверждается данными корреляционного анализа. В основных породах $r_{\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}} = -0,55$, $r_{\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}} = -0,88$ (при $n = 8$ и $r_{0,5} = 0,707$); в диорито-сиенитах $r_{\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}} = -0,08$, $r_{\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}} = -0,83$ (при $n = 8$), и появляется значимая отрицательная связь K_2O с Al_2O_3 ($r_{\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}} = -0,75$). Связь щелочей с MgO также отрицательная, но ниже 95%-ного уровня значимости.

Учитывая геологическое положение и форму тел основных пород и диорито-сиенитов, своеобразие их химического и минералогического составов, высокое содержание щелочей и большой разброс содержаний MgO , CaO и щелочей при относительном постоянстве SiO_2 в породах, наконец, присутствие различий, близких к кварцевым габбро и диоритам (андезитам) нормальной щелочности, можно говорить об образовании этих пород не за счет эволюции магмы типа эссекситовое габбро — монзонит — сиенит, а за счет ощелачивания основных и средних пород нормального по щелочности ряда при воздействии на них более щелочной магмы.

Сиениты бичурского комплекса в Ара-Билютайском массиве по основным характеристикам и сумме щелочей отвечают щелочноземельным трахитам по Р. Дэли как в правой, так и в левой части диаграммы А. Н. Заварицкого (см. рис. 7), отличались от них преобладанием натрия над калием. Граносиениты на петрохимической диаграмме ложатся между линиями Этны и Йеллоустонского парка, характеризуются большей, чем сиениты, лейкократовостью, меньшим значением характеристики c и большим содержанием щелочей, при этом калий преобладает над натрием.

Таким образом, в Ара-Билютайском массиве эволюция бичурских гранитоидов, по-видимому, проходила по линии габбро-диорит — сиенит — граносиениты, как и в Бичурском массиве Малханской зоны, но основные и средние породы, вероятно, подверглись воздействию щелочных флюидов

более поздних магм, что и привело к повышенной щелочности, лейкократовости и пониженной кальциевости этих пород.

Составы пород Соготинского массива (см. рис. 7) располагаются между линиями III и IV в поле пород, нормальных по щелочности. Эволюция химизма пород здесь такая же, как в предыдущих массивах. В прямой зависимости от возрастания SiO_2 пород уменьшается величина характеристики b и увеличивается — f и α . Для массива в целом характерен высокий окислительный потенциал (64,5). При сравнении состава пород массива со средними составами пород по Р. Дэли выявляется особенность, отмеченная ранее для других массивов зоны,— более низкие содержания Mg, Ca и более высокие — щелочей при близости содержаний SiO_2 и других окислов.

Во всех породах, кроме порфиринов, калий преобладает над натрием. Максимальное содержание щелочей отмечается в трахитовых порфирах и кислых породах первой фазы (9,40—9,30%). Соотношение коэффициентов железистости и агпаитности в породах массива такое же, как в эффузивах нормального по щелочности ряда базальт — дацит — липарит. По абсолютной величине железистость пород выше, чем у соответствующих пород нормального ряда, а агпаитность остается на уровне пород нормальной щелочности.

В остальных рассматриваемых нами массивах Джиды-Хилокской зоны — Подковском, Убур-Билютайском и Добхорском — гранитоиды бичурского комплекса представлены менее полно.

В Подковском массиве распространены диориты и сиениты. Как видно из рис. 7, их составы ложатся на линию Этны как в правой, так и в левой части диаграммы. Диориты по величине характеристик a и b тяготеют к сиенитам нормальной щелочности, но содержат больше кальция, а сиениты по этим параметрам сопоставимы с щелочноземельными трахитами. Значения коэффициентов железистости и агпаитности и их соотношения отвечают таковым для пород нормального ряда. Особенностью массива является преобладание натрия над калием не только в диоритах, но и в сиенитах.

Сиениты и граносиениты Убур-Билютайского массива по положению на петрохимической диаграмме как бы продолжают линию диорит — сиенит Подковского массива как в правой, так и в левой части диаграммы. По сумме K_2O и Na_2O они несколько богаче (9,77%) сиенитов Подковского массива, но соотношение щелочей такое же — натрия больше, чем калия. На рис. 9 точка агпаитности сиенитов и граносиенитов Убур-Билютайского массива также попадает на продолжение линии с точками агпаитности Подковского массива, а по абсолютному значению этот коэффициент очень близок коэффициенту агпаитности щелочноземельных трахитов. Железистость пород, напротив, значительно выше, чем у сиенитов Подковского массива, и близка по величине трахитам нормальной щелочности. Соотношения f и α аналогичны таковым в сиенитовой магме нормальной щелочности.

В Добхорском массиве в сиенитах и гранитах при близком значении характеристик b , f и α сиениты имеют самую высокую (10,67%), а граниты самую низкую (8,20%) сумму щелочей среди аналогичных пород бичурского комплекса Джиды-Хилокской зоны. Значения коэффициентов f и α сиенитов и гранитов располагаются вблизи точек одноименных пород нормальной щелочности (см. рис. 9). В сиенитах содержания натрия и калия равны, в гранитах калий преобладает над натрием.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 7) видно, что большинство гранитоидов бичурского комплекса Джиды-Хилокской зоны в правой части диаграммы расположились между линиями Йеллоустонского парка и Этны, ближе к линии Этны для средних по основности пород и с отклонением к менее щелочной линии пород типа Йеллоустонского парка в кислых разностях, повторяя тем самым отмеченную ранее пантеллеритовую

тенденцию для бичурских гранитоидов Малханской зоны. В левой части диаграммы расположение точек составов пород менее закономерно. Для большинства пород отмечается смещение точек к линии Sb , наиболее сильное у пород средней основности, слабее — у гранитов и основных пород. Данные корреляционного анализа показали, что в процессе эволюции магмы бичурских гранитоидов происходит увеличение значений коэффициентов железистости и агпаитности с повышением кислотности пород: $r_{SiO_2/f} = 0,51$ и $r_{SiO_2/\alpha} = 0,73$ при $n = 50$ и $r_{05} = 0,364$.

Для коэффициента окисления зависимости от кислотности пород не устанавливается: $r_{SiO_2/f_{ок}} = -0,12$ при $n = 50$ и $r_{05} = 0,364$.

Характер поведения щелочей в бичурских гранитоидах различных массивов зоны различен. В некоторых массивах (Соготинский, массив района р. Хамней) калий преобладает над натрием во всех породах, кроме наиболее основных. В других же массивах (Ара-Билютайский, Убур-Билютайский, Подковский), наоборот, натрия больше, чем калия, во всех породах, кроме самых кислых, в которых калий преобладает над натрием. В ходе эволюции гранитоидов от основных пород к более кислым содержание натрия закономерно понижается, а калия — возрастает, однако, за редким исключением, максимальные содержания и натрия и калия отмечаются в сиенитах.

Вмещающими породами Подковского, Убур-Билютайского и Ара-Билютайского массивов являются эффузивно-туфогенные отложения нижней части боргойской свиты. Наибольшим распространением пользуются эффузивы среднего состава и их туфы, менее распространены основные и кислые вулканогенные образования. Породы подверглись метаморфизму. Химический состав и характеристики по А. Н. Заварицкому пород боргойской свиты отражены в табл. 5 и 6. На петрохимической диаграмме (см. рис. 7) точки составов пород боргойской свиты попадают на кривую типа Этны с небольшим отклонением вправо у андезитов и более значительным влево, в сторону меньшей щелочности, у самых кислых разновидностей. Значения характеристики c , кроме андезитовой, несколько сдвинуты с кривой типа Этны в сторону большей кальциевости. По содержанию породообразующих окислов, кроме кальция и щелочей, базальты боргойской свиты тождественны базальтам тамирской свиты. Отличие состоит в ином соотношении двух- и трехвалентного железа (в боргойской свите Fe^{2+} больше Fe^{3+}), в меньшем количестве кальция (на 2%) и большем щелочей (на 2%), причем K_2O резко преобладает над Na_2O ($n = 34,7$), и в несколько повышенной агпаитности при одинаковой железистости сравниваемых пород. Метаморфизованные андезиты боргойской свиты сопоставимы с андезитами тамирской свиты, но содержат меньше железа и кальция, при близком суммарном количестве щелочей в них Na_2O меньше, а K_2O больше, чем в андезитах тамирской свиты. При одинаковом значении коэффициента агпаитности коэффициент железистости андезитов боргойской свиты несколько занижен. Средний состав ортофиоров боргойской свиты отвечает составу трахитов района с. Харитоново Удино-Витимской структурно-фациальной зоны. Отличие состоит в несколько повышенной железистости и кальциевости ортофиоров, а также более низком коэффициенте окисления (0,39 против 0,74).

Следует отметить, что низкий коэффициент окисления характерен для всех пород боргойской свиты. В целом породы ее в рассматриваемом районе отличаются от соответствующих по основности пород тамирской свиты Малханской зоны несколько большей щелочностью, лейкократовостью и меньшей кальциевостью.

Сравнение составов пород боргойской свиты с составами пород бичурского комплекса из массивов, локализованных в этой толще, указывает на близость составов базальтов и андезитов с основными породами,

диорито-сиенитами Ара-Билютайского массива и диоритами Подковского массива, а ортофиоров—с сиенитами и граносиенитами Убур-Билютайского массива. Это сходство распространяется и на величины коэффициентов агпаитности, железистости и соотношение щелочей ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$). Исключением составляют основные эффузивы. Высокая калиевость последних, проявленная в интенсивной биотитизации пород, могла быть вызвана влиянием сиенитовой магмы соседних массивов.

На основании близости состава, времени образования и геологической позиции можно заключить, что бичурские гранитоиды рассматриваемых массивов и вмещающие их эффузивы боргойской свиты являются комагматами.

Щелочные гранитоиды куналейского комплекса Джиды-Хилокской структурно-фациальной зоны охарактеризованы 35 анализами, из них 22 оригинальные. Химизм щелочных пород рассмотрен на примере массивов района р. Хамней, Добхорского, Улан-Дабанского и Ара-Билютайского. Средние составы пород и основные характеристики по А. Н. Заварицкому приведены в табл. 5 и 6. В большинстве массивов, кроме Ара-Билютайского, породы куналейского комплекса представлены лейкократовыми разновидностями сиенитов и граносиенитов. В Ара-Билютайском массиве, наряду с лейкократовыми разновидностями, распространены амфиболовые и биотитовые сиениты, связанные между собой фациальными переходами.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 7) точки основных характеристик щелочных сиенитов располагаются между линиями ассоциаций типа Этны и Марос-Хайвуд, вблизи средних составов щелочных сиенитов по Р. Дэли. При этом составы щелочных гранитоидов, так же как и бичурских, ложатся по дугообразной кривой с наибольшей величиной характеристики a у более меланократовых амфиболовых сиенитов и наименьшей— у более кислых лейкократовых граносиенитов, напоминая тем самым пантеллеритовую тенденцию изменения состава пород бичурских гранитоидов. Это нашло отражение в наличии высокой отрицательной связи между содержаниями SiO_2 пород и значениями характеристики a ($r_{\text{SiO}_2/a} = -0,72$ при $n = 39$ и $r_{01} = 0,407$) и менее сильной значимой — между содержаниями SiO_2 и значениями c ($r_{\text{SiO}_2/c} = -0,38$ при $n = 39$ и $r_{05} = 0,310$) и b ($r_{\text{SiO}_2/b} = -0,46$ при $n = 39$). Содержание щелочей довольно постоянно: в сиенитах оно равно $11,08 \pm 0,25$ до $11,70 \pm 0,58$, в граносиенитах — от 10,41 до 10,60. Максимальное содержание щелочей отмечается в сиенитах Улан-Дабанского массива, наименьшее — в лейкократовых сиенитах Ара-Билютайского массива. В большинстве щелочных гранитоидов натрия преобладает над калием. Исключение составляют лейкократовые сиениты Улан-Дабанского и биотитовые сиениты Ара-Билютайского массивов, в которых калия больше, чем натрия. Значения коэффициентов железистости и агпаитности и их соотношения в щелочных гранитоидах отражены на рис. 9. Агпаитность щелочных пород значительно выше, чем в соответствующих породах бичурского комплекса, и несколько ниже, чем в щелочных породах Добхорского массива. Значения коэффициентов агпаитности размещаются вблизи кривой, соединяющей точки коэффициентов агпаитности средних составов нордмаркитов и щелочных сиенитов по Р. Дэли. Разброс в значениях коэффициента железистости более значительный, однако и он по абсолютной величине выше коэффициента железистости средних составов щелочных пород. Наибольшая железистость характерна для щелочных пород Ара-Билютайского массива, меньшая — в биотитовых сиенитах, наименьшая — в сиенитах Добхорского и Улан-Дабанского массивов, где совпадает с железистостью пород бичурского комплекса массива района р. Хамней.

Анализ соотношений коэффициентов f и α в породах куналейского комплекса зоны выявляет две тенденции. С одной стороны, в ряде пород

отмечается, что $f > \alpha$, с другой — $\alpha > f$. Первая тенденция наблюдается в щелочных породах Ара-Билютайского массива (кроме биотитовых сиенитов) и массивов района р. Хамней, вторая — в Добхорском и Улан-Дабанском массивах.

В отличие от пород бичурского комплекса, в которых отмечалась сильная положительная связь между SiO_2 гранитоидов и коэффициентами f и α , в щелочных породах такая связь отрицательная. Она ниже значимого уровня для коэффициента железистости и значимая для коэффициента агпаитности ($r_{\text{SiO}_2/\alpha} = -0,41$ при $n = 39$ и $r_{05} = 0,310$). Коэффициент окисления в щелочных породах зоны колеблется в пределах $0,62 \pm 0,18 - 0,82 \pm 0,10$, понижаясь до $0,48 \pm 0,15$ только в амфиболовых сиенитах Ара-Билютайского массива. Самый высокий коэффициент окисления наблюдается в Улан-Дабанском и самый низкий — в Ара-Билютайском массивах. Среднее значение $f_{\text{ок}}$ щелочных пород купалейского комплекса Джида-Хилокской зоны равен $0,66 \pm 0,20$, тогда как пород бичурского комплекса — $0,47 \pm 0,19$. Однако при сопоставлении коэффициентов окисления из однотипных пород бичурского и куналейского комплексов в пределах одного массива этого различия не обнаруживается. Так, в Ара-Билютайском массиве коэффициент окисления бичурских сиенитов равен $0,52 \pm 0,13$ ($n = 20$), а куналейских — $0,53 \pm 0,16$ ($n = 21$). Близки коэффициенты окисления пород различных комплексов и в Добхорском массиве. Корреляционный анализ выявил в щелочных породах рассматриваемой зоны сильную положительную связь между коэффициентом окисления и содержанием SiO_2 пород ($r_{\text{SiO}_2/f_{\text{ок}}} = +0,59$ при $n = 39$ и $r_{01} = 0,407$), тогда как в породах бичурского комплекса такая связь отсутствует.

При сопоставлении сиенитов из разных массивов куналейского комплекса в пределах зоны с помощью критериев Стьюдента и Фишера (см. табл. 8 в прилож.) выявлено, что основные различия между ними имеются по содержанию алюминия, железа, магния, кальция и значениям характеристик c , b , n и $f_{\text{ок}}$.

Сравнение с помощью этих же критериев однотипных пород бичурского и куналейского комплексов показало следующее. Сиениты куналейского комплекса имеют математически достоверные различия с сиенитами бичурского комплекса по магнию, кальцию, натрию, калию и характеристикам a , c , b , n и α (см. табл. 8 в прилож.). Щелочные сиениты беднее магнием и кальцием и богаче щелочами, в них ниже значения характеристик c , b , n и выше — a и α . Отличие граносиенитов куналейского комплекса от бичурских по этим критериям состоит в более высоком содержании Fe_2O_3 и значении характеристики n и меньшем — MgO и CaO (см. табл. 9 в прилож.). Щелочные граниты богаче бичурских гранитов Al_2O_3 и Na_2O и беднее FeO и CaO . В них выше величины характеристик a и n (см. табл. 10 в прилож.). Для всех пород купалейского комплекса отмечается более высокий коэффициент окисления, чем в гранитоидах бичурского комплекса.

Породы гуджирского интрузивного комплекса рассмотрены нами на примере Первомайского массива. Они представлены лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами и охарактеризованы 25 химическими анализами (см. табл. 5 и 6). На диаграмме А. Н. Заварицкого точка среднего состава этих пород ложится на линию типа Пеле, т. е. они относятся к нормальному по щелочности ряду. Коэффициенты агпаитности и железистости в них также близки соответствующим коэффициентам пород нормального ряда и по величине этих коэффициентов они занимают промежуточное положение между гранитами и аляскитами. Гранитоиды характеризуются высокой суммой щелочей с близкими содержаниями калия и натрия и большим коэффициентом окисления (0,79).

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОРОД
БИЧУРСКОГО И КУНАЛЕЙСКОГО КОМПЛЕКСОВ
ПО СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫМ ЗОНАМ**

Сопоставление особенностей химизма основных, средних и умеренно-кислых пород бичурского комплекса мы провели для Малханской и Джидда-Хилокской структурно-фациальных зон, где широко распространены породы подобной основности. Сравнение петрохимических особенностей лейкократовых гранитов бичурского комплекса было проведено лишь для Удино-Витимской и Малханской зон.

Средние содержания и дисперсии содержаний окислов, основных характеристик по А. Н. Заварицкому, коэффициентов железистости, агпаитности и окисления пород близкой основности по структурно-фациальным зонам и результаты сравнения их друг с другом с помощью t - и F -критериев приведены в табл. 7.

Проведенные исследования выявили следующие закономерности:

1. Во всех сравниваемых типах пород Джидда-Хилокской структурно-фациальной зоны содержание Al_2O_3 выше, чем в породах Малханской зоны. Различий между содержаниями Al_2O_3 в породах Малханской и Удино-Витимской зон нет.

2. В основных и гибридных породах второй фазы бичурского комплекса, содержащих 60—66 вес. % SiO_2 Малханской зоны, магния больше, чем в аналогичных породах Джидда-Хилокской зоны. Если учесть, что гибридные породы второй фазы наиболее распространены в пределах как Малханской, так и Джидда-Хилокской зоны, можно говорить, что породы первых двух фаз бичурского комплекса в Малханской структурно-фациальной зоне богаче магнием, чем породы Джидда-Хилокской зоны. Различий в содержании магния умеренно-кислых пород обеих зон и кислых пород Малханской и Удино-Витимской зон нет.

3. Содержание щелочей в породах Джидда-Хилокской структурно-фациальной зоны выше, чем в породах Малханской зоны. Особенно велика разница в содержании калия. Статистически достоверных различий в содержаниях щелочей в гранитах Малханской и Удино-Витимской зон нет.

4. Характеристика a выше в породах Джидда-Хилокской зоны, чем в породах Малханской зоны. Разницы между характеристиками a для гранитов Малханской и Удино-Витимской зон нет.

5. Породы первых фаз бичурского комплекса Малханской зоны более меланократовые, плагиоклазы в них более основные, чем соответствующие породы Джидда-Хилокской зоны.

6. Разницы дисперсий содержаний окислов по зонам для большинства пород нет, исключая дисперсии содержаний Fe_2O_3 в основных породах Малханской и Джидда-Хилокской зон, а также характеристик b , n и коэффициентов железистости в гибридных породах второй фазы этих зон.

7. Абсолютные величины дисперсий содержаний наиболее велики по всем зонам для коэффициентов железистости и агпаитности.

Сравнение особенностей химизма пород куналейского комплекса по структурно-фациальным зонам мы проведем для трех групп пород — щелочных сиенитов (60—65% SiO_2), щелочных граносиенитов и умеренно-кислых щелочных гранитов (~68% SiO_2) и щелочных гранитов (> 70% SiO_2). Щелочные сиениты широко распространены во всех структурно-фациальных зонах, анализы граносиенитов и умеренно-кислых гранитов у нас имеются по Малханской и Джидда-Хилокской зонам, щелочные граниты сравнивались нами на примере Малханской и Удино-Витимской структурно-фациальных зон. Средние составы и дисперсии содержаний пород основных характеристик по А. Н. Заварицкому, коэффициентов железистости и агпаитности по зонам и сравнение пород близкой основ-

ности с помощью критериев различия Стьюдента и Фишера даны в табл. 8 и 9.

Анализ приведенных таблиц показывает следующее:

1. Щелочные сиениты Джиды-Хилокской зоны богаче титаном и алюминием, чем щелочные сиениты Малханской и Удино-Витимской структурно-фациальных зон. Щелочные сиениты Удино-Витимской зоны богаче щелочных сиенитов Малханской зоны алюминием.

2. Щелочные сиениты Удино-Витимской зоны богаче магнием и беднее кальцием, чем щелочные сиениты Малханской и Джиды-Хилокской структурно-фациальных зон.

3. Щелочные сиениты Малханской структурно-фациальной зоны богаче натрием, чем щелочные сиениты Джиды-Хилокской зоны, и беднее калием, чем соответствующие породы Джиды-Хилокской и Удино-Витимской структурно-фациальных зон.

4. Характеристика b выше в щелочных сиенитах Джиды-Хилокской зоны, чем в щелочных сиенитах Малханской и Удино-Витимской зон, характеристика n наиболее высокая в щелочных сиенитах Малханской зоны.

5. Самое низкое значение коэффициента железистости устанавливается в щелочных сиенитах Удино-Витимской структурно-фациальной зоны, а коэффициента алгаитности — в щелочных сиенитах Джиды-Хилокской.

Сравнение составов умеренно-кислых щелочных гранитов и граносиенитов куналейского комплекса Малханской и Джиды-Хилокской структурно-фациальных зон и щелочных гранитов Малханской и Удино-Витимской зон (см. табл. 9) показывает, что породы Малханской зоны богаче магнием и железом, чем породы Джиды-Хилокской зоны, и богаче титаном и магнием и беднее железом, чем щелочные граниты Удино-Витимской структурно-фациальной зоны. В них выше коэффициент алгаитности, чем в породах обеих зон, и ниже коэффициент железистости, чем в щелочных гранитах Удино-Витимской зоны, и коэффициент окисления, чем в породах Джиды-Хилокской зоны.

Проведенные исследования показывают, что в отдельных структурно-фациальных зонах интрузивные образования мезозойского возраста обладают присущими им специфическими особенностями состава пород. Эти особенности сохраняются в породах различной основности и даже в породах различных комплексов. В этой связи мезозойские гранитоиды Малханской структурно-фациальной зоны богаче магнием, натрием и железом, беднее алюминием и калием, чем породы Джиды-Хилокской структурно-фациальной зоны, и беднее алюминием и калием, чем породы Удино-Витимской структурно-фациальной зоны.

Выявленные различия химизма гранитоидов мезозойского возраста в различных структурно-фациальных зонах являются следствием особых условий их становления в сложном по тектоническому строению регионе. С учетом вертикальной петрогеохимической зональности гранитоидных плутонов (Амшинский, 1973) можно говорить, что гранитоиды Малханской структурно-фациальной зоны сформировались в более глубоких условиях, чем гранитоиды Джиды-Хилокской зоны.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЗМА ГРАНИТОВ ГУДЖИРСКОГО КОМПЛЕКСА И ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОВ БИЧУРСКОГО И КУНАЛЕЙСКОГО КОМПЛЕКСОВ

Среди лейкократовых гранитов юга Бурятии, относимых ранее к гуджирскому комплексу (J), помимо последних, выделяются три разновозрастные группы гранитов: пермские (абсолютный возраст 250—260 млн. лет), условно относимые к бичурскому комплексу граниты заключительной фазы бичурского комплекса (абсолютный возраст 215 млн. лет), граниты, сфор-

Сравнительная характеристика петрохимических особенностей пород бичурского комплекса по структурно-фациальным зонам

Окисел, характеристика, коэффициент	SiO ₂ <55,0 %			55,0—60,0 % SiO ₂			60,0—66,0 % SiO ₂				67,0—70,0 % SiO ₂			SiO ₂ >70,0 %		
	М(6)	Д-Х(5)	t/f	М(11)	Д-Х(8)	t/f	М(15)	Д-Х(22)	F(f ₁ -f ₂)	t/f	М(17)	Д-Х(8)	t/f	М(23)	У-В(11)	t/f
SiO ₂	$\frac{52,11}{1,57}$	$\frac{54,03}{1,68}$		$\frac{59,57}{1,51}$	$\frac{57,09}{1,01}$		$\frac{62,93}{3,44}$	$\frac{62,69}{1,35}$			$\frac{69,24}{1,36}$	$\frac{67,61}{0,85}$		$\frac{72,25}{2,23}$	$\frac{73,62}{1,84}$	
TiO ₂	$\frac{1,51}{0,49}$	$\frac{1,15}{0,27}$		$\frac{0,99}{0,19}$	$\frac{1,00}{0,16}$		$\frac{0,76}{0,18}$	$\frac{0,65}{0,29}$			$\frac{0,53}{0,09}$	$\frac{0,39}{0,13}$	$\frac{3,15}{23}$	$\frac{0,29}{0,21}$	$\frac{0,28}{0,25}$	
Al ₂ O ₃	$\frac{17,29}{1,58}$	$\frac{20,8}{0,97}$	$\frac{4,31}{9}$	$\frac{16,64}{0,72}$	$\frac{17,67}{0,66}$	$\frac{3,19}{17}$	$\frac{16,51}{0,88}$	$\frac{17,82}{1,18}$		$\frac{5,85}{35}$	$\frac{14,96}{0,67}$	$\frac{15,86}{0,76}$	$\frac{3,00}{23}$	$\frac{13,63}{1,13}$	$\frac{13,23}{0,68}$	
Fe ₂ O ₃	$\frac{4,54}{1,99}$	$\frac{1,25}{0,45}$	$\frac{3,59}{5,60}$	$\frac{2,74}{0,73}$	$\frac{3,71}{1,01}$	$\frac{2,39}{17}$	$\frac{2,30}{0,65}$	$\frac{2,08}{0,70}$			$\frac{1,49}{0,60}$	$\frac{1,30}{0,61}$		$\frac{1,30}{0,50}$	$\frac{1,09}{0,69}$	
FeO	$\frac{4,42}{1,35}$	$\frac{5,01}{1,20}$		$\frac{3,23}{1,05}$	$\frac{2,73}{0,83}$		$\frac{2,70}{0,95}$	$\frac{2,08}{1,02}$			$\frac{1,35}{0,49}$	$\frac{1,56}{1,00}$		$\frac{1,33}{0,45}$	$\frac{0,90}{0,33}$	$\frac{2,82}{32}$
MgO	$\frac{4,20}{1,75}$	$\frac{1,89}{0,90}$	$\frac{2,64}{9}$	$\frac{2,45}{0,88}$	$\frac{2,78}{0,58}$		$\frac{1,71}{0,72}$	$\frac{1,06}{0,49}$		$\frac{2,96}{35}$	$\frac{0,50}{0,25}$	$\frac{0,62}{0,48}$		$\frac{0,53}{0,35}$	$\frac{0,51}{0,48}$	
CaO	$\frac{6,81}{1,21}$	$\frac{6,30}{0,57}$		$\frac{4,27}{1,13}$	$\frac{4,68}{0,95}$		$\frac{3,43}{1,06}$	$\frac{2,49}{0,69}$			$\frac{1,28}{0,47}$	$\frac{1,80}{0,55}$	$\frac{2,45}{23}$	$\frac{1,19}{0,69}$	$\frac{0,87}{0,53}$	

Na ₂ O	$\frac{4,29}{0,59}$	$\frac{4,66}{0,26}$		$\frac{4,62}{0,34}$	$\frac{5,05}{0,27}$	$\frac{2,96}{17}$	$\frac{4,47}{0,46}$	$\frac{4,96}{0,65}$		$\frac{2,27}{35}$	$\frac{4,64}{0,55}$	$\frac{4,68}{0,73}$		$\frac{4,22}{0,86}$	$\frac{3,77}{0,51}$
K ₂ O	$\frac{1,74}{0,70}$	$\frac{3,20}{0,36}$	$\frac{4,20}{9}$	$\frac{3,26}{1,22}$	$\frac{3,63}{0,44}$		$\frac{3,46}{0,88}$	$\frac{5,0}{0,81}$		$\frac{4,90}{35}$	$\frac{4,74}{0,44}$	$\frac{4,91}{0,35}$		$\frac{4,53}{0,50}$	$\frac{4,84}{0,58}$
a	$\frac{12,37}{2,39}$	$\frac{15,76}{0,95}$	$\frac{2,96}{9}$	$\frac{15,10}{2,08}$	$\frac{16,66}{0,76}$		$\frac{14,65}{1,62}$	$\frac{18,32}{1,68}$		$\frac{6,36}{35}$	$\frac{16,67}{1,49}$	$\frac{17,15}{1,58}$		$\frac{15,07}{0,93}$	$\frac{14,78}{0,73}$
c	$\frac{6,10}{1,78}$	$\frac{6,96}{0,50}$		$\frac{4,01}{1,51}$	$\frac{3,71}{0,77}$		$\frac{3,82}{1,38}$	$\frac{2,55}{0,62}$			$\frac{1,25}{0,56}$	$\frac{1,43}{0,68}$		$\frac{1,27}{1,27}$	$\frac{0,83}{0,58}$
b	$\frac{18,77}{3,40}$	$\frac{10,87}{2,97}$	$\frac{4,06}{9}$	$\frac{11,37}{2,87}$	$\frac{12,83}{1,16}$		$\frac{9,04}{2,62}$	$\frac{6,93}{1,22}$	$\frac{4,6}{14-21}$	$\frac{2,82}{18,30}$	$\frac{4,21}{1,03}$	$\frac{4,72}{1,42}$		$\frac{3,88}{1,45}$	$\frac{3,44}{0,85}$
n	$\frac{79,27}{4,74}$	$\frac{68,24}{2,98}$	$\frac{4,49}{9}$	$\frac{70,01}{8,95}$	$\frac{67,93}{3,07}$		$\frac{68,14}{7,07}$	$\frac{60,5}{2,07}$	$\frac{11,68}{14-21}$	$\frac{4,04}{15,5}$	$\frac{59,62}{3,46}$	$\frac{58,76}{5,00}$		$\frac{56,82}{5,02}$	$\frac{54,14}{5,87}$
f	$\frac{53,34}{12,15}$	$\frac{66,48}{8,29}$		$\frac{56,99}{6,39}$	$\frac{57,33}{7,55}$		$\frac{61,24}{6,98}$	$\frac{68,23}{13,23}$	$\frac{3,59}{21-14}$		$\frac{76,57}{7,72}$	$\frac{74,6}{16,78}$		$\frac{75,54}{12,76}$	$\frac{73,45}{17,94}$
α	$\frac{0,51}{0,13}$	$\frac{0,53}{0,02}$		$\frac{0,67}{0,09}$	$\frac{0,69}{0,05}$		$\frac{0,66}{0,09}$	$\frac{0,76}{0,05}$		$\frac{4,0}{35}$	$\frac{0,84}{0,07}$	$\frac{0,82}{0,06}$		$\frac{0,88}{0,09}$	$\frac{0,87}{0,06}$
f _{от}	$\frac{0,45}{0,16}$	$\frac{0,19}{0,08}$	$\frac{3,39}{9}$	$\frac{0,43}{0,08}$	$\frac{0,54}{0,18}$		$\frac{0,47}{0,17}$	$\frac{0,49}{0,17}$			$\frac{0,49}{0,12}$	$\frac{0,47}{0,26}$		$\frac{0,49}{0,12}$	$\frac{0,49}{0,18}$

Примечание. М — Малканская структурно-фациальная зона, Д-Х — Джида-Хилокская, У-В — Удино-Витимская. В числителе — средние содержания в знаменателе — дисперсия содержания, в скобках — число анализов. В таблицу внесены *t*-критерии выше 95%-ного уровня значимости.

Средний состав и критерии различия по Стьюденту (t) и Фишеру (F) щелочных гранитов куналейского комплекса по структурно-фаціальным зонам

Оксид, характеристика, коэффициент	М(21)	У-В(76)	Д-Х (28)	Усл. символ анализов (их число)	TiO ₂			Al ₂ O ₃			Fe ₂ O ₃			
					М(21)	У-В(76)	Д-Х(28)	М(21)	У-В(76)	Д-Х(28)	М(21)	У-В(76)	Д-Х(28)	
SiO ₂	$\frac{65,85}{1,71}$	$\frac{65,72}{1,76}$	$\frac{63,33}{2,08}$	М (21)		—	$\frac{3,62}{47}$		$\frac{2,98}{95}$	$\frac{5,83}{47}$		$\frac{7,87}{95}$	$\frac{3,09}{47}$	t/f
				У-В (76)			$\frac{4,40}{104}$			$\frac{2,56}{104}$			$\frac{2,40}{104}$	
				Д-Х (28)										
Al ₂ O ₃	$\frac{15,98}{1,34}$	$\frac{16,80}{0,95}$	$\frac{17,81}{0,85}$		$F/(f_1 - f_2)$									
Fe ₂ O ₃	$\frac{1,60}{0,92}$	$\frac{2,02}{0,82}$	$\frac{2,49}{1,05}$	Усл. символ анализов (их число)	FeO			MgO			CaO			
					М(21)	У-В(76)	Д-Х(28)	М(21)	У-В(76)	Д-Х(28)	М(21)	У-В(76)	Д-Х(28)	
FeO	$\frac{2,35}{0,82}$	$\frac{1,18}{0,53}$	$\frac{1,78}{1,22}$	М (21)		$\frac{2,02}{95}$	—		$\frac{16,23}{95}$	—		$\frac{3,33}{95}$	—	t/f
MgO	$\frac{0,36}{0,44}$	$\frac{0,56}{0,37}$	$\frac{0,32}{0,29}$	У-В (76)			$\frac{2,51}{31}$			$\frac{3,09}{104}$			$\frac{2,74}{32}$	
CaO	$\frac{1,18}{0,55}$	$\frac{0,81}{0,42}$	$\frac{1,27}{0,85}$	Д-Х (28)										
Na ₂ O	$\frac{6,08}{0,89}$	$\frac{5,82}{0,92}$	$\frac{5,65}{0,50}$		$F/(f_1 - f_2)$									

K₂O $\frac{5,12}{0,87}$ $\frac{5,81}{0,70}$ $\frac{5,84}{0,73}$

a

 $\frac{20,31}{1,48}$ $\frac{20,72}{1,63}$ $\frac{20,78}{1,38}$

c

 $\frac{0,99}{0,63}$ $\frac{0,69}{0,74}$ $\frac{1,00}{0,50}$

b

 $\frac{4,66}{1,19}$ $\frac{4,29}{1,34}$ $\frac{5,84}{1,73}$

n

 $\frac{63,36}{6,88}$ $\frac{59,70}{5,16}$ $\frac{59,55}{3,92}$

f

 $\frac{87,38}{12,87}$ $\frac{76,22}{11,44}$ $\frac{87,05}{11,54}$

α

 $\frac{0,98}{0,1}$ $\frac{0,94}{0,08}$ $\frac{0,89}{0,07}$ f_{ок} $\frac{0,36}{0,20}$ $\frac{0,60}{0,18}$ $\frac{0,61}{0,20}$

Усл. символ анализов (их число)	Na ₂ O			K ₂ O			b			
	M(21)	У-В(76)	Д-Х(28)	M(21)	У-В(76)	Д-Х(28)	(M21)	У-В(76)	Д-Х(28)	
M (21)		—	$\frac{2,14}{47}$		$\frac{3,79}{95}$	$\frac{3,15}{47}$		—	$\frac{2,68}{47}$	t/f
У-В (76)			—			—			$\frac{4,84}{104}$	
Д-Х (28)				=						
$F/(f_1-f_2)$										
Усл. символ анализов (их число)	n			f			α			
	M(21)	У-В(76)	Д-Х(28)	M(21)	У-В(76)	Д-Х(28)	M(21)	У-В(76)	Д-Х(28)	
M (21)		$\frac{2,67}{95}$	$\frac{2,27}{29,6}$		$\frac{3,85}{95}$	—		—	$\frac{3,70}{47}$	t/f
У-В (76)						—			$\frac{2,92}{104}$	
Д-Х (28)										
$F/(f_1-f_2)$										
Усл. символ анализов (их число)	f _{ок}									
	M(21)	У-В(76)	Д-Х(28)							
M (21)		$\frac{5,28}{95}$	$\frac{4,33}{47}$	t/f						
У-В (76)			—							
Д-Х (28)										
$F/(f_1-f_2)$										

Примечание. Обозначения см. в табл. 7.

Средний состав и критерий различия по Стьюденту (t) и Фишеру (F) щелочных сиенитов куналейского комплекса по структурно-фациальным зонам

Оксид, характеристика, коэффициент	М (6)		Д-Х (7)		$F/(f_1-f_2)$	t/f	М (11)		У-В (53)		$F/(f_1-f_2)$	t/f
	\bar{X}	S	\bar{X}	S			\bar{X}	S	\bar{X}	S		
SiO ₂	67,81	1,78	68,06				72,01	1,92	73,26	2,47		
TiO ₂	0,67	0,13	0,54	0,37	$\frac{8,10}{5-6}$		0,65	0,18	0,28	0,15		$\frac{7,15}{62}$
Al ₂ O ₃	15,05	1,02	16,04	0,91	$\frac{12,6}{5-6}$		12,02	1,81	12,71	1,38		
Fe ₂ O ₃	2,42	0,73	2,79	1,04	—	$\frac{3,07}{11}$	2,78	0,58	1,74	0,91		
FeO	1,58	0,36	0,74	0,58	—	$\frac{2,20}{11}$	0,76	0,26	1,27	0,76		$\frac{2,16}{62}$
MgO	0,45	0,30	0,19	0,19	—		0,61	0,30	0,23	0,26		$\frac{4,32}{62}$
CaO	0,24	0,34	0,51	0,31	—		0,49	0,41	0,43	0,29		
Na ₂ O	5,70	0,32	5,43	0,69	—		5,10	0,52	4,84	0,93		
K ₂ O	5,23	0,26	4,94	0,81	$\frac{9,71}{6-5}$		4,59	0,42	4,82	0,52		
a	19,29	1,11	18,14	1,70			15,46	2,40	15,77	1,93		
c	0,46	0,72	0,65	0,31			2,17	2,37	1,33	1,18		
b	4,54	1,12	5,07	1,18			3,43	0,82	2,87	1,52		
n	62,23	1,61	64,40	5,39		$\frac{3,13}{11}$	58,45	3,52	57,13	4,22		
f	82,43	8,47	89,24	11,20		$\frac{22,46}{11}$	76,72	10,36	88,17	12,35		$\frac{2,7}{62}$
α	1,0	0,08	0,87	0,7			1,13	0,11	1,04	0,13		$\frac{2,12}{62}$
$f_{ок}$	0,60	0,10	0,77	0,16			0,78	0,07	0,55	0,24		$\frac{2,12}{62}$

мировавшиеся в верхнетриасовое время, позже эффузивов цаган-хунтейской свиты, но ранее юрских эффузивов ичегуйской свиты. На основании этого они условно отнесены к куналейскому комплексу, хотя и отличаются от последнего по ряду признаков, отмеченных выше.

Сравниваемые граниты сформировались в гипабиссальных условиях и по классификации Ю. А. Кузнецова (1964) относятся к субвулканической формации, однако структурно-тектоническая позиция их различна. Массивы гранитов гуджирского комплекса приурочены к разломам северо-западного простирания и не имеют связи с эффузивами, тогда как массивы более древних, чем гуджирские, гранитов тесно связаны с комагматичными им эффузивами и располагаются вдоль разломов северо-восточного простирания.

Масштабы гранитоидного магматизма от пермского до юрского времени закономерно уменьшаются, что находит отражение в размерах массивов. Массивы лейкократовых гранитов пермского возраста (Балягинский) имеют площадь более сотни квадратных километров, послекуналейские верхнетриасовые граниты образуют серию даек, юрские граниты гуджирского комплекса — небольшие штоки площадью порядка 1—2 км².

Все выделенные группы гранитоидов в петрохимическом отношении принадлежат к нормальному ряду, близки друг к другу по содержанию SiO₂, но при этом обладают специфическими особенностями. Для получения объективных критериев различия химизма гранитов гуджирского комплекса и более древних лейкократовых мезозойских гранитоидов региона нами с помощью t -критерия Стьюдента и F -критерия Фишера были

попарно сравнены составы гранитов Первомайского массива (гуджирский интрузивный комплекс), Хамнигадайского, Тамирского, Балягинского, Соготинского массивов, гранитов массива района с. Бар (бичурский интрузивный комплекс) и лейкократовых гранитов, рвущих отложения паган-хунтейской свиты в районе с. Бар (куналейский (?) интрузивный комплекс). Полученные результаты приведены в приложении (см. табл. 11).

Анализ таблицы показывает, что статистически достоверные различия между гранитами гуджирского комплекса и лейкократовыми гранитами бичурского и куналейского (?) комплексов имеются по содержаниям титана, двухвалентного железа, магния, кальция и натрия, а также по величинам характеристики n по А. Н. Заварицкому и коэффициентов железистости, агпаитности и окисления.

Некоторые из этих различий прослеживаются во всех сравниваемых массивах, другие — только в нескольких из них. При этом наблюдаются определенные закономерности:

1. В гранитах гуджирского комплекса содержания TiO_2 , FeO , Na_2O и значения характеристики n А. Н. Заварицкого и коэффициента агпаитности ниже, чем таковых в лейкократовых гранитах бичурского и гранитах куналейского (?) комплексов. Исключение составляют лишь граниты Хамнигадайского массива и граниты третьей фазы бичурского комплекса в районе с. Бар. Первые не имеют отличий с гранитами гуджирского комплекса по содержаниям титана и двухвалентного железа, вторые — по значениям характеристики n и коэффициента агпаитности.

2. Содержание CaO выше в гранитах гуджирского комплекса по сравнению с гранитами бичурского и куналейского (?) комплексов, исключая граниты Хамнигадайского массива и бичурского комплекса района с. Бар, у которых статистически достоверных различий по содержанию CaO с гранитами гуджирского комплекса нет.

3. Граниты гуджирского комплекса отличаются от всех сравниваемых гранитов более высоким значением коэффициента окисления.

Помимо отмеченных различий общего плана, выявляются частные различия, например граниты гуджирского комплекса богаче магнием, чем сравниваемые граниты в пределах Удино-Витимской структурно-фациальной зоны.

Учитывая вертикальную петрохимическую зональность гранитоидных плутонов (Амшинский, 1973), можно говорить, что граниты гуджирского комплекса формировались на меньшей глубине, чем сравниваемые с ними более древние граниты.

Результаты исследований показывают, что расчленение разновозрастных лейкократовых гранитов региона возможно с помощью объективных петрохимических критериев различия. В этой связи весьма перспективна задача разработки подобных критериев и по элементам-примесям.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ БИЧУРСКОГО КОМПЛЕКСА И СОПОСТАВЛЕНИЕ ИХ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ГРАНИТОИДАМИ КУНАЛЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Термобарометрически исследовались гранитоиды бичурского комплекса из Бичурского, Тамирского, Тотхотойского массивов, расположенных в Малханской структурно-фациальной зоне, и Балягинского массива, находящегося в Удино-Витимской структурно-фациальной зоне. Цель проведенных работ — на основании изучения характера и распределения включений минералообразующей среды в кварцах из пород данных массивов определить температуры их кристаллизации и выявить особенности постмагматических процессов.

Гранитоиды бичурского комплекса, как отмечалось выше, в пределах Малханской зоны многофазны. Наиболее ранние породы в массивах представлены ксенолитами — останцами эссекситов и амфиболовых габбро-диабазов. Состав их — плагиоклаз № 60, титан-авгит, бурый амфибол, бурый биотит и калиевый полевой шпат. Титан-авгит окружен бурым амфиболом, последний замещается голубовато-зеленым актинолитом и хлоритом. Биотит также хлоритизирован. Из аксессуарных отмечены апатит и рудный минерал. Плагиоклазы породы соскритизированы, серицитизированы, а амфиболы актинолитизированы. В породах отмечено повышенное содержание щелочей по сравнению с эссекситами по Р. Дэли.

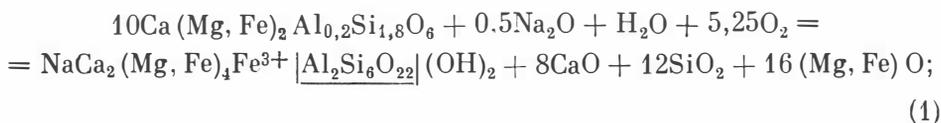
Основная часть Бичурского массива сложена сиенитами, граносиенитами, гранодиоритами и монцонитами. Развиты гибридные разности пород. Породы отличаются лишь количественным соотношением минералов. Первыми выделяются плагиоклазы. Они зональные, обрастают калиевым полевым шпатом, по которому развивается альбит. Калиевый полевой шпат без следов микроклиновой решетки. Кварц располагается в интерстициях. Амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой, близкой к роговой обманке из габбро первой фазы. Она часто встречается в виде шлировых выделений среди почти лейкократовой части породы. Биотит буровато-зеленый, реже зеленовато-бурый, сильно хлоритизирован. Здесь, как и в первой фазе, изредка встречаются отдельные зерна моноклинного пироксена, окруженные реакционной каймой роговой обманки.

В кварце гранитоидов выделяется несколько разновидностей включений: расплавные, кристалло-флюидные и газово-жидкие. Расплавные встречены нами в граносиенитах Бичурского массива в контактовой части их с куналейскими щелочными гранитоидами. Вокруг ксенолита, представленного мелкозернистым лейкократовым гранитом, наблюдаются скопления крупнозернистого кварца, в котором и обнаружены эти включения неправильной формы, на 20—30% заполненные газом, остальное в них — расплав. При нагревании газовый пузырек начинает растворяться только при температуре 700—880°C и при 970°C исчезает, гомогенизируя в расплав. Здесь же встречаются вторичные «низкотемпературные» газово-жидкие включения, гомогенизирующие в жидкость при 250—450°C. В центральной части массива встречены включения с температурой гомогенизации в расплав — раствор 750—710°C. Вторая разновидность включений встре-

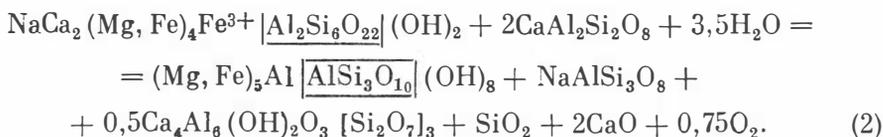
чается в гибридных породах и в контакте Бичурского массива с эффузивной тамирской свитой. Отличаются они не только по температурам гомогенизации, но и по агрегатному состоянию и морфологии (табл. 10). Это несколько разновидностей кристалло-флюидных включений. Включения имеют различные формы — округлые, удлинённые, угловатые. Газ занимает 10—15% вакуоли, твердая фаза часто неоднородна (30—60%), остальное — жидкость. При нагревании включений газ гомогенизирует при 120—180 и 290°C, твердая фаза растворяется соответственно при 470—450, 320°C, гомогенизация — в жидкость. Очень много включений взрывается при повышении температуры в связи с быстрым ростом давления во включениях (от 2500 до 4000 атм). Эти включения отнесены нами к первично-вторичным, так как не контролируются трещинами, возникающими в результате деформации или других превращений в минерале.

На основании геологических, петрографических, термобарометрических и других методов гибридный характер пород ранней фазы объясняется нами ассимиляцией магмой и отделившимися от нее высокоактивными щелочными флюидами вмещающих пород. Все явления замещения, наблюдаемые нами в минералах, можно подтвердить несколькими реакциями.

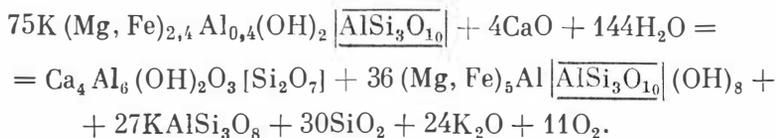
1. Замещение пироксена роговой обманкой происходит в слабо щелочной среде с привнесом Na_2O при повышении потенциала кислорода. При этом выносятся SiO_2 и CaO :



2. Замещение роговой обманки хлоритом и эпидотом в присутствии плагиоклаза можно представить следующей реакцией:



Происходит раскисление плагиоклаза (за счет замещения анортитовой молекулы), по нему образуется эпидот (соскюритизация плагиоклаза). Растворы при этом кислые, выносятся SiO_2 и CaO . Процесс происходит при значительном понижении температуры и незначительном — потенциала кислорода. Выделяющийся кальций идет на образование эпидота при замещении биотита хлоритом. Этот процесс можно изобразить в виде следующей реакции:



Реакция идет при дальнейшем понижении температуры и потенциала кислорода в кислой среде.

Тамирский массив сложен преимущественно лейкократовыми гранитами третьей фазы бичурского комплекса. Вмещающие породы — эффузивы тамирской свиты. Постмагматические изменения в гранитах проявляются в основном в хлоритизации биотита, эпидотизации и локальном возникновении пегматоидной структуры в интерстициях между альбитизированными плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами, что можно

Температуры гомогенизации газово-жидких и расплавных включений в гранитоидах бичурского и куналейского комплексов

Номер пробы	Массив, порода	Состав, фаз. %			Температуры гомогенизации, С	Гомогенизация
		газ	жидкость	твердая		
1	2	3	4	5	6	7

Бичурский комплекс

243-66	Бичурский массив, вторая фаза граносиенит . . .	25—30	75—70	—	270, 310, 330, 390	В жидкость
		25—30	75—70	—	450, 570, 710	В газ
244-66	сиенит	25—30	75—70	—	570, 650, 750	В жидкость
		20—25	80—75	—	180, 290, 350, 370	»
777a-70	граниты в контакте с ксенолитом аплита	20—25	80—75	—	290, 370	В газ и жидкость
		20—25	80—75	—	430, 570	В жидкость
196/1-72	граносиениты в контакте с гранитпорфиром тамирской свиты	30—40	70—60	—	250, 350, 450	»
		25—30	75—70	—	970	В расплав
201/1-72	лейкократовый гранит третьей фазы с микропегматитовыми выделениями и ксенолитами сиенитов . .	20—25	45—50	35—25	370—390 (г), включения взрываются при 580	В жидкость
		30—35	70—75	—	300, 390	
167/1-72	Массив района с. Бар. Гибридная порода (гранодиорит) . . .	15—20	65—55	20—25	270—290 (г), 590—600 (тв)	»
		15—20	55—40	30—40	390 (г), 570 (тв)	»
		25—30	75—70	—	270, 290, 470, 590	»
		10—15	55—45	35—40	180 (г), 450 (тв)	»
		10—15	40—25	50—60	120 (г), 450 (тв)	»
		10—15	45—35	45—50	110 (г), 590 (тв) (взрываются)	»
Тотхотойский массив роговообманково-биотитовый гранит	20—25	50—40	30—35	290 (г), 320 (тв)	»	
	30—40	70—60	—	900—830	В расплав	
лейкократовый гранит	25—35	70—65	—	830—700	В расплава-раствор	
	15—20	40—50	45—30	600—570	В жидкость	
микропегматит . . .	15—25	40—55	45—20	600—350	»	
	Баягинский массив гранит среднезернистый порфиридный	25—30	75—70	—	970	В расплав
25—30		75—70	—	880—700	В расплава-раствор	
микропегматит	15—25	55—50	30—25	630—450	В жидкость	

Куналейский комплекс

162/1-72	Массив района с. Бар-лейкократовый гранит	10—15	90—85	—	900—870	В расплав
		20—25	55—40	25—35	270 (г), включения	

1	2	3	4	5	6	7
					взрываются	В жидкость
162/4-72	гранит мелкозернистый, в контакте с дайкой фельзит-порфира . .	25—30	75—70		340, 370	»
		15—20	50—45	30—40	330 (г), 340 (тв)	»

Примечание. Температуры определялись в кварце. г — температура растворения газовой фазы, тв — твердой.

объяснить повышением концентрации летучих компонентов. Лейкократовые породы содержат ксенолиты сиенитов и эффузивных пород.

Для лейкократовых пород Бичурского и Тамирского массивов характерно увеличение содержания калия только к концу становления массивов — появляется решетчатый микроклин, не характерный для граносиенитов и сиенитов более ранних фаз этих массивов. Включения (в большом количестве) представляют захваченный и законсервированный кристалло-флюидный раствор-расплав. Они располагаются не по трещинам в кварце, а разбросаны по зерну, что дает возможность отнести их, по классификации Н. П. Ермакова, к первично-вторичным. Среди включений, встреченных нами в кварце лейкократовых гранитов Тамирского массива, можно выделить три разновидности. Первая содержит газ и жидкую фазу в отношении 30 к 70%. При нагревании такие включения при 290—370°C гомогенизируют в жидкость. Вторая разновидность — кристалло-флюидные включения, содержащие газ (15—20%) и твердую фазу (25—30%) — чаще всего в виде кубика (такую же форму имеет и вакуолика включения), остальное — жидкость. При нагревании включения газ гомогенизирует при 270—290°C, твердая фаза начинает растворяться одновременно с газовой фазой, приобретает неправильную форму и держится до температуры 590—600°C. Давление флюида во включениях поднимается до 4000 атм. Гомогенизирует включение в жидкость.

Третья разновидность включений относится также к кристалло-флюидным, отличаясь от предыдущих круглой и овальной формой. Такой же формы и твердые солевые фазы в них. Соотношение фаз как и у предыдущих флюидных включений. Газовая фаза при нагревании включения исчезает при 390°C, твердая растворяется при 570°C. Давление флюида во включении достигает 2500 атм (замерялось только в кристалло-флюидных включениях). Использовалась диаграмма для 30%-ного раствора NaCl в воде (Клевцов, Леммлейн, 1961; Смит, 1968).

Тотхотойский массив двухфазный. Основная часть его сложена породами первой фазы, представленными роговообманково-биотитовыми гранитами и граносиенитами, в которых K₂O незначительно преобладает над Na₂O. Породы второй фазы распространены менее значительно и в составе их, наряду с лейкократовыми гранитами, существенную роль играют микропегматитовые выделения, развитые в отдельных участках и в виде жил. По сравнению с описанными ранее массивами в Тотхотойском массиве включений в кварце больше, и они преимущественно двухфазные.

Многофазные солевые включения встречаются редко и в основном в микропегматитах.

Включения в массиве нескольких типов: расплавные (гомогенизирующие при 900—830°C), включения расплава-раствора (гомогенизирующие при 830—700°C), высокотемпературные газовой-жидкие (600—570°C) и кристалло-флюидные. Последние встречаются редко, температура гомогенизации их 580—560°C (в жидкость).

Газа в них 15—20%, жидкости 30—40 и твердой фазы 40—45%. При нагревании включения первым растворяется газ, а затем твердая фаза, гомогенизация — в жидкость.

В лейкократовых гранитах с микропегматитовыми обособлениями кварц не содержит высокотемпературных (800°C и выше) включений. В основном это такие, которые при нагревании гомогенизируют в жидкость при 610—470°C. В микропегматите встречаются многофазные включения, температура гомогенизации их 350—600°C, причем первым гомогенизирует газовая фаза, а затем твердая. Нами исследовались включения, в которых концентрация соли достигала 30—40%. По диаграмме (Клевцов, Леммлейн, 1961) было определено давление флюида, ориентировочно равное 1200—2600 атм.

Из постмагматических процессов в массиве отмечаются высокотемпературная калишпатизация плагиоклазов, мусковитизация, серицитизация и хлоритизация биотитов.

В Удино-Витимской структурно-фациальной зоне среди гранитоидов бичурского комплекса резко преобладают лейкократовые разности пород. Нами из пород этой группы изучался Балягинский массив. Подробно он описан в специальной статье (Щербакова, 1976).

В Балягинском массиве выявлены расплавные включения. Расположены они в кварце, находящемся внутри зерен калинаatroвого полевого шпата. Температура гомогенизации их 970°C. В порфировидных и слабопорфировидных гранитах включения встречены в кварце основной массы породы. Гомогенизируют они при 900 и 880—720°C в расплав-раствор. Здесь же встречены кристалло-флюидные включения с температурой гомогенизации 650—450°C и давлением флюида в них от 1700 до 3500 атм. В мелкозернистом граните подобные включения гомогенизируют при 300—350°C и давлении 500 атм. В микропегматитах включений с температурой гомогенизации 970—800°C не встречено. Здесь же в большом количестве обнаружены кристалло-флюидные включения, гомогенизирующие при 630—450°C. Давление флюида в них 1700 атм. Совместно с ними присутствуют газово-жидкие включения, температура гомогенизации которых 630—420°C, гомогенизация — в жидкость. В кварце из даек, рвущих балягинские граниты, встречены включения, содержащие стекло (температура их 1030—900°C); в этом же зерне кварца имеются включения, состоящие из газа и раскристаллизованного стекла. При нагревании газовый пузырек гомогенизирует в расплав. В дайках гранит-порфиров также встречаются пегматоидные выделения. Включения в них содержат газовой фазы 45%, твердой — 15 и жидкости — 40%. При нагревании твердая фаза растворяется при 700—770°C. В других включениях этого типа это происходит при 650°C, а газ не исчезает даже при 890°C. Дальнейшее нагревание ведет к растрескиванию включения. По соотношению фаз — газ, твердая и жидкая — включения в дайках гранит-порфиров и гранитов близки. Основное их отличие — в температурах растворения газовой фазы: в газово-жидких включениях в кварце гранитов она исчезает при 240—370°C и раньше, чем растворяется твердая фаза, во включениях даек гранит-порфиров первой растворяется твердая фаза, а газ гомогенизирует при 770—700, 890°C и выше. Эти температуры сопоставимы с температурой гомогенизации газовых фаз во включениях расплава, которые встречаются в кварце порфировидных гранитов.

Проведенное нами изучение включений минералообразующей среды в гранитоидах бичурского комплекса показало, что в них имеются расплавные включения, температура гомогенизации которых 970—950°C, такие же температуры были позже получены и для Хамнигадайского гранитоидного массива И. В. Моториной (1976). Флюидные включения с температурой гомогенизации 880—700°C гомогенизируют в расплав-раствор. Такие включения встречаются в центральной части массива. В гибридных породах

(в контактовых частях массива с вмещающими породами) обнаружено большое разнообразие и количество кристалло-флюидных включений с минимальной температурой гомогенизации 470—450°C и максимальной, установленной ориентировочно, порядка 650—700°C. Очень много включений взрываются в этих интервалах температур, давление флюида в них при нагревании поднимается до 500 атм.

Образование микропегматитов и аплитов в поздние стадии формирования массивов проходило при воздействии на уже частично закристаллизовавшуюся породу растворов, богатых солями, при давлении водяного пара до 3500 атм, а в пегматитовых жилах — до 1700 атм при температуре 650—450°C. Низкотемпературные солевые включения встречаются в кварце гранитов из апофиз во вмещающие их породы и в мелкозернистых гранитах, температура гомогенизации их 330°C, давление флюида около 500 атм.

Щелочные гранитоиды куналейского комплекса изучались нами ранее (Вартанова и др., 1976). Установлено, что основным фактором, определяющим особенности пород и порядок выделения минералов при становлении массивов, является режим щелочей. Кристаллизация магматического расплава начиналась с выделения калинатровых полевых шпатов, содержащих до 80—85% альбитового компонента и отвечающих по составу анортоклазам. Содержание натрия в расплаве по мере кристаллизации падало, калия — возрастало.

Известно, что щелочные магмы характеризуются повышенными содержаниями летучих компонентов в магматическом расплаве, а не в газовой фазе, поскольку высокая щелочность расплава препятствует отделению летучих в газовую фазу (Когарко, 1971). Это хорошо согласуется с нашими наблюдениями за распределением включений минералообразующей среды в кварце щелочных пород. В щелочных сиенитах встречаются лишь низкотемпературные вторичные включения. Только в жильной третьей фазе в кварце нордмаркитов нам удалось обнаружить расплавленные включения с температурой гомогенизации 890°C. Изучение состава калинатровых полевых шпатов и сопоставление их с экспериментальными данными Н. Л. Боуэна и О. Ф. Таттла (1952) показало температуру кристаллизации, близкую к 900°C, что не противоречит полученным температурам гомогенизации в расплавленных включениях.

Вторая разновидность включений обнаружена нами уже в кварце из щелочных гранитов. Здесь наряду с расплавленными включениями, так же как и в щелочных гранитоидах нормального ряда, присутствуют высокотемпературные газово-жидкие включения, гомогенизирующие в расплав-раствор при 890—670°C, и кристалло-флюидные, накапливающиеся в апикальной части массива (массив горы Вороти-Иначе), причем они очень разнообразны. Кристалло-флюидные включения различаются по морфологии, составу, температурам гомогенизации и плотности.

В контакте с вмещающими породами, близкими по составу щелочным гранитоидам, включения более высокотемпературны, плотность жидкости в них ниже, чем в контакте щелочных гранитоидов с эффузивами цаганхунтейской свиты, где больше и расплавленных, и кристалло-флюидных включений с более низкой температурой гомогенизации — 610—430°C (при ориентировочном замере давление в последних выше). Встречаются и гидротермальные солевые включения с температурой гомогенизации 350—370°C и давлением до 1000 атм. В шлифах с такими включениями наблюдаются зачатки микропегматита.

В Нижне-Тарбагатайском массиве имеются включения в эндо- и экзо-контактных частях массива, где в сильной степени развиты процессы микроклинизации, эгиринизации, альбитизации, биотитизации и окварцевания. Обнаруживаются также газово-жидкие включения, гомогенизирующие в газ и в жидкость при 450—570°C, следовательно, в этом интервале происходило вскипание.

Щелочные гранитоиды района с. Бар, расположенные в Удино-Витимской зоне, термобарометрическим методом изучались нами впервые, поэтому ниже приводится подробная характеристика их включений при нагревании. В районе с. Бар лейкократовые граниты куналейского комплекса прорывают цаган-хунтейскую свиту, представленную здесь в основном фельзит-порфирами. Лейкократовые породы по сравнению со щелочными Малханской зоны калиевые. Содержат калинатовые полевые шпаты и плагиоклазы, не характерные для пород куналейского комплекса. Плагиоклазы обычно обрастают каймой калинатового полевого шпата.

В кварце лейкократовых гранитов выявлены расплавные включения, по морфологии сходные с включениями, изученными нами ранее в кварце щелочных сиенитов куналейского комплекса. Сходство между ними обнаруживается и по температуре гомогенизации. При комнатной они напоминают бурые окислы железа, при нагревании до 800°C почти полностью просветляются, при 900°C темнеют, при охлаждении первоначальный вид их восстанавливается. Присутствующие совместно с ними кристалло-флюидные включения содержат до 10% газа, 55 — жидкости и до 30% — соли. При нагревании взрываются. В контактовой части мелкозернистого гранита с дайкой фельзит-порфира и в апофизах гранита во вмещающих эффузивах цаган-хунтейской свиты встречаются также в большом количестве кристалло-флюидные включения неправильной формы. Газы в них 20—30%, твердой фазы — 30—35%, остальное — раствор. Газовая и твердая фазы растворяются почти одновременно при 330—340°C и давлениях до 500 атм, гомогенизируя в жидкость. Встречаются и единичные расплавные включения.

Для лейкократовых гранитов очень характерно наличие газожидких включений с температурой гомогенизации в газ 370—390°C. Присутствуют еще и включения с температурой гомогенизации в жидкость 340—390°C.

При наблюдении за распределением включений в массивах щелочных сиенитов и гранитов куналейского комплекса и в субщелочных гранитах бичурского подмечена следующая закономерность. В щелочных сиенитах расплавные включения присутствуют только в третьей фазе становления массива. Судя по составу породы (85—90% калинатовых полевых шпатов — анортоклаза, 15—20% щелочных амфиболов, ильменита и 3% кварца, циркона, сфена и апатита), расплав богат щелочами. Здесь высокотемпературных флюидных включений не встречено. Следовательно, отсутствие включений фиксирует богатство пород щелочами, растворение летучих в расплаве, отсутствие вскипания при высоких температурах в более низких горизонтах массива. По мере кристаллизации щелочи расходуются, щелочность пород понижается (что находит отражение в пантеллеритовой тенденции изменения химизма пород) и, когда доходит до определенного уровня, способность расплава растворять летучие падает — происходит вскипание.

В щелочных гранитах (Ниже-Тарбагатайский массив) калинатовые полевые шпаты выделяются одновременно с кварцем, содержание последнего достигает уже 20% породы. Наряду с расплавными включениями с температурой гомогенизации 880°C, присутствуют и высокотемпературные газожидкие включения (флюидные), гомогенизирующие в жидкость при 880—770°C. Следовательно, отделение жидкости или летучих от расплава происходит в интервале 880—770°C. При этом выделяется фаза другого состава, более богатая кремнекислотой и водой. В этой части массива фиксируются эндо- и экзоконтактные изменения во вмещающих породах, а в апикальной — скопление кристалло-флюидных включений. Здесь можно уже предположить также и вскипание расплава, богатого солями, и обособление трехфазных включений с температурой гомогенизации 650—350°C.

Температуры гомогенизации включений в кварце гранитоидов бичурского и куналейского комплексов, °С

Зона	Комп-лекс	Массив	Включения				Литературный источник
			расплав-ные	флюидные	кристал-ло-флюид-ные	гидротер-мальные низкотем-ператур-ные	
Малханская	Бичурский	Бичурский Тамирский Хамнигадайский Тотхотойский	970—950 950—880 900	750—710 830—700 600—570	600—500 600—570 600—350	390—270	Данные наши » Моторина (1975) Щербакова (1975)
		Мало-Куналейский Горы Вороти-Иначе	890	890; 730 —670 670—570	600—580 470—430 430—350	370—180	Щербакова и др. (1975)
Удино-Витимская	Бичурс-кий	Баягинский	970—900	880—700	650—450 630—420	450—300	Данные наши
	Куналей-ский	Нижне-Тарбага-тайский с. Бар	900—880	880—770 330—340	670—350	390—340	Щербакова и др. (1976)

Гранитоиды бичурского комплекса беднее щелочами, чем куналейские. Способность расплава растворять летучие компоненты в них меньше, чем и объясняется наличие одновременно расплавных, высокотемпературных и кристалло-флюидных включений. Способность расплава по мере продвижения ассимилировать боковые породы повышается. Отсюда и гибридные разности пород, и наличие в них большого числа разнообразных кристалло-флюидных включений. Температура гомогенизации расплавных включений 970°С, флюидных 880—720 и кристалло-флюидных 650—450°С, что выше, чем у щелочных пород куналейского комплекса (табл. 10, 11).

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Породообразующие и акцессорные минералы мезозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья до недавнего времени изучены были совершенно недостаточно. Имеющиеся по ним сведения ограничивались в основном данными по распределению и оптическим свойствам их и единичными химическими анализами (Фельдман, 1969; Чупров, 1970; Панина, 1972).

В последние годы проводились систематические работы по изучению породообразующих и акцессорных минералов мезозойских гранитоидов (Вартанова, Завьялова, Щербакова, 1976; Вартанова, Завьялова, Поспелова, 1976а, б; Вартанова, 1976; Щербакова, 1975; Щербакова, Солнцев, 1976; Завьялова, Архипенко и др., 1976). Ряд анализов щелочных амфиболов, пироксенов куналейского комплекса и биотитов опубликован Е. М. Шереметом и др. (1976а, б).

Однако во всех перечисленных работах основное внимание уделялось породообразующим минералам щелочных гранитоидов куналейского комплекса, сведения же по составу минералов бичурских пород были ограничены.

В то же время знание состава породообразующих и акцессорных минералов необходимо для выяснения физико-химических условий формирования пород. В настоящей главе по сравнению с опубликованными нами ранее данными увеличен объем информации по породообразующим минералам, причем значительное внимание уделено выявлению особенностей химизма минералов пород бичурского интрузивного комплекса.

ПИРОКСЕНЫ

Среди темноцветных минералов мезозойских гранитоидов пироксены отмечены в габброидах и гибридных породах бичурского комплекса и в щелочных сиенитах и гранитах куналейского комплекса. В габброидах они представлены моноклинными разностями, имеют слабую фиолетовую окраску и ассоциируют с бурой роговой обманкой и биотитом. Наряду с ними изредка встречаются и ромбические пироксены. В гибридных породах второй фазы бичурского комплекса пироксены бесцветные и обычно сохраняются лишь в виде реликтов внутри зерен зеленой роговой обманки.

В щелочных гранитоидах куналейского комплекса пироксены встречаются часто, но по отношению к амфиболом играют подчиненную роль. По окраске они светлые, почти бесцветные, иногда с фиолетовым или зеленым оттенком и темно-зеленые и буровато-зеленые. Светлоокрашенные пироксены имеют ограниченное распространение. Встречаются в виде мелких короткостолбчатых кристаллов внутри зерен калинатровых полевых шпатов, а также в виде более крупных зерен, окруженных каймой зеленовато-бурого амфибола. В краевых частях зерен светлоокрашенного

пироксена иногда наблюдается эгирин. Таким образом, светлоокрашенные пироксены по времени образования являются наиболее ранними.

Среди щелочных гранитоидов изученного нами комплекса наиболее распространены зеленые пироксены ряда эгирин — геденбергит. Чаще всего они ассоциируют с голубыми амфиболами группы арфведсонита или рибекита и акцессорными минералами и сравнительно редко являются единственными темноцветными минералами в породе. Приурочен эгирин к интерстициям зерен калинатровых полевых шпатов, а в случае порфирированной структуры — к основной массе, т. е. он образовался в поздние стадии формирования породы. В остальных случаях крупные кристаллы эгирина несут явные следы постмагматического происхождения, развиваясь в альбитизированных зонах. Чаще всего эгирины встречаются в кварцсодержащих породах, богатых кварцем.

По окраске и степени плеохроизма эгирины разнообразны: от густо окрашенных травяно-зеленых, плеохроирующих до желтовато-зеленого цвета, до светло-зеленых с буроватым оттенком, слабо плеохроирующих в бурых тонах. В толстых шлифах в эгиринах иногда наблюдается зональность, подчеркиваемая окраской вдоль граней роста. Краевые части кристаллов, как правило, окрашены в более темные зеленые тона, чем центральная часть, но встречается и перемежающаяся зональность с чередованием более яркоокрашенных и светлых зон. Светлоокрашенные эгирины приурочены к измененным альбитизированным породам.

В нашем распоряжении имелось 23 химических анализа: из пород бичурского комплекса — 6, из гранитоидов куналейского комплекса 14, из пироксенов древних сиенитов сложнопостроенного Харитоновского массива — 2 и из пироксенов субвулканических тел цаган-хунтейской свиты, комагматичной гранитоидам куналейского комплекса, — 2.

Большая часть анализов получена с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 фирмы «Самеса» как в прозрачных шлифах, так и в шашках.

Поскольку с помощью микроанализатора определяется только суммарное железо, а в пироксенах существенную роль играет соотношение между двух- и трехвалентным железом, мы попытались рассчитать железо по валентности. Для этого в шлифы, специально приготовленные для микроанализатора, помещались образцы пироксенов, для которых имелись полные химические анализы. Как правило, химические и рентгеноспектральные анализы давали хорошую сходимость.

По данным химического анализа эталонного пироксена вычислялся переводной коэффициент и с его помощью определялась доля двухвалентного железа в суммарном железе пироксенов, близких по оптическим свойствам и соотношению остальных окислов к эталонному. Остаток железа переводился в трехвалентное обычным способом (умножением на 1,1113). В случае, если пироксены, анализированные с помощью микроанализатора, не имели аналогов среди пироксенов из изученных массивов, для которых имелись химические анализы, мы обращались к справочной литературе. Подбирались анализы пироксенов, близкие к нашим по содержанию остальных окислов, оптике и парагенезису минералов, и по ним вычислялся переводной коэффициент для расчета доли двухвалентного железа. Пересчитанное железо вводилось в анализы пироксенов, проверялась сумма окислов и производился пересчет на кристаллохимическую формулу. Использовались только те анализы, которые по сумме окислов и катионов удовлетворяли требованиям, предъявляемым к химическим анализам пироксенов (Добрецов и др., 1971, с. 45, 46). Исключением были лишь несколько анализов пироксенов (176/2-74, 16-69, 25-69 и 287-69), значительно отклоняющихся от принятых пределов по сумме окислов, по которым имелись данные по химизму ассоциирующих с ними минералов.

Третьим критерием проверки анализов служил пересчет их на минералы — весь натрий связывался в жадеит и эгирин, а кальций — в диоп-

Химический состав пироксенов из пород цаган-хунтейской свиты и куналейского комплекса

Оксид	582-66	4-66	17-66	47-66	192-69	194-69	168/1-72	183/3-72
SiO ₂	45,50	51,60	51,75	51,70	51,05	50,60	52,55	49,25
TiO ₂	5,30	1,03	0,82	0,60	0,62	0,38	2,07	1,37
Al ₂ O ₃	0,63	0,19	0,42	0,66	0,45	1,21	1,19	4,31
Fe ₂ O ₃	6,40	29,98	25,49	29,87	17,20	25,63	14,94	5,10
FeO	15,04	1,48	2,88	1,29	7,80	3,86	5,12	3,18
MnO	1,17	0,59	1,05	1,03	1,62	0,78	0,30	0,08
MgO	6,48	0,36	1,84	He обн.	2,31	0,59	6,37	14,50
CaO	15,36	1,89	4,15	2,36	10,87	5,97	9,67	21,01
Na ₂ O	2,18	11,37	10,17	11,20	6,80	10,13	6,47	0,82
K ₂ O	0,35	0,20	0,18	0,16	0,12	0,10	0,29	0,10
Li ₂ O	0,05	0,07	0,08	0,09	0,08	0,09	0,008	0,01
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,085	0,04
Cr ₂ O ₃	0,02	0,004	0,02	0,01	He обн.	0,01	—	—
V ₂ O ₅	0,04	0,10	0,11	0,08	0,11	0,04	—	—
H ₂ O ⁻	0,20	0,10	0,20	0,05	0,25	0,12	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п	1,6	0,95	0,87	1,10	1,10	0,50	0,45	0,9
Сумма	100,32	99,91	100,03	100,20	100,38	100,01	99,53	100,67

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Э. С. Гулецкая. 582-66 — эгириин-салит из щелочного сиенита Мало-Куналейского массива; 4-66, 17-66, 47-66 — эгирины из щелочных гранитов, Нижне-Тарбагатайский массив; 192-69 — эгириин-салит из щелочного сиенита, Ара-Билютайский массив; 194-69 — эгириин из пегматита, там же; 168/1-72 — эгириин-салит из субвулканических тел цаган-хунтейской свиты, район с. Бар (аналитик А. В. Сухаренко); 183/3-72 — субкальциевый диопсид из субвулканического тела в цаган-хунтейской свите, правый борт долины р. Шара-Горхон (аналитик А. В. Сухаренко).

сид-геденбергит. При избытке натрия и кальция анализ отбраковывался. С помощью микроанализатора удалось проанализировать пироксены, заключенные внутри амфиболов, проследить изменение состава пироксенов в центральных и краевых частях зерен, по зонам в зональных эгиринах и эгиринах с различной окраской.

Химический состав пироксенов и пересчеты их на кристаллохимические формулы приведены в табл. 12—14, из которых следует, что в мезозойских гранитоидах Юго-Западного Забайкалья содержатся пироксены двух типов:

1) натровые, в которых катионов Na > 100 из расчета 6000 кислородов;

2) безнатровые, в которых катионов Na < 100. Последние, как правило, богаты кальцием. Среди пироксенов второй группы много разновидностей с числом катионов Na < 100, но > 50. Подобные пироксены Н. Л. Добрецов (1971) предлагает называть натрийсодержащими.

Соотношение кальция, магния и железа в пироксенах дано на рис. 10. По содержанию данных компонентов выделяются также две группы пироксенов: богатые железом и бедные кальцием и магнием — куналейского комплекса и бедные железом с примерно равным соотношением Ca и Mg, куда попадают пироксены всех рассматриваемых групп пород, в том числе и часть пироксенов куналейского комплекса (обр. 408-70 и 582-66а,

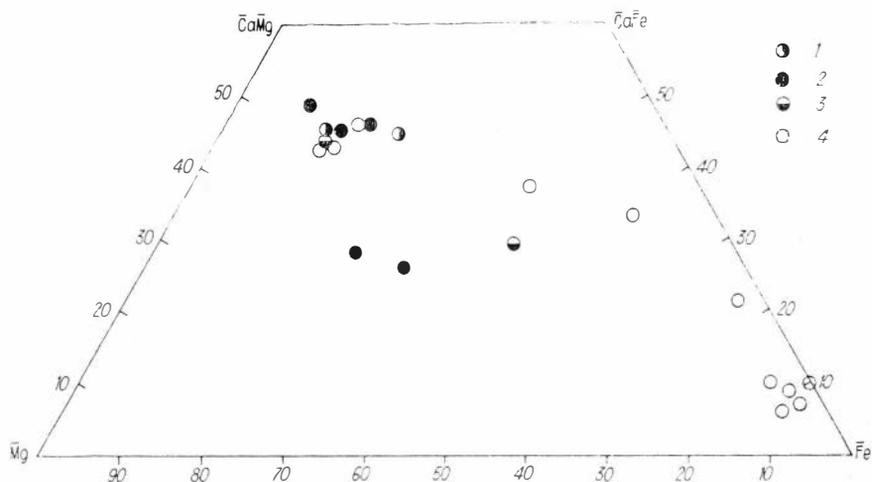


Рис. 10. Соотношения \overline{Ca} , \overline{Mg} , \overline{Fe} в пироксенах мезозойских гранитоидов.

$$\overline{Ca} = \frac{Ca}{\Sigma Fe + Mg + Ca} \cdot 100; \overline{Mg} = \frac{Mg}{\Sigma Fe + Mg + Ca} \cdot 100; \overline{Fe} = \frac{Fe}{\Sigma Fe + Mg + Ca} \cdot 100.$$

1 — пироксены из древних сиенитов Харитоновского массива, 2 — из пород бичурского комплекса, 3 — из пород цаган-хунтейской свиты, 4 — из пород куналейского комплекса.

582-666). Наряду с выделенными группами имеются пироксены промежуточного состава, также относящиеся к различным комплексам. Составы их подчиняются определенной закономерности — при относительно близком содержании кальция бичурские пироксены беднее железом и богаче магнием, чем пироксены куналейские.

Среди кальциевых пироксенов выделяются субкальциевые диопсиды и авгиты. Обе группы четко видны на рис. 11, где обособляются пироксены с содержанием $Al_{IV} > 100$ и < 50 ед. При этом содержание кальциевого компонента примерно одинаково, за исключением двух проб из пироксенов бичурского комплекса (267-69 и 93/5-70).

Сопоставление составов кальциевых пироксенов из пород Юго-Западного Забайкалья с составами пироксенов из интрузивных и эффузивных пород различных формаций показывает, что по соотношению коэффициентов железистости, содержаниям Ca, Al_{IV} и Ti пироксены из пород бичурского комплекса близки формации титаносных габбро, в то время как пироксены из интрателлурических вкрапленников в щелочных сиенитах куналейского комплекса соответствуют пироксенам габброидных формаций дифференцированных габбровых и норитовых интрузий древних платформ (Добрецов и др., 1971).

Пересчет анализов пироксенов на миналы по способу Н. Л. Добрецова (1971) приведен в табл. 15. Видно, что куналейские пироксены бедны чермакитовым компонентом. В пироксенах, образовавшихся в ранние стадии формирования породы, высока доля диопсидового компонента и низка эгиринового. Пироксены, выделившиеся позже, принадлежат к диопсид-геденбергит-эгириновому ряду, доля диопсидового компонента в них меньше, чем геденбергитового.

Пироксены из пород бичурского комплекса богаче чермакитом, чем пироксены из пород куналейского комплекса, и диопсид в них резко преобладает над геденбергитом. Пироксены из древних сиенитов Харитоновского массива по содержанию чермакитового компонента и соотношению диопсидового и геденбергитового компонентов близки пироксенам из интрателлурических вкрапленников куналейских пород. Почти во всех пироксенах имеется небольшое количество жадеитового компонента. В большинстве анализов натрия недостаточно, чтобы связать все трехвалентное железо, поэтому был рассчитан так называемый «авгит» —

Химический состав пироксенов из

Окисел	170/1-74		176/2-74		247-66		90/1-70		93/5-70		16-69	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	52,78	52,78	52,65	52,65	48,32	48,32	49,63	49,63	47,84	47,84	49,58	49,58
TiO ₂	0,10	0,10	0,33	0,33	2,28	2,28	1,01	1,01	1,85	1,85	2,72	2,72
Al ₂ O ₃	0,73	0,73	0,64	0,64	5,53	5,53	2,54	2,54	5,58	5,58	2,28	2,28
Σ FeO	7,94	—	12,84	—	7,90	—	10,79	—	17,45	—	5,38	—
Fe ₂ O ₃	—	4,2	—	1,11	—	2,4	—	6,2	—	7,93	—	2,9
FeO	—	4,17	—	11,84	—	5,7	—	5,13	—	10,33	—	2,77
MnO	0,85	0,85	1,45	1,45	0,21	0,21	0,40	0,40	0,28	0,28	0,049	0,049
MgO	14,76	14,76	11,11	11,11	13,32	13,32	12,33	12,33	13,16	13,16	14,58	14,58
CaO	22,37	22,37	20,89	20,89	21,20	21,20	21,94	21,94	11,23	11,23	23,47	23,46
Na ₂ O	0,70	0,70	0,90	0,90	0,65	0,65	0,92	0,92	2,15	2,15	0,47	0,47
K ₂ O	0,03	0,03	0,02	0,02	—	—	0,02	0,02	0,07	0,07	—	—
С у м м а	100,26	100,69	100,83	100,94	99,41	99,61	99,58	100,04	99,61	100,42	98,53	98,82

Примечание. Здесь и далее: 1 — данные микроанализатора, 2 — тот же анализ. но сен-биогитового сиенита, правый борт долины р. Хилок; ниже с. Харитоново: 176/2-74 — субкальциевый авгит из ассексита первой фазы бичурского комплекса, правый борт до-70 — субкальциевый авгит из сиенита массива района р. Хамней; 16-69 — субкальциевый авгит Билытай; 25-69 — гиперстен из сиенитизированного габбро, г. Бильчир; 267-69 — субкальциевый 408-70 — субкальциевый диопсид, окруженный амфиболом, щелочной сиенит р. Хурай; 733а-70 — фиболо; 582-66б — краевая часть зерна пироксена в амфиболе из нордмаркита, Мало-Куналейский

$R_{1,0}^{2+} R_{0,66}^{3+} Si_2 O_6$. При недостатке кальция и избытке R^{2+} катионов они связывались в клиноэнстатит. Наиболее высокой доля клиноэнстатита оказалась в пироксенах из основных пород субвулканических тел цаган-хунтейской свиты, коагматичной породам куналейского комплекса (обр. 183/3-72), в сиенитах из небольших штоков по р. Хамней, относящихся к бичурскому комплексу (обр. 93/5-70) и Подковскому массиву того же комплекса (обр. 267-69).

Для суждения о степени щелочности кальциевых пироксенов были

сопоставлены их чермакитовый, жадеитовый и эгриновый миалы (рис. 12). Известно, что жадеит не является щелочным минералом и щелочность пироксенов определяется только по содержанию эгриновой молекулы в них. Несмотря на близкие содержания натрия в пироксенах различных комплексов, щелочность бичурских ниже, чем куналейских. Исключение составляют лишь два анализа пироксенов из пород массива р. Хамней, в которых содержание жадеитового компонента достигает 5%. Особо следует остановиться на пироксене из сиенитов Хамнейского массива (обр. 93/5-70). В нем натрия 159 форм. ед. По этому признаку его можно относить к натровым. Однако благодаря высокому содержанию алюминия в нем высока доля чермакитового и

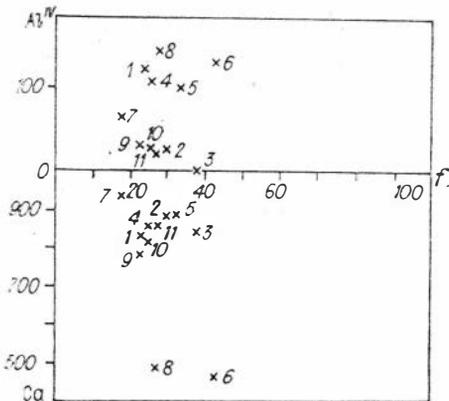


Рис. 11. Соотношения содержания Al^{IV} , Ca и коэффициента железистости f в пироксенах.

Цифры на диаграмме соответствуют номерам проб в табл. 12 и 13: 1 — 183/3-72, 2 — 170/1-74, 3 — 176/2-74, 4 — 247-66, 5 — 90/1-70, 6 — 93/5-70, 7 — 16-69, 8 — 267-69, 9 — 408-70, 10 — 582-66а, 11 — 582-66б.

гр.нигтоидов Западного Забайкалья, вес. %

25-69		267-69		415/АВ-3		408-70		733а-70		582-66а		582-66б	
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
52,96	52,96	50,07	50,07	51,31	51,31	53,07	53,07	52,44	52,44	52,72	52,72	52,72	52,72
0,48	0,48	0,92	0,92	—	—	0,74	0,74	0,34	0,34	0,54	0,54	0,34	0,34
0,97	0,97	6,02	6,02	0,29	0,29	2,03	2,03	0,33	0,33	0,92	0,92	0,66	0,66
20,29	—	13,54	—	30,51	—	7,83	—	27,46	—	9,11	—	9,27	—
—	2,0	—	4,21	—	31,3	—	3,97	—	29,96	—	2,83	—	5,32
—	18,49	—	9,75	—	2,3	—	4,26	—	0,5	—	6,56	—	4,48
0,71	0,71	0,38	0,38	0,35	0,35	0,62	0,62	1,41	1,41	0,96	0,96	1,23	1,23
23,11	23,11	14,65	14,65	0,73	0,73	14,75	14,75	0,88	0,88	14,66	14,66	12,67	12,67
2,19	2,19	12,13	12,13	2,37	2,37	19,95	19,95	2,59	2,59	20,62	20,62	21,18	21,18
0,06	0,06	0,88	0,88	11,83	11,83	1,23	1,23	11,82	11,82	0,68	0,68	1,63	1,63
—	—	0,34	0,34	0,02	0,02	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01
100,77	100,97	98,93	99,35	97,41	100,50	100,22	100,62	97,27	100,27	100,22	100,50	99,71	100,24

с железом, пересчитанным на двух- и трехвалентное. 170/1-74 — субкальциевый диопсид из пироксидовый салит из пироксен-роговообманкового сиенита, пади Киргитуй, к востоку от с. Харитоново; лины р. Большой Куналей; 90/1-70 — субкальциевый авгит из эссексита массивов р. Хамней; 93/5-из сиенитизированного пироксен-плагиноклазового роговика (ксенолит) в верховьях пади Убур-авгит из диорит-сиенита. Подковский массив; 415/АВ-3 — эгирин, щелочные сиениты р. Мойса; эгирин, щелочной сиенит, гора Вороти-Иначе; 582-66а — центральная часть зерна пироксена в ам-массив. Анализы произведены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. Н. Поспелова.

жадеитового компонентов, щелочность его невелика, не превышает щелочности пироксенов из эссекситов этого же массива.

На рис. 12 видна близость по составам пироксенов из интрателлурических вкрапленников в породах куналейского комплекса (обр. 408-70 и 582-66а) пироксенам из сиенитов джидинского комплекса в сложно-построенном Харитоновском массиве. Здесь же прослеживается эволюция составов куналейских пироксенов — последовательное уменьшение жадеитового компонента и увеличение эгиринового компонента от центральной части интрателлурического вкрапленника (обр. 582-66а) к более краевым (обр. 582-66б). В анализе пироксена из того же образца, произведенном обычным химическим способом из навески, отобранной без учета краевых и центральной частей кристалла (обр. 582-66), содержание эгиринового компонента уже 19%.

Сопоставление железистости пироксенов и содержания SiO_2 вмещающих пород (рис. 13) показывает, что железистость пироксенов закономерно повышается с увеличением содержания SiO_2 и в общем находится в рамках железистости, характерной для интрузивных пород. При этом четко отмечается резкое увеличение железистости в пироксенах эгирин-диопсид-геденбергитового ряда из пород куналейского комплекса (обр. 192-69, 17-66 и 4-66).

Железистость пород обычно выше железистости пироксенов (рис. 14), что может служить критерием повышенного окислительного потенциала при формировании пород, поскольку часть железа переходит в окислы. Исключение — Мало-Куналейский массив, для которого подобное объяснение неприменимо. Среди его рудных широко распространен ильменит, следовательно, он формировался в восстановительных условиях. Пониженная же относительно железистости пород железистость пироксена вызвана в данном случае высоким содержанием в ней ильменита.

В Нижне-Тарбагатайском массиве (обр. 4-66 и 17-66) среди рудных также присутствует ильменит, и можно было бы ожидать таких же со-

Содержание основных компонентов в кристаллохимических формулах пироксенов из гранитондов Юго-Западного Забайкалья, ат. коэф.

Компо- нент, пара- метр	170/1- 74	176/2- 74	247-66-	90/1-70	93/5-70	16-69	25-69	267-69	168/1- 72	183/3- 72	192-69	194/69	17-66	47-66	4-66	415/ AB/3	408-70	433a-70	582-66	582- 66a	582- 66б
Si ^{IV}	1949	2000	1805	1863	1805	1855	1943	1865	1991	1830	2000	1970	2000	2000	2000	1980	1953	2008	1828	1955	1963
Ti ^{VI}	2	—	65	29	54	76	13	25	9	40	—	12	—	—	—	—	19	—	159	13	9
Ti ^{VI}	—	9	—	—	—	—	—	—	50	—	19	—	23	19	31	—	—	14	—	—	—
Al ^{IV}	31	—	130	108	141	69	44	154	—	130	—	18	—	—	—	—	28	—	13	32	28
Al ^{VI}	—	27	111	4	109	34	—	110	55	56	22	38	20	31	10	14	60	9	16	8	3
Fe _{IV} ³⁺	18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—	—
Fe _{VI} ³⁺	97	31	67	176	222	81	57	116	423	143	508	748	753	871	876	904	48	848	192	76	147
Fe ²⁺	129	367	177	160	325	88	559	310	162	98	256	128	94	42	49	74	194	32	504	205	141
Mn	27	47	7	14	9	—	22	13	9	2	54	23	35	33	19	12	18	46	39	31	38
Mg	814	616	740	689	742	814	1262	812	362	803	134	35	61	—	24	40	809	51	390	813	705
Li	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14	12	14	14	10	—	—	—	10	—	—
Ca	885	835	848	883	454	942	86	483	399	834	455	250	173	100	79	100	787	106	660	817	847
Na	48	67	48	68	159	36	—	67	478	58	520	768	768	842	858	884	84	875	170	49	116
K	—	—	—	—	—	—	—	13	14	4	4	4	9	9	10	—	—	—	19	—	—
CyMa	4000	3999	3998	3994	4020	3995	3986	3968	3952	3998	3986	4006	3950	3961	3966	4014	4000	3989	4000	3999	3997

Примечание. Место взятия образцов здесь и в табл. 15 — см. табл. 12 и 13.

Пересчет на минералы химических анализов пироксенов из гранитоидов Западного Забайкалья

Номер образца	Чермакит	Жадент	Эгирин	Авгит	Диопсид-геденбергит		Клиноэнстатит
					диопсид	геденбергит	
170/1-74	4,9	—	4,9	—	73,8	10,9	5,5
176/2-74	—	2,7	4,0	—	53,3	29,9	10,1
247-66	13,0	4,8	—	—	59,1	15,1	8,0
90/1-70	10,8	0,4	6,4	0,6	70,3	10,0	1,5
93/5-70	13,9	10,7	4,9	4,4	28,8	8,3	29,0
16-69	6,9	3,4	0,2	1,5	81,4	5,9	0,7
267-69	11,0	8,0	—	12,0	36,3	6,0	26,7
168/1-72	—	5,6	44,5	5,6	31,6	9,1	3,6
183/3-72	13,0	5,6	0,6	1,2	65,5	6,0	8,1
194-69	1,8	3,8	74,3	—	4,7	15,4	—
192-69	—	2,2	50,5	0,3	29,3	25,5	1,2
17-66	—	2,0	77,0	0,6	6,4	10,9	3,1
47-66	—	3,1	80,9	6,2	9,8	—	—
4-66	—	1,0	86,4	2,4	3,2	4,5	2,5
733a-70	—	—	89,1	—	4,7	6,2	—
415/AB-3	2,0	—	88,0	—	4,0	6,0	—
408-70	2,8	6,0	2,4	—	61,0	15,6	12,2
582-66	1,3	1,6	17,3	2,5	30,1	36,2	11,0
582-66a	3,2	0,8	4,2	0,5	63,2	16,0	12,1
582-66b	2,8	0,3	11,3	—	66,8	15,6	3,2
25-69	5,7	—	—	—	5,6	2,4	86,3

(гиперстен)

отношений между железистостью пироксена и породы, как и в Мало-Куналейском массиве. Однако вследствие высокого потенциала натрия образуются пироксены, богатые эгириновым компонентом, и по железистости пироксен и порода получаются близкими. То же можно сказать в отношении субвулканических тел цаган-хунтейской свиты (обр. 168/1-72).

На основе приведенного материала можно отметить следующее:

1. Пироксены из пород бичурского комплекса принадлежат субкальциевым авгитам и по составу близки пироксенам формации титаносных габбро.

2. Пироксены щелочных гранитоидов куналейского комплекса относятся к диопсид-геденбергит-эгириновому ряду и бедны чермакитовым и жадеитовым компонентами.

3. В отдельных массивах куналейского комплекса (Мало-Куналейский и массивы р. Хурай) пироксены, выделившиеся в первую фазу становления их, в ранние стадии формирования породы, несут черты интрателлурического происхождения и принадлежат субкальциевым диопсидам, по составу соответствуя пироксенам габброидных формаций дифференцированных габбровых и норитовых интрузий.

4. В процессе эволюции пород куналейского комплекса от ранних фаз к поздним пироксены обогащаются эгириновым компонентом. В альбитизированных и эгиринизированных породах пироксены по составу близки чистому эгирину.

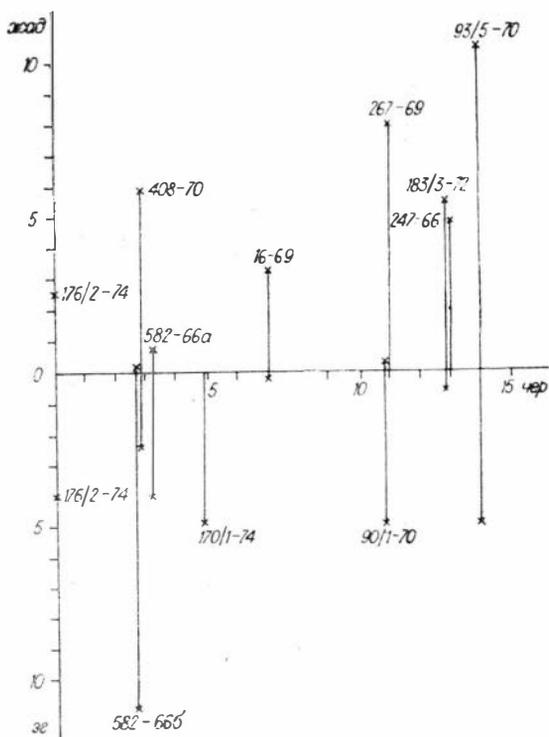


Рис. 12. Соотношение чермакитового (чер), жадитового (жад) и эгиринового (эг) минералов в кальциевых пироксенах. Здесь и на рис. 13, 14. Номера проб см. табл. 12 и 13.

зона) образовались при более низком окислительном потенциале, чем близкие им по составу породы из массивов р. Хампей (Джидинская структурно-фациальная зона), Мало-Куналейский массив куналейского комплекса (Малханская структурно-фациальная зона), в свою очередь, — при более низком окислительном потенциале, чем Ара-Билютайский (Джида-Хилокская структурно-фациальная зона). Поскольку величина окислительного потенциала определяется в основном глубиностью, то.

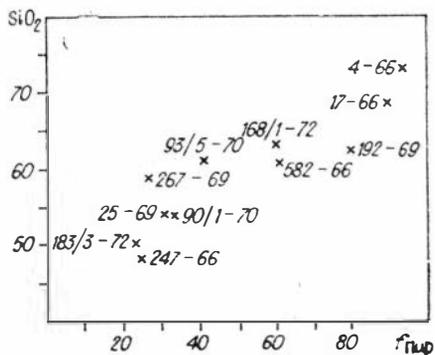


Рис. 13. Зависимость между содержанием SiO_2 в породе и железистостью пироксена.

5. Пироксены из древних сиенитов сложнопостроенного Харитоновского массива представлены субкальциевыми диопсидами и по составу близки пироксенам интрателлурических вкрапленников щелочных пород куналейского комплекса.

6. Кальциевые пироксены куналейского комплекса богаче эгириновым компонентом, т. е. обладают более высокой щелочностью, чем бичурские.

7. Сопоставление железистости пироксенов с железистостью вмещающих пород и составами минералов, находящихся в парагенезисе с пироксенами, позволяет говорить, что формирование мезозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья в отдельных массивах происходило в собственных или окислительных условиях.

Породы первой фазы бичурского комплекса в Бичурском массиве (Малханская структурно-фациальная зона)

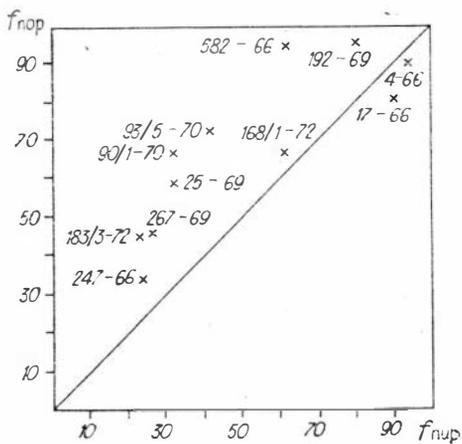


Рис. 14. Соотношение железистости пород ($f_{\text{пор}}$) и железистости пироксенов ($f_{\text{пир}}$).

следовательно, становление массивов бичурского и куналейского комплексов в пределах Малханской структурно-фациальной зоны происходило на больших глубинах, чем в Джида-Хилокской.

АМФИБОЛЫ

Среди темноцветных минералов мезозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья амфиболы пользуются наибольшим распространением.

В породах бичурского комплекса они представлены роговой обманкой, в щелочных гранитоидах куналейского комплекса — роговой обманкой, катафоритом, гастингситом, арфведсонитом и рибекитом.

Роговые обманки бичурского комплекса изучались нами из массивов района г. Бичуры, урочища Буй и Тотхойского массива (Малханская структурно-фациальная зона), сложнопостроенного Харитоновского массива, расположенного на границе Удино-Витимской и Джида-Хилокской структурно-фациальных зон, и из небольших массивов в пределах Боргойского хребта и бассейна р. Хамней (Джида-Хилокская структурно-фациальная зона).

Амфиболы куналейского комплекса — из Мало-Куналейского массива и массива горы Вороти-Иначе (Малханская зона), Петровск-Забайкальского, Нижне-Тарбагатайского, Куналейского, Харитоновского массивов, из массивов бассейнов рек Хурай и Мойса (Удино-Витимская структурно-фациальная зона) и из Ара-Билютайского массива (Джида-Хилокская зона).

Среди гранитоидов бичурского комплекса роговые обманки отмечены в породах всех трех фаз. В эссекситах, габбро и амфиболовых габбро первой фазы комплекса они бурые и красновато-бурые. В эссекситах роговая обманка часто образует каймы вокруг титан-авгита. В парагенезисе с ними всегда находится биотит, плагиоклаз и калишпат. В амфиболовых габбро роговые обманки такие же, как в эссекситах, отличаются от них лишь резким преобладанием среди темноцветных. Пироксены очень редки, встречаются в виде небольших включений в зернах роговых обманок. Биотит отсутствует. Так же, как и в эссекситах в лейкократовой части, имеется калишпат, что свидетельствует о повышенной щелочности породы. В амфиболизированном габбро роговые обманки зеленые, светлые, с буроватым оттенком. В парагенезисе с ними присутствует основной плагиоклаз; пироксенов, биотита и калиевого полевого шпата нет. В ряде случаев видно, что светлая роговая обманка развивается по плагиоклазу.

В монцонитах, сиенитах, диоритах, гранодиоритах и граносиенитах второй фазы бичурского комплекса роговые обманки зеленые, с различной степенью интенсивности окраски — от темно- до светло-зеленой, почти бесцветной. Светлоокрашенные преобладают среди бичурских гранитоидов Малханской зоны. В парагенезисе с роговыми обманками обычны биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц. В более основных разновидностях встречаются пироксены, обросшие роговой обманкой.

В гранитах третьей фазы бичурского комплекса роговые обманки редки. Окраска их зеленая. В парагенезисе с ними — биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц.

Как отмечалось выше, амфиболы в щелочных гранитоидах куналейского комплекса более разнообразны по составу, чем бичурские, но в отдельно взятых массивах обычно преобладает какая-либо одна разновидность. Амфиболы группы гастингсита распространены в Ара-Билютайском массиве. Для них характерны парагенезис с микропертитом (в щелочных амфиболовых сиенитах) и с микропертитом, биотитом и кварцем (в щелочных биотит-амфиболовых сиенитах).

Амфиболы, близкие к катафоритам, развиты в Мало-Куналейском и Петровск-Забайкальском массивах, а также в щелочных сиенитах масси-

вов бассейнов рек Хурай и Мойса. В Мало-Куналейском массиве находятся в нордмаркитах в парагенезисе с микропертитом, кварцем, салитом и биотитом, в Петровск-Забайкальском — в щелочных сиенитах в парагенезисе с микропертитом. Голубые амфиболы группы арфведсонита и рибекита в качестве первичных наблюдаются в Нижне-Тарбагатайском и Харитоновском массивах и в основной массе грорудитов в массиве щелочных сиенитов по р. Мойса. В парагенезисе с ними, помимо микропертита и кварца, часто присутствует эгирин.

Для щелочных гранитоидов куналейского комплекса характерно наличие в них зональных амфиболов, замещение ранее выделившихся амфиболов более поздними, что наблюдается в Мало-Куналейском, Куналейском, Нижне-Тарбагатайском, Ара-Билютайском массивах, массивах Вороти-Иначе и р. Хамней. Направленность процесса всегда одинаковая — центральная часть зерен сложена менее щелочными амфиболами, а краевая — более щелочными и более железистыми — арфведсонитами и рибекитами.

Изменение состава амфиболов наблюдается в краевых частях массивов. Особенно четко это выражено в Мало-Куналейском по правому борту долины р. Малый Куналей. В породах, находящихся в 5 м от контакта щелочных гранитоидов массива с вмещающими их базальтами, амфиболы зональные. Центральная часть их сложена роговой обманкой, краевая — катафоритом. В 25 км от контакта амфиболы щелочных сиенитов представлены арфведсонитом, а в 200 м — рибекитом, причем в парагенезисе с ним появляется эгирин. Таким образом, по составу амфиболов четко видно понижение щелочности в эндоконтактной части массива. В западной части Мало-Куналейского массива по пади Пашино среди амфиболов преобладают катафориты, в той или иной степени замещенные арфведсонитом и рибекитом. Понижение щелочности амфиболов выявлено и в приконтактной части Харитоновского массива (табл. 16, анализ 152/1-72).

В крупных массивах, таких как Харитоновский и Мало-Куналейский, наряду со щелочными куналейскими сиенитами отмечены сиениты, близкие к последним по химизму, но содержащие в качестве темноцветных роговую обманку. Они прорываются апофизами и жилами гранитов бичурского комплекса, что позволяет нам считать их более древними, чем куналейские щелочные сиениты. Для более древних, чем куналейские, сиенитов характерно наличие сильно альбитизированных калинатровых полевых шпатов, небольшое количество плагиоклазов, новообразования альбита и почти постоянное присутствие кварца в интерстициях зерен полевых шпатов. Роговая обманка в них зеленая с различной степенью интенсивности окраски. Светлоокрашенные разности часто с заметным бурым оттенком. В парагенезисе с роговой обманкой, помимо плагиоклазов, калинатровых полевых шпатов и кварца, всегда отмечается бурый биотит, а в ряде случаев — и бесцветный моноклинный пироксен. Аналогичные породы встречены по р. Хурай, в контакте со щелочными сиенитами куналейского комплекса. Они прорываются последними, содержатся в них в качестве ксенолитов и относятся к джидинскому комплексу палеозоя.

В контакте щелочных сиенитов массивов куналейского комплекса с граносиенитами бичурского комплекса по р. Большой Куналей, в районе урочища Омут, развивается гибридная порода. По составу полевых шпатов она ближе к сиенитам куналейского комплекса, по типу амфибола — к породам бичурского комплекса.

Порода состоит из крупных зерен калинатровых полевых шпатов, в центре которых часто сохраняются остатки зональных плагиоклазов. Наряду с ними имеются зерна калинатровых полевых шпатов куналейского облика с микро- до криптопертитовой центральной частью и более грубопертитовыми краями. В интерстициях зерен полевых шпатов расположены кварц, биотит и роговая обманка. Последняя очень светлая, зе-

Химический состав амфиболов из сиенитов Харитоновского массива, вес. %

Оксид	125/1-72		151/1-72		132/3-72		172/1-74		172/6-74		172/7-74		172/8-74		176/1-74		176/2-74		176/4-74		152/1-72	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	48,18	48,18	49,15	49,15	50,53	50,53	50,84	50,84	49,51	49,51	49,38	49,38	50,71	50,71	49,62	49,62	45,18	45,18	47,58	47,58	48,07	48,07
TiO ₂	0,74	0,74	0,63	0,63	1,69	1,69	0,75	0,75	0,96	0,96	0,56	0,56	0,78	0,78	0,78	0,78	1,25	1,25	0,95	0,95	0,57	0,57
Al ₂ O ₃	4,51	4,51	3,44	3,44	3,78	3,78	2,68	2,68	4,78	4,78	3,86	3,86	2,90	2,90	4,0	4,0	5,95	5,95	5,44	5,44	3,40	3,40
Σ FeO	15,99	—	17,58	—	12,42	—	12,89	—	13,66	—	12,37	—	13,34	—	20,04	—	25,31	—	18,09	—	17,53	—
Fe ₂ O ₃	—	2,67	—	2,93	—	2,11	—	2,14	—	2,29	—	2,07	—	2,26	—	3,33	—	4,21	—	4,22	—	2,92
FeO	—	13,59	—	14,94	—	10,55	—	10,96	—	11,61	—	10,51	—	11,34	—	17,03	—	21,43	—	14,29	—	14,90
MnO	1,33	1,33	1,85	1,85	0,91	0,91	1,53	1,53	0,75	0,75	0,78	0,78	0,91	0,91	0,86	0,86	1,36	1,36	1,56	1,56	1,66	1,66
MgO	13,40	13,40	11,89	11,89	15,18	15,18	15,70	15,70	15,02	15,02	15,93	15,96	15,39	15,36	11,05	11,05	6,95	6,95	11,04	11,04	12,26	12,26
CaO	10,98	10,98	9,61	9,61	9,00	9,00	8,98	8,98	11,35	11,35	10,95	10,95	8,59	8,59	10,33	10,33	10,15	10,15	10,91	10,91	9,75	9,75
Na ₂ O ₃	1,43	1,43	2,40	2,40	3,01	3,01	2,98	2,98	1,59	1,59	1,99	1,99	3,43	3,43	1,88	1,88	2,26	2,26	2,05	2,05	3,01	3,01
K ₂ O	0,66	0,66	0,80	0,80	1,07	1,07	0,81	0,81	0,49	0,49	0,69	0,69	0,89	0,89	0,53	0,53	0,97	0,97	0,63	0,63	0,76	0,76
F	1,08	1,08	1,97	1,97	2,15	2,15	1,23	1,23	0,18	0,18	1,10	1,10	1,60	1,60	0,78	0,78	0,59	0,59	1,00	1,00	1,96	1,96
С у м м а Поправка на F		98,57 -0,45		99,58 -0,83		100,05 -0,90		98,60 -0,52		98,53 -0,08		97,82 -0,46		98,77 -0,67		100,19 -0,33		100,30 -0,25		99,67 -0,42		99,26 -0,82
С у м м а		98,12		98,75		99,15		98,08		98,45		97,36		98,10		99,86		100,05		99,25		98,44

П р и м е ч а н и е. 125/1-72 — биотит-амфиболовый сиенит с кварцем, западная часть массива, район высоты с отметкой 881 м; 151/1-72 — кварцевый биотит-амфиболовый сиенит, гора с отметкой 882 м, верховье пади Большие Шулуты; 132/3-72 — амфиболовый сиенит, правый борт долины р. Хилок к востоку от с. Харитоново; 172/1-74 — биотит-амфиболовый сиенит с кварцем, левый берег р. Хилок, выше паромы; 172/6-74 — мелкозернистый граносиенит из прожилка в сиенитах, там же; 172/7-74 — крупнозернистый порфировидный биотит-амфиболовый сиенит с кварцем, там же; 172/8-74 — крупнозернистый биотит-амфиболовый сиенит с кварцем, там же; 176/1-74 — крупнозернистый биотит-амфиболовый сиенит, падь Киргитуй, восточная часть массива; 176/2-74 — пироксен-биотит-амфиболовый сиенит, там же; 176/4-74 — биотит-амфиболовый гранит, бичурский комплекс, там же; 152/1-72 — щелочной сиенит с кварцем, куналейский комплекс, низовья пади Шулуты.

Содержание основных компонентов в кристаллохимических формулах амфиболов из пород Харитоновского массива, ат. коэф.

Компонент, параметр	125/1-72	151/1-72	132/3-72	172/1-74	172/6-74	172/7-74	172/8-74	176/1-74	176/2-74	176/4-74	152/1-72
Si ^{IV}	7,178	7,310	7,355	7,457	7,198	7,205	7,478	7,318	6,885	7,083	7,258
Al ^{IV}	0,788	0,589	0,645	0,459	0,802	0,666	0,496	0,682	0,989	0,917	0,600
Al ^{VI}	—	—	0,003	—	0,019	—	—	0,010	—	0,031	—
Ti ^{IV}	0,034	0,101	—	0,084	—	0,070	0,026	—	0,126	—	0,073
Ti ^{VI}	0,047	0,078	0,184	0,004	0,105	—	0,063	0,089	0,020	0,108	—
Fe ³⁺ _{IV}	—	—	—	—	—	0,159	—	—	—	—	0,069
Fe ³⁺ _{VI}	0,304	0,321	0,228	0,229	0,245	0,069	0,248	0,373	0,476	0,476	0,258
Fe ²⁺	1,692	1,848	1,287	1,350	1,406	1,279	1,391	2,102	2,738	1,780	1,878
Mn	0,161	0,232	0,096	0,185	0,096	0,096	0,114	0,106	0,183	0,197	0,218
Mg	2,971	2,633	3,301	3,433	3,250	3,454	3,384	2,430	1,575	2,442	2,767
Ca	1,754	1,526	1,401	1,412	1,773	1,709	1,356	1,632	1,666	1,735	1,579
Na	0,412	0,696	0,841	0,847	0,454	0,561	0,975	0,550	0,678	0,590	0,871
K	0,125	0,143	0,210	0,141	0,087	0,127	0,018	0,089	0,201	0,108	0,145
(Na+K)/Al	0,68	1,42	1,622	2,153	0,659	1,033	2,00	0,92	0,89	0,74	1,693
f	42,33	47,70	32,8	33,94	31,69	34,12	51,51	68,32	68,32	50,00	46,68

Примечание. Номера образцов см. табл. 16.

леная с голубым оттенком, почти бесцветная. В разрезах в шлифе видна дисперсия погасания, что является признаком повышенной щелочности этой роговой обманки.

Для характеристики составов амфиболов из мезозойских гранитоидов Западного Забайкалья имеем 82 химических анализа, из них 15 — бичурских, 57 — куналейских и 10 — из древних спенитов разновозрастных сложнопостроенных Харитоновского и Мало-Куналейского массивов; 16 анализов амфиболов взято из литературы (Фельдман, 1969; Чупров, 1970; Шеремет и др., 1976), 66 — оригинальные.

Значительная часть амфиболов проанализирована с помощью микроанализатора Сатеса MS-46. Как известно, этим методом определяется суммарное железо и не определяется вода. Учитывая, что соотношения двух- и трехвалентного железа в минералах важны в решении ряда петрологических вопросов, нами в анализах амфиболов рассчитана доля трехвалентного железа. Принцип и методика пересчета изложены ранее (Вартанова, Завьялова, Щербакова, 1976). Рассчитанное железо вводилось в анализы амфиболов, проверялась сумма. Вместе с водой она должна укладываться в пределы 99,4—100,8% (Е. А. Костюк, 1970). Допустимое количество воды в амфиболах, по данным Е. А. Костюк (1970), должно находиться в интервале 0,6—4 вес.%. При отбраковке анализов мы учитывали эти требования. С помощью микрозонда удалось проанализировать составы зональных амфиболов, а также составы биотитов и пироксенов, находящихся в парагенезисе с амфиболами, выделить которые в количестве, необходимом для химического анализа, обычными аналитическими методами практически невозможно.

Результаты анализов бичурских амфиболов и из древних спенитов Харитоновского и Мало-Куналейского массивов (без воды) сведены в табл. 16 и 18, пересчет их на кристаллохимические формулы из расчета 23 кислорода в анализах микрозонда — табл. 17 и 19. Большинство анализов амфиболов из пород куналейского комплекса уже опубликовано

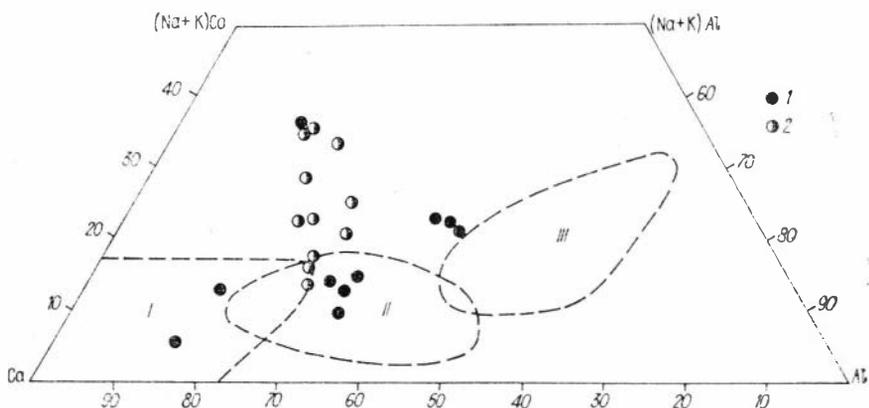


Рис. 15. Составы амфиболов из гранитоидов бичурского комплекса и древних сиенитов Харитоновского массива.

I — поле актинолита, II — роговой обманки, III — гастингсита; 1 — составы амфиболов из гранитоидов бичурского комплекса, 2 — из древних сиенитов Харитоновского массива.

нами (Вартанова, Завьялова, Щербакова, 1976; Вартанова, Завьялова, Поспелова, 1976), поэтому в настоящей работе ограничимся лишь средними составами амфиболов из массивов данного комплекса (табл. 20).

Известно, что принадлежность амфиболов к определенной группе устанавливается соотношением кальция, алюминия и щелочей. На диаграмме рис. 15 нанесены составы изученных амфиболов, из гранитоидов бичурского комплекса и сиенитов Харитоновского массива, а также на основании анализов, помещенных в справочной литературе (Дир и др., 1965; Е. А. Костюк, 1970; Чирвинский, 1953), построены поля актинолитов, обыкновенной роговой обманки, гастингситов, арфведсонитов и рибекитов. Поле катафорита построить не удалось из-за малого числа анализов. Поэтому мы ограничились нанесением нескольких анализов его из книги У. А. Дира и др. (1965).

На рис. 15 видно, что амфиболы бичурского комплекса тяготеют к группе роговой обманки, гастингсита и актинолита. Для них характерно несколько повышенное содержание щелочей в амфиболах из пород первой фазы комплекса. Повышенное содержание щелочей отмечается и в амфиболах древних сиенитов сложнопостроенного Харитоновского массива, расположенного на стыке Джиды-Хилокской и Удино-Витимской структурно-фациальных зон. Их составы располагаются в промежуточной области между роговой обманкой и катафоритами (рис. 16).

На рис. 16 нанесены также средние составы амфиболов куналейского комплекса и построены доверительные эллипсы для них. Как видно из рисунка, помимо рибекитов, арфведсонитов и катафоритов, среди них имеются субщелочные и нещелочные разности, такие как гастингситы Ара-Биллютайского массива и роговые обманки в центре зональных кристаллов и в приконтактной части Мало-Куналейского массива.

Точки составов исследуемых гастингситов ложатся выше поля распространения гастингситов и характеризуются повышенной щелочностью и пониженным содержанием алюминия по сравнению с гастингситами по литературным данным (Дир и др., 1965).

Большинство изученных амфиболов бичурского комплекса и древних сиенитов Харитоновского массива относится к кальциевому типу, поскольку кальция в них 1,5—2 форм. ед. Для последнего Н. Сундиус (Дир и др., 1965) выделил три серии — $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_5 \text{AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ — эденит-ферроэденит, $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})\text{Al}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ — чермакит и $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_4\text{AlAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ — паргасит (магнезиальный член) и гастингсит (железистый член).

Химический состав амфиболов из пород бичурского комплекса, вес. %

Окисел	228а-66	247-66		247/1-72		194/1-72		213/2-72		238-66		257-70		777-70	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	48,40	43,22	43,22	42,00	42,00	41,63	41,63	47,83	47,83	54,35	54,35	46,82	46,82	54,02	54,02
TiO ₂	1,63	3,70	3,70	4,29	4,29	3,88	3,88	1,35	1,35	0,25	0,25	1,57	1,57	0,44	0,44
Al ₂ O ₃	5,54	9,78	9,78	11,20	11,20	11,21	11,21	6,08	6,08	2,05	2,05	5,60	5,60	1,28	1,28
ΣFe	—	12,24	—	11,58	—	11,30	—	14,20	—	10,13	—	14,88	—	12,27	—
Fe ₂ O ₃	2,62	—	5,95	—	5,67	—	5,23	—	2,51	—	1,65	—	2,49	—	2,06
FeO	13,10	—	6,89	—	6,48	—	6,50	—	11,94	—	8,65	—	12,64	—	10,42
MnO	0,47	0,12	0,12	0,16	0,16	0,16	0,16	0,35	0,35	0,38	0,38	0,56	0,56	1,18	1,18
MgO	13,75	14,34	14,34	13,35	13,35	14,59	14,59	13,93	13,93	17,95	17,95	14,16	14,16	16,82	16,82
CaO	10,53	10,70	10,70	11,37	11,37	11,44	11,44	11,66	11,66	12,49	12,49	11,12	11,12	7,46	7,46
Na ₂ O	0,70	3,22	3,22	3,35	3,35	3,03	3,03	1,29	1,29	0,40	0,40	1,20	1,20	3,15	3,15
K ₂ O	0,52	0,71	0,71	0,69	0,69	0,88	0,88	0,70	0,70	0,15	0,15	0,54	0,54	0,63	1,63
H ₂ O	1,92														
F	0,14					0,14	0,14							1,12	1,12
П.п.п.	2,41														
С у м м а	99,74	98,03	98,63	97,89	98,46	98,26	98,69	97,39	97,64	98,15	98,32	96,44	96,69	98,37	98,58
Поправка на F	-0,06					-0,06	-0,06							-0,48	-0,48
С у м м а	99,68					98,20	98,63							97,89	98,10

Окисел	89-66		279-70		283а-70		16-69		25-69		93/5-70		95/1-70		267-69	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	51,45	51,45	51,11	51,11	46,66	46,66	46,82	46,82	46,71	46,71	43,68	43,68	43,16	43,16	48,92	48,92
TiO ₂	0,39	0,39	0,94	0,94	1,09	1,09	1,08	1,08	1,77	1,77	1,82	1,82	1,62	1,62	1,10	1,10
Al ₂ O ₃	2,42	2,42	4,47	4,47	5,36	5,36	5,46	5,46	6,28	6,28	7,01	7,01	7,17	7,17	3,93	3,93
Σ Fe	8,37	—	15,94	—	16,36	—	21,73	—	15,05	—	20,79	—	22,77	—	11,66	—
Fe ₂ O ₃	—	1,40	—	2,66	—	2,73	—	3,62	—	2,51	—	3,47	—	3,80	—	2,07
FeO	—	7,11	—	13,54	—	13,90	—	18,47	—	12,79	—	17,67	—	19,35	—	9,75
MnO	0,97	0,97	1,08	1,08	0,79	0,79	0,66	0,66	0,37	0,37	0,43	0,43	0,64	0,64	0,45	0,45
MgO	19,79	19,79	13,58	13,58	12,92	12,92	9,44	9,44	13,02	13,02	10,14	10,14	8,55	8,55	16,33	16,33
CaO	11,48	11,48	10,73	10,73	11,36	11,36	11,08	11,08	11,11	11,11	10,95	10,95	10,76	10,76	12,34	12,34
Na ₂ O	1,03	1,03	0,95	0,95	1,30	1,30	1,54	1,54	1,99	1,99	1,92	1,92	2,44	2,44	0,78	0,78
K ₂ O	0,14	0,14	0,58	0,58	0,51	0,51	1,39	1,39	1,27	1,27	1,26	1,26	1,20	1,20	0,36	0,36
H ₂ O																
F	0,47	0,47	0,52	0,52	0,36	0,36					0,75	0,75	1,03	1,03		
П.п.п.																
Сумма	96,51	96,65	99,90	100,16	96,71	96,98	99,20	99,56	97,57	97,82	98,75	99,10	99,34	99,73	95,82	96,03
Поправка на F	-0,2	-0,2	-0,22	-0,22	-0,15	-0,15					-0,32	-0,32	-0,43	-0,43		
Сумма	96,31	96,45	99,68	99,94	96,56	96,83					98,43	98,78	98,91	99,30		

Примечание. 228а-66 — амфиболовое габбро, р. Большой Куналей; 247-66, 247/1-66 — эссексит, там же; 194/1-72 — габбро-диабаз, падь Бухтуй; 213/2-72 — мондонит, р. Бичура; 238-66 — сиенит, р. Большой Куналей; 257-70 — диорит, падь Ракушка; 777-70 — гибридная порода, р. Омут; 89-66 — граносиенит, Тотхотойский массив; 279-70 — сиенит, урочище Буй; 283а-70 — гранит, там же; 16-69 — сиенитизированный пироксен-плагиоклазовый роговик (ксенолит) в верховьях пади Убур-Билюта; 25-69 — сиенитизированное габбро, гора Бильчир; 93/5-70 — сиенит, р. Хамней; 95/1-70 — граносиенит, там же; 267-69 — диорит-сиенит, Подковский массив.

Содержание основных компонентов в кристаллохимических формулах амфиболов бичурского комплекса, ат. коэф.

Компонент, параметр	228а-66	247-66	247/1-66	194/1-72	213/2-72	238-66	257-70	777-70	89-66	279-70	283а-70	16-69	25-69	93/5-69	95/1-70	267-69
Si ^{IV}	7,277	6,278	6,108	6,059	7,022	7,658	6,992	7,777	7,427	7,352	7,022	7,248	6,925	6,618	6,645	7,223
Al ^{IV}	0,723	1,677	1,892	1,926	0,978	0,342	0,972	0,223	0,416	0,648	0,958	0,752	1,075	1,255	1,312	0,674
Al ^{VI}	0,253	—	0,031	—	0,081	0,013	—	0,114	—	0,113	—	0,253	0,029	—	—	—
Ti ^{IV}	—	0,045	—	0,015	—	—	0,031	—	0,043	—	0,020	—	—	0,127	0,043	0,103
Ti ^{VI}	0,181	0,357	0,472	0,414	0,150	0,034	0,253	0,043	—	0,095	0,107	0,130	0,196	0,082	0,142	0,021
Fe ³⁺ _{IV}	—	—	—	—	—	—	—	—	0,114	—	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺ _{VI}	0,289	0,664	0,629	0,578	0,283	0,186	0,284	0,242	0,042	0,294	0,307	0,428	0,285	0,400	0,388	0,231
Fe ²⁺	1,645	0,838	0,786	0,788	1,466	1,023	1,555	1,254	0,858	1,626	1,744	1,619	1,584	2,255	2,495	1,207
Mn	0,063	0,009	0,026	0,026	0,044	0,051	0,071	0,147	0,121	0,138	0,099	0,084	0,053	0,055	0,083	0,062
Mg	3,41	3,100	2,901	3,169	3,047	3,774	3,154	3,601	4,281	2,915	2,892	2,177	2,866	2,282	1,969	3,585
Ca	1,690	1,668	1,774	1,777	1,837	1,887	1,777	1,159	1,777	1,652	1,835	1,842	1,762	1,773	1,775	1,943
Na	0,199	0,908	0,926	0,841	0,370	0,102	0,338	0,882	0,312	0,277	0,380	0,465	0,570	0,564	0,721	0,231
K	0,090	0,122	0,122	0,175	0,124	0,034	0,089	0,104	0,017	0,104	0,090	0,279	0,252	0,436	0,240	0,071
OH	1,916	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,063	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(Na+K)/Al	0,30	0,62	0,57	0,53	0,47	0,38	0,44	2,926	0,79	0,50	0,49	0,74	0,74	0,80	0,74	0,45
f	39,1	32,77	33,0	30,52	37,04	25,03	37,88	31,33	20,96	41,38	42,64	49,40	40,30	54,29	60,16	29,5

Примечание. Номера образцов см. табл. 18.

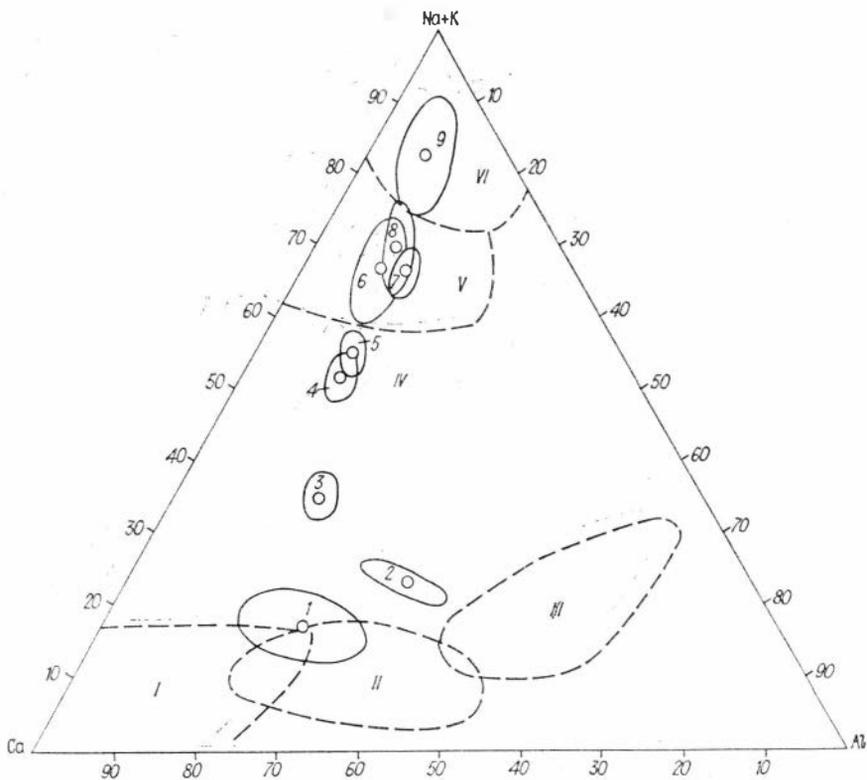


Рис. 16. Составы и 95%-ные доверительные эллипсы амфиболов из гранитоидов куналейского комплекса.

I — поле актинолита, II — роговой обманки, III — гастингсита, IV — область катафорита, V — поле арфведсонита, VI — рибекита; 1 — роговая обманка, 2 — гастингситы, 3 — амфиболы промежуточного состава между катафоритом и роговой обманкой, 4 — катафориты Мало-Куналейского массива, 5 — катафориты Петровск-Забайкальского массива, 6 — арфведсониты из Мало-Куналейского массива, 7 — арфведсониты из Ара-Билютайского массива, 8 — арфведсониты из Харитоновского, Хоринского массивов и массива р. Мойса, 9 — рибекиты.

Роговые обманки, близкие по составу к теоретическим ряда чермакит—феррочермакит, неизвестны. М. Биллингс (Дир и др., 1965) отнес к «группе гастингсита» роговые обманки, аналогичные $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, и выделил среди них магнезиогастингситы ($\text{FeO}/\text{MgO} < 0,5$), фемагастингситы ($2 > \text{FeO}/\text{MgO} > 0,5$) и феррогастингситы ($\text{FeO}/\text{MgO} > 2$). Колебания химических составов изученных нами кальциевых амфиболов отражены на рис. 17.

Среди амфиболов бичурского комплекса выделяются типы: 1) тяготеющие к паргаситу, 2) близкие к роговой обманке, 3) занимающие промежуточное положение между актинолитом, роговой обманкой, эденитом и паргаситом.

Амфиболы, близкие к ряду паргасит — феррогастингсит и по составу промежуточные между паргаситом и эденитом, отмечены в эссекситах и амфиболовых габбро первой фазы бичурского комплекса, амфиболы, близкие роговой обманке, — в монцонитах, сиенито-диоритах, грапосиенитах и гранитах второй и третьей фаз комплекса; переходные разности между роговой обманкой, эденитом и актинолитом распространены преимущественно в древних сиенитах Харитоновского и Мало-Куналейского массивов. Анализ амфиболов из гибридной породы и несколько анализов их — из древних сиенитов Харитоновского массива вышли за пределы поля кальциевых амфиболов.

Составы роговых обманок из пород бичурского комплекса характеризуются низкой глиноземистостью по сравнению со средними составами

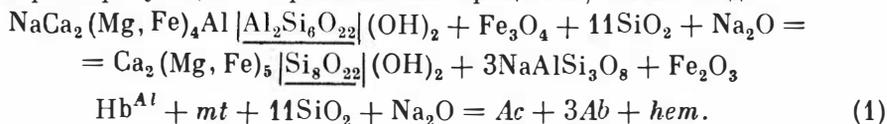
Средние составы амфиболов из гранитоидов

Компонент, параметр	Роговая обманка (n=6)			Гастингсит (n=7)			Амфиболы переход- ного состава (n=9)			Катафо		
										1(n=10)		
	\bar{X}	s	$\frac{2\sigma}{\sqrt{n}}$	\bar{X}	s	$\frac{2\sigma}{\sqrt{n}}$	\bar{X}	s	$\frac{2\sigma}{\sqrt{n}}$	\bar{X}	s	$\frac{2\sigma}{\sqrt{n}}$
SiO ₂	51,32	1,8	1,47	41,02	1,64	1,24	50,47	1,69	1,13	48,68	0,86	0,54
TiO ₂	0,75	0,47	0,38	1,69	0,40	0,30	1,07	0,67	0,45	1,20	0,64	0,41
Al ₂ O ₃	4,16	1,78	1,45	7,74	1,60	1,21	3,14	0,86	0,64	1,84	1,01	0,63
Fe ₂ O ₃	2,00	1,20	0,98	4,69	0,69	0,52	2,84	1,13	0,75	4,60	0,90	0,57
FeO	11,20	2,39	1,95	23,20	2,32	1,74	11,40	1,95	1,30	19,29	2,79	1,77
MnO	0,79	0,53	0,43	1,28	0,29	0,22	1,30	0,36	0,24	1,12	0,29	0,18
MgO	15,35	1,27	1,04	4,41	1,55	1,17	14,54	1,59	1,06	8,32	1,97	1,25
CaO	10,49	0,49	0,40	9,90	0,66	0,50	8,75	0,72	0,48	6,47	0,97	0,61
Na ₂ O	1,40	0,61	0,50	1,96	0,49	0,37	3,16	0,30	0,20	4,49	0,46	0,29
K ₂ O	0,53	0,32	0,26	1,86	0,28	0,21	0,92	0,52	0,34	1,03	0,16	0,10
F	0,64						1,25	0,69	0,46	1,34	0,13	0,08
Поправка на F	-0,27						-0,53			-0,56		
С у м м а	98,36			97,75			98,31			97,82		
Si	7,35	0,25	0,20	6,53	0,28	0,21	7,40	0,18	0,12	7,50	0,07	0,04
Al	0,71	0,31	0,25	1,45	0,30	0,23	0,55	0,12	0,08	0,34	0,18	0,11
Ti	0,08	0,05	0,04	0,17	0,05	0,04	0,12	0,07	0,05	0,18	0,14	0,09
Fe	1,57	0,38	0,31	3,67	0,35	0,26	1,72	0,26	0,17	3,02	0,39	0,25
Mn	0,09	0,06	0,05	0,19	0,05	0,04	0,16	0,05	0,03	0,13	0,02	0,01
Mg	3,39	0,33	0,29	1,04	0,36	0,27	3,18	0,31	0,21	1,91	0,44	0,28
Ca	1,62	0,09	0,07	1,69	0,10	0,08	1,38	0,12	0,08	1,07	0,17	0,10
Na+K	0,49	0,18	0,15	0,97	0,13	0,10	1,02	0,15	0,10	1,55	0,13	0,08
f	35,03	6,66	5,44	76,80	5,74	4,33	38,28	8,30	5,53	60,80	7,66	4,84
α	0,77	0,36	0,31	0,62	0,25	0,08	1,97	0,55	0,36	3,58	0,51	0,32

* 1 — Мало-Куналейский массив, 2 — Петровск-Забайкальский.

** 1 — Мало-Куналейский массив, 2 — Ара-Билэтайский, 3 — Харитоновский, Хоринский

роговых обманок из гранитов, диоритов и габбро (Костюк, 1970, табл. 9). Благодаря низкой глиноземистости доля Al^{IV} редко превышает формульную единицу и часть тетраэдрических позиций занята титаном, а в отдельных случаях (редких) — и Fe³⁺. Al^{VI} обычно очень мало или он отсутствует вовсе. Низкое содержание глинозема в роговых обманках отмечается в разностях, бедных Na₂O, переходных к актинолиту, и при образовании роговых обманок повышенной щелочности. В первом случае содержание кальция остается на одном уровне, во втором — наряду с уменьшением глинозема уменьшается и содержание кальция, повышается содержание натрия — и амфиболы по составу приближаются к щелочным. Конечные реакции перехода роговой обманки в актинолит и арфведсонит, характеризующие направленность процессов, имеют вид:

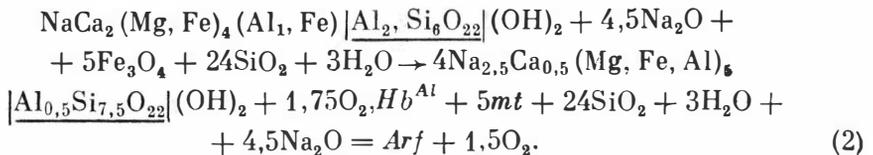


куналейского комплекса (без H₂O)

рит*			Арфведсонит**									Рибекит		
2(n=3)			1(n=4)			2(n=5)			3(n=7)			(n=6)		
\bar{X}	S	$\frac{2\sigma}{\sqrt{n}}$	\bar{X}	S	$\frac{2\sigma}{\sqrt{n}}$	\bar{X}	S	$\frac{2\sigma}{\sqrt{n}}$	\bar{X}	S	$\frac{2\sigma}{\sqrt{n}}$	\bar{X}	S	$\frac{2\sigma}{\sqrt{n}}$
53,03	1,55	1,79	49,41	1,07	1,07	47,60	0,51	0,46	51,50	1,42	1,07	51,12	1,76	1,44
1,25	1,71	1,98	1,24	1,15	1,15	0,73	0,18	0,16	1,44	0,68	0,51	0,85	0,81	0,66
2,08	0,12	0,14	1,47	0,45	0,45	2,11	0,18	0,16	1,60	0,53	0,40	1,40	0,52	0,42
4,95	0,42	0,47	6,67	2,10	2,10	13,22	0,51	0,46	10,90	3,82	2,88	13,99	4,44	3,62
9,13	0,81	0,93	21,27	2,39	2,39	20,42	0,51	0,46	8,88	2,78	2,09	13,07	7,97	6,50
1,06	0,34	0,39	1,15	0,35	0,35	1,84	0,37	0,33	1,15	0,28	0,21	2,13	1,02	0,83
14,38	1,13	1,31	5,56	1,60	1,60	1,91	0,29	0,26	10,71	1,67	1,26	5,07	4,17	3,40
6,11	0,64	0,78	3,97	0,48	0,48	3,81	1,06	0,95	3,75	1,04	0,78	1,44	0,72	0,59
4,66	0,39	0,45	5,55	0,51	0,51	5,17	0,46	0,41	6,70	0,77	0,58	7,48	0,97	0,80
0,90	0,08	0,09	1,02	0,26	0,26	1,55	0,67	0,60	0,95	0,12	0,09	1,20	0,67	0,55
1,57			1,54						1,97	1,08	0,81	1,39	0,37	0,30
-0,66			-0,64						-0,83			-0,58		
98,46			98,21			98,36			98,72			98,56		
7,63	0,12	0,14	7,64	0,21	0,21	7,46	0,06	0,05	7,54	0,21	0,16	7,74	0,12	0,10
0,33	0,07	0,08	0,27	0,09	0,09	0,40	0,04	0,04	0,28	0,09	0,07	0,26	0,09	0,07
0,14	0,13	0,15	0,19	0,10	0,10	0,54	0,42	0,38	0,50	0,44	0,33	0,62	0,76	0,62
1,65	0,19	0,10	3,53	0,22	0,22	4,25	0,13	0,12	2,29	0,24	0,18	3,27	0,92	0,75
0,13	0,14	0,05	0,16	0,04	0,04	0,20	0,12	0,11	0,13	0,06	0,05	0,27	0,12	0,10
3,14	0,20	0,23	1,29	0,37	0,37	0,45	0,07	0,06	2,35	0,35	0,26	1,13	0,91	0,74
0,92	0,07	0,08	0,66	0,08	0,08	0,64	0,18	0,16	0,59	0,17	0,13	0,23	0,12	0,10
1,51	0,09	0,10	1,86	0,20	0,20	1,88	0,15	0,13	2,06	0,27	0,20	2,14	0,32	0,26
35,87	1,50	1,73	74,13	6,43	6,43	91,20	1,30	1,16	49,13	7,25	5,47	69,83	18,33	13,83
4,61	1,10	1,27	7,45	3,23	3,23	4,75	0,53	0,47	8,28	3,66	2,76	10,33	3,88	3,17

массивы, р. Мойса.

Судя по реакции, процесс происходит при повышении потенциала щелочей. В магматическую стадию он сопровождается раскислением плагиоклаза и понижением щелочности роговой обманки; в постмагматическую стадию по роговой обманке будет развиваться актинолит и появятся новообразования альбита:



Смещению равновесия вправо в сторону образования амфиболов группы эккерманит — арфведсонит способствует увеличение потенциалов щелочей и воды, т. е. понижение температуры и потенциала кислорода.

Два направления изменения составов амфиболов, описанные реакциями (1) и (2), хорошо выявляются при корреляционном анализе, прове-

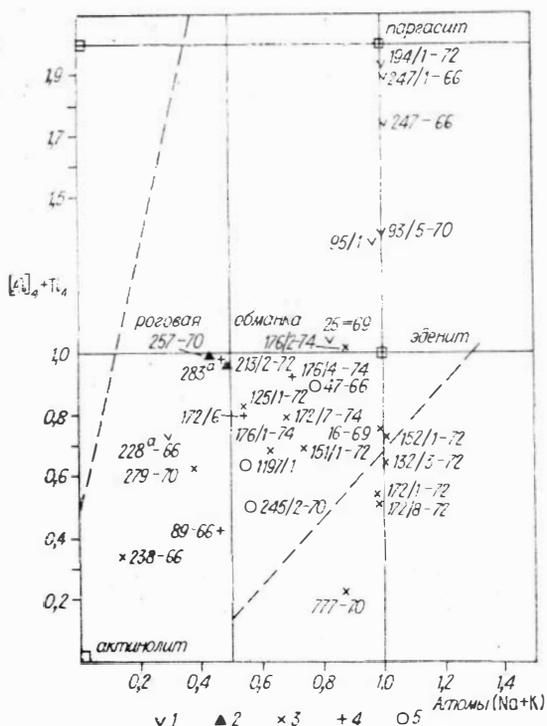


Рис. 17. Колебания химических составов амфиболов бичурского комплекса, выраженных в количествах атомов $(Na + K)$ и $(Al^{IV} + Ti^{IV})$ на формульную единицу. Номера проб соответствуют табл. 16 и 18.

Приведенный материал отражает различия физико-химических условий при формировании роговых обманок из пород бичурского комплекса и древних сиенитов Харитоновского массива. Судя по реакциям (1) и (2), изменение состава амфиболов происходило при повышении потенциала щелочей, но в первом случае окислительно-восстановительные условия были стабильны, а во втором — процесс шел при понижении потенциала кислорода.

Относительно температурных условий данных реакций можно отметить, что образованию более бедных алюминием и более богатых щелочами амфиболов способствовало понижение температуры, поскольку процесс идет с поглощением воды (реакция (2)). Процесс, описанный реакцией (1), при котором в амфиболах уменьшаются содержания Al^{IV} и щелочей, также проходил с уменьшением температуры (Костюк, 1970).

Содержание щелочей в роговых обманках из пород бичурского комплекса обычно ниже формульной единицы, но распределение щелочей в пределах региона различно. В роговых обманках из пород Малханской зоны оно закономерно уменьшается от первой фазы комплекса к второй и третьей. В роговых обманках из Джиды-Хилокской зоны содержание щелочей выше, чем в соответствующих им по основности вмещающих пород роговых обманках Малханской зоны. Богаче щелочами по сравнению с роговыми обманками древних сиенитов Мало-Куналейского массива, расположенного в Малханской зоне, и роговые обманки древних сиенитов Харитоновского массива, находящегося на границе Удино-Витимской и Джиды-Хилокской зон.

Содержание щелочей в амфиболах куналейского комплекса колеблется в широких пределах. В роговых обманках оно равно в среднем около 0,5 форм. ед., гастингситах — около 1, катафоритах — около 1,5, арфвед-

денном нами для роговых обманок из пород бичурского комплекса и куналейских амфиболов. Меры связи между элементами отражены в табл. 21—23 и на построенном на основании их рис. 18. В роговых обманках из пород бичурского комплекса Малханской зоны имеется высокая, близкая к прямой положительная связь с уровнем значимости выше 99% между Al и $(Na + K)$; связь между Al и Ca и Ca и $(Na + K)$ отсутствует (см. реакцию (1)), тогда как для куналейских амфиболов из щелочных пород она между Al и $(Na + K)$ и $(Na + K)$ и Ca отрицательная, а между Al и Ca положительная (см. реакцию (2)). Характер связи между Al , $(Na + K)$ и Ca в роговых обманках древних сиенитов Харитоновского и Мало-Куналейского массивов близок к таковому в амфиболах куналейского комплекса (см. табл. 23 и рис. 18).

Корреляционная матрица амфиболов из пород бичурского комплекса Малханской зоны ($n = 10$; $r_{0,05} = 0,632$; $r_{0,01} = 0,765$)

	Si	Al	TiO ₂	Fe	Mn	Mg	Ca	Na+K	F	f	α	\bar{X}	S	$2S/\sqrt{n}$
Si		<u>-0,97</u>	<u>-0,97</u>		0,65			<u>-0,98</u>				6,92	0,57	0,36
Al			<u>0,98</u>		<u>-0,70</u>			<u>0,94</u>				1,10	0,57	0,36
TiO ₂					<u>-0,70</u>			<u>0,96</u>				1,91	1,49	0,94
Fe						<u>-0,78</u>				<u>0,98</u>		1,6	0,35	0,22
Mn									<u>0,90</u>			0,07	0,04	0,03
Mg												3,23	0,45	0,28
Ca												1,77	0,08	0,05
Na+K												0,56	0,34	0,22
F												0,16	0,21	0,13
f												34,03	7,03	4,45
α												0,51	0,13	0,08

Примечание. Здесь и далее одной чертой подчеркнуты значения коэффициентов корреляции выше 95%-ного уровня значимости, двумя чертами — выше 99%-ного.

Корреляционная матрица амфиболов куналейского комплекса (без гастингситов) ($n = 22$; $r_{0,05} = 0,423$; $r_{0,01} = 0,537$)

	Si	Al	TiO ₂	Fe	Mn	Mg	Ca	Na+K	F	<i>f</i>	α	\bar{X}	<i>s</i>	$2S/\sqrt{n}$
Si		-0,80					-0,80	0,47			0,75	7,53	0,19	0,08
Al				-0,54		0,48	0,57	-0,57			-0,61	0,41	0,26	0,11
TiO ₂				0,60		-0,52			0,43	0,66		0,70	0,37	0,16
Fe						-0,95			0,47	0,67		2,30	0,71	0,30
Mn								0,43			0,44	0,17	0,10	0,04
Mg							0,59	-0,55		-0,69	-0,52	2,52	0,74	0,32
Ca								-0,98			-0,87	1,07	0,50	0,21
Na+K											0,88	1,43	0,67	0,28
F												0,72	0,66	0,29
<i>f</i>												52,12	16,44	7,01
α												5,15	4,84	2,06

Корреляционная матрица амфиболов Харптовского массива ($n = 11$; $r_{0,05} = 0,602$; $r_{0,01} = 0,735$)

	Si	Al	TiO ₂	Fe	Mn	Mg	Ca	Na+K	F	f	α	\bar{x}	S	$2S/\sqrt{n}$
Si		<u>-0,93</u>				0,74	-0,74			-0,72	0,75	7,25	0,17	0,10
Al						-0,66	0,78	-0,58		0,62	-0,86	0,70	0,17	0,10
TiO ₂												0,88	0,33	0,20
Fe						-0,72				0,73		1,82	0,69	0,42
Mn												0,15	0,05	0,03
Mg												2,88	0,58	0,35
Ca								-0,86	-0,68		-0,93	1,59	0,15	0,09
Na+K									0,74		0,88	0,80	0,20	0,12
F											0,69	1,16	0,57	0,34
f												43,10	11,21	6,75
α												1,26	0,54	0,31

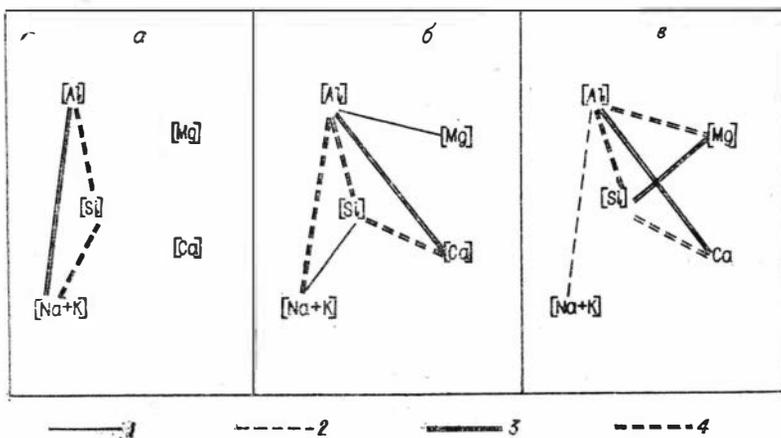


Рис. 18. Корреляционные схемы амфиболов.

а — в породах бичурского комплекса, б — и купалейского, в — Харитоновского массива; 1 — положительные связи, 2 — отрицательные; 3 — $r \geq 0,05$; 4 — $-r \geq 0,01$.

содержания — около 2,0 и рибекитах — около 2,5 форм. ед. Если учесть, что в Харитоновском массиве среди щелочных сиенитов купалейского комплекса преобладают арфведсониты, а в Мало-Купалейском — катафориты, то амфиболы всех изученных нами комплексов из массивов, расположенных в Джида-Хилокской зоне, богаче щелочами, чем амфиболы из соответствующих им по возрасту и основности пород Малханской зоны, что может свидетельствовать о неравномерности условий формирования пород в различных частях региона.

Из сопоставления содержания щелочей в роговых обманках бичурского комплекса с составами вмещающих их пород выявляются две противоположные тенденции (рис. 19).

В гранитоидах Малханской и Джида-Хилокской зон щелочность пород повышается от первых фаз становления массивов к более поздним. При этом породы Джида-Хилокской зоны богаче щелочами, чем породы Малханской зоны. Содержание же щелочей в роговых обманках и изменение его в зависимости от основности пород различно. В роговых обманках из пород Малханской зоны намечается тенденция падения щелочности роговых обманок от ранних фаз к поздним, в роговых обманках из пород Джида-

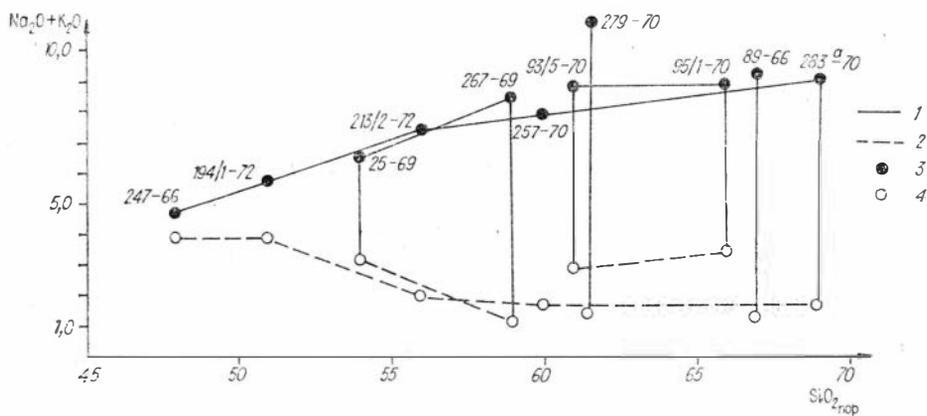


Рис. 19. Соотношение щелочей в породах (1) и амфиболах (2) бичурского комплекса. 3 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в породах, 4 — в амфиболах. Номера проб здесь и на рис. 20 соответствуют табл. 18.

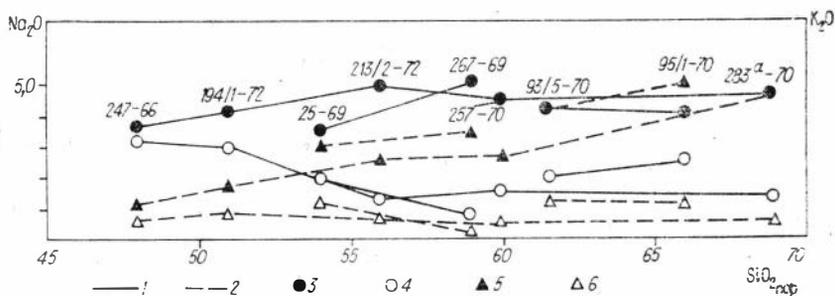


Рис. 20. Соотношение Na_2O и K_2O в породах и амфиболах бичурского комплекса.

1 — Na_2O ; 2 — K_2O ; 3 — Na_2O в породе, 4 — в амфиболе; 5 — K_2O в породе, 6 — в амфиболе.

Хилокской зоны — повышение щелочности от основных пород к кислым. Распределение натрия и калия в породах и роговых обманках из этих зон (рис. 20) свидетельствует о том, что в породах Джиды-Хилокской зоны натрий и калий находятся примерно в одинаковом количестве с некоторым преобладанием натрия в основных породах и калия в более кислых. Роговые обманки из этих пород относительно богаты калием, но содержание его от более основных к кислым породам остается на одном уровне и даже несколько падает, щелочность же роговых обманок возрастает за счет натрия.

В Малханской зоне натровость пород примерно одинаковая, содержание же калия резко возрастает от основных пород к кислым. Несмотря на это, в роговых обманках из более поздних фаз калия меньше, чем в роговых обманках первой фазы.

При большой разнице ионных радиусов Na^{+1} (+0,98) и K^{+1} (+1,33) изоморфизму их способствует высокая температура, чем и объясняются повышенные содержания калия в роговых обманках основных пород. Это подтверждается и данными В. В. Закруткина и М. Г. Григоренко (1967), согласно которым в амфиболах ряда актинолит — роговая обманка содержание калия в высокотемпературных фациях метаморфических пород выше, чем в более низкотемпературных. В этой связи можно предположить, что становление массивов бичурского комплекса в юго-западной части Джиды-Хилокской зоны (массивы р. Хамней) происходило при более высоких температурах, чем в Малханской (массив бассейнов рек Большой Куналей и Бичура), поскольку содержание калия в роговых обманках из пород одинаковой основности в них выше.

По количеству кальция среди амфиболов Западного Забайкалья имеются все разности от кальциевых амфиболов группы роговой обманки до бескальциевых группы рибекита. Наиболее богаты кальцием роговые обманки бичурского комплекса и гастингситы Ара-Билеутайского массива (куналейский комплекс) ($\bar{x}_{\text{Ca}} = 1,7-1,8$ форм. ед.), беднее — роговые обманки древних сиенитов Харитоновского и Мало-Куналейского массивов, а также роговые обманки из приконтактных сиенитов Мало-Куналейского массива ($\bar{x}_{\text{Ca}} = 1,67$ форм. ед.), в катафоритах $\bar{x}_{\text{Ca}} = 1,07 \pm 0,10$ форм. ед., у арфведсонитов — $0,6 \pm 0,13$ и у рибекитов $0,23 \pm 0,10$ форм. ед.

Для амфиболов Западного Забайкалья нами были вычислены коэффициенты $a_{\text{Ca}} = \frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}}$ и $a_{\text{Si}} = \frac{\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Ti}^{\text{IV}}}{\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Ti}^{\text{IV}} + \text{Si}^{\text{IV}}}$, отражающие степень замещения Са на (Na+K) в группе X и $\text{Si}^{4+} \rightarrow (\text{Al}, \text{Ti})^{3+}$ в тетраэдре (Кориковский, 1966), и построен соответствующий график (рис. 21). Большинство точек ложится в левой части графика, отражая тем самым низкую глиноземистость амфиболов в породах как куналей-

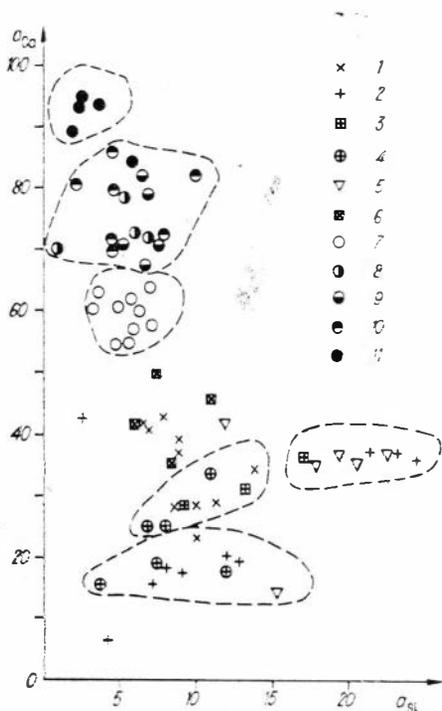


Рис. 21. Степень замещения Ca^{2+} на $(\text{Na} + \text{K})$ в группе X и $\text{Si}^{4+} \rightarrow (\text{Al}, \text{Ti})^{3+}$ в тетраэдре в амфиболах мезозойских гранитоидов Западного Забайкалья.

$$\alpha_{\text{Ca}} = \frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}}; \alpha_{\text{Si}} = \frac{\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Ti}^{\text{IV}}}{\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Ti}^{\text{IV}} + \text{Si}^{\text{IV}}}$$

1 — амфиболы Харитоновского массива; 2 — амфиболы Бичурского массива; 3 — амфиболы массива р. Хамней и Ара-Билютайского массива; 4 — роговые обманки куналейского комплекса; 5 — гастингситы из пород Ара-Билютайского массива; 6 — амфиболы промежуточного состава между роговой обманкой и щелочными амфиболами; 7 — катафориты Мало-Куналейского и Петровск-Забайкальского массивов; 8 — арфведсониты по катафоритам Мало-Куналейского массива; 9 — арфведсониты по гастингситам Ара-Билютайского массива; 10 — арфведсониты из щелочных пород куналейского комплекса; 11 — рибекиты из щелочных пород куналейского комплекса.

Агпаитность ($\alpha = (\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$) роговых обманок бичурского и куналейского комплексов колеблется от 0,51 до 0,77. У роговых обманок из древних сиенитов Харитоновского массива (возможно, относящихся к джидинскому комплексу палеозоя) $\alpha = 1,26 \pm 0,36$, у куналейских амфиболов — от $1,97 \pm 0,45$ до $10,33 \pm 3,6$. Распределение амфиболов различной щелочности в пределах региона имеет определенные закономерности.

На гистограмме рис. 22 нанесены коэффициенты агпаитности из гранитоидов бичурского и куналейского комплексов мезозоя и более древних, палеозойских, пород, входящих в состав Харитоновского и Мало-Куналейского массивов. Видно, что роговые обманки из палеозойских пород и пород бичурского комплекса Малханской зоны беднее щелочами, чем соответствующие им роговые обманки из пород Джиды-Хилокской зоны. Амфиболы же куналейского комплекса богаче щелочами в массивах Малханской зоны. Достоверность различия между щелочностью роговых обманок бичурского комплекса из массивов, расположенных в Малханской

ского, так и бичурского комплекса. Амфиболы щелочных пород куналейского комплекса близки между собой по значениям α_{Si} , но четко различаются друг от друга по щелочности, причем наименьший разброс значений отмечается для катафоритов и рибекитов. Арфведсониты, несмотря на различное происхождение (первичные, вторичные по катафориту и по арфведсониту) и явную унаследованность состава вторичных арфведсонитов от замещающих минералов, ложатся все в одно поле.

При изучении щелочных гранитоидов Западного Забайкалья (Варганова, Завьялова, Щербак, 1976) мы обнаружили относительное богатство магнием катафоритов Мало-Куналейского массива, расположенного в Малханской структурно-фациальной зоне, по сравнению с гастингситами Ара-Билютайского массива, находящегося в Джиды-Хилокской зоне. Подобные же соотношения отмечаются и для роговых обманок бичурского комплекса из района р. Бичура (Малханская зона) и из сходных по основности пород района р. Хамней (Джиды-Хилокская зона). Согласно принципу Ле-Шателье (Заварицкий, Соболев, 1961), увеличение давления способствует образованию фаз с меньшим объемом для изоморфного замещения Fe на Mg. В этой связи можно предположить, что массивы мезозойских гранитоидов бичурского и куналейского комплексов Малханской структурно-фациальной зоны сформировались на больших глубинах, чем гранитоиды Джиды-Хилокской зоны.

и Джиды-Хилокской зонах, проверена нами с помощью критерия Стьюдента (Урбах, 1964). На гистограмме также четко видна зависимость состава постмагматических арфведсонитов от состава замещаемых ими амфиболов. Арфведсониты в породах куналейского комплекса Малханской зоны, развивающиеся по катафоритам, значительно богаче щелочами, чем арфведсониты в породах того же комплекса Джиды-Хилокской зоны, образующиеся по гастингситам. Зависимость агаитности пород и роговых обманок бичурского комплекса представлена на рис. 23.

В подавляющем большинстве случаев агаитность пород выше агаитности роговых обманок, что естественно, учитывая богатство пород бичурского комплекса полевыми шпатами. Судя по расположению точек на рис. 23, между агаитностью пород и роговых обманок связь положительная. Для амфиболов из щелочных пород куналейского комплекса отмечаются две тенденции — с одной стороны, в породах с одинаковой или очень близкой щелочностью из различных массивов (например, Мало-Куналейском, Ара-Билютайском, а иногда и в одном, Ара-Билютайском) развиваются амфиболы с резко различной щелочностью, с другой — в пределах отдельных массивов при повышении щелочности породы (иногда незначительной) возрастает и щелочность амфиболов.

Сопоставление агаитности пород и амфиболов показывает, что каждая из выделенных групп амфиболов образуется в породах определенной щелочности (Вартанова, Завьялова, Поспелова, 1976). В породах с $\alpha > 0,95$ образуются щелочные амфиболы группы катафорита, арфведсонита и рибекита, $\alpha = 0,65-0,90$ — группы гастингсита, при более низкой агаитности — обыкновенная роговая обманка. При значении α породы 0,9—0,95 образуются амфиболы переходного типа, в которых отношение щелочей к алюминию больше единицы, по в несколько раз ниже подобного отношения в амфиболах группы катафорита, арфведсонита и рибекита.

Содержание железистого компонента в амфиболах мезозойских гранитоидов Западного Забайкалья колеблется в широких пределах. В роговых обманках и бичурского, и куналейского комплекса оно обычно ниже или близко к 50%, в гастингситах, катафоритах, арфведсонитах и рибекитах куналейского комплекса — от 50 до 90% (см. табл. 19 и 20). Распределение железистости амфиболов в пределах региона дано на гистограмме рис. 22. Видно, что амфиболы пород одноименных комплексов массивов Малханской зоны

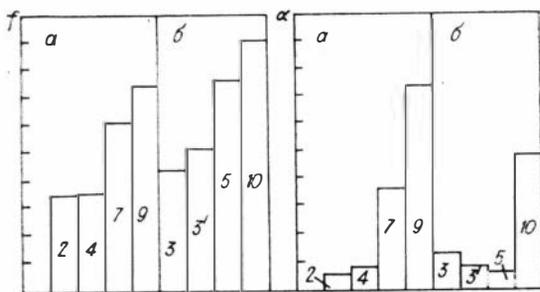


Рис. 22. Гистограмма распределения коэффициента железистости f агаитности α в амфиболах Малханской (а) и Джиды-Хилокской (б) структурно-фашиальных зон. Цифры на диаграмме см. рис. 21.

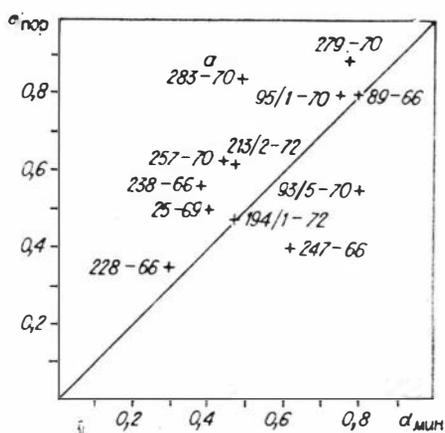


Рис. 23. Соотношение коэффициентов агаитности в роговых обманках ($\alpha_{\text{мин}}$) и вмещающих их породах ($\alpha_{\text{пор}}$). Номера проб соответствуют табл. 16 и 18.

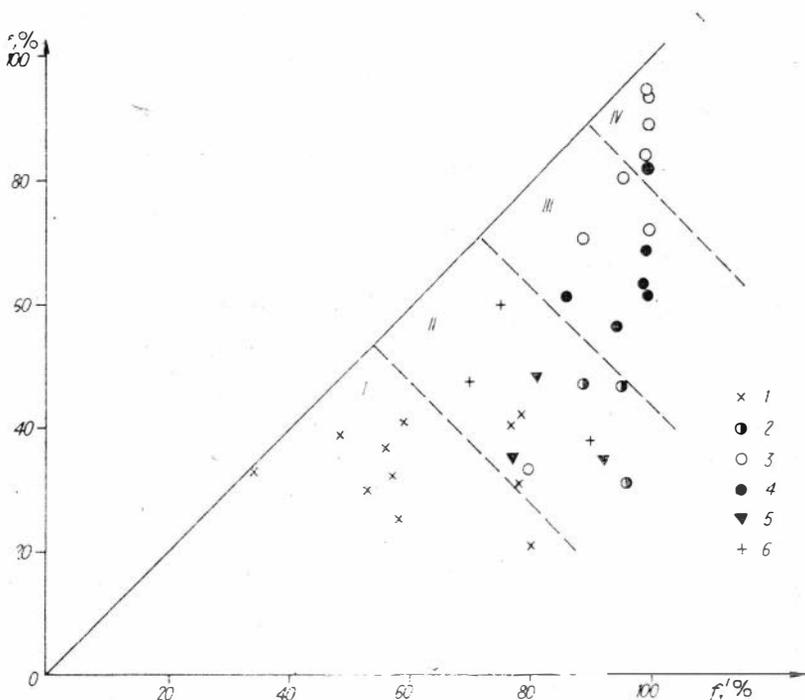


Рис. 24. Соотношение железистости амфиболов f' и вмещающих их пород f . 1 — бичурский интрузивный комплекс, 2 — джидинский комплекс, древние сиениты Харитоновского массива; куналейский комплекс: 3 — Ара-Билютайский массив, 4 — Мало-Куналейский, 5 — Петровск-Забайкальский, 6 — массив горы Вороти-Иначе.

обладают более низкой железистостью, чем амфиболы из пород Джиди-Хилокской зоны. Достоверность различия, проверенная с помощью критерия Стьюдента, от 95 до 99,9%. Следует отметить, как и в случае агаитности, четкую зависимость железистости вторичных арфведсонитов от железистости замещаемых ими амфиболов.

Соотношение железистости амфиболов и вмещающих их пород представлено на рис. 24, на котором видно, что железистость исследуемых амфиболов меньше железистости пород, в редких случаях близка к ней и при общем большом разбросе значений характеризуется нечетко выраженной линейностью вдоль диагонали. Нередко одной и той же железистости пород отвечают амфиболы различной железистости и, наоборот, наряду с такими зависимостями в пределах отдельных массивов щелочных пород наблюдаются и прямые линейные связи между железистостью амфибола и вмещающей породы.

Рассматриваемые амфиболы по соотношению железистости породы и амфибола попадают в ряд полей: I — с низкой железистостью, II — с умеренной, III — со средней, IV — с высокой. Амфиболы бичурского комплекса располагаются в поле I, щелочные амфиболы — во II—IV, амфиболы Нижне-Тарбагатайского и Куналейского массивов (Удино-Витимская зона) и массива горы Вороти-Иначе (Малханская зона) — в поле II, Мало-Куналейского (Малханская зона) — в поле III, Ара-Билютайского (Джиди-Хилокская зона) — в поле IV.

Большой разброс значений железистости амфиболов при близких величинах железистости пород можно объяснить различием в окислительно-восстановительных условиях, в которых шло формирование амфиболов. Известно, что часть железа в породе может концентрироваться в рудных минералах и соотношение железистости породы и амфибола определяется потенциалом кислорода (Добрецов, 1971). В богатых щелочами породах

соотношение железистости амфиболов и пород зависит также от потенциала натрия.

На основании изложенного выше фактического материала можно отметить следующее:

1. Амфиболы из гранитоидов бичурского комплекса относятся к группе обыкновенной роговой обманки. В эссекситах первой фазы они бурого цвета, во всех остальных породах комплекса от габбро до гранодиоритов зеленые. Для большинства роговых обманок комплекса (исключая роговые обманки эссекситов) характерна бедность щелочами и алюминием.

В щелочных гранитоидах куналейского комплекса среди амфиболов распространены гастингситы, катафориты, арфведсониты и рибекиты. Последние два типа амфиболов чаще всего постмагматические. Для изучения катафоритов и гастингситов характерно пониженное содержание алюминия по сравнению с составами, приведенными в литературе (Дир 1965; Перчук, 1964). У гастингситов из амфиболовых щелочных сиенитов повышена и щелочность.

2. Эволюция состава роговых обманок при становлении массивов бичурского комплекса определялась понижением содержания алюминия и щелочей, постоянством содержания кальция и стабильными окислительно-восстановительными условиями.

Щелочные амфиболы купалейского комплекса формировались в условиях подвижного поведения натрия, кислорода и магния. Парагенезис феррогастингсит — магнетит, характерный для Ара-Билютайского массива, устойчив при низком потенциале натрия и высоком — кислорода, парагенезис катафорит — ильменит, отмеченный в Мало-Куналейском массиве, — при низком окислительном потенциале кислорода и более высоком — натрия. Повышение потенциала натрия при том же потенциале кислорода приводит к смене парагенезиса катафорит — ильменит парагенезисом арфведсонит — магнетит. Поскольку потенциал кислорода определяется глубиной, наличие в отдельных массивах при близких химических составах пород различных парагенезисов темноцветных и аксессуарных минералов свидетельствует о том, что глубины формирования массивов различны.

3. Сопоставление щелочности пород и амфиболов показывает, что каждая из выделенных групп амфиболов образуется в породах определенной щелочности. При α породы до 0,7 амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой, в интервале 0,7—0,9 — гастингситом, выше 0,95 — катафоритами, рибекитами и арфведсонитами. Для щелочных пород зависимость щелочности породы и типа амфибола отмечается только в пределах отдельных массивов. При этом незначительное изменение щелочности породы ($< 0,1\%$) вызывает резкое изменение щелочности амфиболов.

4. Роговые обманки из пород массивов бичурского комплекса, расположенных в различных частях региона, обладают различной железистостью — более низкой в породах Малханской зоны и более высокой в породах Джиды-Хилокской.

Содержание железистого компонента в амфиболах щелочных гранитоидов куналейского комплекса по региону подвержено большим колебаниям, но близко в отдельно взятых массивах — наиболее высокое оно в амфиболах Ара-Билютайского массива (Джиды-Хилокская структурно-фациальная зона), наиболее низкое — в массиве горы Вороти-Иначе (Малханская), в Петровск-Забайкальском массиве (Удино-Витимская зона).

5. Амфиболы бичурского и куналейского комплексов из массивов, расположенных в Малханской структурно-фациальной зоне, богаче магнием по сравнению с амфиболами из сходных по основности пород Джиды-Хилокской зоны. Учитывая, что увеличение давления способствует образованию фаз с меньшим объемом и, следовательно, благоприятно для

изоморфного замещения Fe^{2+} на Mg^{2+} , можно предположить, что становление массивов данных комплексов в Малханской структурно-фациальной зоне происходило на больших глубинах, чем в Джида-Хилокской.

6. Массивы бичурского комплекса в юго-западной части Джида-Хилокской зоны (массив р. Хамней) формировались при более высоких температурах, чем в Малханской зоне (массивы рек Большой Куналей и Бичура).

Температуры образования амфиболов щелочных гранитоидов куналейского комплекса, судя по наблюдаемым взаимоотношениям, более высокие у феррогастингситов и катафоритов, чем у амфиболов группы арфведсонита.

Изученные нами голубые амфиболы группы арфведсонит—эккерманит массивов Вороти-Иначе и Нижне-Тарбагатайского богаты магнием, образовались они в постмагматическую стадию. О температуре их становления можно судить на основании температур гомогенизации газожидких включений в кварце из тех же образцов, из которых анализировались амфиболы. Согласно замерам З. В. Щербаковой, они равны 570—670—730°C, что близко к экспериментальным данным (Островский, 1956; Тугаринов и др., 1963). Соответственно катафориты и феррогастингситы, по которым развиваются арфведсониты, образовались при более высоких температурах.

7. Наличие в щелочных сиенитах куналейского комплекса катафоритов, характерных для основных щелочных пород (Дир и др., 1965), свидетельствует о связи щелочных гранитоидов куналейского комплекса с основной магмой.

БИОТИТЫ

Изучение слюд давно используется исследователями для решения ряда вопросов минералогии, петрохимии и петрологии метаморфических и магматических пород.

Интересные зависимости состава биотитов от состава пород выявлены на примере магматических (Nockolds, 1947) и метаморфических пород (Кориковский, 1967; Маракушев, 1964; Щербаков, 1965). Много работ посвящено изучению зависимости состава слюд от физико-химических условий их образования (Соболев, 1947, 1949; Маракушев, Тарарин, 1965; Великославинский, 1960, 1965; Иванов, 1970; и др.).

В последнее время при изучении $P-T$ условий метаморфизма успешно применяются статистические методы при исследовании белых слюд (Добрецов, 1974) и биотитов (Ушакова, 1971).

Нами ранее (Вартанова, Завьялова, Щербакова, 1976; Вартанова, Завьялова, Пospelова, 1976) изучались особенности состава биотитов из мезозойских гранитоидов двух комплексов Юго-Западного Забайкалья—бичурского и куналейского. К настоящему времени этот материал пополнен новыми оригинальными анализами биотитов этих комплексов, а также анализами биотитов из древних сиенитов Харитоновского массива и анализом биотита из эссексита цаган-хунтейской свиты. Двенадцать анализов биотитов из гранитов и сиенитов бичурского (6) и куналейского (6) комплексов заимствованы из литературы (Шеремет и др., 1976). Всего в нашем распоряжении оказалось 58 анализов биотитов из разновозрастных гранитоидов Юго-Западного Забайкалья: 29 — из бичурского комплекса, 18 — из куналейского, 10 — из древних сиенитов Харитоновского массива, 1 — из эссексита цаган-хунтейской свиты. Такое количество анализов позволило нам провести статистические исследования по изучению особенностей состава биотитов, выявлению связей между составами биотитов и вмещающих пород и выяснению физико-химических условий образования биотитов гранитоидов

Состав биотитов определялся методом силикатного химического анализа (8 ан.) и микронзондированием (38 ан.) с последующим пересчетом железа на окисную и закисную формы по описанной ранее методике (Вартанова, Завьялова, Поспелова, 1976). При расчете формул вода не учитывалась и пересчет велся на 11 кислородов.

При сравнении результатов, полученных разными методами, обнаружено расхождение в определении содержания кальция. Последний дает значения на порядок выше в химических анализах, чем в анализах на микронзонде, в которых он часто отсутствует. По-видимому, определение кальция методом микронзондирования более точное, так как при валовом анализе биотита вероятнее ошибка за счет механических примесей. В дальнейшем кальций в биотитах нами не рассматривается. Расхождения в определениях остальных элементов не обнаружены.

Химические анализы исследованных нами биотитов приведены в табл. 24—26, результаты их пересчета на формульные единицы — в табл. 27—29.

Как видно из табл. 24, в пределах отдельных массивов бичурского комплекса в генетически связанных породах различной основности наблюдается изменение составов биотитов. От основных пород к кислым в них уменьшаются содержания Si, Ti, Fe²⁺, Mg, K и Na и увеличиваются — Al, Fe³⁺ и Mn. Из дополнительных параметров отмечается увеличение железистости и глиноземистости и уменьшение апгаитности. Такие соотношения наблюдаются в Бичурском массиве (ан. 213/3-72, 213/2-72), Подковском (267-69, 268-69) и Ара-Билютайском (260-69, 265а-69), хотя в последних двух есть и аномалии в поведении Fe³⁺ и Na (Подковский массив) и Fe³⁺ и Ti (Ара-Билютайский). Аналогичное поведение элементов отмечается и в биотитах из древних сиенитов и прорывающих их гранитов Харитоновского массива (ан. 170/1-74 и 170/3-74, 176/1-74 и 176/4-74). Правда, во втором случае сиениты и граниты не связаны генетически. Наряду с выделенными закономерностями имеются и исключения. Так, в биотитах из пород района р. Хамней в генетически родственных породах эссекситы беднее Si, Fe²⁺ и богаче Al, K и Mn, чем биотиты из сиенита; подмеченная тенденция сохраняется лишь для Mn, Ti и Fe³⁺, отклонения наблюдаются и при сопоставлении биотитов и граносиенитов из этого массива (ан. 93/5-70 и 95/1-70).

К сожалению, в нашей выборке нет биотитов из генетически взаимосвязанных разноосновных пород куналейского комплекса.

Составы биотитов из пород близкой основности различных массивов также обнаруживают заметную неоднородность. Биотиты из гранитоидов бичурского комплекса района р. Хамней богаче Si, Ti, Fe, K и беднее Mg и Al, чем биотиты из однотипных гранитоидов Бичурского массива; биотиты Подковского, Ара-Билютайского, Убур-Билютайского массивов наиболее насыщены Al, биотиты из гранитов Балягинского массива (ан. 455-70 и 459-70) и биотит из гибридной породы контакта Бичурского и Мало-Куналейского массивов (обр. 777—70) по составу резко отличаются от других биотитов бичурского комплекса и близки биотитам куналейских щелочных пород.

Подобно биотитам бичурского комплекса, биотиты куналейских щелочных гранитоидов также разнятся по содержанию главных элементов (см. табл. 25 и 28). При этом различия отмечаются не только между массивами, но и внутри отдельных массивов, например в биотитах щелочных гранитов Нижне-Тарбагатайского (ан. 37-66, 39-66 и 343-70) и щелочных сиенитов Ара-Билютайского массивов (ан. 87/1, 87/1-2, 172-69, 110/8-69, 192-69). Некоторые биотиты (ан. 491-70, 37-66, 170-69) по составу оказались очень близкими к биотитам бичурского комплекса. Варьируют и составы биотитов из древних сиенитов Харитоновского массива (см. табл. 26 и 28).

Нами предпринята попытка методом математической статистики выявить закономерности в изменении составов биотитов в породах рассматри-

Химический состав биотитов из пород бичурского комплекса, вес. %

Окисел	213/3-72	213/2-72		279а-70*	283а-70		211/2-72*	212/4-72*	777-70		85-66		167/1-72	
		1	2		1	2			1	2	1	2		
SiO ₂	37,25	36,93	36,93	36,10	36,17	36,17	37,50	36,85	40,84	40,84	38,33	38,33	36,53	36,53
TiO ₂	3,60	3,42	3,42	4,57	2,97	2,97	3,85	3,40	1,62	1,62	3,65	3,65	5,50	5,50
Al ₂ O ₃	12,93	13,85	13,85	13,22	12,49	12,49	13,83	13,19	11,21	11,21	10,92	10,92	13,20	13,20
Σ FeO	—	18,62	—	—	20,32	—	—	—	15,76	—	15,01	—	16,25	—
Fe ₂ O ₃	2,99	—	5,42	5,25	—	7,22	10,23	4,10	—	4,02	—	3,83	—	5,96
FeO	15,18	—	13,74	15,48	—	13,82	6,48	13,34	—	12,14	—	11,56	—	10,89
MnO	0,14	0,32	0,32	0,14	0,51	0,51	0,25	0,81	0,47	0,47	0,65	0,65	0,50	0,50
MgO	15,18	11,93	11,93	12,20	11,85	11,85	13,74	14,58	14,78	14,78	15,37	15,37	13,10	13,10
CaO	0,33	0,05	0,05	1,95	0,01	0,01	0,69	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,41	0,05	0,05	0,20	0,10	0,10	0,14	0,12	0,07	0,07	0,11	0,11	0,12	0,12
K ₂ O	9,00	9,66	9,66	7,26	9,34	9,34	7,80	8,36	9,35	9,35	9,77	9,77	9,25	9,25
Li ₂ O	0,01	—	—	0,06	—	—	0,008	0,015	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	3,75	—	—	2,90	—	—	4,40	3,60	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,12	0,55	0,55	0,75	0,76	—	0,88	1,68	1,88	—	1,82	1,82	1,55	1,55
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,125	0,125	—	—	—	—	—	—
Поправка на F	-0,05	—	—	-0,31	—	—	-0,37	-0,71	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,84	94,83	95,37	100,49	93,76	94,48	99,62	99,46	94,10	94,50	93,81	94,19	94,45	95,05

Окисел	176/4-74		455-70		459-70		90/1-70		93/5-70		95/1-70		97/1-70	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	36,01	36,01	40,10	40,10	39,32	39,32	37,48	37,48	38,26	38,26	39,03	39,03	37,26	37,26
TiO ₂	3,67	3,67	1,45	1,45	1,74	1,74	5,74	5,74	3,68	3,68	4,33	4,33	5,24	5,24
Al ₂ O ₃	11,54	11,54	9,90	9,90	9,97	9,97	12,03	12,03	10,44	10,44	10,41	10,41	10,64	10,64
ΣFeO	22,85	—	14,28	—	14,71	—	18,48	—	24,11	—	23,27	—	21,40	—
Fe ₂ O ₃	—	8,12	—	3,64	—	3,77	—	2,06	—	4,56	—	5,95	—	5,47
FeO	—	15,54	—	11,0	—	11,32	—	16,63	—	20,01	—	17,92	—	16,48
MnO	0,81	0,81	2,41	2,41	3,38	3,38	0,27	0,27	0,23	0,23	0,31	0,31	0,44	0,44
MgO	9,75	9,75	15,77	15,77	14,15	14,15	11,20	11,20	8,61	8,61	9,27	9,27	10,87	10,87
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,08	0,08	0,26	0,26	0,28	0,28	0,31	0,31	0,21	0,21	0,25	0,25	0,24	0,24
K ₂ O	9,81	9,81	9,80	9,80	9,81	9,81	8,86	8,86	8,57	8,57	9,46	9,46	9,70	9,70
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	1,62	1,62	3,54	—	3,34	—	1,36	—	—	—	2,09	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Поправка на F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	94,52	95,33	93,98	94,34	93,36	93,74	94,37	94,58	94,11	94,57	96,32	96,92	95,79	96,34

Окисел	267-69		268-69		25-69		260-69		265а-69		32-69		114-69	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	37,50	37,50	37,63	37,63	37,92	37,92	38,96	38,96	38,79	38,79	40,02	40,02	37,87	37,87
TiO ₂	2,60	2,60	2,27	2,27	2,78	2,78	2,09	2,09	3,22	3,22	1,74	1,74	2,40	2,40
Al ₂ O ₃	14,84	14,84	16,31	16,31	12,49	12,49	12,52	12,52	13,49	13,49	12,98	12,98	15,23	15,23
ΣFeO	17,99	—	17,49	—	25,95	—	19,97	—	18,88	—	15,11	—	19,47	—
Fe ₂ O ₃	—	4,56	—	4,47	—	4,90	—	3,33	—	6,90	—	3,17	—	5,62
FeO	—	13,89	—	13,47	—	21,54	—	16,97	—	12,66	—	12,25	—	14,41
MnO	0,35	0,35	0,33	0,33	0,16	0,16	0,21	0,21	0,38	0,38	0,91	0,91	0,68	0,68
MgO	12,28	12,28	11,83	11,83	8,07	8,07	13,88	13,88	11,82	11,82	14,14	14,14	10,05	10,05
CaO	0,07	0,07	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,06	0,06	—	—	—	—
Na ₂ O	0,04	0,04	0,06	0,06	—	—	0,08	0,08	—	—	—	—	0,03	0,03
K ₂ O	8,58	8,58	9,12	9,12	9,27	9,27	9,55	9,55	9,62	9,62	9,88	9,88	9,87	9,87
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,16	—	0,31	—	0,5	—	—	—	0,5	—	1,5	—	0,8	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Поправка на F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	94,26	94,71	95,05	95,50	96,97	97,46	97,28	97,61	96,76	97,94	96,28	96,59	96,40	96,96

Примечание. Номера анализов со звездочкой — результаты, полученные методом химического анализа, остальные — с помощью микроанализатора. Определения F, полученные на микроанализаторе, носят полуколичественный характер и в сумму не включались. 213/3-72 — габбро-диорит, р. Большой Куналей; 213/2-72 — монционит, там же; 279а-70 — биотит-амфиболовый сиенит, урочище Буй; 283а-70 — биотитовый гранит, там же; 211/2-72 и 212/4-72 — биотитовый гранит, р. Камсика, Бичурский массив; 777-70 — гибридный биотит-амфиболовый сиенит на контакте Бичурского и Куналейского массивов, падь Омут; 85-66 — биотитовый граносиенит, Тотхойский массив; 167/1-72 — биотитовый граносиенит, район с. Вар, 176/4-74 — биотит-амфиболовый гранит, падь Киргитуй; 455-70 и 459-70 — биотитовый гранит, Валагинский массив; 90/1-70 — эссекит, район р. Хамней; 93/5-70 — биотит-амфиболовый сиенит, там же; 95/1-70 — амфибол-биотитовый граносиенит, там же; 97/1-70 — биотитовый граносиенит-порфир эндоконтакта, там же; 267-69 — пироксен-биотит-амфиболовый сиенит, Подковский массив; 268-69 — биотитовый сиенит, там же; 25-69 — кварцевое габбро, Ара-Билютайский массив; 260-69 — пироксен-биотитовый диорит, там же; 265а-69 — биотитовый граносиенит из жил, секущих сиенито-диориты, там же; 32-69 — биотитовый граносиенит, Убур-Билютайский массив; 114-69 — биотитовый граносиенит, левый борт пади Ара-Билютай.

Химический состав биотитов из древних снейитов Харитоновского массива, вес. %

Окисел	125/1-72		151/1-72		170/1-74		176/1-74		176/2-74		172/1-74		172/7-74		172/8-74		170/3-74		172/5-74	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	37,0	37,0	37,18	37,18	37,62	37,62	40,10	40,10	35,97	35,97	38,18	38,18	38,94	38,94	38,86	38,86	35,47	35,47	39,13	39,13
TiO ₂	4,0	4,0	5,15	5,15	4,32	4,32	2,86	2,86	3,69	3,69	3,21	3,21	2,57	2,57	3,06	3,06	1,69	1,69	3,51	3,51
Al ₂ O ₃	12,62	12,62	12,15	12,15	12,25	12,25	10,52	10,52	11,11	11,11	11,75	11,75	11,31	11,31	11,51	11,51	17,03	17,03	10,93	10,93
Σ FeO	18,69	—	18,82	—	17,37	—	14,99	—	24,70	—	15,52	—	15,34	—	15,29	—	23,85	—	14,94	—
Fe ₂ O ₃	—	4,78	—	4,81	—	4,44	—	3,17	—	6,60	—	3,97	—	3,92	—	3,91	—	8,59	—	3,79
FeO	—	14,39	—	14,49	—	13,37	—	12,14	—	18,79	—	11,95	—	11,81	—	11,77	—	16,12	—	11,50
MnO	0,99	0,99	1,07	1,07	0,24	0,24	0,72	0,72	0,85	0,85	0,33	0,33	1,12	1,12	0,69	0,69	0,49	0,49	0,70	0,70
MgO	11,84	11,84	11,34	11,34	13,74	13,74	15,92	15,92	8,91	8,91	15,59	15,59	16,32	16,32	15,68	15,68	7,33	7,33	15,07	15,07
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—	0,27	0,27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,08	0,08	0,24	0,24	0,10	0,10	0,26	0,26	0,11	0,11	0,22	0,22	0,09	0,09	0,13	0,13	0,08	0,08	0,11	0,11
K ₂ O	9,73	9,73	8,61	8,61	9,16	9,16	9,84	9,84	8,88	8,88	9,42	9,42	9,74	9,74	9,77	9,77	9,59	9,59	9,23	9,23
F	1,32	—	1,37	—	0,51	—	2,23	—	1,12	—	1,12	—	1,88	—	1,77	—	0,51	—	1,42	—
С у м м а	94,96	95,45	94,57	95,05	94,80	95,24	95,20	95,52	94,49	95,18	94,71	95,11	95,24	95,56	94,99	95,39	96,04	96,90	93,62	93,97

П р и м е ч а н и е. 125/1-72 и 151/1-72 — биотит-амфиболовый снейит; 170/1-74 и 176/2-74 — пироксен-биотит-амфиболовый снейит; 172/1-74, 172/7-74 и 172/8-74 — амфибол-биотитовый снейит; 170/3-74 и 172/5-74 — биотитовый гранит из жил, секущих древние снейиты.

Химический состав биотитов из щелочных гранитоидов куналейского комплекса, вес. %

Окисел	491-70*	343-70*	37-66		39-66		737-70		1197		1-87/1		172-69		170-69		110/8-69		192-69		183/3-72*
			1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2			
SiO ₂	38,15	40,0	39,18	39,18	42,75	42,75	41,63	41,63	36,43	36,43	38,33	38,33	34,57	34,57	35,11	35,11	37,98	37,98	41,10	41,10	35,25
TiO ₂	3,50	1,47	1,56	1,56	0,99	0,99	1,92	1,92	5,05	5,05	2,82	2,82	1,70	1,70	1,82	1,82	3,35	3,35	1,89	1,89	5,50
Al ₂ O ₃	12,76	12,28	13,37	13,37	9,78	9,78	10,15	10,15	11,43	11,43	11,43	11,43	10,81	10,81	16,44	16,44	8,96	8,96	9,09	9,09	13,80
Σ FeO	—	—	18,63	—	14,05	—	13,13	—	21,05	—	17,32	—	36,14	—	28,29	—	32,34	—	18,23	—	—
Fe ₂ O ₃	6,44	3,07	—	4,72	—	3,59	—	3,50	—	8,42	—	4,44	—	6,82	—	5,35	—	12,94	—	4,66	1,62
FeO	11,76	9,05	—	14,34	—	10,82	—	9,98	—	13,47	—	13,32	—	30,00	—	23,48	—	20,70	—	14,04	14,67
MnO	0,56	1,74	0,23	0,23	1,49	1,49	1,44	1,44	0,46	0,46	1,14	1,14	1,45	1,45	0,98	0,98	0,82	0,82	3,01	3,01	0,11
MgO	12,55	19,09	12,14	12,14	15,58	15,58	17,58	17,58	11,55	11,55	12,29	12,29	1,50	1,50	4,27	4,27	3,26	3,26	11,46	11,46	15,08
CaO	0,95	Сл.	0,03	0,03	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	—	—	0,17	0,17	0,02	0,02	0,17	0,17	0,06	0,06	1,04
Na ₂ O	0,20	0,25	0,02	0,02	0,07	0,07	0,03	0,03	0,39	0,39	—	—	—	—	0,02	0,02	0,16	0,16	—	—	0,58
K ₂ O	8,50	9,44	9,34	9,34	9,80	9,80	9,53	9,53	8,98	8,98	9,58	9,58	8,19	8,19	8,76	8,76	8,07	8,07	9,21	9,21	6,70
Li ₂ O	0,05	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,024
H ₂ O ⁻	0,40	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,60	1,60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,10
F	1,76	3,00	4,7	4,7	4,20	4,20	3,0	3,0	—	—	2,00	2,00	0,75	0,75	0,5	0,5	—	—	3,0	3,0	0,32
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Поправка на F	-0,74	-1,26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-0,13
С у м м а	100,44	100,35	94,50	94,93	94,58	94,94	95,47	95,85	95,40	96,24	92,91	93,35	94,53	95,21	95,71	96,25	95,11	96,41	94,05	94,52	99,66

П р и м е ч а н и е. 491-70 — щелочной биотитовый сиенит из эндоконтакта Петровск-Забайкальского массива; 343-70 — биотитовый щелочной гранит, Нижне-Тарбагатайский массив; 37-66 — биотит-амфиболовый щелочной гранит, там же; 39-66 — щелочной пегматоидный гранит, там же; 737-70 — биотит-амфиболовый щелочной кварцевый сиенит массива горы Вороти-Иначе; 1197 — биотит-эгирина-амфиболовый щелочной кварцевый сиенит, Куналейский массив; 1-87/1 — амфибол-биотитовый сиенит, Ара-Билуэтайский массив; 172-69 — биотитовый гибридный субщелочной сиенит, там же; 110/8-69 — биотит-амфиболовый щелочной сиенит, там же; 192-69 — биотит-эгириновый щелочной сиенит, там же; 183/3-72 — эссексит из субвулканического тела цаган-хунтейской свиты, р. Шара-Горхон. 1,2 — суммы без F.

ваемых комплексов (и сопоставление комплексов между собой) с изменением физико-химических условий их образования.

Средний состав биотитов из различных типов пород по комплексам дан в табл. 30. При сравнении средних составов биотитов из пород бичурского комплекса видно, что в направлении от более основных пород к кислым увеличиваются содержания Ti, Fe³⁺, Mn, Mg и F и уменьшаются — Fe²⁺, Na и величина коэффициента железистости. Остальные окислы ведут себя незакономерно. Отмеченная выше эволюция составов биотитов в отдельных массивах при обобщении их в комплекс сохраняется лишь для Fe³⁺, Fe²⁺, Mn и Na, а Ti и Mg обнаруживают обратную тенденцию.

Сопоставление средних составов биотитов с помощью критериев различия Стьюдента и Фишера (табл. 31) показывает, что, несмотря на явно выраженную тенденцию зависимости составов биотитов от основности пород, статистически достоверных различий между содержаниями TiO₂, Fe₂O₃, MgO и Na₂O нет. По этим окислам имеются различия только в дисперсиях содержаний, да и то лишь по некоторым группам пород. По остальным окислам существуют различия по SiO₂, FeO, MnO, K₂O, F и α , но распределение SiO₂ и K₂O в этих породах не обнаруживает каких-либо закономерностей.

Для щелочных сиенитов и щелочных гранитов куналейского комплекса сравнение средних содержаний окислов в биотитах показывает, что изменение содержаний FeO, MnO, K₂O и F в направлении от сиенитов к гранитам аналогично изменению в биотитах бичурского комплекса и нарушается у SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, TiO₂ и Fe₂O₃³⁺. Проверка различий этих содержаний с помощью *t*-критерия Стьюдента выявила статистически достоверные различия лишь для TiO₂ ($t = 2,15$; $f = 15$), FeO ($t = 2,47$; $f = 12,9$), MgO ($t = 2,36$; $f = 15$), F ($t = 2,49$; $f = 12$) и f ($t = 2,82$; $f = 13,2$). Распределение остальных окислов отличается большой неоднородностью, что находит отражение в высоких значениях дисперсии *S* и связано с большой неоднородностью составов биотитов, объединенных в выборки по основности пород.

При сравнении средних содержаний окислов биотитов из пород близкой основности различных комплексов выявлено, что биотиты щелочных сиенитов беднее алюминием и магнием и богаче кремнеземом, железом, марганцем, чем биотиты бичурских сиенитов, и в них соответственно выше коэффициенты железистости и агапайности. При этом статистически достоверные различия имеются лишь для SiO₂, Al₂O₃, MnO, f и α (см. табл. 30). Биотиты из древних сиенитов Харитоновского массива по содержанию SiO₂, Al₂O₃, MnO и величине α близки биотитам щелочных сиенитов куналейского комплекса; FeO в них меньше, чем в биотитах из сиенитов обоих комплексов, а MgO, K₂O — больше; однако статистически достоверные различия они имеют только с Al₂O₃, MnO, K₂O бичурских биотитов и K₂O — куналейских (см. табл. 30).

Биотиты щелочных гранитов куналейского комплекса богаче SiO₂, MnO и MgO и беднее TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ и FeO, чем биотиты из гранитов бичурского комплекса. В них ниже коэффициент железистости и выше — агапайности. Статистически значимые различия по *t*-критерию Стьюдента составов сравниваемых биотитов существуют для SiO₂ ($t = 4,04$; $f = 5,62$), TiO₂ ($t = 5,18$; $f = 12$), MnO ($t = 3,70$; $f = 12$), остальные различия ниже 95%-ного уровня значимости.

Особо остановимся на содержании фтора в биотитах из пород различной основности обоих комплексов. Как видно из табл. 30, фтора в биотите во всех породах бичурского комплекса содержится меньше, чем в биотите пород куналейского комплекса. Особенно сильно это проявлено в биотитах гранитов ($t = 5,99$; $f = 11$). Биотиты древних сиенитов Харитоновского массива по содержанию фтора занимают промежуточное положение между биотитами сиенитов бичурского комплекса и биотитами куналейских щелочных сиенитов.

Содержание основных компонентов в кристаллохимических

Компонент, параметр	213/3- -72	213/2- -72	279а- 70	283а- 70	211/2- -72	212/4- -72	777-70	85-66	167/1- -72	176/4 -74
Si ^{IV}	2,860	2,796	2,722	2,785	2,750	2,725	3,049	2,899	2,739	2,794
Al ^{IV}	1,080	1,204	1,168	1,124	1,199	1,147	0,951	0,974	1,164	1,054
Al ^{VI}	—	0,034	—	—	—	—	0,037	—	—	—
Ti ^{IV}	0,060	—	0,110	0,091	0,051	0,128	—	0,127	0,097	0,152
Ti ^{VI}	0,168	0,196	0,153	0,077	0,165	0,063	0,090	0,082	0,214	0,063
Fe ³⁺ IV	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺ VI	0,175	0,310	0,299	0,042	0,564	0,231	0,225	0,218	0,343	0,476
Fe ²⁺	0,978	0,870	0,978	0,888	0,397	0,823	0,759	0,733	0,685	1,008
Mn	0,005	0,018	0,005	0,032	0,017	0,049	0,031	0,041	0,032	0,051
Mg	1,532	1,343	1,372	1,360	1,503	1,609	1,648	1,739	1,511	1,133
Ca	0,009	0,009	0,159	—	0,053	0,053	—	—	—	—
Na	0,055	0,018	0,027	0,019	0,026	0,018	0,018	0,018	0,018	0,019
K	0,886	0,938	0,697	0,916	0,732	0,791	0,907	0,947	0,893	0,970
(H ₂ O)	—	—	—	—	0,207	0,129	—	—	—	—
(OH)	1,919	—	1,635	—	1,736	1,591	—	—	—	—
F	0,028	—	0,177	—	0,207	0,400	—	—	—	—
f _{ок}	0,15	0,26	0,23	0,41	0,59	0,22	0,23	0,23	0,33	0,32 $\frac{1}{2}$
f	43,47	47,15	48,30	41,43	39,05	39,58	38,11	36,32	41,23	56,21
Si/Al	2,65	2,26	2,33	2,48	2,29	2,38	3,09	2,98	2,35	2,65
(Mg+Fe)/Al	2,49	2,04	2,27	2,04	2,06	2,32	2,66	2,76	2,18	2,48
(Na+K)/Al	0,87	0,77	0,62	0,83	0,63	0,71	0,94	0,99	0,78	0,94
(Fe ² /R ²)·100	39,89	39,00	41,52	38,95	20,71	33,17	31,13	29,17	30,74	45,98
Al.100										
Al+Fe+Mg+Si	16,30	18,88	17,85	18,13	18,70	17,55	14,81	14,84	18,07	16,18

Биотиты близких по основности пород бичурского и куналейского комплексов отличаются друг от друга соответственно более низкими содержаниями SiO₂, MnO и F, более низким значением коэффициента аспатности и более высоким содержанием Al₂O₃.

Особенности исследованных биотитов, в частности изоморфные замещения в них, рассмотрим с помощью корреляционного метода. Нами была составлена выборка, в которую вошли все биотиты. Поскольку распределение ряда элементов биотитов в выборке не отвечало нормальному, в корреляционную матрицу помещены не все элементы (табл. 32).

К элементам тетраэдрических позиций, замещающим кремний в кремнекислородных тетраэдрах, обычно относят алюминий, титан и трехвалентное железо, для которых установлена двойная роль в слюдах — одновременное вхождение в тетраэдрические и октаэдрические позиции. При этом кремний со всеми элементами четверной координации обнаруживает отрицательную связь. Отрицательные связи должны быть и у K с Na. Отмеченные связи, отражающие явления изоморфизма, хорошо проявлены и в наших биотитах (см. табл. 32). Наряду с указанными связями в биотитах существуют высокие положительные связи между SiO₂ и K₂O и SiO₂ и F и отрицательные — между TiO₂ и K₂O, повторяющие подобные же связи во вмещающих биотиты гранитоидах. Характер связи SiO₂ — F в биотитах такой же, как между SiO₂ — F породы.

формулах биотитов бичурского комплекса, ат. коэф.

455-70	459-70	90/1-70	93/5-70	95/1-70	97/1-70	267-69	268-69	25-69	260-69	265а-69	32-69	114-69
3,020	3,020	2,869	2,986	2,965	2,847	2,821	2,802	2,889	2,926	2,871	2,982	2,904
0,886	0,905	1,086	0,956	0,925	0,955	1,179	1,198	1,111	1,074	1,129	1,018	1,096
—	—	—	—	—	—	0,132	0,234	0,022	0,008	0,044	0,128	0,245
0,087	0,075	0,045	0,058	0,110	0,198	—	—	—	—	—	—	—
—	0,022	0,281	0,158	0,139	0,100	0,149	0,130	0,161	0,114	0,178	0,094	0,138
0,007	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,203	0,222	0,110	0,272	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,699	0,725	1,062	1,303	0,345	0,312	0,262	0,251	0,286	0,185	0,174	0,179	0,322
0,155	0,222	0,018	0,014	1,129	1,056	0,873	0,841	1,382	1,038	0,917	0,766	0,920
1,791	1,625	1,278	0,998	0,018	0,028	0,023	0,046	0,014	0,013	0,027	0,058	0,046
—	—	—	—	1,048	1,240	1,379	1,311	0,926	1,514	1,302	1,567	1,146
0,046	0,046	0,046	0,028	—	—	0,009	—	0,004	—	0,004	—	—
0,950	0,960	0,864	0,853	0,036	0,028	0,009	0,018	—	0,018	—	—	0,009
—	—	—	—	0,916	0,946	0,823	0,868	0,912	0,889	0,907	0,940	0,966
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,23	0,23	0,09	0,17	0,23	0,23	0,23	0,23	0,17	0,15	0,33	0,19	0,26
37,27	41,83	48,22	61,42	58,74	52,95	45,64	45,85	54,5	43,6	47,7	39,0	52,9
3,41	3,34	2,64	3,12	3,21	2,98	2,15	1,96	2,55	2,70	2,45	2,60	2,12
3,05	2,84	2,26	2,69	2,73	2,73	1,92	1,68	2,29	2,65	2,10	2,19	1,74
1,12	1,11	0,84	0,92	1,03	1,02	0,64	0,62	0,809	0,838	0,773	0,820	0,711
26,42	28,18	45,04	56,29	51,44	45,44	38,37	38,76	59,59	40,46	37,04	32,04	43,56
13,52	13,93	16,96	14,67	14,43	14,90	19,73	21,58	17,28	15,98	18,01	17,26	20,57

Для выяснения особенностей изоморфизма в биотитах каждой из рассматриваемых групп пород нами были вычислены корреляционные связи биотитов из пород бичурского и куналейского комплексов и древних сиенитов Харитоновского массива (табл. 33—35). Связи между элементами в биотитах, выявленные в общей выборке, прослеживаются и в частных выборках по петрохимическим типам пород.

Среди элементов тетраэдрических позиций, к которым относятся Si, Al, Ti и Fe^{3+} , в изученных нами биотитах высокие отрицательные связи между Si и остальными элементами установлены только в биотитах древних сиенитов Харитоновского массива и между Si — Al(—) и Si — Ti (—) в биотитах пород куналейского комплекса. В биотитах бичурских пород они ниже 95%-ного уровня значимости. При этом связь между Si — Fe_2O_3 практически отсутствует.

Относительно положения титана в структуре слюд единой точки зрения нет. Согласно существующим представлениям, титан располагается либо в тетраэдрических, либо в октаэдрических позициях, либо, как и алюминий, играет двойственную роль, входя в оба структурных положения (Тебекин, 1966). По Е. Н. Ушаковой (1971), титан в биотитах метаморфических пород занимает преимущественно октаэдрические позиции.

В изученных нами биотитах наблюдаются высокие отрицательные коэффициенты корреляции между кремнием и титаном, что позволяет

Содержание основных компонентов в кристаллохимических формулах биотитов из древних сиенитов Харитоновского массива, ат. коэф.

Компонент, параметр	125/1- -72	151/1- -72	170/1- -74	176/1- -74	176/2- -74	172/1- -74	172/7- -74	172/8- -74	170/3- -74	172/5- -74
Si ^{IV}	2,816	2,823	2,834	2,983	2,821	2,866	2,895	2,903	2,694	2,952
Al ^{IV}	1,134	1,095	1,096	0,921	1,027	1,037	0,993	1,014	1,306	0,970
Al ^{VI}	—	—	—	—	—	—	—	—	0,217	—
Ti ^{IV}	0,050	0,082	0,070	0,096	0,152	0,097	0,112	0,083	—	0,078
Ti ^{VI}	0,179	0,214	0,174	0,065	0,065	0,083	0,045	0,092	0,096	0,117
Fe ³⁺	0,274	0,274	0,254	0,215	0,386	0,225	0,215	0,215	0,493	0,218
Fe ²⁺	0,914	0,921	0,842	0,715	1,234	0,753	0,734	0,736	1,021	0,725
Mn	0,064	0,073	0,014	0,045	0,057	0,054	0,072	0,045	0,032	0,045
Mg	1,340	1,282	1,539	1,762	1,041	1,744	1,808	1,745	0,825	1,700
Ca					0,024				—	
Na	0,018	0,036	0,018	0,045	0,019	0,027	0,017	0,018	0,018	0,018
K	0,942	0,830	0,887	0,930	0,886	0,902	0,922	0,915	0,930	0,889
$f_{ок}$	0,25	0,23	0,23	0,23	0,24	0,23	0,23	0,23	0,33	0,23
f	48,30	49,72	41,90	35,62	61,69	37,17	36,09	36,33	65,20	36,76
Si/Al	2,48	2,58	2,59	3,24	2,75	2,76	2,92	2,88	1,77	3,04
(Mg+Fe)/Al	2,23	2,26	2,40	2,92	2,36	2,63	2,63	2,65	1,54	2,72
(Na+K)/Al	0,85	0,79	0,83	1,06	0,90	0,90	0,95	0,98	0,62	0,94
(Fe ²⁺ /R ²)·100	39,43	40,41	35,16	28,35	52,92	29,52	28,08	29,13	54,37	29,35
Al·100										
Al+Fe+Mg+Si	17,50	17,12	16,66	13,83	15,78	15,65	14,94	15,30	23,10	14,77

предполагать вхождение титана в кремнекислородные тетраэдры. Частные коэффициенты корреляции между этими ионами (Si и Ti) при постоянном алюминии показывают, что титан занимает тетраэдрические позиции только в биотитах щелочных пород куналейского комплекса, поскольку $r_{SiTi(Al)} = -0,84$. В биотитах же из пород бичурского комплекса и сиенитов Харитоновского массива частные коэффициенты корреляции $r_{SiTi(Al)}$ равны соответственно $-0,15$ и $-0,1$, что однозначно решает вопрос о вхождении титана в биотиты этих пород преимущественно в октаэдрические позиции. Вхождение титана в кремнекислородные тетраэдры биотитов из щелочных пород куналейского комплекса может происходить по схеме $Si - NaTi^{3+}$. Такая схема подтверждается наличием высоких положительных коэффициентов корреляции между титаном и натрием и отрицательных — между кремнием и натрием (см. табл. 34).

Среди элементов октаэдрических позиций во всех выборках выступает четкий изовалентный изоморфизм железа с магнием, коэффициенты корреляции которых имеют высокие отрицательные значения. Поскольку замена магния более крупным ионом Fe^{2+} способствует вхождению в октаэдрические позиции трехвалентных катионов с малыми ионными радиусами ($Al = 0,57 \text{ \AA}$, $Ti^{3+} = 0,69 \text{ \AA}$, $Fe^{3+} = 0,67 \text{ \AA}$), Mg должен иметь отрицательные связи с данными элементами. В изученных нами биотитах высокие отрицательные коэффициенты корреляции r_{Mg-Al} , r_{Mg-Ti} и $r_{Mg-Fe^{3+}}$ отмечены только в биотитах пород Харитоновского массива. В биотитах куналейского комплекса r_{Mg-Ti} и r_{Mg-Al} намного ниже 95%-ного уровня значимости, но зато высока отрицательная связь $Mg - Fe^{3+}$ ($r_{Mg-Fe^{3+}} = -0,67$), подтверждающая вхождение

Содержание основных компонентов в кристаллохимических формулах биотитов куналейского комплекса, ат. коэф

Компонент, параметр	491-70	343-70	37-66	39-66	737-70	1197	1-87/1	172-69	170-69	110/3-69	192-69	183/3-72
SiIV	2,810	2,875	2,958	3,167	3,050	2,750	2,964	2,880	2,774	2,988	3,142	2,863
AlIV	1,19	1,046	1,042	0,810	0,880	1,066	1,036	1,056	1,256	0,832	0,858	1,137
AlVI	0,004	—	0,146	—	—	—	0,008	—	0,257	—	0,008	0,076
TiIV	—	0,079	—	0,023	0,070	0,184	—	0,064	—	0,180	—	—
TiVI	0,195	0,003	0,091	0,035	0,036	0,106	0,163	0,041	0,108	0,019	0,111	0,310
Fe ³⁺	0,354	0,164	0,263	0,205	0,194	0,481	0,261	0,428	0,310	0,766	0,267	0,090
Fe ²⁺	0,725	0,549	0,902	0,667	0,612	0,871	0,862	2,083	1,536	1,362	0,898	0,921
Mn	0,035	0,104	0,014	0,093	0,088	0,032	0,075	0,105	0,066	0,052	0,193	0,005
Mg	1,377	2,048	1,361	1,720	1,919	1,302	1,422	0,184	0,503	0,376	1,313	1,685
Li	0,010	0,086	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	0,075	—	—	0,009	0,008	0,005	—	0,020	0,019	0,014	0,009	0,081
Na	0,020	0,036	—	0,018	0,008	0,054	—	—	—	0,028	—	0,090
K	0,796	0,868	0,898	0,925	0,889	0,871	0,951	0,867	0,874	0,813	0,903	0,634
(H ₃ O)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,193
(OH)	1,274	0,768	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,040
F	0,407	0,691	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,072
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00
f _{ок}	0,32	0,23	0,23	0,24	0,24	0,36	0,23	0,17	0,20	0,36	0,23	0,09
f	44,74	28,50	46,40	35,94	31,78	51,52	45,72	93,42	79,17	85,22	50,84	37,60
Si/Al	2,35	2,75	2,49	3,91	3,47	2,58	2,84	2,73	1,81	3,59	3,62	2,36
(Mg+Fe)/Al	2,06	2,58	2,13	3,20	3,10	2,49	2,44	2,55	1,55	2,92	2,86	2,27
(Na+K)/Al	0,684	0,864	0,756	1,164	1,010	0,817	0,911	0,821	0,578	1,011	1,05	0,597
Fe ²⁺ /R ² ·100	43,3	28,4	39,6	26,9	23,3	39,4	36,50	87,8	72,9	76,0	37,4	35,27
$\frac{\text{Al}}{\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Si}} \cdot 100$	18,48	15,65	17,80	12,33	13,22	16,47	15,93	15,92	22,90	13,31	13,35	17,90

Средние составы биотитов из гранитоидов Юго-Западного Забайкалья

Окисел. компо- нент, па- раметр	Бичурский комплекс								Куналейский комплекс				Харитоновский мас- сив; древние сиениты; n=9(9)	
	габбро-диориты, диориты		сиениты		граносиениты		граниты		щелочные сиениты		щелочные грани- ты			
	n=6(3)*		n=6(3)		n=7(5)		n=8(8)		n=11(9)		n=6(5)			
	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
SiO ₂	37,64	0,70	36,82	1,25	38,26	1,16	36,72	0,50	37,64	2,28	39,69	1,75	38,11	1,28
TiO ₂	3,37	1,28	3,42	0,86	3,73	1,40	3,65	0,33	3,26	1,26	2,02	0,87	3,60	0,80
Al ₂ O ₃	13,11	1,05	14,18	2,36	12,41	1,80	12,80	0,74	11,63	2,15	11,92	1,62	11,57	0,68
Fe ₂ O ₃	3,88	1,29	4,19	0,87	5,27	1,31	5,92	2,87	5,18	3,70	3,76	0,93	4,38	0,98
FeO	16,33	2,89	15,17	2,47	13,74	2,64	12,57	5,35	15,68	6,36	10,77	1,90	13,36	2,34
MnO	0,24	0,09	0,34	0,19	0,55	0,21	0,76	0,33	1,00	0,77	1,01	0,71	0,81	0,27
MgO	12,09	2,44	11,42	1,56	12,02	2,22	13,20	1,71	10,73	5,37	15,72	2,29	13,82	2,57
Na ₂ O	0,15	0,17	0,13	0,08	0,11	0,11	0,12	0,04	0,16	0,14	0,22	0,15	0,15	0,07
K ₂ O	9,15	0,42	8,42	0,62	9,65	0,23	8,64	0,80	8,58	0,59	8,78	0,96	9,38	0,44
F**	0,32	0,12—0,50	1,08	0,75—1,40	1,23	0,56	1,19	0,47	2,06	1,15	3,58	0,98	1,42	0,49
Si	2,86	0,05	2,77	0,13	2,89	0,08	2,77	0,04	2,86	0,15	2,90	0,16	2,88	0,06
ΣAl	1,16	0,10	1,25	0,19	1,09	0,16	1,14	0,06	1,12	0,26	1,02	0,15	1,03	0,07
ΣTi	0,20	0,07	0,20	0,05	0,21	0,08	0,21	0,02	0,19	0,07	0,11	0,05	0,21	0,05
ΣFe	1,26	0,20	1,20	0,20	1,16	0,21	1,08	0,19	1,37	0,56	0,87	0,16	1,09	0,22
Mn	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	0,05	0,02	0,06	0,05	0,06	0,04	0,05	0,02
Mg	1,33	0,22	1,28	0,16	1,36	0,25	1,48	0,17	1,17	0,59	1,71	0,23	1,55	0,27
Na+K	0,91	0,04	0,83	0,06	0,95	0,03	0,85	0,09	0,86	0,06	0,85	0,09	0,92	0,03
f	46,76	7,94	48,51	6,57	46,98	8,37	42,89	6,02	54,76	21,32	36,45	6,64	42,62	8,96
α	0,80	0,08	0,68	0,13	0,87	0,13	0,76	0,11	0,84	0,16	0,86	0,20	0,91	0,08
Al'	17,52	1,48	19,27	2,93	16,87	2,26	18,83	2,50	16,18	2,86	15,70	2,34	15,73	1,19

* Цифры в скобках — число анализов, содержащих фтор.

** Средние содержания фтора приведены из выборок биотитов, в которых определен фтор.

Значимые критерии различия по Стьюденту (*t*) и Фишеру (*F*) составов биотитов из пород бичурского комплекса

Усл. символ анализов (их число)	SiO ₂				FeO				MnO				K ₂ O				F				α					
	1(6)	2(6)	3(7)	4(8)	1(6)	2(6)	3(7)	4(8)	1(6)	2(6)	3(7)	4(8)	1(6)	2(6)	3(7)	4(8)	1(6)	2(6)	3(7)	4(8)	1(6)	2(6)	3(7)	4(8)		
1				$\frac{2,89}{12}$			$\frac{2,99}{11}$	$\frac{3,37}{12}$				$\frac{3,35}{11}$	$\frac{4,25}{8,3}$		$\frac{2,39}{10}$	$\frac{2,72}{11}$			$\frac{2,87}{10}$							
(6)													$\frac{2,77}{12}$		$\frac{4,90}{11}$										$\frac{2,63}{11}$	
2																										
(6)																										
3				$\frac{3,42}{13}$																						
(6)																										
4																$\frac{3,41}{8,3}$			$\frac{38,3}{6-5}$							
(6)									$\frac{13,4}{7-5}$						$\frac{12,1}{4-6}$				$\frac{13,1}{7-5}$							
\bar{X}	37,64	36,82	38,26	36,72	18,33	15,17	13,74	12,57	0,24	0,34	0,55	0,76	9,15	8,42	9,65	8,64	0,32	1,08	1,23	1,19	0,80	0,68	0,87	0,76		
S	0,70	1,25	1,16	0,50	2,89	2,47	2,64	3,35	0,09	0,19	0,21	0,33	0,42	0,62	0,23	0,80	0,38	0,32	0,56	0,47	0,08	0,13	0,13	0,11		

Примечание. Биотиты: габбро и диоритов (1), сиенитов (2), граносиенитов (3), гранитов (4). Цифры в скобках — число анализов. По TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO и Na₂O различия по *t*-критерию ниже 95%-ного уровня значимости.

Коэффициенты корреляции между содержаниями ряда окислов биотитов и их параметрами (общая выборка $n = 58$; $r_{05} = 0,258$)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	F	Na+K	α	Al'
SiO ₂									
TiO ₂	-0,53								
Al ₂ O ₃	-0,52	0,03							
Na ₂ O	-0,07	0,43	-0,16						
K ₂ O	0,48	-0,43	-0,22	-0,40					
F	0,42	-0,36	-0,30	0,10	0,09				
Na+K	0,36	-0,33	-0,29	-0,23	0,95	0,01			
α	0,66	-0,26	-0,88	0,04	0,61	0,27	0,66		
Al'	-0,62	0,12	0,91	-0,21	-0,27	-0,31	-0,31	-0,85	

Примечание. $Al' = \frac{Al}{Al + Fe + Mg + Si} \cdot 100$.

Fe³⁺ в октаэдрические позиции. В биотитах из пород бичурского комплекса корреляция между ионами Mg и Al и Mg и Ti отсутствует, но проявляется высокая положительная связь Mg—Mn ($r_{Mg-Mn} = 0,45$), не наблюдаемая в биотитах из остальных рассматриваемых выборок.

Сумма Na + K в наших биотитах обычно меньше 1. Замещение калия натрием, столь характерное для биотитов метаморфических пород (Ушакова, 1971), выражено в них не очень четко. Коэффициенты корреляции между Na и K во всех выборках отрицательные, но ниже 95%-ного уровня значимости, возможно, за счет низкого содержания Na.

Содержание Ca в биотитах также очень низкое. В анализах микрозонда оно не превышает сотых долей процента и не сказывается на сумме Na + K в формулах биотитов. Поскольку, как отмечалось выше, имеются большие расхождения при определении кальция с помощью обычного химического анализа и микрозондированием, а в наших же выборках объединены анализы, полученные обоими методами, роль кальция в биотитах нами не рассматривается.

Представляет интерес сильная положительная связь калия с кремнием и кремния с коэффициентом агпаитности, природа которой не ясна.

Связи фтора с элементами биотита по отдельным комплексам приведены в табл. 36. Во всех рассматриваемых выборках отмечена высокая отрицательная связь фтора с железом и положительная — с магнием, хотя в биотитах Харитоновского массива, вероятно, благодаря малому числу анализов она ниже 95%-ного уровня значимости. Различия в характере и силе связей фтора отмечены для Si, Al, Ti и щелочей. При этом значимые связи обнаружены только с Si и Al Харитоновского массива ($r_{FSi} = 0,71$; $r_{FAl} = -0,72$), высокие, но с $r < r_{05}$ имеются также с Ti и (Na + K) ($r_{FTi} = -0,59$; $r_{F(Na+K)} = 0,56$ при $r_{05} = 0,666$). В биотитах бичурского и куналейского комплексов связи фтора с Si, Al, Ti и щелочами намного слабее, вплоть до исчезающе малых. Тесную связь фтора с кремнием и алюминием можно объяснить изоморфизмом типа SiF → Al³⁺, в слабой степени он проявлен и в биотитах куналейского комплекса и отсутствует в бичурских биотитах, поскольку связи F — Si и F — Al в них отрицательные, а связь F — Al к тому же и очень низка.

Таким образом, связи между элементами внутри биотитов из пород бичурского и куналейского комплексов и древних сиенитов Харитонов-

Коэффициенты корреляции r между содержаниями главных компонентов и ряда окислов в биотитах из сиенитов, граносиенитов и гранитов бичурского комплекса ($n = 21$; $r_{0.05} = 0,43$)

	Si	Al	Ti	ΣFe	Mn	Mg	Na+K	f	α	Fe_2O_3	FeO	Na_2O	K_2O
Si													
Al	-0,33												
Ti	-0,28	<u>-0,47</u>											
ΣFe	0,40	-0,34	0,31										
Mn	0,02	-0,04	-0,23	-0,35									
Mg	-0,33	-0,01	-0,03	<u>-0,79</u>	<u>0,45</u>								
Na+K	<u>0,59</u>	-0,26	-0,12	0,24	0,23	-0,27							
f	<u>0,43</u>	-0,21	-0,18	<u>0,95</u>	-0,38	<u>-0,93</u>	0,30						
α	<u>0,57</u>	<u>-0,83</u>	0,29	<u>0,43</u>	0,12	-0,19	<u>0,73</u>	0,36					
Fe_2O_3	-0,04	-0,16	0,18	0,09	-0,27	-0,24	-0,11	0,14	0,02				
FeO	0,37	-0,25	0,12	<u>0,80</u>	-0,22	<u>-0,63</u>	0,34	<u>0,78</u>	0,42	-0,40			
Na_2O	-0,03	-0,36	<u>0,69</u>	0,40	-0,26	-0,25	-0,07	0,33	0,30	-0,06	0,37		
K_2O	<u>0,55</u>	-0,19	-0,24	0,09	0,29	-0,17	<u>0,97</u>	0,17	<u>0,65</u>	-0,12	0,20	-0,24	

Коэффициенты корреляции r между содержаниями главных компонентов и ряда окислов в биотитах из сиенитов и гранитов куналейского комплекса ($n = 17$; $r_{05} = 0,43$)

	Si	Al	Ti	ΣFe	Mn	Mg	Na+K	f	α	Fe_2O_3	FeO	Na_2O	K_2O
Si													
Al	<u>-0,61</u>												
Ti	<u>-0,63</u>	0,07											
ΣFe	-0,07	0,22	0,07										
Mn	<u>0,70</u>	-0,40	<u>-0,57</u>	0,08									
Mg	0,17	-0,33	-0,18	<u>-0,98</u>	0,02								
Na+K	<u>0,70</u>	-0,27	-0,42	0,10	<u>0,48</u>	-0,02							
f	-0,10	0,29	0,08	<u>0,99</u>	0,07	<u>-0,99</u>	0,04						
α	<u>0,84</u>	<u>-0,89</u>	-0,33	-0,12	<u>0,59</u>	0,23	<u>0,64</u>	-0,18					
Fe_2O_3	-0,01	0,09	0,17	<u>0,64</u>	-0,05	<u>-0,67</u>	0,09	<u>+0,66</u>	-0,04				
FeO	-0,09	0,32	-0,07	<u>0,96</u>	0,11	<u>-0,94</u>	0,08	<u>0,96</u>	-0,18	<u>0,53</u>			
Na_2O	<u>-0,50</u>	-0,11	<u>0,50</u>	-0,35	<u>-0,44</u>	0,31	-0,39	-0,37	-0,17	-0,14	<u>-0,47</u>		
K_2O	<u>0,75</u>	-0,27	<u>-0,54</u>	-0,21	<u>0,47</u>	0,29	<u>0,92</u>	-0,26	<u>0,63</u>	-0,11	-0,19	-0,42	

Коэффициенты корреляции r между содержаниями главных компонентов и ряда окислов в биотитах из древних сненитов Харитоновского массива
($n = 9$; $r_{05} = 0,666$)

	Si	Al	Ti	ΣFe	Mn	Mg	Na+K	f	α	Fe_2O_3	FeO	Na_2O	K_2O
Si													
Al	<u>-0,85</u>												
Ti	<u>-0,70</u>	<u>0,79</u>											
ΣFe	<u>-0,68</u>	0,45	0,50										
Mn	-0,18	-0,05	0,05	0,18									
Mg	<u>0,74</u>	-0,60	<u>-0,71</u>	<u>-0,95</u>	-0,22								
Na+K	0,47	-0,37	<u>-0,73</u>	-0,38	-0,03	0,47							
f	<u>-0,73</u>	0,52	0,61	<u>0,98</u>	0,26	<u>-0,99</u>	-0,43						
α	<u>0,87</u>	<u>-0,86</u>	<u>-0,88</u>	-0,45	-0,10	0,61	<u>0,69</u>	-0,54					
Fe_2O_3	<u>-0,76</u>	0,48	0,52	<u>0,98</u>	0,20	-0,93	-0,46	<u>-0,96</u>	-0,54				
FeO	-0,66	0,41	0,50	<u>1,00</u>	0,18	<u>-0,95</u>	-0,34	<u>0,98</u>	-0,42	<u>0,95</u>			
Na_2O	0,29	-0,17	0,05	-0,22	0,13	0,15	-0,03	-0,18	0,19	-0,33	-0,17		
K_2O	0,52	-0,42	<u>-0,79</u>	-0,61	-0,06	<u>0,68</u>	<u>0,93</u>	-0,64	<u>0,69</u>	-0,63	-0,58	-0,13	

Таблица 36

Корреляционная матрица связи фтора с остальными элементами биотита

Компонент, окисел	Бичурский комплекс (21)	Куналейский комплекс (17)	Древние сиениты Харитоновского массива (9)
Si	-0,37	0,12	0,71
Al	-0,05	-0,11	-0,72
Ti	0,01	-0,27	-0,59
ΣFe	-0,48	-0,58	-0,45
Mn	0,64	0,04	0,41
Mg	0,62	0,62	0,47
Na+K	0,02	-0,09	0,56
Fe_2O_3	-0,20	-0,59	-0,53
FeO	-0,40	-0,52	-0,40
Na_2O	-0,23	0,13	0,33
K_2O	0,08	0,11	0,59
r_{05}	0,43	0,48	0,66

= -0,54*. В то же время, несмотря на отсутствие значимых связей, в каждой выборке существуют определенные закономерности. Обычно связь между одноименными окислами биотитов и вмещающих пород куналейского комплекса положительная (исключая Na_2O) и более тесная, чем в одноименных бичурских окислах (исключая Fe_2O_3 и MgO), тогда как в бичурском комплексе преобладают отрицательные связи.

Различие зависимости составов биотитов бичурского и куналейского комплексов от составов вмещающих их пород проявляется и в числе значимых связей. У биотитов бичурского комплекса (см. табл. 37) ряд достоверных связей FeO , MnO и F имеется с SiO_2 , TiO_2 , FeO , MgO и CaO породы, у TiO_{2B} с $Al_2O_{3П}$ и $Fe_2O_{3П}$, у Fe_2O_{3B} с $MnO_{П}$, у MgO_{B} с $TiO_{2П}$ и $FeO_{П}$ и у Na_2O_{B} с $F_{П}$. Большинство связей односторонние, что отражает относительно низкое содержание биотита в породе.

Выявленные корреляционные зависимости подтверждают отмеченные выше тенденции изменения составов биотитов в зависимости от состава пород — накопление MnO , MgO и F и понижение FeO в биотитах наиболее кислых гранитоидов (см. табл. 30).

У биотитов куналейского комплекса (см. табл. 38) число статистически достоверных связей между окислами биотитов и вмещающих пород значительно меньше, чем между биотитами бичурского комплекса, что частично можно объяснить меньшим объемом выборки. В отличие от биотитов бичурского комплекса в биотитах куналейского проявлена высокая связь между TiO_{2B} и $MgO_{П}$, Al_2O_{3B} и $F_{П}$, MnO_{B} и $F_{П}$, Na_2O_{B} и $FeO_{П}$. Для биотитов куналейского комплекса отмечены также высокие положительные связи между α_B и $f_{П}$ и α_B и $\alpha_{П}$, отсутствующие в биотитах бичурского комплекса.

Связи между содержаниями щелочей в биотите и породе в обоих комплексах не обнаружены.

Сравнение характера связей между составами биотитов и вмещающих пород из гранитоидов Юго-Западного Забайкалья и метаморфических пород (Ушакова, 1970) показывает наличие близких тенденций в связях составов биотитов и пород по SiO_2 , Al_2O_3 и щелочам.

* Здесь и далее Б — биотит, П — порода.

Коэффициенты корреляции r между содержаниями окислов в биотитах и вмещающих породах бичурского комплекса ($n = 22$; $r_{05} = 0,423$)

		Вмещающая порода											f	α
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F*		
Биотит	SiO ₂	-0,23	0,23	0,11	0,11	0,11	0,08	0,19	0,25	-0,07	0,13	0,24		
	TiO ₂	0,12	-0,20	0,07	<u>-0,49</u>	0,13	-0,27	-0,40	-0,14	-0,02	0,20	-0,15		
	Al ₂ O ₃	-0,04	-0,11	0,14	<u>0,45</u>	-0,16	0,02	0,16	-0,03	0,29	-0,25	-0,03		
	Fe ₂ O ₃	0,28	-0,21	-0,34	-0,24	-0,31	<u>-0,47</u>	-0,29	-0,27	-0,17	0,41	0,01		
	FeO	<u>-0,50</u>	<u>0,68</u>	0,29	0,24	<u>0,62</u>	0,22	<u>0,45</u>	<u>0,46</u>	-0,20	-0,13	0,12		
	MnO	<u>0,71</u>	<u>-0,57</u>	<u>0,58</u>	<u>-0,58</u>	<u>0,53</u>	-0,09	<u>-0,58</u>	-0,66	0,03	0,05	<u>-0,57</u>		
	MgO	0,37	<u>-0,54</u>	-0,23	-0,06	<u>-0,53</u>	0,07	-0,21	-0,26	0,22	-0,11	0,13		
	Na ₂ O	-0,16	-0,03	0,25	-0,10	0,37	0,00	-0,02	0,22	0,12	-0,16	<u>-0,45</u>		
	K ₂ O	-0,24	0,09	0,16	0,15	0,27	0,39	0,29	0,20	-0,01	-0,08	0,27		
	F	<u>0,62</u>	-0,42	<u>-0,54</u>	<u>-0,46</u>	<u>-0,52</u>	0,13	<u>-0,57</u>	<u>-0,59</u>	0,03	0,14	<u>-0,54</u>		
	f												-0,30	-0,35
α												0,01	-0,09	
Порода	\bar{x}	64,87	0,69	16,20	1,65	2,61	0,08	1,31	2,76	4,50	3,90	0,05	71,07	0,72
	S	6,89	0,43	1,99	0,88	1,16	0,04	1,16	2,17	0,77	1,04	0,03	0,12	0,09
Биотит	\bar{x}	37,19	3,75	12,95	4,74	14,41	0,47	12,42	—	0,15	8,83	1,03	46,10	0,78
	S	0,96	0,94	1,65	1,94	3,37	0,31	2,05	—	0,10	0,70	0,49	7,46	0,13

* Здесь и в табл. 38 фтор приведен из отдельной выборки, где он определен в породе ($n = 13$; $r_{05} = 0,55$).

Коэффициенты корреляции r между содержаниями окислов в биотитах и вмещающих породах купалейского комплекса ($n = 14$; $r_{05} = 0,532$)

		В м е щ а ю щ а я п о р о д а											f	α
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F*		
Биотит	SiO ₂	0,35	-0,01	-0,41	-0,31	-0,42	0,35	-0,46	-0,13	0,33	0,03	<u>0,55</u>		
	TiO ₂	-0,37	0,38	0,37	0,34	-0,13	-0,07	<u>0,63</u>	0,11	0,20	-0,28	-0,22		
	Al ₂ O ₃	-0,12	0,02	0,26	-0,21	0,34	-0,51	0,47	-0,03	-0,52	0,11	<u>-0,89</u>		
	Fe ₂ O ₃	-0,10	-0,48	0,17	0,14	0,22	-0,12	-0,35	0,25	0,34	-0,24	-0,20		
	FeO	-0,30	-0,17	0,24	0,35	<u>0,60</u>	0,02	-0,11	0,20	-0,08	0,15	0,50		
	MnO	0,02	-0,12	-0,14	0,00	0,05	0,52	<u>-0,61</u>	0,20	0,26	0,35	<u>0,68</u>		
	MgO	0,38	0,12	-0,31	-0,38	<u>-0,56</u>	-0,06	0,10	-0,22	-0,09	-0,13	-0,41		
	Na ₂ O	0,34	0,12	-0,05	-0,45	<u>-0,76</u>	-0,29	0,12	<u>-0,56</u>	-0,11	-0,02	<u>-0,53</u>		
	K ₂ O	-0,07	0,18	-0,05	-0,02	0,10	0,40	-0,41	0,05	0,29	0,33	0,47		
	F	0,12	0,34	-0,04	-0,19	<u>-0,61</u>	0,17	0,12	-0,21	-0,04	0,20	0,37		
	f													0,36
α													<u>0,57</u>	<u>0,82</u>
Порода	\bar{x}	65,84	0,61	16,19	1,77	1,75	0,11	0,45	1,29	5,71	5,33	0,09	88,56	0,94
	S	3,72	0,31	1,62	0,57	0,61	0,06	0,48	0,71	0,76	0,67	0,07	13,40	0,09
Биотит	\bar{x}	38,21	2,82	11,75	4,50	14,24	1,06	12,22	—	0,19	8,52	2,08	49,40	0,84
	S	2,29	1,18	2,05	3,20	6,21	0,75	5,43	—	0,13	0,71	1,41	21,06	0,18

* $n = 9$; $r_{05} = 0,666$.

Важным признаком для суждения об обстановке формирования биотитов является содержание в них алюминия, которое отражает щелочность среды и самих биотитов. Изученные биотиты были нанесены на известную диаграмму А. А. Маракушева и И. А. Тарарина (1965), построенную для биотитов из биотитовых гранитов различной щелочности (рис. 25). Как уже отмечалось (Вартанова и др., 1972), данная диаграмма оказалась приемлемой и для биотитов, находящихся в парагенезисе с другими темнотелыми минералами, что позволяет расширить границы ее применения.

Анализ диаграммы показывает, что биотиты из гранитоидов различных комплексов весьма разнообразны по щелочности. Биотиты из древних сиенитов Харитоновского массива ложатся преимущественно в поле V. Биотиты из пород бичурского комплекса характеризуются близостью составов в отдельных взятых массивах и большим разбросом значений щелочности между массивами комплекса. Самой низкой щелочностью обладают граниты Подковского массива (III поле щелочности), самой высокой — биотиты гранитов Балягинского массива (VI поле). Большинство же биотитов из других массивов бичурского комплекса попадает в IV поле щелочности.

Любопытно, что в Бичурском массиве щелочность биотитов из основных пород выше щелочности биотитов из гранитов. Высокая щелочность в биотитах этого массива отмечена и для гибридных граносиенитов (обр. 777-70).

Биотиты из пород куналейского комплекса характеризуются еще большим диапазоном значений щелочности (от II до VI полей). При этом разброс значений наблюдается не только по отдельным массивам, но и в пределах одного массива (Ара-Билютайский, Нижне-Тарбагатайский массивы). В Ара-Билютайском массиве биотиты с низкой щелочностью встречены в биотитовых сиенитах, содержащих микропертит с реликтами плагиоклаза, а биотиты с высокой щелочностью — в ассоциации либо с эгирином, либо с рибекитом, образующимися в позднюю стадию формирования породы. Ряд биотитов из пород куналейского комплекса близок по щелочности биотитам бичурского комплекса.

Относительно зависимости составов биотитов от температуры единой точки зрения нет. Некоторые (Маракушев, 1965; Батлер, 1967; и др.) считают, что с ростом температуры метаморфизма возрастает роль Al^{IV} , изо-

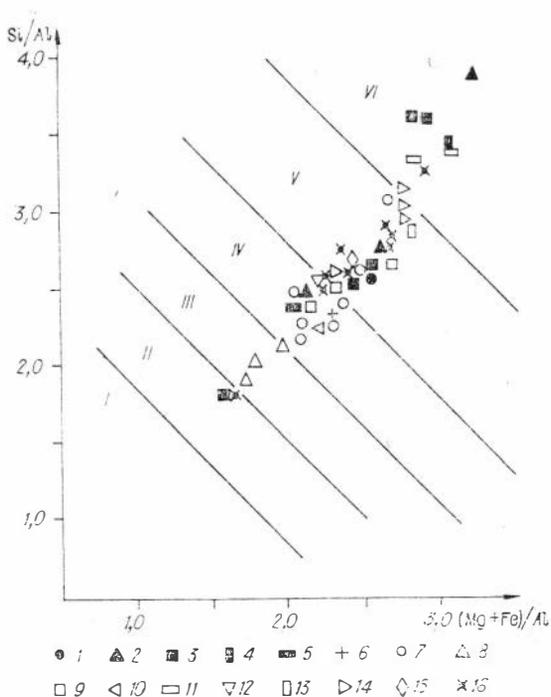


Рис. 25. Диаграмма составов биотитов из мезозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья.

I—VI — поля щелочности гранитоидов по А. А. Маракушеву и И. А. Тарарину (1965); 1—5 — биотиты из гранитоидов куналейского комплекса (массивы: 1 — Куналейский, 2 — Нижне-Тарбагатайский, 3 — Ара-Билютайский, 4 — горы Вороти-Иначе, 5 — Петровск-Забайкальский); 6 — биотит из эссекита цаган-хунтеской свиты, р. Шара-Горхон; 7—15 — биотиты из гранитоидов бичурского комплекса (массивы: 7 — Бичурский, 8 — Подковский, 9 — Ара-Билютайский, 10 — района с. Бар, 11 — Балягинский, 12 — Убур-Билютайский, 13 — Тотхотойский, 14 — района р. Хамней, 15 — Харитоновский, падь Киргитуй); 16 — биотиты из древних сиенитов Харитоновского массива.

морфно замещающего Si^{IV} ; другие же (Никитина, Хильтова, 1964; Никитина, 1965) отмечают обратную закономерность или отрицают существование таковой вовсе (Кориковский, 1967; Великославинский, 1965; и др.). Е. Н. Ушаковой (1971) на большом статистическом материале показано, что в биотитах метаморфических пород наблюдается увеличение содержания тетраэдрического алюминия при переходе от высокотемпературных пород к низкотемпературным.

Такая же тенденция отмечается и для октаэдрического алюминия (Великославинский, 1960, 1965; В. С. Соболев, 1949; Щербаков, 1965; Ушакова, 1971; и др.). А. А. Маракушев (1966) отмечал подобное поведение Al^{VI} только в парагенезисах с глиноземистыми минералами и обратное (т. е. падение содержания Al^{VI} с падением температуры) — в парагенезисах, бедных глиноземом (при избытке SiO_2).

На рис. 26 отражены взаимоотношения элементов тетраэдрических позиций в исследованных биотитах. Между Si^{IV} и Al^{IV} наблюдается четкая отрицательная зависимость. Связь между Si^{IV} и Ti^{IV} отсутствует, хотя очень слабая обратная зависимость намечается.

Если проводить аналогию с биотитами метаморфических пород, то самыми низкими температурами образования должны обладать породы, содержащие биотиты с максимальным Al^{IV} . В нашем случае такое допущение вряд ли правильно, так как близкими по температуре образования окажутся породы различной основности и различного парагенезиса (основные породы с пироксенами и амфиболами и биотитовые граниты), а в область различных температур попадут однотипные породы, например биотитовые граниты, что также маловероятно и позволяет предположить, что содержание Al^{IV} в биотитах гранитоидов не всегда связано с температурой образования пород.

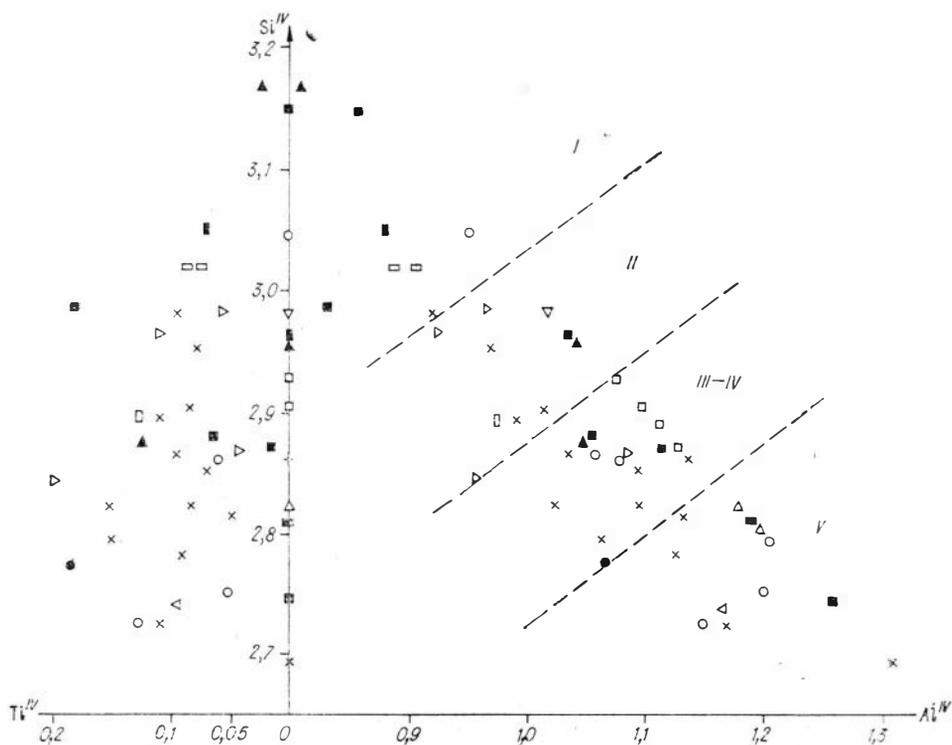


Рис. 26. Соотношение элементов тетраэдрических позиций в биотитах гранитоидов Юго-Западного Забайкалья.

Римские цифры — типы биотитов по щелочности, пунктирные линии — поля распространения этих типов. Усл. обозн. см. рис. 25.

комплекса, в то время как по K и Al^{IV} — биотиты сиенитов куналейского комплекса.

Относительно титана заметим, что наряду с увеличением его количества в биотитах из пород повышенной основности по сравнению с биотитами более кислых пород, взаимосвязанных генетически, наблюдается и унаследованность того или иного содержания титана в биотитах кислых пород. В результате этого биотиты однотипных пород содержат различное количество титана. Отражает ли это их температурные различия или является функцией специфики состава вмещающих пород, не ясно.

Таким образом, выяснение температурных различий образования исследованных биотитов, основанное на их составе, приемлемо для биотитов внутри отдельно взятых массивов и не выдерживается при сопоставлении массивов (и комплексов) между собой.

На основании проведенного исследования можно отметить:

1. В отдельно взятых массивах от основных пород к кислым в биотитах уменьшаются содержания Si , Ti , Fe^{2+} , Mg , K и Na и увеличиваются — Al , Fe^{3+} , Mn .

2. Биотиты из щелочных сиенитов куналейского комплекса беднее Al и Mg и богаче Si , Fe , Mn и F , чем биотиты сиенитов бичурского комплекса.

3. Биотиты щелочных гранитов куналейского комплекса богаче Si , Mn , Mg и F и беднее Ti , Al и Fe , чем биотиты гранитов бичурского комплекса.

4. Сумма $Na + K$ в биотитах обоих комплексов меньше единицы, содержание Ca не превышает сотых долей процента. Связи между содержаниями щелочей в биотите и породе не обнаружены.

5. В биотитах щелочных пород куналейского комплекса Ti входит преимущественно в кремнекислородные тетраэдры, в биотитах из пород нормальной щелочности (бичурский комплекс) и субщелочных (древние сиениты Харитоновского массива) он занимает октаэдрические позиции.

6. В породах бичурского комплекса фтор накапливается в биотитах кислых пород. Со всеми остальными компонентами породы, исключая MgO и Na_2O , связи фтора из биотита отрицательные.

7. В биотитах из пород куналейского комплекса отмечена высокая отрицательная связь между фтором биотита и FeO породы. С остальными окислами вмещающей породы F в биотите связи не имеет.

8. Биотиты, даже в близких петрохимических группах пород, заметно неоднородны. По железистости намечается зависимость их состава от состава находящихся в парагенезисе минералов. Наиболее богаты железом биотиты в парагенезисе с феррогастингитами. Бедные железом биотиты отмечены в парагенезисе с магнезиальными щелочными амфиболами. Биотиты, содержащие 40—50% железистого компонента, чаще всего ассоциируют с амфиболами, близкими по составу к обыкновенной роговой обманке.

9. Разнообразие биотитов из пород близкой основности в различных массивах затрудняет выяснение температур их образования на основании составов.

Согласно данным А. А. Маракушева и И. А. Тарарина (1965), породам повышенной щелочности соответствуют и более щелочные биотиты. Для выявления щелочности исследуемых биотитов в табл. 39 помещены коэффициенты корреляции между рядом параметров, железистостью и содержаниями Mn и F в биотитах. Величины параметров связаны между собой количествами марганца и фтора положительно, но связь с фтором менее сильная. Для железистости биотитов отмечается очень слабая отрицательная связь, значимая лишь с фтором.

Наличие высокой положительной связи между параметрами позволило нам сгруппировать биотиты в ряд типов с достоверным различием средних содержаний этих параметров (табл. 40, рис. 28) и расчленили их

Коэффициенты корреляции r между некоторыми параметрами, Mn и F в биотитах ($n = 45$; $r_{05} = 0,292$; $r_{01} = 0,384$)

	Si/Al	(Mg+Fe)/Al	(Na+K)/Al	f	Mn	F	\bar{x}	S
Si/Al							2,71	0,47
(Mg+Fe)/Al	<u>0,95</u>						2,41	0,40
(Na+K)/Al	<u>0,92</u>	<u>0,89</u>					0,85	0,15
f	-0,15	-0,23	-0,18				47,77	13,48
Mn	<u>0,50</u>	<u>0,41</u>	<u>0,51</u>	-0,03			0,05	0,05
F	<u>0,33</u>	<u>0,30</u>	<u>0,36</u>	-0,36	<u>0,53</u>		1,29	1,10

Примечания: 1. Mn приведен в форм. ед., F — в вес. %. 2. Связь выше 95%-ного уровня значимости подчеркнута одной чертой, выше 99%-ного — двумя.

по степени щелочности на сильщелочные (I тип), щелочные (II), умеренно-щелочные (III), слабощелочные (IV) и нещелочные (V тип).

В отдельный тип (VI) выделены биотиты из эссекситов, габбро-диоритов, диорито-сиенитов. По величине рассматриваемых параметров они тяготеют к III типу умеренно-щелочных биотитов, но содержания марганца и фтора в них самые низкие.

На рис. 28 помещены также единичные анализы биотитов, отбракованные из соответствующих выборок из-за резкого отклонения их от среднего значения того или иного параметра. В табл. 41 помещены средние составы I, III и V типов биотитов. Изменения в составах биотитов, которые объяснялись температурным фактором, вполне согласуются с изменением щелочности биотитов.

Результаты рассмотрения распределения различных типов биотитов по щелочности в гранитоидах Юго-Западного Забайкалья приводят к следующим выводам:

1. Выделенные типы биотитов присутствуют в различных петрохимических группах пород;
2. Биотиты различной щелочности могут встречаться в близких по составу породах в пределах одного и того же массива (Ара-Билютайский, Нижне-Тарбагатайский, Харитоновский);

Таблица 40

Средние содержания (\bar{x}) и дисперсии (S) некоторых параметров, Mn и F в биотитах различных типов щелочности

Параметр	Среднее и дисперсия						
		I (7)	II (7)	III (7)	IV (5)	V (12)	VI (4)
Si/Al	\bar{x}	3,51	2,99	2,69	2,53	2,18	2,64
	S	0,22	0,10	0,08	0,06	0,23	0,06
(Mg+Fe)/Al	\bar{x}	2,98	2,69	2,50	2,17	1,95	2,42
	S	0,13	0,05	0,10	0,09	0,26	0,18
(Na+K)/Al	\bar{x}	1,07	0,96	0,87	0,81	0,67	0,84
	S	0,06	0,03	0,05	0,04	0,07	0,02
f	\bar{x}	45,49	42,57	52,87	44,96	49,53	49,95
	S	18,54	10,30	21,19	4,58	11,76	9,94
Mn	\bar{x}	0,12	0,04	0,06	0,05	0,03	0,01
	S	0,07	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01
F	\bar{x}	2,16	1,25	1,16	1,93	0,72	0,50
	S	1,53	0,87	0,96	1,57	0,49	0,61

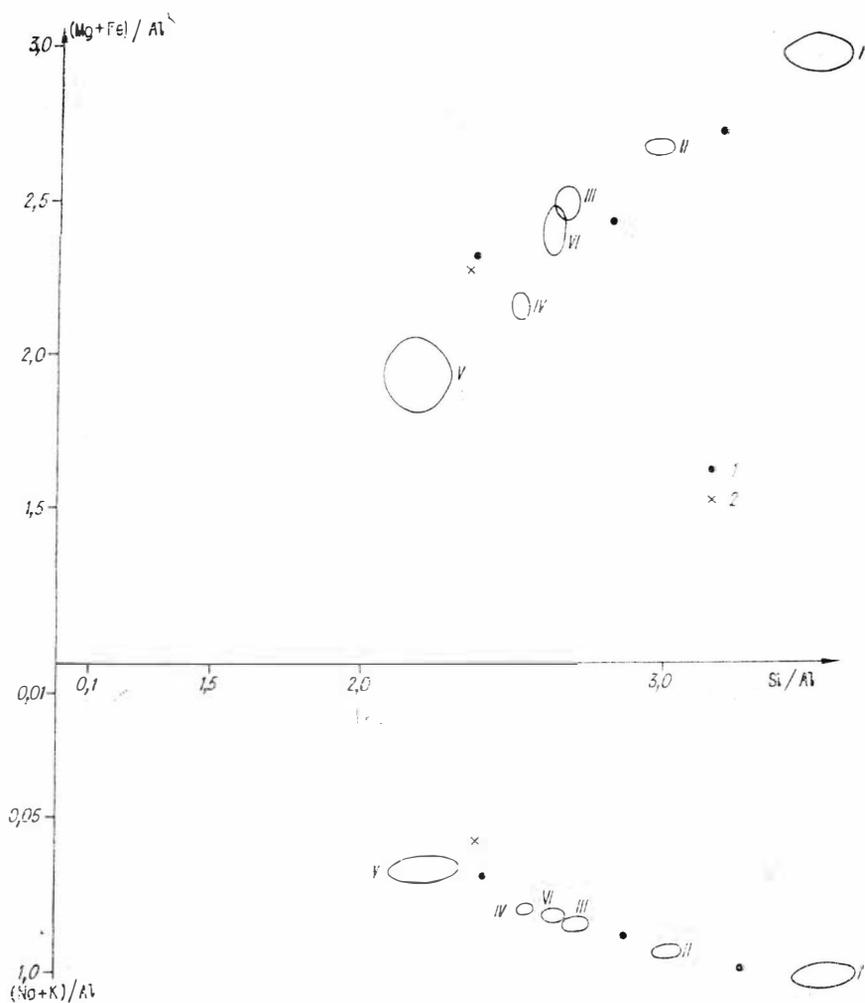


Рис. 28. Доверительные эллипсы, построенные по средним значениям величин Si/Al , $(Mg + Fe)/Al$, $(Na + K)/Al$ для биотитов различных типов щелочности. Типы щелочности биотитов: I — сильнощелочные, II — щелочные, III — умеренно-щелочные, IV — слабощелочные, V — нещелочные, VI — биотиты из эссекситов, габбро-диоритов, диорито-сиенитов; 1 — единичные анализы биотитов, 2 — анализ биотита из эссексита паяган-хунтейской свиты.

3. Нещелочной тип (V) биотита более характерен для бичурского комплекса, а щелочной (I) — для куналейского.

Известно (Соболев, 1949), что при кристаллизации минералов щелочи в первую очередь связывают алюминий, образуя полевые шпаты, а из темноцветных — биотит и амфибол. В случае, когда $\mu_{K_2O} > \mu_{Na_2O}$, образуются калишпат и биотит, в состав которых входит калий, при обратном соотношении щелочей ($\mu_{Na_2O} > \mu_{K_2O}$) — альбит и амфибол. Биотиты, богатые алюминием и обладающие низкой щелочностью, формируются в условиях, когда $\mu_{K_2O} > \mu_{Na_2O}$, что и наблюдается в бичурских гранитоидах, характеризующихся калиевой специализацией.

При повышении в системе μ_{Na_2O} натрия будет стремиться соединиться с алюминием калишпата с образованием альбита и захватывать часть алюминия из биотита, вследствие чего биотит обогатится Si, Mg, Fe — возникнет щелочной тип биотита (нередко с пониженным содержанием калия). По-видимому, перекристаллизацией нещелочных биотитов при повышении μ_{Na_2O} с образованием все более щелочных типов можно объяснить присутствие нещелочных («реликтовых») биотитов в щелочных гра-

Средние составы \bar{x} биотитов различных типов щелочности

Компонент, параметр	Щелочные			Компонент, параметр	Щелочные		
	I (7)	III (7)	V (10)		I (7)	III (7)	V (10)
S ^{IV}	3,052	2,831	2,796	Mn	0,111	0,060	0,032
Al ^{IV}	0,870	1,055	1,178	Mg	1,500	1,284	1,275
Al ^{VI}	0,001	—	0,095	Na	0,027	0,025	0,015
Ti ^{IV}	0,076	0,114	0,026	K	0,910	0,893	0,849
Ti ^{IV}	0,041	0,076	0,163	f	45,50	52,91	49,16
Fe ³	0,297	0,345	0,319	a	1,05	0,872	0,681
Fe ²	0,811	1,049	0,954				

витоидах (образцы 37-66, 1197 и др. в табл. 29) и, наоборот, щелочных биотитов в нещелочных породах бичурского и более древнего комплексов.

При дальнейшем увеличении $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ или более длительном его воздействии по биотиту образуются щелочные амфиболы (или щелочные пироксены), состав которых будет определяться составом, с одной стороны, исходного биотита, с другой — активностью натрия. Это можно наблюдать на примере щелочных биотитовых сиенитов Ара-Билютайского массива, где по щелочному маложелезистому биотиту развивается маложелезистый арфведсонит (обр. 1-87/1), а по высокожелезистому биотиту — высокожелезистый рибекит (обр. 110/3-69). В случае последующего повышения $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$ возможно повторное образование биотита по более ранним темноцветным минералам.

Таким образом, на основании изучения составов биотитов можно заключить о том, что они формировались в сложных физико-химических условиях, особенно при разнообразном режиме щелочей, что отражает в определенной степени сложность самого процесса становления гранитоидов.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Прежде чем перейти к рассмотрению условий образования изученных нами мезозойских гранитоидов, кратко охарактеризуем особенности каждого из выделенных интрузивных комплексов.

Массивы бичурского комплекса имеют сложное многофазное строение. В Малханской и Джиды-Хилокской структурно-фациальных зонах среди них выделяются три фазы. Породы первой распространены ограниченно и представлены эссекситовыми габбро, габбро и габбро-диоритами. Во вторую фазу сформировались крупные массивы сиенитов, граносиенитов, гранодиоритов, диоритов и гранитов. Они пестры по составу и часто обладают гибридным обликом. В них интенсивно развиты постмагматические процессы — хлоритизация биотита, реже хлоритизация роговой обманки, сосюритизация и серицитизация плагиоклаза, отложение по трещинам карбоната и эпидота. Как показано в главе III, все эти процессы происходят в кислой среде и сопровождаются выносом СаО. Третья фаза представлена гранитами.

В Удино-Витимской структурно-фациальной зоне породы первой фазы бичурского комплекса не обнаружены, а второй — пользуются ограниченным распространением.

Третья фаза бичурского комплекса представлена лейкократовыми биотитовыми, реже роговообманково-биотитовыми гранитами иногда с темным кварцем. Она развита преимущественно в Удино-Витимской структурно-фациальной зоне, хотя и в Малханской зоне к ней, наряду с небольшими штоками, относится и довольно крупный Хамнигадайский массив. Граниты третьей фазы значительно меньше, чем граниты второй, затронуты постмагматическими процессами.

Гранитоиды куналейского комплекса представлены щелочными разновидностями. Наиболее распространены среди них щелочные сиениты и нордмаркиты, значительно реже — щелочные граниты. Для всех пород комплекса характерно отсутствие плагиоклазов более основных, чем альбит, наличие микропертитовых и криптопертитовых калинатровых полевых шпатов, а среди темноцветных — гастингсита, катафорита, арфведсонита, рибекита, эгирина и биотита. Арфведсониты, рибекиты и эгирины часто бывают постмагматическими. Помимо них распространен постмагматический альбит.

Для большинства массивов комплекса, исключая Ара-Бюлютайский, гибридность не характерен.

Наиболее молодые граниты гуджирского комплекса образуют ряд небольших штоков в пределах Джиды-Хилокской структурно-фациальной зоны (Первомайский массив). Сложены они лейкократовыми биотитовыми гранитами и гранит-порфирами, часто грейзенизированными.

Заканчивая характеристику особенностей отдельных комплексов мезозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья, остановимся на объеме куналейского комплекса. Наблюдаемая в ряде случаев приурочен-

ность щелочных сиенитов куналейского комплекса к близким им по составу более древним субщелочным сиенитам (Харитоновский, Мало-Куналейский массивы), близость составов пироксенов интрателлурических вкрапленников щелочных сиенитов куналейского комплекса и пироксенов древних сиенитов (Харитоновский массив), соответствие тех и других по составу пироксенам формаций дифференцированных габбровых и норитовых интрузий древних платформ (Добрецов, 1974) говорят о глубоком заложении и унаследованности очагов щелочной магмы и позволяют предположить, что объем куналейского комплекса сильно завышен. Это в первую очередь относится к Удино-Витимской структурно-фациальной зоне, где выделены массивы гранитоидов куналейского комплекса площадью в сотни квадратных километров. При детальном исследовании часть из них может оказаться более древними — джидинскими.

По петрохимическим особенностям породы раннего этапа мезозойской активизации (бичурский комплекс) относятся к породам нормального ряда. Особенность их — повышенное содержание щелочей, близкое к такому в щелочных породах, и наряду с этим более высокие, чем в щелочных породах, содержания алюминия и кальция, благодаря чему повышается роль полевошпатовой извести и в составе темноцветных минералов отсутствуют щелочные амфиболы и пироксены.

Эволюция химизма от первых фаз к более поздним выражается в увеличении кислотности пород и уменьшении содержания всех остальных окислов, кроме щелочей, сумма которых увеличивается. При этом изменяется и соотношение щелочей — в основных породах натрий преобладает над калием, в кислых — калий над натрием. На фоне общей закономерности эволюции химизма пород в каждой зоне имеются свои специфические особенности.

В Малханской структурно-фациальной зоне наблюдается эволюция состава пород бичурского комплекса от трахидолеритов, эссекситов и габбро первой фазы к сиенитам, диоритам, граносиенитам и гранодиоритам второй и гранитам третьей фазы. При этом содержание Na_2O в породах разных фаз остается примерно на одном уровне с тенденцией к понижению в более поздних фазах, количество же K_2O увеличивается вместе с повышением кислотности пород.

В Удино-Витимской структурно-фациальной зоне среди пород бичурского комплекса наиболее распространены лейкократовые граниты калиевого типа, пересыщенные глиноземом.

В Джиде-Хилокской структурно-фациальной зоне породы бичурского комплекса при этом же соотношении фаз богаче щелочами, чем в Малханской зоне, за счет увеличения содержания калия.

Гранитоиды бичурского комплекса Малханской и Джиде-Хилокской структурно-фациальных зон ассоциируют обычно с коагматичными им вулканогенными образованиями тамирской и боргойской свит. Гранитоиды бичурского комплекса Удино-Витимской структурно-фациальной зоны связи с эффузивами не имеют. В ряде случаев вмещающими породами для них служат граниты джидинского комплекса, с которыми у гранитов бичурских четко выраженных отличий по химизму нет.

Гранитоиды следующего по возрасту за бичурским куналейского комплекса менее дифференцированы. В их составе наибольшим развитием пользуются две группы пород — щелочные сиениты, содержащие 60—65% SiO_2 , и щелочные граниты с 70—75% SiO_2 . Они принадлежат к пересыщенным SiO_2 породам, пересыщенным и богатым щелочами. Из щелочей натрий преобладает над калием. В массивах, сложенных породами куналейского комплекса, в эволюции исходного расплава проявляется пантеллеритовая тенденция, которая выражается в увеличении содержания кремнезема и уменьшении щелочей в направлении от пород ранних фаз массива к породам поздних фаз. Аналогичная тенденция в изменении химизма пород устанавливается от центральных частей массивов к их пери-

ферии. При этом содержание натрия по сравнению с калием уменьшается в большей степени и в заключительную стадию формируется жильная фация аплитов, близких к пэзанитам, исключением служит лишь Ара-Билутайский массив, в котором повышение содержания кремнезема в породах не сопровождается уменьшением содержания в них щелочей.

Граниты гуджирского комплекса в петрохимическом отношении принадлежат породам нормального ряда. От более древних бичурских лейкократовых гранитов они отличаются пониженным содержанием щелочей, повышенным — полевошпатовой извести и более низкой железистостью.

Изменение щелочности пород, коэффициентов железистости, агпайтности и окисления в связи с изменением содержания SiO_2 по структурно-фациальным зонам прослежено нами с помощью корреляционного анализа. Результаты приведены в табл. 42 и на построенном на основании ее рис. 29.

Как видно из таблицы, в породах бичурского комплекса поведение K_2O , коэффициентов железистости и агпайтности в связи с изменением кислотности пород сходно в Малханской и Джиди-Хилокской структурно-фациальных зонах. Поведение же натрия и коэффициента окисления различно. В породах Малханской зоны количество Na_2O уменьшается с увеличением содержания SiO_2 , а коэффициент окисления остается на том же уровне. В Джиди-Хилокской зоне нет связи между SiO_2 и Na_2O , но зато отмечается высокая положительная связь между SiO_2 и коэффициентом окисления. В породах Удино-Витимской зоны связи между SiO_2 , щелочами и коэффициентами окисления и железистости ниже 95%-ного уровня значимости. Единственная положительная связь отмечается здесь между SiO_2 и коэффициентом агпайтности, однако в изменении содержания Na_2O и коэффициента железистости в связи с увеличением кислотности пород намечаются те же тенденции, что и в породах бичурского комплекса Малханской структурно-фациальной зоны. Таким образом, основное отличие пород бичурского комплекса Удино-Витимской зоны от пород того же комплекса Малханской и Джиди-Хилокской зон заключается в отсутствии связей между SiO_2 и K_2O .

Слабые корреляционные связи в породах бичурского комплекса Удино-Витимской структурно-фациальной зоны, вероятнее всего, объясняются малой изменчивостью состава пород в выборке, поскольку среди них резко преобладают лейкократовые граниты.

Таблица 42

Корреляционная матрица для пород бичурского и куналейского комплексов по структурно-фациальным зонам

Структурно-фациальная зона	Центрузивный комплекс	Число анализов	$r_{\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}}$	$r_{\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}}$	$r_{\text{SiO}_2 - f}$	$r_{\text{SiO}_2 - \alpha}$	$r_{\text{SiO}_2 - f_{\text{OK}}}$
Малханская	Бичурский	45	-0.34	0.85	0.57	0.81	0.16
Удино-Витимская	»	14	-0.40	0.07	0.42	0.56	0.08
Джиди-Хилокская	»	50	0.09	0.60	0.51	0.73	0.59
Малханская	Куналейский	34	-0.70	-0.25	0.01	0.18	0.39
Удино-Витимская	»	131	-0.60	-0.68	0.44	0.37	-0.08
Джиди-Хилокская	»	39	-0.36	-0.64	-0.16	-0.41	0.59
»	Гуджирский	25	-0.09	-0.06	0.05	0.44	0.24

Примечание. $f = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}}$; $\alpha = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$; $f_{\text{OK}} = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$.

Режим щелочей в породах куналейского комплекса существенно отличается от режима щелочей бичурского комплекса наличием отрицательных корреляционных связей между SiO_2 и Na_2O во всех структурно-фациальных зонах и SiO_2 и K_2O в Удино-Витимской и Джиды-Хилокской зонах. По остальным сравнимым коэффициентам рассматриваемые структурно-фациальные зоны имеют ряд различий. В породах Малханской зоны отсутствует связь между коэффициентами алкальности и железистости и SiO_2 и отмечается положительная — между SiO_2 и коэффициентом окисления. В Удино-Витимской зоне нет корреляции между SiO_2 и $f_{\text{ок}}$ и выявлены положительные связи между SiO_2 и f и SiO_2 и α . В Джиды-Хилокской зоне наблюдается положительная связь с высоким уровнем значимости $\text{SiO}_2 - f_{\text{ок}}$, отрицательная — $\text{SiO}_2 - \alpha$, связь $\text{SiO}_2 - f$ отсутствует.

Особо следует остановиться на корреляционных связях $\text{SiO}_2 - f_{\text{ок}}$. Известно, что величина коэффициента окисления ($f_{\text{ок}}$) в значительной степени определяется глубиной формирования пород и, следовательно, положительные корреляционные связи $\text{SiO}_2 - f_{\text{ок}}$ могут свидетельствовать о менее глубоких условиях формирования пород, богатых SiO_2 . Поэтому можно говорить о более глубоком эрозионном срезе массивов мезозойских гранитоидов Удино-Витимской структурно-фациальной зоны и бичурских гранитов Малханской зоны по сравнению с массивами мезозойских гранитоидов Джиды-Хилокской структурно-фациальной зоны.

Сопоставление химизма пород близкой основности по структурно-фациальным зонам, проведенное в главе III, выявило, что мезозойские гранитоиды Малханской структурно-фациальной зоны богаче магнием, натрием и железом и беднее алюминием и калием, чем породы Джиды-Хилокской, и беднее алюминием и калием, чем породы Удино-Витимской зоны.

Различия в химизме гранитоидов мезозойского возраста являются следствием блокового строения региона. С учетом вертикальной петрохимической зональности гранитоидных плутонов (Амшинский, 1973) можно говорить, что гранитоиды Малханской структурно-фациальной зоны сформировались в более глубоких условиях, чем гранитоиды Джиды-Хилокской зоны.

Этот вывод подтверждается и данными изучения породообразующих минералов (см. главу IV). Сопоставление железистости пироксенов с железистостью вмещающих пород и составами минералов, находящихся в парагенезисе с пироксенами, свидетельствует о том, что породы первой фазы бичурского комплекса в Бичурском массиве (Малханская структурно-фациальная зона) образовались при более низком окислительном потенциале, чем близкие им по составу породы из массива р. Хамней (Джиды-Хилокская структурно-фациальная зона), Мало-Куналейский массив куналейского комплекса (Малханская структурно-фациальная зона) сформировался при более низком окислительном потенциале, чем Ара-Билютайский массив (Джиды-Хилокская зона). Поскольку величина окислительного по-

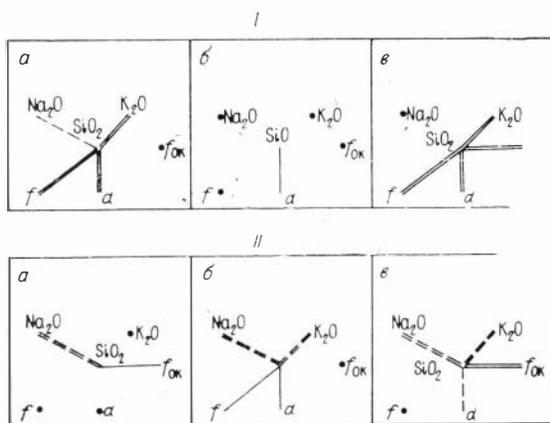


Рис. 29. Корреляционные схемы пород бичурского и куналейского комплексов по структурно-фациальным зонам.

I — бичурский интрузивный комплекс, II — куналейский; а — Малханская структурно-фациальная зона, б — Удино-Витимская, в — Джиды-Хилокская.

тенциала определяется в основном глубиной, то, следовательно, становление массивов как бичурского, так и куналейского комплексов в пределах Малханской структурно-фациальной зоны происходило на больших глубинах, чем в Джида-Хилокской зоне.

Следующим признаком, позволяющим судить о глубине формирования массивов, являются состав темноцветных и акцессорных минералов и содержание в породах элементов-примесей. Согласно принципу Ле-Шателье, повышение давления способствует увеличению в минералах переменного состава изоморфных примесей с меньшим ионным радиусом, например магнезия в железомагнезиальных силикатах, а понижение его — увеличению изоморфных примесей с большим ионным радиусом, например марганца, поскольку ионы его крупнее ионов железа. В этой связи результаты исследования составов амфиболов из пород бичурского и куналейского комплексов также позволяют говорить о большей глубине формирования мезозойских гранитоидов Малханской структурно-фациальной зоны по сравнению с гранитоидами Джида-Хилокской зоны (см. главу «Породообразующие материалы»).

Абсолютные глубины формирования массивов, судя по геологическим данным, не превышали нескольких километров, что устанавливается на основании многочисленных случаев прорывания гранитоидами бичурского комплекса вулканогенных отложений тамирской и боргойской свит и гранитоидами куналейского комплекса эффузивов цаган-хунтейской свиты, мощность которых в наиболее полно сохранившихся разрезах исчисляется первыми километрами. Об относительно малой глубине формирования мезозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья свидетельствует и наличие в экзоконтактах массивов мусковит-андалузитовых роговиков (Хамнигадайский и Мало-Куналейский массивы). В то же время состав породообразующих минералов, в частности наличие криптопертитов в центральной части зональных вкрапленников порфиридных нордмаркитов первой фазы становления Мало-Куналейского массива, свидетельствует о том, что очаг и камера становления щелочных гранитов куналейского комплекса были значительно разобщены в пространстве, поскольку, по данным О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958), криптопертиты могут образовываться на глубине не менее 15 км (Козубова, 1967).

Для суждения о физико-химических условиях образования гранитоидов нами изучались особенности и характер распределения в массивах включений минералообразующей среды в кварцах, измерялись температуры гомогенизации и давление во включениях, сопоставлялись с экспериментальными данными составы породообразующих минералов и роговиков в контактах с массивами гранитоидов, а также использовались геотермометры Л. Л. Перчука (1970, 1976).

На основании замеров температур гомогенизации по включениям в кварце гранитоидов бичурского комплекса температура расплава субщелочных гранитоидов 970—800°C. Минимальная температура высокоактивных кристалло-флюидных растворов, существовавших с расплавом, 470—450°C, максимальная — 650°C. Давление их во всем интервале от начала зарождения расплава до выравнивания химических потенциалов компонентов меняется от 4500 атм до равновесного, соответствующего условиям формирования массивов.

В процессе становления массивов наблюдается постмагматическое замещение, ассимиляция боковых пород, подкисление расплава, обогащение его водой. В апикальной части массива, на контакте его с кислой эффузивной тамирской толщей, избыток SiO_2 и щелочей выделяется в виде эвтектоидных локальных участков. Температура при этом составляла 570°C, давление флюида 2500 атм. В других массивах (Балягинский) избыток SiO_2 и щелочей выделяется в виде микропегматитовых жил. Температура эвтектики 650—450°C, давление флюида 1700 атм, в то время как аналогичные кристалло-флюидные включения в массиве дают давление флю-

ида до 3500 атм. Становление массивов по $P-T$ условиям происходило на средних глубинах.

Щелочные сиениты куналейского комплекса бедны высокотемпературными газовой-жидкими включениями. В них обнаружены лишь включения расплава с температурой гомогенизации 890°C. В щелочных гранитах того же комплекса включений значительно больше и наряду с расплавленными в них имеются высокотемпературные газовой-жидкие, кристалло-флюидные и гидротермальные солевые. Судя по температурам гомогенизации расплавленных включений, кристаллизация щелочных гранитов проходила при температурах 900—670°C и сопровождалась отделением жидкости от расплава (при 880—670°C), вскипание расплава (без поправок на давление) — в интервалах 570—450°C.

Установлена приуроченность кристалло-флюидных включений к апикальным частям массивов, сложенным щелочными гранитами, и различия их по морфологии, составу, температурам гомогенизации и плотности в зависимости от замещающих пород. В контакте с породами, близкими по составу щелочным гранитам, включения более высокотемпературные и плотность жидкости в них меньше, чем на контакте щелочных гранитов с эффузивами цаган-хунтейской свиты, где обнаруживается больше и расплавленных включений с более низкой температурой гомогенизации. Температура гомогенизации кристалло-флюидных включений в контакте с эффузивами 610—430°C, давление флюида в них выше, чем в более высокотемпературных. В шлифах, где встречаются подобные включения, наблюдаются зачатки микропегматитов.

Распределение включений минералообразующей среды в щелочных гранитоидах куналейского комплекса хорошо согласуется с известным положением о повышенной способности щелочных расплавов растворять летучие компоненты (Когарко, 1971) и отражает главную особенность эволюции пород куналейского комплекса — понижение щелочности пород в процессе кристаллизации. Этим объясняется богатство газовой-жидкими и кристалло-флюидными включениями щелочных гранитов комплекса и отсутствие подобных включений в щелочных сиенитах, поскольку по мере кристаллизации пород щелочи расходуются, щелочность расплава понижается и, когда она достигает до определенного уровня, летучие отделяются от расплава. Богатство щелочного расплава летучими (в частности, фтором) определило и более низкие температуры кристаллизации пород куналейского комплекса по сравнению с температурами образования пород бичурского комплекса.

Более низкая щелочность бичурских пород обусловила обилие в них одновременно расплавленных, высокотемпературных газовой-жидких и кристалло-флюидных включений. В процессе становления массивов повышалась их способность ассимилировать боковые породы. В результате среди пород комплекса широко распространены гибридные, содержащие большое количество разнообразных кристалло-флюидных включений. Температура гомогенизации расплавленных включений в породах бичурского комплекса 970°C, флюидных — 880—720°C и кристалло-флюидных — 650—450°C.

При сопоставлении составов породообразующих минералов с результатами экспериментальных работ по выявлению $P-T$ условий образования минералов (Вартанова, Завьялова, Щербакова, 1976) получены данные, хорошо согласующиеся с результатами термобарометрических исследований.

При изучении породообразующих минералов (см. главу IV) нам удалось проанализировать несколько пар сосуществующих минералов биотитов и роговых обманок, роговых обманок и пироксенов, биотитов и пироксенов, из них две пары с тройным парагенезисом биотит — роговая обманка — пироксен. Изучались минералы пород из сиенитов палеозойского возраста джидинского (?) интрузивного комплекса, выходящего в

Харитоновский массив, из сиенитов карбонового возраста (восточная оконечность Мало-Куналейского массива), из эссекситов, сиенитов, монцонитов, граносиенитов бичурского комплекса, эссекситов субвулканических тел цаган-хунтейской свиты, нордмаркитов и щелочных сиенитов куналейского комплекса.

Зависимость распределения элементов между минералами переменного состава от условий их образования, вслед за Д. С. Коржинским (1936), рассматривалась многими исследователями. Т. Барт (1962) впервые использовал распределение альбитового компонента между равновесными полевыми шпатами в качестве геологического термометра. Закономерностям распределения элементов между минералами в зависимости от температуры и давления посвящено много работ, в том числе А. А. Маракушева (1965, 1968), Л. Л. Перчука (1970), Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева и др. (1970), Н. Л. Добрецова и др. (1971), Л. Л. Перчука и И. Д. Рябчикова (1967). Особенно много работает в этом направлении Л. Л. Перчук, предложивший использовать ряд соотношений в сосуществующих минералах в качестве геологических термометров и барометров.

Характер распределения элементов в сосуществующих минералах Западного Забайкалья рассмотрен нами в специальной статье (Варганова, Завьялова, 1978), где, согласно рекомендации Н. Л. Добрецова (1971), при решении вопроса о равновесии сосуществующих минералов мы применили упрощенный корреляционный анализ.

По гранитоидам Западного Забайкалья нами были составлены три выборки и вычислены коэффициенты корреляции между содержаниями компонентов сосуществующих моноклинных пироксенов и биотитов и роговых обманок и биотитов.

Выявленные корреляционные связи позволяют говорить, что распределение катионов в изученных сосуществующих минералах приближаются к равновесным.

Для пары роговая обманка — моноклинный пироксен установлены высокие значения коэффициентов корреляции между одноименными ионами Si и Al, что отражает зависимость состава моноклинных пироксенов и роговых обманок от температуры, поскольку, согласно работам Н. Л. Добрецова и др. (1971) и Е. А. Костюк (1970), повышение температуры образования и моноклинных пироксенов и роговых обманок сопровождается увеличением в них содержания Al и уменьшением — Si.

Для пары моноклинный пироксен — биотит выявлены положительные связи $Si_B - Ti_{МП}$, $Si_B - Fe_{МП}^{3+}$ и $Si_B - (Na + K_{МП})$, отражающие зависимость состава минералов не только от температуры их образования, но и от окислительного потенциала и щелочности.

Для пары биотит — роговая обманка по содержанию ионов в минералах и характеру связей между ними в сосуществующих биотитах и роговых обманках можно выделить три группы ионов. В первой содержание их в обоих минералах высокое, но корреляционных связей между ними нет. Это — ионы Si, Al и Ti. Во второй группе ионов содержится много в обоих минералах, и они обнаруживают тесные корреляционные связи как между собой, так и с другими ионами. Это в первую очередь ионы железа и магния. И наконец, в третью группу выделяются ионы Ca, Na и K в биотитах и ион K в роговых обманках — они не обнаруживают никаких связей.

Отсутствие связей между ионами первой группы можно объяснить противоположными тенденциями зависимости составов минералов от температуры — высоким содержанием Al в роговых обманках, образовавшихся при высокой температуре, и низким — в высокотемпературных биотитах. Наличие корреляционных связей между ионами Mg и Fe свиде-

тельствует о равновесии между этими сосуществующими минералами. Отсутствие же связей в третьей группе вызвано низкими содержаниями ионов в одном из сосуществующих минералов.

Для подавляющего большинства сосуществующих минералов из изученных нами пород бичурского комплекса и палеозойских пород повышенной щелочности, но без щелочных темноцветных минералов отмечается увеличение железистости в ряду пироксен — роговая обманка — биотит. В щелочных породах куналейского комплекса соотношения железистости сосуществующих минералов обратные — железистость пироксенов всегда выше железистости амфиболов и биотита. И это понятно, поскольку пироксены представлены эгирином. Исключения наблюдаются только для пироксенов интрателлурических вкрапленников, окруженных катафоритами, которые наблюдались нами в нордмаркитах куналейского комплекса (табл. 43, образцы 408-70 и 582-66а). Пироксены в них представлены салитами, и соотношения железистости их и амфиболов такие же, как и в породах нормального ряда.

Данные по магнезиальности сосуществующих биотитов и нещелочных амфиболов и пироксенов были использованы нами для определения температур кристаллизации пород с помощью геотермометров Л. Л. Перчу-

Т а б л и ц а 43

Температуры кристаллизации пород по геотермометрам Л. Л. Перчука (1970, 1976) и замерам температур гомогенизации расплавных включений

Номер образца	Порода	Mg = Mg/(Mg+Fe+Al)			Температура, °C			
		Биотит	Амфибол	Пироксен	1	2	3	4
125/1-72	Сиепит	52,90	57,93		700			
151/1-72	»	50,27	59,30		700			
172/1-74	»	62,82	66,06		650			
172/7-74	»	63,91	68,30		650			
172/8-74	»	63,66	65,37		650			
176/2-74	»	38,30	49,88	58,1	700	750	650	
170/1-74	»	58,10		76,07		850		
279-70	»	51,70	56,61		650			
247-66	Эссексит		67,23	74,7			775	
213/2-72	Моидонит	52,85	62,96		725			950—970
777-70	Граносиепит	61,89	68,66		650			970
283а-70	Гранит	58,57	57,35		600			
25-69*	Габбро-диорит		59,85	66,4			850*	
90/1-70	Эссексит	51,78		66,32		725		
93/5-70	Сиепит	38,58	47,66	57,17	700	725	675	
16-69	Сиепитизированное габбро		50,53	82,8		1000		
183/3-72	Эссексит		60,16	76,76		825		
582-666	Нордмаркит		41,98	68,39			900	890
408-70	»		53,31	75,66			1000	
1197	Щелочной сиепит	48,47	54,79		700			780—880
87/1-70	»	64,07	65,90		650			

П р и м е ч а н и е. 1 — приближенная диаграмма фазового соответствия магнезиальностей роговой обманки и биотита; 2 — приближенная диаграмма фазового соответствия магнезиальностей биотита и пироксена; 3 — изотермы распределения магния между роговой обманкой и клинопироксеном; 4 — температуры гомогенизации расплавных включений методами термобарометрии.

* Температура получена по диаграмме фазового соответствия магнезиальностей амфибола и ортопироксена (Перчук, 1976).

ка (1970, 1976) (см. табл. 43). В таблице сведены данные по сосуществующим минералам из пород различного возраста и фациальной принадлежности — из крупных массивов, небольших штоков и субвулканических тел. При наличии анализов по тройным парагенезисам температуры определялись несколькими термометрами. В таблице приводятся также результаты замеров температур гомогенизации расплавных включений, полученные на тех же объектах методами термобарометрии (см. главу III).

Как видно из таблицы, наиболее стабильные температуры получены с помощью диаграммы фазового соответствия магнезиальностей роговой обманки и биотита — для монцоцитов она равна 725°C, для сиенитов — 700—650, для граносиенитов — 650 и гранитов — 600°C. Температуры, определенные по диаграмме фазового соответствия магнезиальностей биотита и пироксена, дают разброс значений для эссексита от 725 (обр. 90/1-70) до 825°C (183/3-72) (обр. 90/1-70 — из небольшого штока, 183/3-72 — из субвулканического тела), для сиенитов — от 725 (обр. 93/5-70) до 850°C (170/1-74) (обр. 93/5-70 — из небольшого штока, 170/1-74 — из центральной части крупного массива). Учитывая, что температуры кристаллизации пород небольших гипабиссальных тел выше, чем пород крупных массивов, в данном случае можно было ожидать обратных соотношений.

Сопоставление температур, полученных для одних и тех же образцов, показывает, что наиболее низкие значения получаются при использовании роговообманково-клинопироксенового термометра, а наиболее высокие — биотит-клинопироксенового. Разброс значений температур, определенных разными термометрами, колеблется от 50 до 100°C.

Сравнение температур, полученных с помощью геотермометров Л. Л. Перчука (1970, 1976), и температур гомогенизации расплавных включений показывает, что первые часто сильно занижены и совпадают лишь для нордмаркитов куналейского комплекса (обр. 582—666), что следует учитывать при использовании составов сосуществующих минералов в качестве геологических термометров.

Состав и распределение породообразующих минералов, помимо температуры, зависят также от режима щелочей. Благодаря более высокому потенциалу щелочей кальциевые пироксены интрателлурических вкрапленников из пород куналейского комплекса, близкие по содержанию Са и Na пироксенам из пород бичурского комплекса, богаче эгириновым компонентом, т. е. обладают более высокой щелочностью, тогда как в пироксенах бичурского комплекса больше жадеитового и чермакитового компонентов. Высоким потенциалом натрия определяется и преобладание эгиринов среди пироксенов куналейского комплекса.

Амфиболы в породах бичурского комплекса представлены обыкновенной роговой обманкой. Эволюция состава их в процессе становления массива определялась понижением содержания алюминия и щелочей, постоянством содержания кальция и стабильными окислительно-восстановительными условиями.

Амфиболы в породах куналейского комплекса разнообразны по составу. Наряду со щелочными, в них встречаются и разновидности, близкие по составу обыкновенной роговой обманке. Последние всегда находятся в центральной части зерен периферии, сложенной амфиболами щелочного типа. Сопоставление по щелочности пород и амфиболов показывает, что каждая из выделенных групп амфиболов образуется в породах определенной щелочности. При $\alpha \leq 0,7$ амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой, в интервале 0,7—0,9 — гастингситом, при $\alpha \geq 0,95$ — катафоритами, рибекитами и арфведсонитами. Для щелочных пород зависимость щелочности породы и типа амфибола отмечается только в пре-

делах отдельных массивов. При этом незначительное изменение щелочности пород (менее 0,1%) вызывает резкое изменение щелочности амфиболов.

Составы изученных биотитов обнаруживают четкую зависимость от основности пород, состава находящихся с ними в парагенезисе минералов и режима щелочей. В отдельно взятых массивах от основных пород к кислым в биотитах уменьшаются содержания Si, Ti, Fe²⁺, Mg, K и Na и увеличиваются — Al, Fe³⁺ и Mn. Наиболее богаты железом биотиты в парагенезисе с феррогастингситом; наиболее бедные — в парагенезисе с магнезиальными щелочными амфиболами. Биотиты, содержащие 40—50% железистого компонента, чаще всего ассоциируют с амфиболами, близкими по составу обыкновенной роговой обманке.

По степени щелочности исследованные биотиты расчленяются на ряд типов. Несмотря на разнообразие составов биотитов, часто даже в пределах одного массива, крайний по щелочности тип — щелочной (I) — чаще встречается в щелочных сиенитах и гранитах куналейского комплекса, а нещелочной (V тип) — в породах бичурского комплекса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мезозойские гранитоиды Юго-Западного Забайкалья приурочены к области активизации палеозойских складчатых областей Западного и Центрального Забайкалья, которая началась в верхнем палеозое в северо-восточной части региона, к началу мезозоя достигла значительного развития и сопровождалась интенсивной магматической деятельностью. В результате активизации сформировался Западно-Забайкальский вулканический пояс (Комаров и др., 1966; Хренов и др., 1966), вытянутый в северо-восточном направлении на сотни километров в пределах Западного и Центрального Забайкалья и в южной части Витимского плоскогорья.

Развитие магматизма в пределах Западно-Забайкальского вулканического пояса в общих чертах происходило следующим путем:

1. В ранние этапы активизации, охватывающие верхний палеозой — нижний триас, сформировались мощные толщи вулканогенных образований (тамирская и боргойская свиты) и комагматичные им крупные массивы гранитоидов нормального ряда (бичурский комплекс) с несколько повышенным содержанием щелочей.

2. В верхнетриасовое время образуются эффузивные толщи более щелочные, чем эффузивы первого этапа активизации (цаган-хунтейская свита), и комагматичные им щелочные гранитоиды куналейского комплекса.

3. В нижне-среднеюрское время формируются мощные толщи эффузивов ичетуйской серии преимущественно основного состава с повышенными содержаниями щелочей без проявления интрузивного гранитоидного магматизма.

4. В верхнеюрское — нижнемеловое время образуются небольшие штоки лейкократовых гранитов нормального ряда (гуджирский комплекс), приуроченные к разломам северо-западного простирания и не имеющие связи с эффузивами.

5. На фоне общих закономерностей развития мезозойского магматизма проявление его в различных частях региона неоднородно и определяется условиями формирования, существовавшими в структурно-фациальных зонах — Малханской, Удино-Витимской и Джиды-Хилокской:

а) в Малханской структурно-фациальной зоне мезозойский и интрузивный магматизм наиболее интенсивным был в ее юго-западной части, где известны крупные массивы гранитоидов бичурского комплекса площадью свыше 100 км². Более поздние образования щелочных гранитоидов куналейского комплекса менее распространены. Гранитоиды обоих комплексов обычно ассоциируют с комагматичными им эффузивами. Граниты гуджирского комплекса в пределах зоны не обнаружены;

б) в Удино-Витимской структурно-фациальной зоне гранитоиды бичурского комплекса менее распространены, чем в Малханской зоне. Вмещающими породами для них являются обычно гранитоиды джидинского комплекса. Гранитоиды куналейского комплекса, в отличие от бичурских,

распространены значительно шире, чем в Малханской зоне, и часто ассоциируют с эффузивами цаган-хунтейской свиты. В отдельных случаях на примере Харитоновского массива установлено, что площади распространения щелочных сиенитов куналейского комплекса очень завышены. Наряду со щелочными гранитоидами куналейского комплекса в пределах зоны известны субщелочные гранитоиды, укладываемые в те же возрастные рамки, что и щелочные гранитоиды куналейского комплекса, но резко отличающиеся от них по характеру породообразующих минералов. Гранитоиды гуджирского комплекса в пределах зоны отсутствуют;

в) в Джиде-Хилокской структурно-фациальной зоне массивы гранитоидов бичурского комплекса невелики по размерам и по характеру пород и постмагматических процессов в них очень близки породам бичурского комплекса Малханской структурно-фациальной зоны. Вмещающими породами служат обычно эффузивы боргойской свиты, комагматичные гранитоидам бичурского комплекса.

Массивы щелочных гранитоидов куналейского комплекса также невелики по размерам. Наряду с ними в пределах зоны отмечен ряд небольших тел нефелиновых сиенитов, возраст которых соответствует возрасту гранитов куналейского комплекса.

В пределах зоны выделяются лейкократовые граниты нормального по щелочности ряда, относящиеся к гуджирскому комплексу.

б. Эволюцию состава и условий образования мезозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья можно представить таким образом:

а) породы бичурского комплекса характеризуются повышенными содержаниями щелочей, алюминия и кальция и отсутствием щелочных темновесных минералов:

б) общая эволюция химизма пород бичурского комплекса — увеличение кислотности и уменьшение содержания всех остальных окислов, кроме щелочей, от первых фаз к поздним;

в) поведение щелочей в каждой из выделенных структурно-фациальных зон различно: в Малханской и Джиде-Хилокской зонах содержание Na_2O в породах разных фаз остается примерно на одном уровне, количество K_2O увеличивается с повышением кислотности пород. Породы Джиде-Хилокской зоны при этом богаче калием, чем близкие по основности породы Малханской зоны. Граниты Удино-Витимской зоны калиевые;

г) гранитоиды куналейского комплекса менее дифференцированы, чем бичурского. В эволюции химизма их четко проявляется пантеллеритовая тенденция — уменьшение содержания щелочей с повышением кислотности пород. При этом количество натрия по сравнению с калием уменьшается в большей степени;

д) гуджирские граниты беднее щелочами, чем бичурские, и богаче полевошпатовой известью;

е) верхний температурный предел кристаллизации гранитоидов бичурского комплекса 970°C , куналейского — 900°C ;

ж) режим летучих в отдельно взятых комплексах существенно различен — бичурские гранитоиды формировались в условиях наличия обильных равновесных с расплавом летучих, в куналейских щелочных сиенитах отделение летучих от расплава происходило лишь в кислых разностях в апикальных частях массивов;

з) особенности режима летучих определили широкое развитие гибридного и постмагматических процессов в бичурских гранитоидах;

и) глубины становления мезозойских массивов гранитоидов не превышали нескольких километров. Очаг и камера были значительно разобщены. При этом гранитоиды Малханской структурно-фациальной зоны сформировались в более глубинных условиях, чем Джиде-Хилокской;

к) массивы мезозойских гранитоидов Удино-Витимской и Малханской зон более глубоко эродированы, чем массивы Джиде-Хилокской структурно-фациальной зоны.

Амшинский Н. Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов. Новосибирск, 1973. 200 с.

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Краткий очерк вулканизма Удино-Хилокского междуречья (Западное Забайкалье).— В кн.: Труды института геологических наук. Серия геол., № 49. М., 1951, вып. 128, с. 48—119.

Аристов В. В., Ляхов Л. Л., Зубатарова Л. И., Петрова М. Г., Соловьев Г. А., Королев Б. Н., Кадверов И. Н. Комплексные геолого-геохимические исследования рудных районов. М., «Недра», 1969. 175 с.

Базаров Л. Ш. О возможном термобарометрическом значении высокотемпературных первичных включений жидкостей и газов в минералах гранитов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. I. М., «Наука», 1968, с. 184—188.

Базаров Л. Ш., Косалс Я. А., Сенина В. И. Включения расплава в кварце мелкозернистых биотитовых гранитов.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 4, с. 856—858.

Бакуменко И. Т. Закономерные кварц-полевошпатовые срастания в пегматитах и их генезис. М., «Наука», 1966. 185 с.

Бакуменко И. Т., Колячо С. С., Соболев В. С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 5, с. 1127—1130.

Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 20.

Батлер Б. К. М. Состав слюд в метаморфических породах.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 376.

Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б., Хренов П. М., Чернов Ю. А. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). М., Изд-во АН СССР, 268 с. (Тр. Вост.-геол. ин-та, вып. 8).

Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O .— В кн.: Полевые шпаты. Т. 1. М., ИЛ, 1952, с. 134—165.

Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., «Недра», 1964. 132 с.

Вартанова Н. С. Пироксены из мезозойских щелочных гранитоидов Забайкалья.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 72—78.

Вартанова Н. С., Завьялова И. В. Сосуществующие минералы гранитоидов Забайкалья.— В кн.: Проблема петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1978.

Вартанова Н. С., Щербакова З. В. Характеристика постагматических процессов в гранитоидах Восточного Забайкалья на основе термометрических исследований.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VI. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 164—202.

Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Григорьева Т. Н. Амфиболы из мезозойских щелочных гранитоидов Забайкалья.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 5—13.

Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Поспелова Л. Н. Амфиболы мезозойских гранитоидов юга Бурятии.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 99—113.

Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Поспелова Л. Н. Сравнительная характеристика биотитов из мезозойских гранитоидов Западного Забайкалья (по данным микрозонда).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 114—123.

Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972. 264 с.

Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Мезозойские щелочные гранитоиды Западного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1976. 173 с.

Василенко В. Б. Петрографо-минералогические особенности гибридного гранитоида Удинского массива (Восточное Забайкалье).— «Геол. и геофиз.», 1973, № 11, с. 58—71.

Вахрушев В. А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий для генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 3, с. 707—709.

Великославинский Д. А. Изменения составов биотитов и гранатов из разных метаморфических зон Мамско-Бодайбинской толщи.— В кн.: Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР. Вып. 11. М.— Л., «Наука», 1960, с. 302—307.

Великославинский Д. А. Изменения соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме.— В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.— Л., «Наука», 1965, с. 47—60.

Дворкин-Самарский В. А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1965. 275 с.

Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М. Некоторые черты геохимии и петрографии гранитоидов юга Бурятии.— В кн.: Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1966, с. 29—39. (Тр. БКННН СО АН СССР, вып. 22).

Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М., Каперская Ю. Н. Эволюция постмагматических процессов в гранитоидах Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1975. 117 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М., «Мир», 1965. 405 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Группа полевых шпатов.— В кн.: Породообразующие минералы. Т. 4. М., «Мир», 1966а, с. 9—204.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Окислы.— В кн.: Породообразующие минералы. Т. 5. М., «Мир», 1966б, с. 9—105.

Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М., «Недра», 1972. 375 с.

Добрецов Н. Л., Маковская Н. С. Применение вероятностно-статистических методов в геологии. Новосибирск, «Наука», 1967. 121 с.

Добрецов Н. Л., Зуенко В. В., Шемякин М. Л. Статистические методы в геологии. Новосибирск, «Наука», 1974. с. 138.

Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолын В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971. 450 с.

Жалсабон Д. Ж., Максимова Э. А. О соотношении гранитоидов гуджирского и куналейского комплексов Западного Забайкалья.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 3. Улан-Удэ, 1967, с. 62—68.

Жалсабон Д. Ж., Максимова Э. А. Некоторые новые данные о строении и составе Первомайского рудоносного массива гранитоидов (Юго-Западное Забайкалье).— В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья. Чита, 1968, с. 92—93.

Жалсабон Д. Ж., Скрипкина В. В., Максимова Э. А. Мезозойские интрузивные формации юга Бурятии (Западное Забайкалье).— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967, с. 74—79.

Жалсабон Д. Ж., Лямина Н. А., Максимова Э. А., Скрипкина В. В., Перипова Э. П., Языр М. М. Магматические формации Западного Забайкалья.— В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, 1969, с. 59—69.

Жалсабон Д. Ж., Лямина Н. А., Максимова Э. А., Скрипкина В. В., Перипова Э. П., Языр М. М., Кузьмин И. Я. Магматические формации Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967, с. 68—74.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950. 378 с.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М., Госгеолтехиздат, 1960. 155 с.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961. 474 с.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961. 372 с.

Завьялова И. В., Вартанова И. С. Рудные минералы щелочных пород куналейского комплекса.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 45—54.

Завьялова И. В., Архипенко Д. К., Усова Л. В. Грандидьерит из Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 154—160.

Завьялова И. В., Вартанова И. С., Архипенко Д. К., Григорьева Т. Н., Солотгина Э. П. О находке грандидьерита в Западном Забайкалье.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 213, № 4, с. 926—929.

Залашкова Н. Е., Капицова Т. А. О составе биотитов из мезозойских гранитов Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимические исследования. Вып. 2. М., 1972, ИМГРЭ, с. 27—35.

Иванов В. С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Июльгинского интрузивов Центральной Чукотки).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 7, с. 20—30.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971. 267 с.

Кебезинская В. В. Верхнепалеозойский вулканизм Токраудского синклиория (Центральной Казакстан). Новосибирск, «Наука», 1969. 194 с.

Киселев А. И., Салтыковский А. Я. Схема мезозойского вулканизма Западно-Забайкальского вулканического пояса.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1967, т. XLII, вып. 6, с. 76—84.

Коваленко В. И., Писарская В. А., Пополитов Э. И. Парагенезисы рибекит-арфведсонитов и фации щелочных гранитоидов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 9 с. 32—45.

Когарко Л. Н. Магматические равновесия в природных системах повышенной щелочности.— В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971, с. 57—71.

Козубова Л. А. Интрузивный магматизм юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской складчатости (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Л., 1967. 21 с.

Козубова Л. А. Мезозойские интрузии юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны.— В кн.: Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964, с. 92—106.

Козырева Л. В., Поляков К. И. Кристаллохимические особенности пироксенов Хибинского массива.— В кн.: Минералы Кольского полуострова. М., «Наука», 1966, с. 3—12.

Комаров Ю. В. Формационный ряд магматизма мезозойской орогенной активизации Западного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 4(6). Чита, 1969. 236 с.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О природе мезозойской активизации Забайкалья.— В кн.: Труды Второго совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964, с. 119—239.

Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн.: Академику Д. С. Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокапятилетию научной деятельности. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 242—264.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 179 с.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 21—30.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967, с. 298.

Кориковский С. П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрографии. М., «Наука», 1968, с. 138—165.

Косале Я. А. Геохимические особенности мезозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья в зависимости от тектонической обстановки их формирования.— В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (тектоника Забайкалья). Улан-Удэ, 1973, с. 172—173.

Косале Я. А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 231.

Косале Я. А., Дмитриева А. Н. Многоэтапность гидротермального метаморфизма и редкометалльного рудообразования (Первомайский массив, Юго-Западное Прибайкалье).— «Геол. и геофиз.», 1971, № 10, с. 46—52.

Костюк В. П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск, «Наука», 1974. 246 с.

Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970. 310 с.

Кривенко А. П., Гулецкая Э. С. О составе пироксенов габбро-спенитовой формации на примере плутона Большой Таскыл в Кузнецком Алатау.— «Докл. АН СССР», 1968, с. 180, № 4, с. 958—961.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 386 с.

Кузнецова Ф. В. Нефелиновые спениты Боргойского хребта.— «Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. мин. о-ва», 1962, вып. 3, с. 119—124.

Кудев Ю. С. О некоторых сторонах парагенетической роли отношений $Fe_2O_3 : FeO$ в магматических породах.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 11, с. 63—67.

Ладаева В. М. Нефелиновые спениты южных районов Бурятии.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 1. Улан-Удэ, 1960, с. 101—106.

Лебедева А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-спенитового плутона (Восточный Саян).— В кн.: Труды ИГЕМ. Вып. 97. М., 1963. 152 с.

Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Соотношения термодинамических параметров $P-T-U$ для воды и 30%-ных водных растворов $NaCl$.— ЗВМО, 1956, ч. 85, вып. 4, с. 529—534.

Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Соотношения основных термодинамических параметров для части системы $H_2O-NaCl$.— «Геохимия», 1961, № 2, с. 133—142.

Максимова Э. А. Аксессуары минералы и элементы-примеси в породах мезозойских гранитоидных формаций Юго-Западного Забайкалья.— Автореф. канд. дис. Улан-Удэ, 1972. 20 с.

Маракушев А. А. Некоторые минеральные фации метаморфических пород, бедных кальцием.— Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. Пробл. 13. Чарнокиты. М., 1964, с. 54—76.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 326 с.

Маракушев А. А. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 7, с. 21—39.

Маракушев А. А. Влияние температуры на равновесие ортопироксен — клинопироксен и ортопироксен — оливин.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 31—51.

Маракушев А. А., Тарарин И. В. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 3, с. 20—37.

Миллер Р. Л., Кан Дж. С. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965. 480 с.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.

Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 151 с.

Новиков В. А. Геологическое развитие Южной Бурятии в мезозое (Юго-Западное Забайкалье). Автореф. канд дис. Иркутск, 1972. 26 с.

Островский И. А. Условия минералообразования в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода. М., Изд-во АН СССР, 1956. 200 с.

Никитина Л. П. О содержании кремния в железо-магнезиальных слюдах метаморфических пород.— В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.— Л., «Наука», 1965, с. 140—148.

Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок.— В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М., «Наука», 1964, с. 24—31.

Офтедаль Х. Полевые шпаты изверженного комплекса района Осло.— В кн.: Полевые шпаты. Т. I. М., ИЛ, 1952. 363 с.

Панина Л. И. О генезисе нефелиновых спенитов Боргой.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 8, с. 114—115.

Панина Л. И. Минералого-генетическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972. 127 с.

Перчук Л. Л. Эффект кислотно-основного взаимодействия компонентов в системе эгирин — геденбергит — диопсид.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 6, с. 1461—1464.

Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центральной Туркестано-Алая. М., «Наука», 1964, с. 9—233.

Перчук Л. Л. Равновесие породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 390 с.

Перчук Л. Л. Сосуществующие минералы. Л., «Недра», 1971. 424 с.

Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М., «Недра», 1976. 286 с.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962. 1063 с.

Ращин Г. А. К вопросу об особой роли железа при кристаллизации силикатных расплавов в неравновесных условиях.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1961, № 11, с. 42—49.

Годонов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964. 102 с.

Сагалуев Д. Д. Щелочные породы Боргойского хребта.— В кн.: Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960, с. 150—154.

Сарманов О. В., Вспетелиус А. В. О корреляции между процентными величинами.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 1, с. 22—26.

Сердюченко Д. П. О химической конструкции и классификации слюд.— «Докл. АН СССР», 1948, т. 59, № 3, с. 545—548.

Скобло В. М., Лямина Н. А. Новые данные к решению вопроса о возрасте и стратиграфическом положении петропавловской свиты.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. VIII. Улан-Удэ, 1962, с. 3—10.

Скринников О. Г. Некоторые данные об абсолютном возрасте щелочных пород Енхорского массива.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. IX. Улан-Удэ, 1965, с. 132—135.

Скрипкина В. В. Щелочная вулканоплутоническая ассоциация пород нижнего течения р. Хилок (Западное Забайкалье). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. X. Улан-Удэ, 1966, с. 15—25.

Смирнов Г. В. Щелочные породы Енхорского массива.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. VII. Улан-Удэ, 1961, с. 94—108.

Смирнов Г. В. Петрохимические особенности нефелиновых спенитов бассейна нижнего течения р. Джиды.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Бурятии. Улан-Удэ, 1963, с. 72—82. (Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 12).

Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968. 439 с.

Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона.— «Уч. зап. Львовского гос. ун-та. Серия геол.», 1947, т. VI, вып. 5. 138 с.

Соболев В. С. Введение в минералогии силикатов. Львов, 1949. 321 с.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— «Мин. сб. Львовского геол. о-ва», 1950, № 4, с. 3—19.

- Соболев В. С. Федоровский метод. М., Гостехиздат, 1954. 262 с.
- Соболев В. С., Бакуненко И. Т., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4, с. 24—35.
- Соболев В. С., Костюк Е. А. Группа амфиболов.— В кн.: Добрецов Н. Л. и др. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, с. 379—400.
- Соловьев А. Т., Чупров В. В., Мойжес И. Б. Геохимические особенности поведения фтора в щелочных породах Забайкалья.— «Геохимия», 1967, № 3, с. 321—329.
- Таттл О. Ф. Оптические исследования щелочных полевых шпатов.— В кн.: Полевые шпаты. Т. 2. М., ИЛ, 1965, с. 342—358.
- Тенчик В. Е. О координации титана в слюде.— В кн.: Конституция и свойства минералов. Т. 1. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Трегер В. Е. Оптическое определение городообразующих минералов. М., «Недра», 1968. 197 с.
- Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В. Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР. 203 с.
- Урбах В. Ю. Биохимические методы. М., «Наука», 1964. 415 с.
- Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., «Наука», 1971. 344 с.
- Фельдман В. И. Последовательность и условия кристаллизации городообразующих минералов щелочных гранитоидов Тайдунского массива.— «Изв. вузов. Геол. и разведка», 1969, № 12, с. 45—53.
- Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. 5. М., Изд-во АН СССР. 850 с.
- Фоминых В. Г., Свяжин Н. В. О составе акцессорного титаномagnetита в различных генетических типах гранитоидов Урала.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 5, с. 1088—1090.
- Хитаров Н. И. Вопросы петрогенезиса в свете экспериментальных данных.— «Геохимия», № 6, 1958, с. 524—534.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 277—316.
- Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Харьков, 1953. 94 с.
- Чупров В. В. Петрология и геохимия Харитоновского щелочного массива (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Л., 1970. 22 с.
- Чупров В. В. Акцессорные минералы в породах Харитоновского массива (Западное Забайкалье).— ЗВМО, 1972, вып. 4, с. 430—437.
- Шерemet Е. М., Гормашева Г. С., Глазунова А. Д. Геохимические признаки формационной принадлежности мезозойских интрузивных комплексов Западного Забайкалья.— «Геохимия», 1976, № 1, с. 55—66.
- Шерemet Е. М., Гормашева Г. С., Сапожников А. Н. К петрологии мезозойских щелочных гранитоидов Западного Забайкалья.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1976, № 1, с. 24—38.
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Фоминых В. Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала.— ЗВМО, 1964, ч. 93, вып. 5, с. 591—605.
- Щербаков И. Б. О глиноземистости биотитов из метаморфических пород.— «Геологичный ж.», 1965, № 25, вып. 1, с. 16—24.
- Щербакова З. В. О температурах формирования субщелочных пород.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 170—177.
- Щербакова З. В., Варганова Н. С. Особенности газовой-жидких включений в гранитоидных комплексах Западного Забайкалья.— В кн.: Тезисы докладов на IV региональном совещании по термобарогеохимии процессов минералообразования. Ростов, 1973, с. 196—197.
- Щербакова З. В., Солнцев В. П. Физико-химические свойства циркона в щелочных гранитоидах куналецкого комплекса.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 124—129.
- Щербакова З. В., Варганова Н. С., Кривоуцкая Л. М. О температурах образования калинатровых полевых шпатов щелочных гранитоидов куналецкого комплекса.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 303—309.
- Щербина В. В. Зависимость изоморфных замещений от давления.— «Геохимия», 1965, № 5, с. 544—550.
- Щукин В. Г. О возможности применения коэффициента окисления железа для классификации вулканогенных пород.— «Геохимия», 1963, № 8, с. 759—763.
- Эрнст В. Г. Щелочные амфиболы.— В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., ИЛ, 1963, с. 498—507.
- Noekolds S. P. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rock.— «Amer. J. Sci.», 1974, v. 245, N 7, p. 422—443.
- Tuttle O. F., Voew N. L. Origin of granite the system Na Al Si₃O₈—K Al Si₃O₈—SiO₂—H₂O.— «Geol. Soc. Amer. Mem.», 1958, v. 74, p. 153.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Н. С. Вартанова)	3
Глава I. Структурно-тектоническая позиция и краткая характеристика мезозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья (Н. С. Вартанова).	5
Малханская структурно-фациальная зона (Н. С. Вартанова, З. В. Щербакова)	6
Удино-Витимская структурно-фациальная зона (Н. С. Вартанова, З. В. Щербакова)	13
Джида-Хилокская структурно-фациальная зона (И. В. Завьялова)	21
Глава II. Петрохимические особенности пород (Н. С. Вартанова)	31
Петрохимические особенности пород Малханской структурно-фациальной зоны (Н. С. Вартанова)	32
Петрохимические особенности пород Удино-Витимской структурно-фациальной зоны (Н. С. Вартанова)	45
Петрохимические особенности пород Джида-Хилокской структурно-фациальной зоны (И. В. Завьялова)	55
Сравнительная характеристика петрохимических особенностей пород бичурского и куналейского комплексов по структурно-фациальным зонам (Н. С. Вартанова)	68
Сравнительная характеристика химизма гранитов гуджирского комплекса и лейкократовых гранитов бичурского и куналейского комплексов (Н. С. Вартанова)	69
Глава III. Термобарометрические исследования гранитоидов бичурского комплекса и сопоставление их со щелочными гранитоидами куналейского комплекса (З. В. Щербакова)	76
Глава IV. Породообразующие минералы мезозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья (Н. С. Вартанова)	84
Пироксены (Н. С. Вартанова)	—
Амфиболы (Н. С. Вартанова)	93
Биотиты (И. В. Завьялова)	114
Глава V. Физико-химические условия образования и эволюция состава мезозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья (Н. С. Вартанова, И. В. Завьялова, З. В. Щербакова)	142
Заключение	152
Литература	154

**Нина Саркисовна Вартанова,
Ирина Владимировна Завьялова,
Зинаида Владимировна Щербакова**

**МЕЗОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ
ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Ответственный редактор **Георгий Владимирович Пинус**

Редакторы издательства **Л. Н. Каскевич, Н. Г. Рязанова**
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**
Художник **В. В. Растегаев**
Технический редактор **А. В. Семкова**
Корректоры **В. В. Борисова, Е. М. Зимина**

ИБ № 9847

Сдано в набор 19.12.77 Подписано к печати 27.11.78. МН-02116. Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Условн. печ. л. 14 + бандероль.
Уч.-изд. л. 16,5 Тираж 1000 экз. Заказ № 801. Цена 2 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Критерии различия по Стьюденту (t) и Фишеру (F) основных пород Малханской структурно-фациальной зоны

Окисел, характеристика, коэффициент	М-2а (8)	М-3а (4)	М-5а (6)	М-8а (12)	Усл. символ анализов (их число)	Al ₂ O ₃				Fe ₂ O ₃				FeO				MnO						
						М-2а (8)	М-3а (4)	М-5а (6)	М-8а (12)	М-2а (8)	М-3а (4)	М-5а (6)	М-8а (12)	М-2а (8)	М-3а (4)	М-5а (6)	М-8а (12)	М-2а (8)	М-3а (4)	М-5а (6)	М-8а (12)			
SiO ₂	52,71 4,84	50,00 1,41	52,11 1,57	52,17 1,82	М-2а (8)		2,67 10			2,91 10			2,60 10											
Al ₂ O ₃	16,50 0,82	17,67 0,37	17,29 1,58	16,67 1,24	М-3а (4)					2,76 8	3,45 14							16,0 7-3				2,87 16	t/f	
Fe ₂ O ₃	4,98 1,61	7,03 1,75	4,54 1,99	4,84 1,40	М-5а (6)																			
FeO	4,80 1,18	2,81 1,41	4,42 1,35	3,89 1,10	М-8а (12)		11,2 11-3											16,0 7-11						
MnO	0,20 0,08	0,15 0,02	0,18 0,04	0,14 0,02		<i>F/(f₁-f₂)</i>																		
K ₂ O	2,30 0,96	1,37 0,58	1,74 0,70	2,42 0,53	Усл. символ анализов (их число)	K ₂ O				a				c				e						
a	13,30 3,18	12,40 0,57	12,00 1,99	13,71 1,75	М-2а (8)					10,4 7,85			10,0 2,59											
c	4,59 1,98	6,45 0,31	6,49 1,07	4,80 1,10	М-3а (4)			3,36 14	31,1 7-3	8,97 8	13,7 14	40,8 7-3			2,90 14	22,2 7-3								t/f
b	19,65 5,84	19,25 1,24	19,94 3,73	17,45 5,78	М-5а (6)			2,31 16					33,0 5-3											
n	75,08 5,95	82,97 6,09	79,38 4,85	72,75 6,00	М-8а (12)																21,7 11-3			
α	0,60 0,16	0,49 0,02	0,48 0,08	0,60 0,11		<i>F/(f₁ f₂)</i>																		
f _{ок}	0,48 0,08	0,69 0,16	0,43 0,16	0,53 0,17	Усл. символ анализов (их число)	n				α				f _{ок}										
					М-2а (8)																			
					М-3а (4)			2,99 14	64,0 7-3						2,32 8,0								t/f	
					М-5а (6)			2,31 16		42,3 5-3														
					М-8а (12)					30,3 11-3			7,27 7-11											
						<i>F/(f₁-f₂)</i>																		

Примечания: 1. В числителе — среднее содержание окисла, в знаменателе — дисперсия. Условные символы анализов: М-2а — трахибазальты унгорской свиты; М-3а — трахибазальты тамирской свиты; М-5а — эссекиты первой фазы бичурского комплекса; М-8а — трахибазальты цаган-хунтейской свиты.

2. *F/(f₁ - f₂)*: F — критерий Фишера, f₁ - f — число степеней свободы для большей и меньшей дисперсий соответственно. t/f: t — критерий Стьюдента с уровнем значимости 95% и выше, f — число степеней свободы.

Таблица 2

Критерии различия по Стьюденту (t) и Фишеру (F) пород из массивов Малханской структурно-фациальной зоны

Окисел, характеристика, коэффициент	М-3в (8)	М-5в (5)	М-8б (6)	М-9а (21)	Усл. символ анализов (их число)	TiO ₂				F ₂ O ₃				FeO				MgO						
						М-3в (8)	М-5в (5)	М-8б (6)	М-9а (21)	М-3в (8)	М-5в (5)	М-8б (6)	М-9а (21)	М-3в (8)	М-5в (5)	М-8б (6)	М-9а (21)	М-3в (8)	М-5в (5)	М-8б (6)	М-9а (21)			
SiO ₂	64,22 0,95	64,80 1,75	63,61 1,66	65,86 1,71	М-3в (8)			2,69 12		2,44 11	2,89 12	3,65 27			2,05 27			5,55 12	50,0 27					
TiO ₂	0,72 0,11	0,71 0,16	0,96 0,22	0,59 0,21	М-5в (5)				19,8 7-4									6,60 9	41,7 24				t/f	
Fe ₂ O ₃	2,96 0,80	2,05 0,18	1,91 0,41	1,60 0,92	М-8б (6)			3,77 25																
FeO	1,72 0,49	2,12 1,02	1,98 0,32	2,35 0,82	М-9а (21)					26,1 20-4	6,6 20-5													
MgO	1,31 0,35	1,34 0,75	1,22 0,34	1,36 0,44		<i>F/(f₁-f₂)</i>																		
CaO	2,5 0,59	2,74 1,10	1,61 0,63	1,18 0,55	Усл. символ анализов (их число)	CaO				Na ₂ O				K ₂ O				a						
Na ₂ O	5,49 0,80	4,73 0,64	6,59 0,50	6,08 0,89	М-3в (8)			2,55 12	5,43 27			2,95 12			4,3 12	7,29 27			4,45 12				t/f	
K ₂ O	2,64 0,65	3,52 1,22	4,26 0,76	5,12 0,87	М-5в (5)				4,65 24			5,42 9	3,18 24			3,42 24			3,55 4,46	5,53 24				
a	15,94 2,12	15,45 2,78	19,99 0,73	20,31 1,48	М-8б (6)											2,19 25			14,5 4-5					
c	2,56 0,78	2,82 1,61	2,29 2,74	0,99 0,63	М-9а (21)																			
b	7,24 2,22	7,74 3,04	5,48 2,71	4,66 1,19		<i>F/(f₁-f₂)</i>																		
n	76,28 5,27	67,85 7,37	69,58 5,11	63,36 6,88	Усл. символ анализов (их число)	c				b				n				f						
f	63,53 5,79	64,92 10,61	63,93 5,40	87,38 12,87	М-3в (8)				5,44 27			4,01 27		3,0 11	2,3 27				6,34 12	9,71 27			t/f	
α	0,72 0,11	0,71 0,17	0,96 0,10	0,98 0,10	М-5в (5)				4,21 24			3,75 24												
f _{ок}	0,52 0,22	0,58 0,22	0,44 0,09	0,36 0,20	М-8б (6)				2,08 25			6,53 4-20	5,19 5-20											
					М-9а (21)																			
						<i>F/(f₁-f₂)</i>																		
					Усл. символ анализов (их число)	α				f _{ок}														
					М-3в (8)																			
					М-5в (5)			4,19 12	6,09 27														t/f	
					М-8б (6)			3,04 9	4,73 24															
					М-9а (21)								2,17 24											
						<i>F/(f₁-f₂)</i>																		

Примечание. М-3в — дациты тамирской свиты; М-5в — гранодиориты и граносенингиты бичурского комплекса; М-8б — трахиты цаган-хунтейской свиты; М-9а — нордмаркиты Мало-Куналейского массива. Остальные обозн. здесь и в последующих таблицах см. примечание к табл. 1.

Критерии различия по Стюденту (*t*) и Фишеру (*F*) пород из массивов Малханской структурно-фациальной зоны

Оксид, характеристика, коэффициент	М-4а (17)	М-8в (7)	М-9б (7)	М-10а (6)	М-6а (7)	Усл. символ анализов (их число)	TiO ₂					Al ₂ O ₃					Fe ₂ O ₃					
							М-4а (17)	М-8в (7)	М-9б (7)	М-10а (6)	М-6а (7)	М-4а (17)	М-8в (7)	М-9б (7)	М-10а (6)	М-6а (7)	М-4а (17)	М-8в (7)	М-9б (7)	М-10а (6)	М-6а (7)	
SiO ₂	69,24 1,36	69,48 1,83	69,59 1,33	67,71 1,78	67,38 1,39	М-4а (17)		2,61 22		2,92 21					3,19 22		2,37 20		3,09 21	3,18 22,2		
TiO ₂	0,53 0,09	0,41 0,13	0,45 0,27	0,67 0,13	0,59 0,07	М-8в (7)			3,60 11	3,23 12			5,37 11		16,0 16-6		36,8 6-6		4,29 5,4	5,76 7		
Al ₂ O ₃	14,96 0,67	15,02 0,99	14,53 1,13	15,05 1,02	16,07 1,00	М-9б (7)								2,48 12						2,24 12		
Fe ₂ O ₃	1,49 0,60	1,12 0,51	1,43 0,91	2,42 0,73	2,32 0,53	М-10а (6)																
FeO	1,35 0,49	1,86 0,93	2,13 0,39	1,58 0,36	1,13 0,42	М-6а (7)			14,9 6-6													
MnO	0,13 0,08	0,09 0,05	0,06 0,05	0,26 0,18	0,09 0,02		<i>E (f₁-f₂)</i>															
MgO	0,50 0,25	0,45 0,54	0,68 0,14	0,45 0,30	1,05 0,40	Усл. символ анализов (их число)	FeO					MnO					MgO					
CaO	1,28 0,47	0,95 0,82	1,67 0,68	0,24 0,34	1,41 0,82		М-4а (17)			3,74 22				2,13 22	2,61 21				6,87	4,01 21	3,95 22	
Na ₂ O	4,64 0,55	4,95 0,56	5,40 0,72	5,70 0,32	4,62 0,77	М-8в (7)									2,50 5,8						9,28 12	
K ₂ O	4,74 0,44	4,40 0,67	4,94 0,48	5,23 0,26	4,49 0,49	М-9б (7)			2,63 11	4,62 12					2,94 5,8				3,02		6,28	
<i>a</i>	16,67 1,49	17,91 1,41	18,90 2,30	19,29 1,11	17,93 2,80	М-10а (6)							10,2 5-6	10,2 5-6		2,81 11					2,91 11	
<i>c</i>	1,25 0,56	0,93 0,83	0,93 0,63	0,46 0,72	1,29 0,85	М-6а (7)									64,0 5-6							
<i>b</i>	4,21 1,03	4,65 2,38	3,22 1,22	4,54 1,12	5,79 1,94		<i>F/(f₁-f₂)</i>															
<i>n</i>	59,6 3,46	58,6 8,04	62,6 2,22	54,7 4,55	62,2 1,61	Усл. символ анализов (их число)	CaO					Na ₂ O					K ₂ O					
<i>f</i>	76,6 7,72	81,4 17,3	95,8 8,47	82,4 11,0	62,1 11,6		М-4а (17)			4,95 21				2,82 22	4,42 21						2,55 21	
<i>α</i>	0,84 0,07	0,86 0,10	1,01 0,09	1,00 0,08	0,77 0,04	М-8в (7)									2,89 11							
<i>f_{0K}</i>	0,49 0,12	0,39 0,20	0,36 0,13	0,60 0,10	0,60 0,45	М-9б (7)			2,70 11						3,19 11						3,36 11	
						М-10а (6)				3,25 11												
						М-6а (7)																
							<i>F/(f₁-f₂)</i>															
						Усл. символ анализов (их число)	<i>a</i>					<i>c</i>					<i>b</i>					
М-4а (17)			2,36 22				М-4а (17)	М-8в (7)	М-9б (7)	М-10а (6)	М-6а (7)	М-4а (17)	М-8в (7)	М-9б (6)	М-10а (6)	М-6а (7)	М-4а (17)	М-8в (7)	М-9б (7)	М-10а (6)	М-6а (7)	
М-8в (7)				2,32 11	2,22 12																	
М-9б (7)				3,76 11	3,20 12				2,84 22	3,91 21					2,76 21							2,62 22
М-10а (6)																						
М-6а (7)																						
							<i>F/(f₁-f₂)</i>															
						Усл. символ анализов (их число)	<i>n</i>					<i>f</i>					<i>α</i>					
М-4а (17)							М-4а (17)	М-8в (7)	М-9б (7)	М-10а (6)	М-6а (7)	М-4а (17)	М-8в (7)	М-9б (6)	М-10а (6)	М-6а (7)	М-4а (17)	М-8в (7)	М-9б (7)	М-10а (6)	М-6а (7)	
М-8в (7)																						
М-9б (7)									2,08 22		2,87 22			5,40 22		3,60 22			4,98 22	4,64 21	2,46 22	
М-10а (6)															2,45 12			2,94 12	4,75 11	2,21 12		
М-6а (7)								13,1 6-6		4,12 12					6,20 12					6,45 12		
								24,9 6-5		3,83 11					3,22 11					6,72 11		
							<i>F/(f₁-f₂)</i>															

Усл. символ анализов (их число)	<i>f_{0K}</i>				
	М-4а (17)	М-8в (7)	М-9б (7)	М-10а (6)	М-6а (7)
М-4а (17)			2,36 22		
М-8в (7)				2,32 11	2,22 12
М-9б (7)				3,76 11	3,20 12
М-10а (6)					
М-6а (7)					
	<i>F/(f₁-f₂)</i>				

Примечание. М-4а — граниты Тотхойского массива; М-8в — трахипариты паган-хунгейской свиты; М-9б — щелочные граниты и нордмаркиты приконтактовой фации Малханского массива; М-10а — щелочные граносиениты массива горы Вороти-Иначе; М-6а — граносиениты Тамырского массива.

Таблица 5

Критерии различия по Стьюденту (t) и Фишеру (F) основных пород из массивов Удино-Витимской структурно-фациальной зоны

Оксид, характеристика, коэффициент	У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)	Усл. символ анализов (их число)	TiO ₂			Al ₂ O ₃			Fe ₂ O ₃			FeO			MnO			MgO				
					У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)	У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)	У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)	У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)	У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)	У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)	У-8а (12)	У-9а (5)
SiO ₂	$\frac{54,98}{2,74}$	$\frac{53,40}{1,74}$	$\frac{49,78}{2,27}$	У-8а (12)			$\frac{8,90}{15}$			$\frac{2,28}{15}$			$\frac{4,52}{15}$			$\frac{3,27}{15}$			$\frac{4,06}{15}$			$\frac{3,11}{15}$	t/f	
TiO ₂	$\frac{1,02}{0,17}$	$\frac{1,19}{0,23}$	$\frac{1,91}{0,23}$	У-9а (5)			$\frac{4,95}{8}$					$\frac{3,43}{8}$										$\frac{3,48}{8}$		
Al ₂ O ₃	$\frac{17,22}{0,58}$	$\frac{17,33}{0,38}$	$\frac{16,53}{0,50}$	У-176 (5)																				
Fe ₂ O ₃	$\frac{4,56}{1,29}$	$\frac{7,53}{1,06}$	$\frac{5,20}{1,09}$		$F/(f_1-f_2)$																			
FeO	$\frac{3,10}{1,52}$	$\frac{0,80}{0,44}$	$\frac{4,93}{0,53}$	Усл. символ анализов (их число)	CaO			Na ₂ O			с			n			f			f _{ок}				
MnO	$\frac{0,12}{0,02}$	$\frac{0,17}{0,03}$	$\frac{0,14}{0,05}$		У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)	У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)	У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)	У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)	У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)	У-8а (12)	У-9а (5)	У-176 (5)		
MgO	$\frac{2,81}{1,11}$	$\frac{2,55}{0,56}$	$\frac{4,77}{1,31}$	У-8а (12)			$\frac{2,21}{15}$			$\frac{2,52}{15}$			$\frac{3,52}{15}$											t/f
CaO	$\frac{5,38}{1,15}$	$\frac{5,53}{0,87}$	$\frac{6,71}{1,04}$	У-9а (5)						$\frac{3,37}{8}$			$\frac{3,40}{8}$			$\frac{2,33}{8}$						$\frac{2,33}{8}$	$\frac{3,06}{8}$	
Na ₂ O	$\frac{4,59}{0,43}$	$\frac{4,83}{0,32}$	$\frac{4,01}{0,44}$	У-176 (5)																				
с	$\frac{4,76}{0,77}$	$\frac{4,65}{0,56}$	$\frac{4,79}{0,77}$		$F/(f_1-f_2)$																			
n	$\frac{72,51}{5,75}$	$\frac{73,69}{3,09}$	$\frac{68,75}{3,59}$																					
f	$\frac{60,34}{8,35}$	$\frac{62,82}{4,62}$	$\frac{53,56}{4,93}$																					
f _{ок}	$\frac{0,60}{0,20}$	$\frac{0,86}{0,07}$	$\frac{0,49}{0,05}$																					

Примечание. У-8а — трахандезиты цаган-хунтейской свиты района с. Бар; У-9а — трахандезиты и трахитбазальты той же свиты района с. Харитово; У-176 — габбро-диабазы, Харитовский массив.

Критерии различия по Стиоденту (t) и Фишеру (F) границ Удино-Витимской структурно-фациальной зоны

Описание, характеристика, коэффициент	Уд. символ анализ (их число)										ТГО										Al ₂ O ₃										Fe ₂ O ₃										FeO																			
	У-1в (6)	У-4 (23)	У-5 (21)	У-7в (11)	У-9в (8)	У-10 (13)	У-11в (23)	У-13 (8)	У-15 (28)	У-17г (9)	У-1в (6)	У-4 (23)	У-5 (21)	У-7в (11)	У-9в (8)	У-10 (13)	У-11в (23)	У-13 (8)	У-15 (28)	У-17г (9)	У-1в (6)	У-4 (23)	У-5 (21)	У-7в (11)	У-9в (8)	У-10 (13)	У-11в (23)	У-13 (8)	У-15 (28)	У-17г (9)	У-1в (6)	У-4 (23)	У-5 (21)	У-7в (11)	У-9в (8)	У-10 (13)	У-11в (23)	У-13 (8)	У-15 (28)	У-17г (9)	У-1в (6)	У-4 (23)	У-5 (21)	У-7в (11)	У-9в (8)	У-10 (13)	У-11в (23)	У-13 (8)	У-15 (28)	У-17г (9)										
	Усл. символ анализ (их число)										Усл. символ анализ (их число)										Усл. символ анализ (их число)										Усл. символ анализ (их число)										Усл. символ анализ (их число)																			
TiO ₂	0,18	0,32	0,18	0,28	0,38	0,23	0,27	0,44	0,29	0,4	У-1в (6)	2,07	2,74	2,44	3,38	2,53	5,86	2,05	3,09	2,05	У-1в (6)	2,07	2,74	2,44	3,38	2,53	5,86	2,05	3,09	2,05	У-1в (6)	2,07	2,74	2,44	3,38	2,53	5,86	2,05	3,09	2,05	У-1в (6)	2,07	2,74	2,44	3,38	2,53	5,86	2,05	3,09	2,05	У-1в (6)	2,07	2,74	2,44	3,38	2,53	5,86	2,05	3,09	2,05

Примечание. 1в-граниты нижнего палеозоя, г. Петровск-Забайкальский; У-4 — граниты дождинского комплекса района р. Бринка; У-5 — граниты, Ездангинский массив; У-7в — граниты района с. Бар; У-9в — трахидиариты цаган-хунтуйской свиты, район с. Бар.; У-10 — лейкократовые граниты, вулканические граниты-хунтуйской свиты, район с. Бар; У-11в — щелочные граниты района Уда-Тайдут (Куналейский комплекс); У-13 — кислые ищелочные породы в гранитоидах куналейского комплекса района р. Бринка — Тайдут; У-15 — щелочные граниты Нижне-Тарбагатайский массив; У-17г — дайны гранит-порфира Харитоновский массив.

Критерии различия по Стьюденту (*t*) и Фишеру (*F*) сиенитов Джиды-Хилокской структурно-фацальной зоны

Окисел, характеристика, коэффициент	TiO ₂					Al ₂ O ₃					FeO					MnO					MgO									
	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)					
SiO ₂	62,29 1,35	62,03 2,10	62,99 1,66	64,91 0,91	63,33 2,08					2,26 48,0					2,11 32,0			4,13 31,0						4,36 25,0			50,4 32,0	30,66 25,0	4,73 31,0	6,65 48,0
TiO ₂	0,65 0,29	0,60 0,21	0,71 0,24	0,57 0,21	0,61 0,21							3,20 15,0						2,58 15,0	7,11 21,0	2,65 38,0										
Al ₂ O ₃	17,82 1,18	17,22 0,47	18,13 0,68	17,79 1,08	17,61 0,85																									
Fe ₂ O ₃	2,08 0,75	2,61 1,15	2,46 0,98	2,36 1,04	2,49 1,05																									
FeO	2,08 1,02	2,80 0,80	1,61 1,03	0,70 0,59	1,76 1,22																									
MnO	0,09 0,04	0,15 0,05	0,08 0,02	0,08 0,05	0,10 0,05																									
MgO	1,06 0,49	0,27 0,32	0,49 0,28	0,31 0,26	0,32 0,29																									
CaO	2,49 0,69	1,80 0,57	0,92 0,49	0,85 0,32	1,27 0,65																									
Na ₂ O	4,96 0,65	5,75 0,36	5,58 0,53	5,58 0,63	5,65 0,50							2,95 32,0	4,79 25,0	7,45 31,0	5,46 48,0										3,88 32,0			4,25 48,0		
K ₂ O	5,00 0,81	5,71 0,66	6,06 0,57	5,89 0,87	5,84 0,73																									
<i>a</i>	18,32 1,68	20,88 0,26	20,78 1,68	20,63 1,62	20,78 1,38																									
<i>c</i>	2,55 0,62	1,12 0,07	1,02 0,73	0,85 0,42	1,00 0,50																									
<i>b</i>	6,93 1,22	6,85 1,11	5,70 1,80	4,81 1,50	5,84 1,73																									
<i>n</i>	80,47 5,97	60,58 3,24	58,33 2,88	58,99 4,92	59,55 3,92																									
<i>f</i>	68,23 13,23	92,18 9,28	82,21 8,77	83,67 13,34	87,05 11,54																									
<i>α</i>	0,76 0,05	0,91 0,07	0,87 0,09	0,88 0,06	0,89 0,07																									
<i>f</i> _{OK}	0,49 0,17	0,48 0,15	0,62 0,18	0,73 0,20	0,81 0,20																									
<i>F/(f₁-f₂)</i>																														
Усл. символ анализов (их число)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)
CaO																														
Na ₂ O																														
K ₂ O																														
<i>a</i>																														
<i>c</i>																														
<i>b</i>																														
<i>n</i>																														
<i>f</i> _{OK}																														
<i>F/(f₁-f₂)</i>																														
Усл. символ анализов (их число)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)	Д-3(22)	Д-6(12)	Д-7(5)	Д-8(11)	Д-9(28)
CaO																														
Na ₂ O																														
K ₂ O																														
<i>a</i>																														
<i>c</i>																														
<i>b</i>																														
<i>n</i>																														
<i>f</i> _{OK}																														
<i>F/(f₁-f₂)</i>																														

Примечание. Д-3 — сиениты бичурского комплекса; Д-6 — щелочные амфиболовые сиениты; Д-7 — щелочные биотитовые сиениты; Д-8 — щелочные лейкократовые сиениты; Д-9 — общая выборка для щелочных сиенитов кундайского комплекса.

Критерии различия по Стьюденту (*t*) и Фишеру (*F*) для гранитов Джиды-Хилокской структурно-фацальной зоны

Окисел, характеристика, коэффициент	Fe ₂ O ₃		MnO		MgO		CaO		
	Д-4(8)	Д-10(7)	Д-4(8)	Д-10(7)	Д-4(8)	Д-10(7)	Д-4(8)	Д-10(7)	
SiO ₂	67,61 0,35	68,06 0,66		3,44 13				2,21 13	5,48 13
Fe ₂ O ₃	1,30 0,61	2,79 1,04			64,0 6-7				
MnO	0,06 0,01	0,10 0,08							
MgO	0,62 0,48	0,19 0,19							
CaO	1,80 0,55	0,51 0,31							
<i>c</i>	1,43 0,68	0,65 0,31							
<i>n</i>	58,76 5,00	64,40 5,39							
<i>f</i> _{OK}	0,47 0,26	0,77 0,16							
<i>F/(f₁-f₂)</i>									

Примечание. Д-4 — граносиениты бичурского комплекса; Д-10 — граносиениты кундайского комплекса.

Критерии различия по Стьюденту (*t*) и Фишеру (*F*) для гранитов Джиды-Хилокской структурно-фацальной зоны

Окисел, характеристика, коэффициент	Al ₂ O ₃		FeO		CaO		Na ₂ O	
	Д-5(4)	Д-11(4)	Д-5(4)	Д-11(4)	Д-5(4)	Д-11(4)	Д-5(4)	Д-11(4)
SiO ₂	71,82 12,00	69,92 0,83		3,27 6			2,68 6	
Al ₂ O ₃	14,29 0,85	15,97 0,58			163,8 3-3			13,83 3-3
FeO	1,19 0,64	0,33 0,05						
CaO	1,25 0,53	0,46 0,06						
Na ₂ O	4,38 1,19	4,74 0,32						
<i>a</i>	15,85 2,30	16,51 0,58						
<i>n</i>	50,11 18,02	61,25 2,84						
<i>f</i> _{OK}	0,35 0,33	0,83 0,02						
<i>F/(f₁-f₂)</i>								

Примечание. Д-5 — граниты бичурского комплекса; Д-11 — щелочные граниты кундайского комплекса.

