

В. Д. КОЗЛОВ, Л. Н. СВАДКОВСКАЯ, И. К. КАРПОВ

**СЛЮДЫ
МАГМАТИТОВ
ЗАБАЙКАЛЬЯ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

В. Д. КОЗЛОВ,
Л. Н. СВАДКОВСКАЯ, И. К. КАРПОВ

СЛЮДЫ
МАГМАТИТОВ
ЗАБАЙКАЛЬЯ

(вопросы генезиса
и рудоносности гранитоидов)

1672
2791



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск-1978



Рассматривается химический и редкоземельный состав слюд гранитоидных формаций Центрального и Восточного Забайкалья и анализируются условия кристаллизации гранитных интрузий разных формаций.

Работа носит справочный характер. Методами математической статистики рассчитаны средние химические, минеральные и редкоземельные составы слюд, представляющих гранитоиды соответствующих формаций (включая мусковиты пегматитов). В Приложении приведены 248 химических анализов слюд, использованных в работе (из них 27 по литературным данным), и содержания в слюдах редких элементов.

Работа предназначена для геологов и геохимиков, занимающихся вопросами геохимии, минералогии гранитоидов и их рудоносности.

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *Б. М. Шакин*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Слюды относятся к числу наиболее изученных минералов гранитоидов. Интерес к ним в значительной мере объясняется изменчивостью их состава в зависимости от физико-химических условий минералообразования. Биотит принадлежит к минералам заключительной стадии кристаллизации гранитных расплавов, благодаря чему в его составе отражаются, по существу, особенности остаточных расплавов гранитоидных систем. Точно так же состав мусковитов, очевидно, во многом определяется не только физическими параметрами кристаллизации (давление и температура системы), но и особенностями состава постмагматических флюидов пегматитовой, грейзеновой и гидротермальной стадий.

Изменчивость состава слюд обуславливает и те значительные трудности в интерпретации результатов исследований, благодаря которым многие вопросы геохимии слюд остаются до настоящего времени невыясненными.

Уровень концентрации редких элементов в биотитах является одним из объективных индикаторов рудоносности тех гранитных систем, которые биотиты представляют (Козлов, 1969). Это подтверждается работами И. Н. Говорова, П. Г. Недашковского, Г. Б. Левашева и др. (1970), Ф. Р. Апельцина, А. И. Гинзбурга, В. В. Архангельской и др. (1970), М. Г. Руб (1972), М. Г. Руб и ее соавторов (1971, 1975) и другими публикациями. Вместе с тем, благодаря значительному непостоянству содержания элементов в биотитах, вопрос о том, какие именно уровни концентраций в этом минерале определяют рудоносные интрузии, остается открытым, хотя он со времени опубликования работы В. Л. Барсукова (1957) неоднократно подробно обсуждался, в том числе в перечисленных выше публикациях. До сих пор не охарактеризован с необходимой конкретностью и круг тех редких и рудных элементов, концентрации которых в слюдах могут быть использованы в качестве индикаторов рудоносности гранитных систем в отношении того или иного типа оруденения.

Нередко в слюдах анализируется распределение преимущественно таких рудных элементов, как Cu, Zn, Pb, Bi, Mo и т. п., совершенно без учета того, насколько их концентрирование в слюдах вообще характерно (Kesler et al., 1975). Благодаря недифференцированному подходу к выбору круга элементов высказываются сомнения относительно возможности однозначного использования фактора накопления элементов в слюдах в качестве индикаторов оруденения (Ляхович, 1973, 1975). В настоящее время эти вопросы в значительной мере могут быть решены на основе сопоставления кларковых концентраций элементов-примесей в гранитоидах со средними их содержаниями в породообразующих минералах, оценка которых, включая слюды, приводится в первых монографических публикациях (Ляхович, 1972; Средние содержания элементов-примесей в минералах, 1973).

Большая часть опубликованных работ по слюдам посвящена результатам изучения их химического состава и физических параметров. Мето-

дические основы анализа физико-химических условий минералообразования по составу биотитов и других породообразующих минералов гранитоидов разработаны в серии публикаций А. А. Маракушева, И. А. Тарарина и других исследователей (Маракушев, 1965, 1966; Маракушев, Тарарин, 1964, 1965; Иванов, 1970; Тарарин, 1971).

Менее подробно изучены мусковиты, о чем, в частности, можно судить по сводке Н. П. Смирновой (1973). Главное внимание уделялось изучению состава мусковитов и литиевых слюд пегматитов и апогранитно-грейзеновых образований. Номенклатурные особенности состава слюд последних охарактеризованы в работе П. В. Коваля и др. (1972).

В большинстве посвященных слюдам публикаций рассматриваются либо химический состав слюд, либо распределение в них редких и рудных элементов (в дальнейшем изложении — химический и редкоэлементный состав слюд). Работы, в которых обсуждается соотношение химического состава и редкоэлементной характеристики слюд, немногочисленны и касаются обычно частных вопросов изоморфизма отдельных элементов в слюдах. Из обобщающих работ может быть упомянута монография И. С. Усенко с соавторами (1972), посвященная биотитам гранитоидов Украинского кристаллического массива, хотя и в ней вопросы взаимосвязей химической и редкоэлементной характеристик слюд рассмотрены очень кратко.

В предлагаемой работе авторы руководствовались необходимостью параллельного рассмотрения химического и редкоэлементного состава слюд, исходя из главных задач исследований, заключавшихся в использовании этих данных применительно к вопросам рудоносности и генезиса гранитоидов Забайкалья. Особое внимание в работе уделено также вопросам соотношения и преемственности редкоэлементной характеристики биотитов и мусковитов, представляющих генетически единые серии гранитоидов и связанных с ними пегматитов, поскольку оруденение обычно непосредственно ассоциирует с мусковитовыми фазово-фациальными дифференциатами рудоносных интрузий.

Материалы по геохимии слюд являются составной частью проведенного авторами петролого-геохимического изучения гранитоидов Забайкалья, результаты которого изложены в ранее опубликованной монографии (Козлов, Свадковская, 1977).

Авторы стремились придать настоящей работе справочный характер, в связи с чем в Приложении приведены все использованные (248) химические анализы слюд гранитоидов Забайкалья, данные по содержаниям в них редких элементов, результаты пересчета химических анализов на кристаллохимические формулы, по Р. Е. Стивенсу (Stevens, 1946), включая также расчет главных петрохимических характеристик слюд — глиноземистости (D), общей железистости (F), магнизальности (M) и др. Анализы слюд в таблицах приведены в соответствии с формационным расчленением гранитоидов по отдельным массивам, указанным на геологических схемах (рис. 1, 2).

Геохимия слюд гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья рассматривается на основе существующей формационной схемы гранитоидного магматизма, изложенной в монографии «Интрузивные комплексы Забайкалья» (1964) и впоследствии уточнявшейся и дополнявшейся в работах В. С. Кормилицына (1973), Б. Н. Пермякова (1973) и других исследователей. В последнее время формационная схема магматизма существенно переработана и дополнена И. Г. Рутштейном и В. В. Старченко (ЧТГУ) при составлении сводной геологической карты Читинской области.

Принятая авторами общая схема формационного расчленения гранитоидов Центрального и Восточного Забайкалья и краткие сведения по петрохимии и геохимии гранитоидных формаций даны в первой, вводной главе. Подробные сведения по этому вопросу приведены в предыдущей

монографии (Козлов, Свадковская, 1977). Остальные главы посвящены обсуждению результатов изучения химического и редкоземельного состава слюд на основе принятой схемы формационного расчленения.

Выбор анализировавшихся фракций слюд определялся результатами петрографического и петролого-геохимического изучения гранитоидов, каждая распространенная разновидность которых в большинстве изученных массивов охарактеризована обычно несколькими анализами слюд, хотя это правило в связи с трудностями выделения фракций в ряде случаев нарушалось. Фракции слюд подвергались полному силикатному анализу, включая определение содержаний фтора и редких щелочных металлов в химико-аналитической лаборатории Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР. Большинство анализов выполнено аналитиком Л. Н. Матвеевой, часть биотитов проанализирована аналитиком В. И. Мордвиновой.

Одновременно слюды анализировались на содержание ряда редких и рудных элементов (Be, B, Sn, W, Zr, Nb, Zn, Pb). Выбор круга элементов определялся элементным составом ассоциирующей с гранитоидами Забайкалья пневматолито-гидротермальной минерализации, в которой главную роль играют гранитофильные элементы, накапливающиеся (вместе с редкими щелочными элементами и фтором) в конечных кислых дифференциатах гранитоидных интрузий.

Определения проводились в лаборатории оптического спектрального анализа Института геохимии СО АН СССР количественными методами (с относительной ошибкой не более 20%) аналитиками Е. С. Костюковой, Л. Л. Петровым, А. И. Кузнецовой, В. А. Легейдо. Содержания циркония и ниобия определялись в лаборатории рентгено-спектрального анализа (относительная ошибка 20—30%) аналитиком З. М. Ложкиной. Из-за недостаточной чувствительности метода содержания тантала не определялись.

Общее количество фракций слюд, анализировавшихся на содержание редких элементов (~ 250), превосходит число проб, подвергнутых силикатному анализу. В Приложении приведены содержания редких элементов только в тех слюдах, для которых был проведен и силикатный анализ.

По данным химического и спектральных анализов, в слюдах главных разновидностей гранитоидов рассчитаны средние концентрации породообразующих компонентов и редких элементов. Расчет проводился с помощью стандартной статистической программы, включавшей вычисление статистических оценок средних концентраций \bar{C} , доверительных интервалов средних значений концентраций с 90%-ным уровнем значимости (Крамбайн, Грейбилл, 1969, с. 112), оценок среднеквадратичного отклонения S (\pm) и коэффициента вариации V средних концентраций. В качестве оценок средних значений \bar{C} принимались среднеарифметические концентрации в случае непротиворечия распределения концентраций в анализируемых совокупностях нормальному закону по значениям постоянных Пирсона (Шарапов, 1965, с. 86). В случае противоречия распределения концентраций нормальному и непротиворечия логнормальному законам в качестве среднего (\bar{C}) принималось среднегеометрическое значение концентраций с вычислением его доверительного интервала. Среднеквадратичное отклонение S и коэффициент вариации V рассчитывались только исходя из гипотезы нормального распределения. Статистический анализ показал, что в подавляющем большинстве случаев распределение в выборках не противоречит нормальному закону и что, следовательно, среднеарифметические концентрации в слюдах являются вполне представительными. В выборках с небольшим числом проб рассчитывались только средние концентрации \bar{C} . Статистическая обработка результатов включила также их кластер-анализ. По специальной программе был рассчитан вероятный минимальный состав изученных биотитов и мусковитов.

Вся работа по подготовке и выделению фракций слюд проводилась под руководством и при непосредственном участии Л. Н. Свядковской. Ею же выполнялся анализ содержаний фтора в пробах слюд, для которых силикатный анализ не проводился.

При работе над текстовой частью обработка всех материалов, относящихся к сохондинскому и харалгинскому комплексам, проведена Л. Н. Свядковской, а материалы, относящиеся к кыринскому комплексу и слюдам гранитоидов Агинской зоны и Восточно-Забайкальского региона, обрабатывались В. Д. Козловым. Им же составлена четвертая, заключительная глава работы. И. К. Карповым осуществлен комплекс математических исследований, связанных с кластер-анализом и расчетом с помощью ЭВМ минеральных составов слюд.

Большая помощь авторам в статистической обработке материалов оказана П. И. Балком, О. А. Халиуллиной, Л. А. Казьминим, а также работниками Читинского геологического управления Министерства геологии РСФСР Г. И. Менакером и В. М. Яновским. Авторы неоднократно пользовались консультациями П. В. Коваля, оказавшего на начальном этапе исследований большую методическую помощь. В. В. Старченко любезно предоставил для анализа фракции биотитов отдельных массивов Даурской зоны; А. И. Кулагашев дал возможность использовать силикатные анализы слюд некоторых редкометалльных интрузий Забайкалья (см. табл. I Приложения).

Всем названным товарищам авторы выражают свою искреннюю благодарность.

Авторы глубоко благодарны Б. М. Шмакину за тщательный просмотр рукописи и сделанные ценные замечания и научному руководителю работы члену-корреспонденту АН СССР Л. В. Таусону, по чьей инициативе осуществляется геохимическое изучение гранитоидов Забайкалья.

ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

ФОРМАЦИОННАЯ СХЕМА ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

Территория, на которой распространены изучавшиеся авторами гранитоиды, включает оловянно-вольфрамовый и полиметаллический металлогенические пояса С. С. Смирнова. С севера она ограничена зоной планетарного Монголо-Охотского разлома, разделяющего области золото-молибденового и оловянно-вольфрамового поясов. В пределах этой территории в настоящее время выделяется несколько региональных структурно-формационных зон, различавшихся историей геологического развития. В Центральном Забайкалье большинством исследователей выделяются две крупные структурно-формационные зоны — западная Даурская и восточная Агинская (рис. 1), известная также под названием Агинской плиты, Агинского блока и т. п. Даурская зона сложена преимущественно гранитоидными породами, подразделяемыми на несколько разновозрастных комплексов. По распространенности на территории зоны резко преобладают гранитоиды крупных батолитовых интрузий, представляющих в Центральном Забайкалье два комплекса гранит-гранодиоритового состава — **даурский** пермо-триасовый и **кыринский** триас-среднеюрский. Формирование даурского комплекса относится к завершающему этапу варисского орогенеза, кыринский комплекс в настоящее время связывается с начальным периодом мезозойской тектоно-магматической активизации (Кумаров, Хренов, 1963; Нагибина, 1963) в Забайкалье. В начальный период активизации сформировался также нижне-среднеюрский **сохондинский** комплекс гранодиорит(дацит)-гранитного состава. Главное металлогеническое значение в Даурской зоне имеют два комплекса лейкократовых гранитов этапа мезозойской тектоно-магматической активизации — нижне-среднеюрский (?) **асакан-шумиловский** и средне-верхнеюрский **харалгинский**. Массивы первого развиты в западной части Даурской зоны, интрузии второго — в восточной.

Соседняя с Даурской Агинская структурно-формационная зона сложена преимущественно осадочными песчано-сланцевыми породами палеозоя и мезозоя. Прорывающие их массивы гранитоидных пород на территории зоны сравнительно малочисленны и имеют обычно небольшие размеры. Развитые в пределах зоны гранитоидные породы группируются в три комплекса, интрузии которых распространены также в расположенном восточнее Восточно-Забайкальском регионе (рис. 2). Все три комплекса Агинской зоны связаны с периодом мезозойской тектоно-магматической активизации Забайкалья: средне-верхнеюрский **шахтаминский** габбро-монцит-гранодиоритового состава, средне-верхнеюрские **борщевочный** гранитного состава и **кукульбейский** комплексы биотитовых и лейкократовых гранитов.

Территория Восточно-Забайкальского региона характеризуется наиболее сложным геологическим строением, детально рассмотренным в известной монографии В. Н. Козеренко (1956). Как видно из рис. 2, гранитоидные породы слагают около половины площади региона. Вмещающие

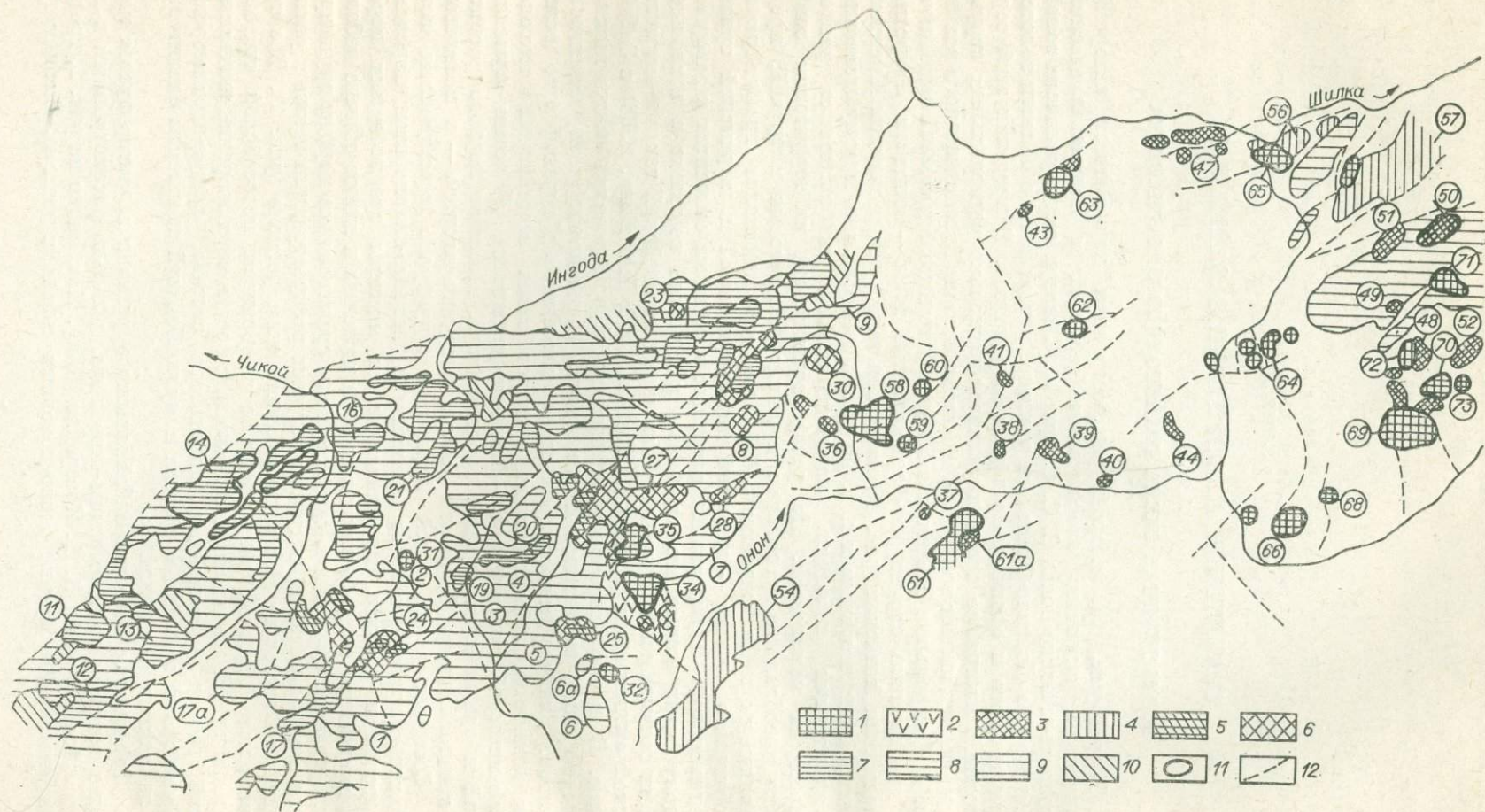


Рис. 1. Схема распространения гранитоидов разных формаций в Центральном Забайкалье (по «Интрузивные комплексы...», 1964, рис. 3, с дополнениями и уточнениями по И. Г. Рутштейну, В. В. Старченко, работам Ю. П. Темникова (1971), Г. Ф. Ивановой (1972) и др.).

1 — харалгинский (Даурская зона) и кукульбейский (Агинская зона) комплексы: граниты биотитовые и лейкократовые; 2 — харалгинский комплекс: субвулканические гранит-порфиры и псевдогупфы; 3 — шахтаминский комплекс: монцогаббро, монцодиориты, гранодиориты; 4 — борщевочный комплекс: граниты биотитовые и лейкократовые; 5, 6 — сохондинский комплекс: 5 — граниты и гранит-порфиры заключительной фазы; 6 — гранодиорит-порфиры, порфириды, дациты главной фазы; 7—9 — даурский, кыринский и асакан-шумиловский комплексы: 7 — граниты лейкократовые фазы дополнительных интрузий даурского и кыринского комплексов (жирным контуром обведены массивы редкометалльных гранитов асакан-шумиловского комплекса); 8 — граниты биотитовые фазы дополнительных интрузий; 9 — гранодиориты и граниты роговообманково-биотитовые главной фазы даурского и кыринского комплексов; 10 — гранитоиды палеозойские; 11 — контуры массивов редкометалльных гранитов; 12 — главные разрывные нарушения. Цифрами в кружках обозначены номера массивов (см. текст).

породы представлены осадочными и вулканогенно-осадочными толщами палеозоя и мезозоя. В отличие от Даурской и Агинской зон на территории региона имеются гранитные батолитовые массивы, представляющие каледонскую складчатость. Эти древние гранитоиды подразделяются на два комплекса: нижнепалеозойский **урулонгуевский** и ниже-среднепалеозойский **цаган-олуевский** (Пермяков, 1973).

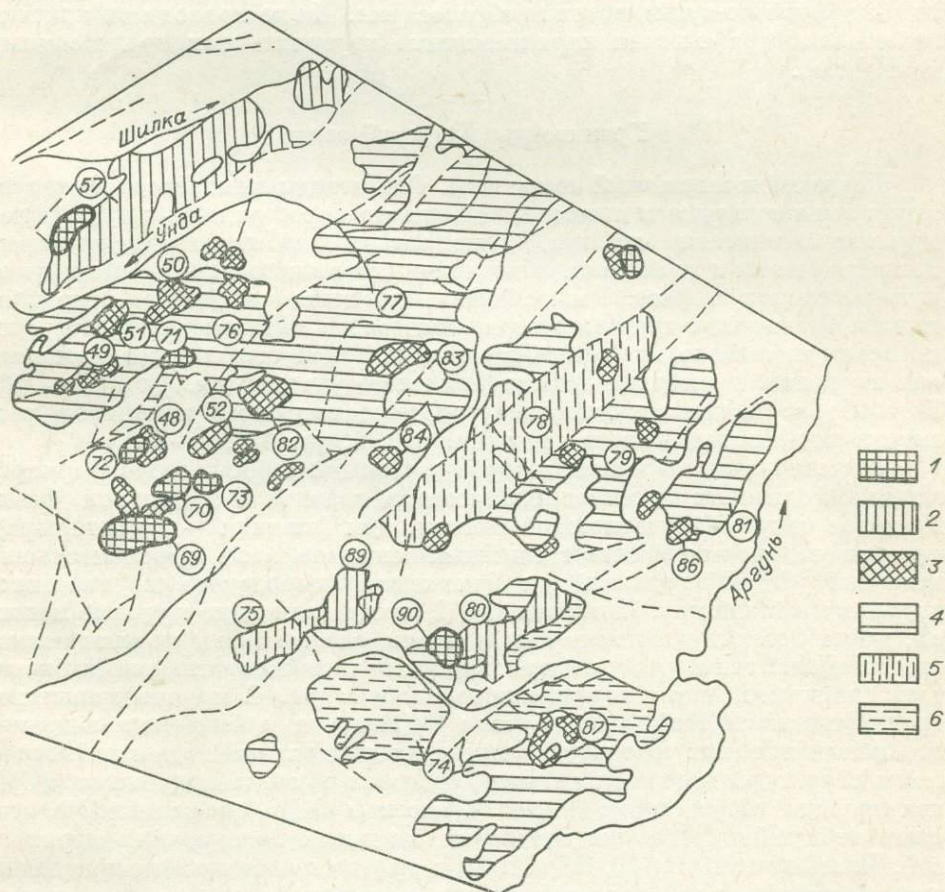


Рис. 2. Схема распространения гранитоидов разных формаций в западной половине Восточно-Забайкальского региона (по работе Н. С. Вартаковой с соавторами, 1972), с дополнениями по М. И. Стецюку, 1969).

1 — кукульбейский комплекс: граниты биотитовые и лейкократовые; 2 — борщевочный комплекс: гранодиориты и граниты биотитовые и лейкократовые; 3 — шахтаминский, амуджикано-сретенский и акатуевский комплексы: монцогаббро, монцодиориты, граносиепты, гранодиориты, граниты; 4 — ундинский комплекс: гранодиориты и граниты роговообманково-биотитовые; 5 — цаган-олуевский комплекс: гранито-гнейсы и граниты; 6 — урулонгуевский комплекс: граниты биотитовые огнейсованные катаклазированные. Цифрами в кружках обозначены номера массивов (см. текст).

Наиболее распространены в регионе гранитоиды **ундинского** комплекса, слагающие крупные батолитовые массивы гранодиоритового состава, формировавшиеся в период герцинского орогенеза (карбон—пермь). Некоторыми авторами часть массивов комплекса диорит-тоналитового состава выделялась в самостоятельный газимурский комплекс (Интрузивные комплексы..., 1964). С периодом мезозойской тектоно-магматической активизации (средняя — верхняя юра) на территории региона связывается формирование трех главных комплексов, интрузии которых, как указывалось, развиты также в пределах соседней к западу Агинской зоны: **борщевочного**, **шахтаминского** и **кукульбейского**. Кроме того, в регионе разными авторами выделяется ряд других комплексов ограниченного распространения. Наиболее известны из них **акагуевский** габбро-монцонитового состава и **амуджикано-сретенский** гранодиорит-гранитного состава, являющиеся, по мнению большинства исследователей, составной частью единого шахтаминского комплекса. Точно так же в составе кукульбейского комплекса биотитовых и лейкократовых гранитов нередко выделяется **шерловогорский** верхнеюрский комплекс (Кормилицын, 1973; Пермяков, 1973).

Из приведенного обзора исключены некоторые интрузивные комплексы габбро-диоритового состава (асинский, тайнинский), а также эффузивные и эффузивно-вулканогенные образования. Ниже приводится краткая геолого-петрографическая характеристика перечисленных гранитоидных комплексов.

Гранитоиды Даурской зоны

Даурский и кыринский комплексы. Гранитоиды комплексов на территории зоны пользуются преимущественным распространением и образуют крупные батолитовые массивы, сложенные роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и гранитами, объединяемыми в настоящей работе в главную интрузивную фазу. Разграничение массивов комплексов затруднительно. Гранитоиды даурского пермо-триасового комплекса распространены преимущественно в северо-западной и северной частях зоны. Авторами они изучались в пределах Верхне-Илинского участка (см. рис. 1, уч. 9). Батолитовые массивы кыринского триас-среднеюрского комплекса развиты в юго-восточной части зоны (см. рис. 1, уч. 17а, 1—8).

Согласно представлениям авторов настоящей работы, после формирования батолитовых массивов гранитоидов главной интрузивной фазы, в период тектоно-магматической активизации (нижняя — средняя юра), происходило формирование трещинных массивов фазы дополнительных интрузий (ФДИ в дальнейшем изложении) кыринского и, вероятно, даурского комплексов. Интрузии ФДИ, представляющие крупные массивы, дайкообразные пластовые тела и штоки, сложены биотитовыми мелко-среднезернистыми неравномерно-зернистыми и лейкократовыми (с биотитом) гранитами, часто порфиоровидной структуры. С крупнозернистыми гранитоидами главной фазы граниты ФДИ связаны чаще маломощными зонами постепенных переходов, в пределах которых наблюдается быстрая смена структуры и состава гранитов (роговая обманка в гранитах ФДИ, как правило, отсутствует). На рис. 1 массивы ФДИ, сложенные биотитовыми либо лейкократовыми гранитами, выделены более густой штриховкой. Часть из них (11, 12, 13, 21, 23 и др.) по геологическим признакам включается многими авторами в состав асакан-шумиловского (рудноносного) комплекса, другая часть (17, 19, 20 и др.) объединялась ранее в харалгинский комплекс. По геохимическим данным, генетическое единство гранитов ФДИ с гранитоидами главной фазы кыринского комплекса несомненно.

Батолитовые массивы главной фазы даурского и кыринского комплексов сложены средне- и крупнозернистыми роговообманково-биотито-

выми диоритами, гранодиоритами, реже гранитами, обычно с резко выраженной порфириформной структурой, обусловленной вкрапленниками (порфиробластами) калишпата. Массивы главной фазы имеют обычно зональное строение, в краевых зонах преобладают диориты и кварцевые диориты, переходящие в центральных частях в гранодиориты и реже граниты. Гранитоиды, объединяемые в даурский комплекс, характеризуются повышенной основностью и в большинстве своем представлены гранодиоритами и кварцевыми монцодиоритами (Классификация и номенклатура..., 1975). В их составе плагиоклаз (зональный — № 42—35—20) резко преобладает над калишпатом, в сумме биотита и амфибола (15—20, до 30% породы) обычно около половины составляет амфибол, пироксен в незначительном количестве фиксируется не всегда.

Состав гранитоидов главной фазы кыринского комплекса изменяется от гранодиоритов до гранитов. Кыринские граниты по сравнению с гранитами даурского комплекса характеризуются повышением роли калишпата в сумме полевых шпатов (30—50%), сокращением суммы темноцветных (амфибол и биотит) с 15% в гранодиоритах до 8—9% в гранитах, при обычно резком преобладании биотита. Плагиоклаз зональный, № 45—40—30 до олигоклаза № 25. Амфибол в гранитоидах комплексов представлен обыкновенной роговой обманкой. По составу акцессорных минералов даурские и кыринские гранитоиды относятся к сфен-ортитовому типу. Количество акцессорных невелико.

В целом гранодиоритовые разности кыринского комплекса преобладают в краевых частях Даурской зоны, а граниты главной фазы доминируют во внутренней области зоны (см. рис. 1, уч. 1, 2, 4).

Граниты ФДИ характеризуются кислым составом плагиоклаза (обычно зональный, олигоклаз № 20—25 до альбит-олигоклаза в краевых частях зерен № 6—14) при преобладании калишпата, высоким (30—35%) содержании кварца. Часть гранитов относится к разновидности щелочно-полевошпатовых лейкократовых (сумма темноцветных < 3%). Роговая обманка отмечается только в краевых зонах некоторых массивов.

В петрохимическом отношении всем гранитоидам кыринского комплекса, принадлежащим к щелочноземельному ряду, свойственна повышенная щелочность, обусловленная повышенными содержаниями калия. Средние составы гранитов главной фазы и ФДИ кыринского комплекса, по данным авторов, приведены в табл. 1. Средние данные по редкоэлементному составу (геохимическая характеристика; Козлов, Свадковская, 1972; Козлов, 1974) гранитоидов кыринского комплекса приведены в табл. 2.

Гранитоиды главной фазы комплекса характеризуются приближающимися к кларковым уровнями концентраций большинства изученных элементов. Несколько понижены в них относительно кларковых содержания фтора, рубидия, повышены концентрации лития, бора и заметно повышены (в 1,5 раза выше кларка) содержания олова. Концентрации большинства элементов в гранитоидах разных участков отличаются высокой стабильностью. Гранитам ФДИ, несмотря на их лейкократовый характер, свойственны кларковые уровни концентраций гранитофильных элементов, пониженные содержания фтора и бария со стронцием. В лейкогранитах части интрузий повышены концентрации олова и вольфрама.

Сохондинский комплекс. Субвулканические породы комплекса нижне-среднеюрского возраста гранодиорит(дацит)-гранитного состава приурочены к зонам глубинных разломов северо-восточного простирания в участках их пересечения северо-западными линейными глубинными структурами. Породы комплекса развиты в восточной части Даурской зоны.

Авторы настоящей работы выделяют главную фазу комплекса, представленную крупными полями дацитов и дацитовых порфиров, тесно ассоциирующих с менее распространенными гранодиорит-порфирами и гранодиоритами идентичного с дацитами, по петрохимическим данным, состава.

Средняя петрохимическая характеристика гранитоидных

Фаза, породы	Регион, массивы (номера на рис. 1,2)	Содер		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
1	2	3	4	5
<i>Урулюнгу</i>				
Главная фаза Граниты биотитовые крупно-зернистые катаклазированные	Восточно-Забайкальский регион, Заурулюнгуевский массив (74)	74,30	0,25	12,97
<i>Цаган</i>				
Главная фаза Плагиограниты роговообманково-биотитовые мелко-средне-зернистые гнейсовидные	Восточно-Забайкальский регион, Цаган-Олуевский массив* (75)	68,32	0,43	15,18
<i>Ундин</i>				
Главная фаза Гранодиориты роговообманково-биотитовые крупнозернистые порфиroidные	Восточно-Забайкальский регион, Верхнеундинский батолит (77)	64,87	0,68	16,27
Гранодиориты роговообманково-биотитовые крупнозернистые	Восточно-Забайкальский регион, Калганский (Кутомарский) массив* (79)	65,28	0,47	16,31
Граниты роговообманково-биотитовые крупнозернистые, обычно порфиroidные	Там же	70,22	0,26	14,82
Заключительная фаза Граниты биотитовые мелко-среднезернистые	Отдельные массивы в пределах Верхнеундинского батолита	73,42	0,18	13,60
	Отдельные участки в пределах Каданского и Заурулюнгуевского массивов (74,81)	71,87	0,31	14,71
<i>Кыринский</i>				
Главная фаза Гранодиориты и граниты роговообманково-биотитовые порфиroidные	Даурская зона, восточная половина (уч. 1—5, 6а)	68,00	0,48	14,97
Ф Д И Граниты биотитовые	Даурская зона, восточная половина, отдельные массивы (17, 19, 20 и др.)	74,37	0,14	13,08
<i>Сохондин</i>				
Главная фаза Дацииты, гранодиорит-порфиroidы	Даурская зона, восточная часть, отдельные массивы (24, 27, 30)	66,63	0,54	15,48
Заключительная фаза Граниты резкопорфиroidные, гранит-порфиroidы	Даурская зона, восточная часть, небольшие массивы, штоки	70,88	0,28	14,46
<i>Шагтамин</i>				
Главная фаза Моноцогаббро и монодиориты	Агинская зона (массивы 37, 41, 43, 44 и др.)	60,10	0,90	15,60
Моноциты и гранодиориты	Агинская зона (массивы 38—40, 61а)	65,89	0,51	15,79
	Восточно-Забайкальский регион (массивы** 52, 82, 83 и др.)	68,40	0,55	13,60

комплексов Центрального и Восточного Забайкалья

жанбе, %										Число проб
Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	
6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
<i>евский (PZ₁)</i>										
1,05	0,98	0,01	0,13	1,19	2,96	5,02	Н. о.	0,82	99,68	12
<i>олуевский (PZ₁₋₂)</i>										
0,89	2,61	0,05	0,91	2,83	4,44	3,08	0,17	H ₂ O 0,26	99,17	10
<i>ский (C₃-P)</i>										
1,77	2,75	0,08	1,54	3,25	3,93	3,60	0,13	H ₂ O 0,66	99,53	14
1,60	1,57	0,12	1,78	3,26	3,41	4,79	Н.д.****	1,50	100,09	6
1,55	1,08	0,11	0,64	1,74	3,54	4,78	Н.д.	0,67	99,41	15
0,48	0,94	0,04	0,72	0,61	3,25	4,57	0,06	H ₂ O 0,77	98,64	4
0,89	0,70	0,03	0,41	1,67	3,83	4,34	0,10	0,84	99,70	7
<i>(Т-Ј₂)</i>										
0,56	2,94	0,06	1,04	2,52	3,91	4,04	0,05	0,50	99,07	60
0,37	1,32	0,03	0,10	0,78	3,72	5,06	0,02	0,33	99,32	49
<i>ский (Ј₁-Ј₂)</i>										
0,47	3,36	0,08	1,22	2,92	3,80	3,84	0,10	0,89	99,33	36
0,52	2,10	0,06	0,47	1,49	3,88	4,66	0,05	0,66	99,52	40
<i>ский (Ј₂-Ј₃)</i>										
1,09	4,27	0,10	4,18	4,70	3,75	3,39	0,30	1,00	99,38	38
0,73	2,70	0,06	1,79	2,64	4,15	4,16	0,12	0,71	99,25	17
Σ3,15		Н.д.	2,44	2,30	4,20	4,17	Нет данных		—	36

1	2	3	4	5
<i>Амуджикано-</i>				
Гранодиориты роговообманково-биотитовые	Восточно-Забайкальский регион, два крупных массива**	66,75	0,60	13,38
Граниты роговообманково-биотитовые, порфириовидные	Восточно-Забайкальский регион, четыре массива** (50, 51 и др.)	71,10	0,50	13,05
<i>Акатуевский</i>				
Главная фаза Монодиориты (сленито-диориты)	Восточно-Забайкальская зона, Акатуевский массив*** (84)	60,27	1,02	15,43
<i>Борщевочный</i>				
Главная фаза Граниты биотитовые крупнозернистые порфириовидные	Агинская зона, Халзанский массив (54)	69,80	0,31	15,64
	Восточно-Забайкальский регион, Борщевочный массив* (57)	69,31	0,51	15,00
Заключительная фаза Граниты биотитовые мелко-среднезернистые	Агинская зона, Халзанский массив	73,26	0,16	14,24
	Восточно-Забайкальский регион, Борщевочный массив*	72,93	0,24	13,82
	Восточно-Забайкальский регион, Кличкинский массив (80)	72,72	0,24	14,35
<i>Кукулубейский</i>				
Граниты биотитовые среднекрупнозернистые, порфириовидные	Агинская зона (массивы 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 70, 71)	72,84	0,31	14,29
	Восточно-Забайкальский регион (массивы** 66, 69, 72 и др.)	75,87	0,21	11,78
Граниты мусковитовые среднекрупнозернистые грейзенизированные	Агинская зона (массивы 59, 61, 70)	75,34	0,05	13,77
Граниты мусковитовые пегматитоносные	Агинская зона (массивы 61, 64, 65)	74,64	0,02	14,75
<i>Харалгинский</i>				
Граниты биотитовые и лейкократовые	Даурская зона (массивы 31, 32, 34, 35)	74,02	0,11	13,02

* Данные Н. С. Вартяновой и др. (1972).

** Вычислено по данным М. И. Кузьмина, В. С. Антипина (1972, с. 140, табл. 2).

*** Вычислено по данным М. В. Захарова (1972, с. 104, табл. 4).

**** Здесь и далее «Н. д.» — нет данных, «Н. о.» — не обнаружено.

Заключительная фаза комплекса представлена дайкообразными телами и штоками гранит-порфиров и резкопорфириовидных биотитовых гранитов, прорывающих породы главной фазы.

Наиболее распространенные субвулканические дациты главной фазы представляют собой порфировые породы с вкрапленниками обычно зонального плагиоклаза (андезин № 35—40, до 30% породы), калиевого полевого шпата (до 10%), биотита, амфибола, кварца и реже пироксена. Гранодиорит-порфиры характеризуются аплитовой или гранитовой основной массой, вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин № 30—40, 25% породы в среднем), биотитом (9—10%), кварцем, калиевым полевым шпатом и составляют от 40 до 60% породы.

Гранит-порфиры и резкопорфириовидные граниты заключительной фазы сохондинского комплекса характеризуются обычным преобладанием во вкрапленниках плагиоклаза (олигоклаз № 15—30) над калишпатом,

6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>сретенский (J₃)</i>										
Σ 3,45		Н.д.	2,90	3,15	4,03	3,74	Нет данных		—	8
Σ 2,82		»	1,33	1,92	4,08	4,10	» »		—	22
<i>(J₂—J₃)</i>										
1,69	3,10	0,07	4,50	4,60	4,11	3,80	0,31	0,52	99,42	4
<i>(J₂—J₃)</i>										
0,50	2,05	0,04	0,43	1,37	3,96	4,80	0,10	0,56	99,56	25
0,92	2,24	0,04	0,87	2,18	3,29	4,33	0,21	H ₂ O 0,39	99,29	15
0,54	0,83	0,005	0,50	0,95	3,60	5,33	0,07	0,52	100,00	16
0,90	1,44	0,04	0,39	1,56	3,17	4,84	0,10	0,28	99,71	13
0,74	0,86	0,02	0,23	1,29	3,65	4,80	0,06	0,77	99,73	5
<i>(J₂—J₃)</i>										
0,55	1,21	0,03	0,44	1,02	3,70	4,77	0,05	0,65	99,86	85
Σ 2,00		Н.д.	0,13	0,76	3,87	4,63	Нет данных		—	30
0,37	0,92	0,07	0,10	0,36	3,69	4,23	0,04	0,89	99,83	14
0,40	0,37	0,04	0,005	0,47	4,47	3,76	0,08	0,66	99,66	39
<i>‡ (J₂—J₃)</i>										
0,41	1,65	0,03	0,03	0,61	3,81	4,93	Н. о.	0,77	99,39	81

присутствием в составе темноцветных небольших количеств роговой обманки, замещаемой биотитом (6—10%).

В петрохимическом отношении (см. табл. 1) породы комплекса отличаются повышенной щелочностью за счет калия и относятся по составу к группам щелочных гранитов (заключительная фаза) и трахидацитов (главная фаза). Менее распространены разновидности, отвечающие по составу щелочноземельным гранитам и дацитам.

Характерными геохимическими особенностями пород комплекса (Свадковская, 1974) являются повышенные (относительно кларковых значений) концентрации стронция, бария, олова, вольфрама и бора. Содержания фтора являются отчетливо пониженными. Концентрации рубидия и бериллия в целом соответствуют кларковым, сколько-нибудь существенного накопления этих гранитофильных элементов в гранитах заключительной фазы не наблюдается. Концентрации лития в большинст-

Геохимическая характеристика гранитоидных

Фаза, породы	Регион, массивы (номера на рис. 1,2)	Со	
		%	
		Na	K
1	2	3	4
<i>Урулюн</i>			
Главная фаза Граниты биотитовые крупнозернистые, катаклазированные	Восточно-Забайкальский регион, Заурулюнгуевский массив (74)	2,2	4,2
<i>Удинский</i>			
Главная фаза Гранодиориты роговообманково-биотитовые крупнозернистые порфировидные	Восточно-Забайкальский регион, Верхне-Удинский массив (77)	2,8	3,3
Заключительная фаза Граниты биотитовые мелко-среднезернистые	Восточно-Забайкальский регион, Калганский и Кадаинский массивы (79, 81)	2,7	3,4
	Восточно-Забайкальский регион, массивы в Верхнеудинском батолите	2,7	3,65
	Восточно-Забайкальский регион, участки в Кадаинском и Заурулюнгуевском (74) массивах	2,8	3,7
Заключительная фаза Граниты лейкократовые среднекрупнозернистые	Восточно-Забайкальский регион, мелкие массивы в Верхнеудинском батолите (77)	2,8	3,8—4,4
<i>Гыринский</i>			
Главная фаза Граниты и гранодиориты роговообманково-биотитовые крупно- и среднезернистые, порфировидные Ф Д И Граниты биотитовые и лейкократовые средне-мелкозернистые	Даурская зона, восточная половина (уч. 1—5, 7,8)	2,9	3,2
	Даурская зона, восточная половина (массивы 17, 19, 20, 23 и др.)	2,8	3,9
<i>Сохондинский</i>			
Главная фаза Дацилы, порфириты, гранодиорит-порфиры Заключительная фаза Гранит-порфиры, граниты резкопорфировидные	Даурская зона, восточная половина (массивы 24, 27, 30)	2,9	3,2
	Даурская зона, восточная половина, штоки и крупные дайки	3,0	3,8
<i>Шатаминский</i>			
Главная фаза Монцонаббро-монциодориты Монциты и гранодиориты	Агинская зона (массивы 37, 41, 43, 44, и др.)	2,7	2,4
	Агинская зона (массивы 38—40, 61а, 47, 48, и др.)	2,7	3,1
	Восточно-Забайкальский регион* (массивы 52, 82, 83)		3,5
<i>Амуджиканский</i>			
Главная фаза Гранодиориты, граниты амфиболобиотитовые крупнозернистые	Восточно-Забайкальский регион* (массивы 50, 51 и др.)		3,25
<i>Агатувский</i>			
Главная фаза Монцонаббро и монциты	Восточно-Забайкальский регион** (массивы и штоки 84, 86 и др.)	3,2	3,4

Таблица 2

комплексов Центрального и Восточного Забайкалья

держание											Число проб
г/т											
F	Li	Rb	Be	Sr	Ba	B	Sn	W	Zn	Pb	
5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>гуевский (PZ₁)</i>											
0,13	55	280	3,5	100	450	Н.д.	5,5	1,5	48	36	18
<i>(С₃-P)</i>											
0,07	42	140	1,8	300	900	»	4,4	Н.д.	46	13	53
0,05	38	135	1,7	300	900	»	3,8	»	64	14	28
0,06	39	140	1,8	400	1100	»	4,6	»	44	22	55
0,06	38	145	2,4	300	900	»	3,2	»	50	19	16
0,04— —0,09	15—35	160—210	2,3—3,7	100	300	Н.д.	3,6	Н.д.	25—45	14—22	19
<i>(Т-J₂)</i>											
0,05	56	130	2,5	220	700	16	5,2	1,0	53	23	146
0,03	42	185, до 270	3,3, до 5	50	310	16, до 26	5,2, до 10	1,3, до 5	35	28, до 38	147
<i>(J₁-J₂)</i>											
0,05	48	130	1,9	210	750	26	5,9	2,9	55	25	59
0,04	60	155	3,1	200	760	21	5,0	3,3	52	24	51
<i>(J₂-J₃)</i>											
0,06	31	105	2,3	400	810	42	5,7	1,3	80	19	37
0,06	39	135	2,9	400	750	28	4,1	1,8	52	23	55
0,08	32	150	3,0	Нет данных			2,9	Н.д.	41	25	
<i>сретенский (J₃)</i>											
0,08	70	145	4,6	440	860	Н.д.	5,0	2,0	39	30	
<i>(J₂-J₃)</i>											
0,13	34	100	3,3	1200	1600	»	3,7	Н.д.	52	25	150



1	2	3	4
<i>Борщевочный</i>			
Главная фаза Граниты биотитовые крупнозернистые Ф Д И	Агинская зона, Халзанский массив 54	2,7	3,8
Граниты биотитовые и двуслюдяные мелко-среднезернистые В целом	Восточно-Забайкальский регион, Борщевочный массив (57)	2,5	4,0
Граниты биотитовые и лейкократовые		2,3	3,9
Заключительная фаза Граниты биотитовые мелко-среднезернистые	Восточно-Забайкальский регион, Кличкинский массив (80)	2,6	4,2
<i>Кукуньейский</i>			
Главная фаза Граниты биотитовые крупно- и среднезернистые	Массивы Агинской зоны (58, 59, 61, 62, 70, 71)	2,7	3,7
Главная фаза Граниты мусковитовые крупно- и среднезернистые, грейзенизированные	Агинская зона (массивы 59, 61, 62, 70)	2,7	3,6
Субфаза, главная фаза Граниты мусковитовые разнотернистые, пегматитовые	Агинская зона (массивы 61, 64, 65)	3,2	3,1
Главная фаза Граниты биотитовые крупнозернистые	Восточно-Забайкальский регион* (массивы 66, 69, 90)		4,2
<i>Асаган-шумиловский</i>			
Главная фаза Граниты биотитовые среднезернистые	Даурская зона, Западная часть, Шумиловский массив*** (14)	2,9	3,6
Заключительная фаза Фельзитовые граносенит-порфиры		4,0	4,4
<i>Харалгинский</i>			
Главная фаза Граниты биотитовые и лейкократовые	Даурская зона, восточная часть (массивы 31, 32, 34, 35)	2,8	4,1

* По данным М. И. Кузьмина и В. С. Антипина (1972) и В. С. Антипина (1970).

** По данным М. Н. Захарова (1972).

*** Из работы С. А. Омеляненко, В. Д. Козлова, Е. М. Шеремета (1974).

ве случаев несколько повышены (в 1,5 раза выше кларка). В субщелочном характере пород комплекса, повышенных содержаниях калия, бария и стронция проявляется генетическая связь со щелочно-базальтоидными магмами.

Харалгинский комплекс относится к интрузивным образованиям завершающего периода мезозойской тектоно-магматической активизации в Центральном Забайкалье. Представлен несколькими пространственно разобщенными массивами биотитовых и лейкократовых гранитов, приуроченных к зонам глубинных разломов в восточной части Даурской структурно-формационной зоны (см. рис. 1). С интрузиями комплекса генетически связана главная часть оловянного промышленного оруденения региона (Хапчерангинское, Ингодинские месторождения, многие рудопоявления).

5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
$(J_2 - J_3)$											
0,05	54	160	2,3	230	650	15	4,0	1,3	52	24	41
0,06	52	250	4,0	120	400	14	6,5	1,1	43	25	21
0,05	46	200	4,5	270	400	17	4,3	1,2	27	39	22
0,10	46	280	3,6	150	650	Н.д.	5,3	0,9	77	33	18
$(J_2 - J_3)$											
0,10	120	300	7,0	180	450	35	10	5,8	42	38	50
0,20	200	420	14	80	120	38	40	11	26	24	30
0,05	80	330	10	15	60	29	20	3,5	13	22	47
0,23	97	300	6,8	Нет данных			6,3	Н.д.	57	30	Н.д.
$(J_1 - J_2)$											
0,09	130	300	6,0	200	360	13	15	1,7	34	54	32
0,87	800	1100	4,1	Нет данных			48	44	140	97	7
$(J_2 - J_3)$											
0,28	72	360	8,5	90	260	17	9,7	3,7	40	31	128

Массивы комплекса сложены резкопорфировидными, реже равномерно-зернистыми гранитами, переходящими в зоне апикальных эндоконтактов в гранит-порфиры закалки и иногда кварцевые порфиры. Количество биотита обычно не превышает 3%, роговая обманка отсутствует. В составе силикатных минералов кварц и калишпат заметно преобладают над плагиоклазом (альбит — олигоклаз № 5—15).

По химическому составу большинство гранитов комплекса относится к ультракислым ($\text{SiO}_2 > 74\%$; Серых, 1972) разновидностям. Граниты характеризуются стабильно низкими содержаниями магния и кальция; значение параметра c на диаграмме А. Н. Заварицкого составляет 0,4—0,6, что соответствует преобладанию в составе плагиоклазов альбита низких номеров. В составе аксессуарных в заметных количествах (0,1—0,2%) присутствует флюорит.

В геохимическом отношении (Свадковская, 1974) граниты комплекса резко отличаются от аналогичных по составу лейкократовых гранитов поздних фаз кыринского и сохондинского комплексов (см. табл. 2) повышенными содержаниями фтора, превышающими кларковые в 3—5 раз, высокими концентрациями редких щелочных элементов, особенно рубидия, а также высокими содержаниями бериллия, олова, вольфрама, свинца, иными словами, большинства редких гранитофильных элементов. Вместе с тем особенностью харалгинских гранитов являются резко пониженные содержания стронция и бария. В дальнейшем подобные граниты с высокими концентрациями редких гранитофильных элементов называются редкометальными.

Асаган-шумиловский комплекс. Данные по биотитам комплекса заимствованы из ранее опубликованной работы (см. Козлов и др., 1974). Гранитоиды комплекса изучались Е. Т. Бубновым (1961), геохимическая характеристика их приведена в работе Е. М. Шеремета, С. А. Омеляненко и др. (1974).

Комплекс представлен несколькими пространственно сближенными массивами в северо-западной части Даурской зоны (14, см. рис. 1), сложенными кислыми и ультракислыми гранитами, среди которых выделяется несколько фазовых и фациальных разновидностей (Бубнов, 1961). Преобладают биотитовые и двуслюдяные (с мусковитом) крупно- и среднезернистые разновидности. Поздние дифференциаты представлены мелкозернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами, дайками аплитовидных гранитов и фельзитовых грапосиенит-порфиров. По геохимическим особенностям граниты являются редкометальными. Поздние дифференциаты по уровню накопления редких элементов относятся к ультраредкометальным разновидностям (Омеляненко и др., 1974). С гранитами комплекса связано вольфрамовое и оловянно-вольфрамовое оруденение. Интрузии этого комплекса подобны гранитам кукульбейского (см. ниже).

Следует отметить, что некоторые исследователи включают в состав комплекса массивы биотитовых и лейкократовых гранитов в северной и северо-западной частях Даурской зоны (11—13, 16, 23 и др., см. рис. 1). Эти интрузии, судя по их геологическому положению и геохимическим данным, являются поздними дифференциатами батолитовых интрузий кыринского и даурского комплексов и выделены, как указывалось, в группу ФДИ названных комплексов.

Гранитоиды Агинской зоны и Восточно-Забайкальского региона

Урулюнгуевский комплекс — наиболее древний на территории оловянно-вольфрамового и золото-полиметаллического поясов Забайкалья. Относится, согласно существующим взглядам, к каледонскому орогенезу (Пермяков, 1973). Возраст комплекса, по данным калий-аргоновой геохронометрии, составляет 400—450 млн. лет. Граниты комплекса слагают большую часть Заурулюнгуевского массива в южном Приаргунье (см. рис. 2, массив 74), представлены крупнозернистыми, биотитовыми (5—8%) огнейсованными, интенсивно катаклазированными и милонитизированными порфировидными разновидностями и характеризуются кислым составом (см. табл. 1).

В геохимическом отношении в гранитах отмечаются умеренно повышенные по сравнению с кларковыми концентрации ряда гранитофильных элементов. Содержание фтора соответствует кларковому.

Цаган-олуевский комплекс относится также к каледонской складчатости. Возраст комплекса точно не установлен (нижний — средний палеозой). Гранитоиды комплекса слагают в центральной части Восточного Забайкалья два массива (75, 78, см. рис. 2). Комплекс формировался в зонах ультраметаморфизма (Стецюк, 1969), представлен полосчатыми

негомогенизированными биотитовыми и двуслюдяными гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами с многочисленными пластовыми телами и жилами мелкозернистых гранитов, адлитов, пегматитов, являющихся, по геологическим данным, продуктами селективного выплавления. В случае интенсивных процессов мезозойского анатексиса, приводящего к значительной гомогенизации вещества, по гранитоидам цаган-олуевского комплекса формировались массивы борцевочного (см. ниже).

Данные по слюдам цаган-олуевского комплекса отсутствуют.

Удинский (верхнеудинский) комплекс. Гранитоиды комплекса относятся к варисскому орогенезу (верхний карбон — пермь) и по площади распространения доминируют среди интрузивных образований Восточно-Забайкальского региона, слагая крупные батолитовые массивы. В комплексе резко преобладают крупнозернистые порфировидные роговообманково-биотитовые гранодиориты (по современной классификации), граниты (биотитовые, лейкократовые) распространены ограниченно. В составе темноцветных биотит преобладает над роговой обманкой. Плаггиоклаз представлен андезином № 40—47 в более меланократовых разностях и зональным андезин-олигоклазом № 23—30—40 в более лейкократовых разновидностях гранодиоритов. В гранитах плаггиоклаз представлен олигоклазом. По аксессуарному составу удинские гранитоиды относятся к сфен-ортитовому типу. Среди аксессуарных доминируют магнетит и сфен.

В петрохимическом отношении гранитоиды комплекса представляют собой нормальные щелочноземельные разновидности, хотя отмечается несколько повышенное содержание в них натрия. Концентрации изучавшихся (Козлов, 1972) редких гранитофильных элементов и летучих в гранитоидах комплекса относительно кларковых либо являются пониженными (рубий, бериллий, свинец), либо соответствуют кларковым (литий, олово, цинк, фтор, барий, стронций).

Шахтаминский комплекс. Формирование комплекса связано с этапом мезозойской тектоно-магматической активизации. Его интрузии габбро-монцонит-гранодиоритового состава средне-верхнеюрского возраста, согласно существующим взглядам, приурочены к зонам глубинных разломов и широко распространены на территории Агинской зоны (см. рис. 1) и Восточно-Забайкальского региона (см. рис. 2), образуя крупные, средние и мелкие массивы и штоки.

Большинство крупных массивов (39, см. рис. 1; 52, 82, 83 и др., см. рис. 2) сложены средне- и крупнозернистыми порфировидными роговообманково-биотитовыми гранитоидами, представляющими ряд гранодиорит-кварцевый монцонит — кварцевый монцодиорит (по современной классификации). В породах, слагающих мелкие интрузии Агинской зоны, часты более основные разновидности, представленные кварцевыми монцодиоритами — кварцевыми монцогаббро. Среди темноцветных в них наряду с роговой обманкой и биотитом в подчиненном количестве присутствует пироксен, плаггиоклаз представлен андезином (№ 40—48).

Группа сравнительно небольших массивов и штоков в Восточно-Забайкальском регионе выделяется частью авторов в самостоятельный акатуевский комплекс, массивы которого (84, 85, 86 и др., см. рис. 2) сложены породами ряда габбро-сиенит — сиенито-диорит (Захаров, 1972). Часть массивов, включаемых в шахтаминский комплекс, развитых по правобережью р. Шилки в Восточно-Забайкальском регионе, нередко выделяется в самостоятельный амуджикано-сретенский (сретенский) верхнеюрский комплекс интрузий, сложенных крупнозернистыми роговообманково-биотитовыми гранитами и реже гранодиоритами, в некоторых массивах имеющими гигантопорфировидную структуру (Кузьмин, Антипин, 1972). Данные по биотитам акатуевского и амуджикано-сретенского комплексов заимствованы из работы П. В. Ковалея, М. И. Кузьмина, В. С. Антипина с соавторами (1972).

В петрохимическом отношении в составе шахтаминского комплекса Агинской зоны доминируют гранитоиды, соответствующие гранодиоритам — кварцевым монцонитам, а среди более основных разновидностей преобладают породы, приближающиеся к кварцевым монцодиоритам. Наиболее основным составом характеризуются интрузии, объединяемые в акатуевский комплекс Восточно-Забайкальского региона, в которых широко развиты монцогаббро.

В соответствии с петрохимическими особенностями интрузий шахтаминского комплекса геохимическая характеристика их несколько различается. Для интрузий, выделяемых в акатуевский комплекс, доказана генетическая связь со щелочно-базальтоидными магмами (латитовая серия; Захаров, 1972). Их главными геохимическими особенностями являются повышенные (относительно кларков для гранитов в 1,5—2 раза) содержания фтора и очень высокие концентрации стронция и бария. Несколько повышено относительно кларкового уровня в гранитах также содержание олова и понижены концентрации редких щелочных элементов и бериллия (Захаров, 1972).

Интрузии шахтаминского комплекса Агинской зоны характеризуются пониженными относительно кларковых концентраций в гранитах содержаниями фтора, редких щелочей, бериллия, отчетливо повышенными концентрациями бора, олова и вольфрама и повышенными концентрациями стронция и бария. Последняя особенность, принимая во внимание субщелочной, калиевый характер интрузий комплекса, явно указывает на его генетическую связь со щелочно-базальтоидными магмами.

Концентрации гранитофильных элементов, а также фтора в гранитоидах амуджикано-сретенского комплекса приближаются или соответствуют кларковым (Кузьмин, Антипин, 1972).

Борщевочный комплекс представлен отдельными крупными батолитообразными массивами средне-верхнеюрского возраста огнейсованных гранитоидов, обычно сложного многофазного строения, размещающихся в пределах Агинской зоны (54, см. рис. 1) и Восточно-Забайкальского региона (57, 89, см. рис. 2). В генетическом отношении комплекс представляет, по-видимому, древние гнейсовые купольные структуры, подвергнутые в период мезозойской тектоно-магматической активизации процессам калиевого метасоматоза, гранитизации и анатексиса, в результате которых достигалась заметная гомогенизация вещества и формировались поздние фазы огнейсованных мелко-среднезернистых биотитовых, лейкократовых, иногда двуслюдяных гранитов, образующих обычно крупные пластовые тела в гранитах главной фазы. С поздними фазами биотитовых, двуслюдяных и лейкократовых гранитов связаны поля пегматитов, частью альбитизированных, мусковитовых, с редкометальной минерализацией (Темников, Грузова, 1972).

Пример Цаган-Олуевского массива показывает, что гранитоиды борщевочного комплекса могли возникать в результате интенсивного мезозойского анатексиса с явлениями интрузивного перемещения анатектических расплавов (Кондуевский массив, 89, см. рис. 2). Так же образовался, вероятно, массив слабоогнейсованных биотитовых мелко-среднезернистых гранитов Кличкинского хребта (80, см. рис. 2), для которых был установлен среднеюрский возраст (Таусон и др., 1973).

Гранитоиды ранней фазы борщевочного комплекса характеризуются значительным неостоянством структур и представлены главным образом биотитовыми разностями (7—10%), в составе которых плагиоклаз (олигоклаз № 22—30) преобладает над калишпатом. В гранитах поздних фаз содержание биотита снижается до 6—2%, появляются ограниченно распространенные двуслюдяные разновидности с мусковитом, при переменных соотношениях плагиоклаза (альбит-олигоклаза) и микроклина. В гранитах поздних фаз и ассоциирующих с ними аплит-пегматитах часто присутствует гранат.

В петрохимическом отношении среди гранитоидов комплекса преобладают разности гранитного состава, характеризующиеся в большинстве своем повышенными содержаниями калия и пересыщенностью глиноземом, что свойственно калишпатизированным разностям и гранитам поздних фаз. Одновременно с повышением глиноземистости в гранитах повышается и содержание кремнекислоты.

В гранитах комплекса фиксируются кларковые концентрации большинства гранитофильных элементов. В процессе дифференциации комплекса от гранитов главных к гранитам заключительных фаз наблюдается некоторое повышение содержания рублидия, бериллия, олова и бора при умеренном снижении концентраций фтора. Вместе с тем в отдельных участках тел ФДИ комплекса могут формироваться граниты с более высоким уровнем накопления гранитофильных элементов, приближающиеся геохимически к редкометальным гранитам с низкими концентрациями фтора.

Кукульбейский комплекс имеет важнейшее металлогеническое значение. С гранитными интрузиями комплекса среднеюрского возраста, массивы которых известны на всей громадной территории Агинской зоны и Восточно-Забайкальского региона, связано главное промышленное оловянно-вольфрамовое и редкометальное оруденение оловянно-вольфрамового металлогенического пояса Забайкалья.

Комплекс представлен средними и мелкими, реже крупными пространственно разобщенными массивами биотитовых, лейкократовых и двуслюдяных гранитов, формировавшихся в период мезозойской тектоно-магматической активизации.

Наибольшее пространственное сгущение интрузий комплекса наблюдается в Шерловогорско-Кукульбейском рудном районе, расположенном в пограничной области Агинской зоны и Восточно-Забайкальского региона, где известен целый ряд массивов комплекса (66,68—73 и др., см. рис. 1 и 2). Остальные интрузии комплекса образуют отдельные массивы или группы сближенных массивов на значительном пространственном удалении друг от друга (см. рис. 1 и 2).

Всеми исследователями, изучавшими интрузии комплекса, отмечается множественность представляющих его фазовых и фациальных разновидностей гранитоидов. В настоящее время строение и формирование интрузий кукульбейского комплекса представляются в следующем виде (Козлов, Сवादковская, 1974).

Главная интрузивная фаза комплекса представлена средне- или крупнозернистыми биотитовыми, обычно порфиroidными и с небольшим количеством мусковита, гранитами. Содержание биотита в них составляет 5—7%, достигая в мелкократовых разновидностях краевых зон массивов 8—9%. Плагноклаз (олигоклаз № 10—20) и калишпат характеризуются примерно равными соотношениями или плагноклаз несколько преобладает. Количество кварца в гранитах составляет 30—35%. В некоторых массивах краевые и апикальные зоны сложены средне- и мелкозернистыми биотитовыми гранитами того же состава (зоны заалки). Отдельные участки в гранитах главной фазы, представляющие апикальные зоны и купольные выступы, сложены двуслюдяными, переходящими в мусковитовые грейзенизированные разности, гранитами. Двуслюдяные граниты средне- и крупнозернистой структуры содержат 6—8% слюд при приблизительно равных соотношениях биотита и мусковита. В мусковитовых гранитах грейзенизированных куполов содержание мусковита возрастает до 9—10%, биотит содержится обычно в реликтах, плагноклаз представлен альбит-олигоклазом (№ 5—15); присутствует гранат. Мусковитовые грейзенизированные граниты являются рудовмещающими для связанного с интрузиями кварц-вольфрамитового (обычно с касситеритом) оруденения. В экзоконтакте части интрузий главных фаз кукульбейского комплекса размещается высокотемпературное кварц(полевошпат)-касситеритовое жильное оруденение.

С частью массивов главной фазы кукульбейского комплекса ассоциируют пегматитоносные мусковитовые граниты. Они образуют инъекционно-интрузивные пластовые тела в апикально-фронтальной зоне некоторых кукульбейских интрузий (массивы 61 и 65, см. рис. 1) либо штокообразные интрузии, сочетающиеся с массивами биотитовых гранитов главной фазы (Богов Утес в Кулиндинской группе массивов — 64, см. рис. 1). Пегматитоносные мусковитовые граниты характеризуются отчетливой полосчатой текстурой, обусловленной чередованием полос, относительно обогащенных мусковитом либо кварцем с полевыми шпатами, обычной субпараллельной ориентировкой слюд (биотита в двуслюдяных разностях и мусковита), чередованием крупно-среднезернистых и мелкозернистых структур, шпировыми пегматондными обособлениями, переходящими в пегматитовые жилы. По данным А. И. Кулагашева, в Дурулгуевском массиве пегматитоносные граниты связаны с биотитовыми гранитами главной фазы постепенными переходами через зону двуслюдяных средне-мелкозернистых гранитов. Пегматитовые жилы и тела, несущие редкометалльное оруденение разной интенсивности, концентрируются во фронтально-интрузивной области пегматитоносных гранитов (Козлов, Кулагашев, 1974). Содержание мусковита в рассматриваемых гранитах изменяется от 5 до 10% и более, составляя в среднем 6—8%, плагиоклаз (альбит № 3—10) резко преобладает над калишпатом, постоянно в заметных количествах присутствует гранат. Субфаза пегматитоносных мусковитовых гранитов развита лишь в отдельных интрузиях кукульбейского комплекса Агинской зоны и в большинстве массивов комплекса неизвестна. Таким образом, согласно приведенным геологическим данным, в кукульбейских интрузиях выделяются по крайней мере две генетические серии мусковитов, которые могут встречаться в связи с одной интрузией (Дурулгуевский массив, 61, см. рис. 1): мусковиты двуслюдяных и мусковитовых гранитов грейзенизированных куполов и мусковиты пегматитоносных гранитов и связанных с ними пегматитов.

В отдельных случаях в интрузиях кукульбейского комплекса можно выделить заключительную фазу. К этим образованиям относятся приповерхностные интрузивные тела, представленные кварцевыми порфирами Шерловогорской интрузии, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами (онгониты) Ары-Булакского массива (Коваленко и др., 1974), дайками кварцевых порфиров Букукинского рудного поля. Более глубокие интрузивные образования, относящиеся к заключительной фазе кукульбейского комплекса, представлены редкими массивами амазонитовых гранитов: Этыкинским (Левицкий и др., 1963), Тургинским (72, см. рис. 2) и некоторыми другими. Образования заключительной фазы комплекса могут сопровождаться редкометалльным и оловянным оруденением.

Несмотря на множественность представляющих комплекс разновидностей гранитов, в петрохимическом отношении все они характеризуются очень сходным кислым составом. Содержание кремнекислоты даже в меланократовых разновидностях биотитовых гранитов главной фазы не падает ниже 72%, составляя в среднем 73%. Наблюдается возрастание концентраций кремнекислоты в двуслюдяных и мусковитовых грейзенизированных гранитах; последние представлены ультракислыми разностями с содержанием кремнекислоты $>74\%$. Содержание полевошпатовой извести (параметр s по А. Н. Заварицкому) в гранитах комплекса стабильно низкое (<4) и не зависит от содержания биотита; это указывает на гибридный характер меланократовых разностей биотитовых гранитов главной фазы комплекса. Пегматитоносные мусковитовые граниты относятся также к ультракислым разностям и отличаются от мусковитовых гранитов грейзенизированных куполов меньшими концентрациями калия и большими — натрия (см. табл. 1). Наиболее высокими содержаниями кремнекислоты выделяются поздние дифференциаты — фельзит-порфиры и амазонитовые граниты. Общей характерной чертой гранитов комплекса является их вы-

сокая глиноземистость. В целом средний состав комплекса соответствует субщелочному высокоглиноземистому граниту.

В геохимическом отношении кукульбейский комплекс представлен редкометальными гранитами с превышающими кларковые в 2—4 раза концентрациями гранитофильных редких элементов (Кузьмин, 1966; Беус, Ситнин, 1967; Таусон и др., 1969; Кузьмин, Антипин, 1972). Более детальные исследования показали (Козлов, Старченко, 1972; Козлов, Свядковская, 1974; Козлов, 1975), что гранитоиды комплекса по геохимическим признакам отчетливо разделяются на преимущественно вольфрамоносные с невысокими, едва превышающими кларковые, концентрациями фтора и преимущественно оловоносные с высокими содержаниями фтора (0,2% и выше). Часть интрузий сложена субредкометальными гранитами с невысоким уровнем накопления гранитофильных элементов (63, см. рис. 1, и некоторые другие).

Мусковитовые грейзенизированные и пегматитоносные граниты характеризуются высоким уровнем накопления редких щелочных и рудных гранитофильных элементов. В грейзенизированных разностях наблюдаются также высокие концентрации фтора, чем они резко отличаются от пегматитоносных гранитов, в которых содержания фтора ниже кларковых.

Наконец, поздние дифференциаты комплекса (кварцевые порфиры, онгониты, амазонитовые граниты) представляют ультраредкометальные разновидности с очень высокими концентрациями редких элементов.

О ГЕНЕТИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЯХ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Накопленные к настоящему времени геологические и геохимические данные позволяют сделать определенные заключения о генетических соотношениях гранитоидных комплексов, основные сведения по которым приведены в табл. 3.

Между гранитоидными комплексами, сформировавшимися в заключительный этап герцинской складчатости в Центральном (даурский и кыринский комплексы) и Восточном Забайкалье (ундинский), много общего. В частности, они представлены крупными батолитовыми массивами сходного (гранит-гранодиоритового) состава. Вместе с тем устанавливаются вполне определенные петролого-геохимические различия. В ундинском комплексе доминируют гранодиориты с пониженными относительно кларковых концентрациями ряда гранитофильных элементов. В лейкогранитах комплекса концентрации гранитофильных редких элементов едва достигают кларковых значений. В металлогеническом отношении граниты комплекса безрудны.

По сравнению с ундинским комплексом гранитоиды кыринского имеют отчетливо более кислый состав. Концентрации большинства гранитофильных элементов в гранитоидах комплекса соответствуют кларковым, а для бора, олова и вольфрама превышают кларковые уровни. Граниты, представляющие поздние лейкократовые дифференциаты комплекса (ФДИ), выделяются в части массивов дальнейшей концентрацией названных элементов, что обусловило развитие в связи с ними небогатого кварц-касситеритового оруденения (с шеелитом). Таким образом, батолитовый гранитоидный магматизм в западной и восточной частях оловянно-вольфрамового пояса характеризовался заметными отличиями, определявшими, в частности, преимущественную локализацию оловянных проявлений в западной Даурской зоне, где развиты гранитоиды кыринского комплекса.

Каледониды в Восточном Забайкалье представлены урулюнгуевским и цаган-олуевским комплексами.

Урулюнгуевский комплекс имеет много индивидуальных особенностей: кислый, достаточно стабильный состав представляющих его гранитов

Гранитоидные интрузивные комплексы

Формация*	Комплекс, возраст	Главная фаза
Гранитовая	Урулюнгуевский, PZ ₁	Крупный батолитоподобный массив огнейсованных и катаклазирванных гранитов
Мигматит-плаггиогранитовая	Цаган-Олуевский, PZ ₁₋₂	Батолитоподобные массивы гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов
Гранит-гранодиоритовая	Ундинский, C ₃ —P	Крупные мезоабиссальные батолитовые массивы гранодиоритового состава
	Кыринский, T—J ₂	Крупные мезоабиссальные батолитовые массивы гранодиорит-гранитного состава
Диорит-гранодиоритовая	Сохондинский, J ₁ —J ₂	Экструзивно-интрузивные гипабиссально-приповерхностные массивы дацит-трахидацитового состава
	Шахтаминский, J ₂ —J ₃	Крупные, средние и мелкие гипабиссальные массивы и штоки монцогаббрового, монцонитового, гранодиоритового состава
Габбро-граносиенит-гранитовая	Акатуевский, J ₂ —J ₃	Средние и мелкие гипабиссальные и гипабиссально-приповерхностные массивы монцогаббрового, монцодиорит-граносиенитового состава
Гранодиорит-гранитовая	Амуджикано-сретенский, J ₃	Крупные и средние мезоабиссально-гипабиссальные массивы гранодиоритового и гранитного состава
Гранитовая	Борщевочный, J ₁ —J ₂	Крупные мезоабиссальные батолитовые массивы гнейсированных гранитов
Гранит-лейкократовая	Харалгипский, J ₂ —J ₃	Средние и небольшие гипабиссально-приповерхностные массивы ультракислого состава
	Асакан-шумиловский, J ₁ —J ₂ —J ₃ (?)	Крупные и средние мезоабиссально-гипабиссальные массивы гранитного состава
	Кукульбейский, J ₂ —J ₃	Гипабиссальные массивы среднего размера гранитов кислого и ультракислого состава

* По «Карте магматических формаций СССР...», 1971.

Центрального и Восточного Забайкалья

Поздние дифференциаты	Сопровождающее оруденение	Зона, регион
Пегматоидные шпилы	Неизвестно	Восточно-Забайкальский регион
Пластовые тела, дайки мелкозернистых гранитов, аплитов, аплит-пегматитов	Неизвестно	Восточно-Забайкальский регион
Крупные и мелкие трещинные массивы мелко-среднезернистых биотитовых гранитов ФДИ; мелкие трещинные массивы лейкократовых гранитов	Неизвестно	Восточно-Забайкальский регион
Крупные и мелкие трещинные массивы средне- и мелкозернистых биотитовых и лейкократовых гранитов ФДИ	Небогатые: пегматиты с касситеритом, грейзеновое, кварц-касситеритовое, с отдельными массивами ФДИ	Даурская зона
Трещинные массивы, штоки, дайкообразные тела гранитов и гранит-порфиров	Небогатое кварц-касситеритовое с шеелитом, золотое (?), с отдельными телами заключительной фазы	Даурская зона, восточная часть
Небольшие тела и дайки субщелочных гранитов, граносиенит-порфиров, гранит-порфиров	Золото-кварцевое, кварц-молибденитовое с отдельными массивами	Агинская зона, Восточно-Забайкальский регион
Небольшие тела граносиенитов, граносиенит-порфиров, гранит-порфиров	Полиметаллическое, золотое (?) с отдельными массивами	Восточно-Забайкальский регион
Штоки и дайкообразные тела и дайки гранодiorит-порфиров и гранит-порфиров	Золотое, кварц-молибденитовое с частью массивов	Восточно-Забайкальский регион, северная часть
Пластовые тела мелко-среднезернистых биотитовых двуслюдяных гранитов, лейкогранитов, пегматиты	Пегматиты с бедной редкометальной минерализацией	Агинская зона и Восточно-Забайкальский регион
Мелкие тела и дайки кварцевых порфиров (редко)	Редкометалльные грейзены, кварц-вольфрамит-касситеритовое и касситерит-сульфидное (со всеми массивами)	Даурская зона, восточная часть
Мелкие тела и дайки субщелочных лейкогранитовых и фельзит-порфиров	Редкометалльные грейзены, кварц-касситерит-вольфрамитовое (с большинством массивов)	Даурская зона, западная часть
Небольшие штоки амазонитовых гранитов, дайки и субвулканические тела кварцевых порфиров и фельзит-порфиров	Редкометалльные пегматиты, редкометалльные анограниты и грейзены, кварц-вольфрамитовое, кварц-касситеритовое, касситерит-сульфидное (практически со всеми массивами)	Агинская зона, Восточно-Забайкальский регион

при интенсивных калишпатизации, катаклазе, милонитизации; умеренно повышенные относительно кларковых концентрации гранитофильных элементов, а также фтора, по уровню которых граниты комплекса, представляющие, несомненно, его главную фазу, приближаются к субредкометалльным. Геохимические данные по комплексу позволяют полагать, что, если бы в его составе были проявлены лейкограниты заключительной фазы, развитие в связи с ними оловянно-редкометалльного оруденения было бы вероятным. Особого внимания заслуживает то обстоятельство, что прорывающие граниты урулюнгуевского комплекса среднезернистые порфировидные биотитовые граниты ундинского комплекса (Заурулюнгуевский массив 74, см. рис. 2) характеризуются заметно более низкими концентрациями редких элементов. Это, наряду с петрохимическими данными по урулюнгуевским и ундинским гранитоидам, свидетельствует о резких генетических различиях интрузий комплексов, обусловленных, видимо, способами и глубинными уровнями их формирования в земной коре.

Имеющиеся геологические наблюдения по гранитоидам цаган-олуевского и борщевочного комплексов (Синица, 1965; Стецюк, 1969) позволяют в настоящее время достаточно определенно говорить о возникновении гранитоидов борщевочного комплекса в результате прогрессирующих в период мезозойской тектоно-магматической активизации процессов калиевого метасоматоза и анатексиса, протекавших в пределах древних гнейсогранитных купольных структур, частью сохранившихся в виде массивов цаган-олуевского комплекса (массив 89 борщевочного комплекса в массиве 75 цаган-олуевского, см. рис. 2). Геохимические данные показывают, что в свою очередь расплавы интрузий кукульбейского комплекса могли возникать в локальных участках купольных структур борщевочного комплекса при более интенсивно протекавших процессах анатексиса с привнесением воды и иных летучих. О связи кукульбейского комплекса с борщевочным свидетельствует развитие в последнем заключительной фазы двуслюдяных гранитов, сопровождающихся пегматитами с редкометалльной минерализацией. Очевидно, что формирование во внутренних зонах массивов борщевочного комплекса очагов исходных расплавов кукульбейского комплекса сопровождалось дальнейшей эволюцией исходных расплавов двуслюдяных гранитов в расплавы, давшие начало субфазе мусковитовых пегматитоносных гранитов кукульбейского комплекса. Вероятность подобного пути формирования части интрузий кукульбейского комплекса подтверждается геохимическими данными.

Детальное изучение авторами Халзанского массива показало, что среди мелко-среднезернистых биотитовых гранитов его заключительной фазы выделяется участок, сложенный типичными редкометалльными гранитами, соответствующими по своей геохимической характеристике гранитам кукульбейского комплекса. Таким образом, высказывающееся в последнее время рядом исследователей мнение о генетическом родстве борщевочного и кукульбейского комплексов получает дальнейшее подтверждение. Однако причина наблюдающихся различий интрузий комплексов состоит не в уровне эрозионного среза, как полагают некоторые исследователи, а в интенсивности процессов тектоно-магматической активизации, приводивших к формированию гомогенизированных ядер интрузий кукульбейского комплекса лишь в отдельных локальных участках купольных структур борщевочного комплекса (например, массив 65 кукульбейского комплекса в массиве 56 борщевочного, см. рис. 1). Совершенно очевидно, что процессы щелочного метасоматоза и анатексиса в период мезозойской тектоно-магматической активизации могли приводить к формированию исходных расплавов редкометалльных гранитных интрузий по разному субстрату, в том числе и по гранитоидам даурского комплекса, как это предполагается В. М. Яновским (1974, 1975) для редкометалльных интрузий, развитых в западной части Даурской зоны и объединяемых здесь в асаканшумиловский комплекс.

Таким образом, генетическое подобие редкометальных интрузий асакан-шумиловского, харалгинского и кукульбейского комплексов проявляется не как следствие формирования единого магматического очага формирования, а как результат сходства тектоно-магматических процессов, привидших к формированию сходных в генетическом и металлогеническом отношениях интрузий комплексов в локальных и пространственно разобщенных участках. Очевидно, что говорить в этом случае о едином магматическом очаге комплекса (Геол. словарь, т. 1, с. 345, 1973) не представляется возможным. Отличия комплексов проявляются как следствие региональных различий в геологических условиях их формирования: состава субстрата при формировании исходных магм, глубинности интрузий (гипабиссально-приповерхностные в случае харалгинского комплекса, гипабиссально-мезоабиссальные в случае асакан-шумиловского и кукульбейского).

Определенные признаки генетических связей проявлены между интрузиями шахтаминского и сохондинского комплексов. На основании геолого-петрологических признаков сходства и амуджикано-сретенский, и сохондинский комплексы рассматривались как составные части единого шахтаминского еще в работе В. С. Кормилицына и А. Д. Щеглова (1958). Как указывалось, включаемые многими исследователями в состав шахтаминского интрузии щелочных габброидов и щелочных диоритов акатуевского комплекса являются производными щелочно-базальтоидных магм (Захаров, 1972). Их характерными геохимическими формационными признаками, наряду с повышенными содержаниями калия, являются очень высокие содержания бария и стронция, а также повышенные концентрации фтора и некоторых других гранитофильных элементов (Таусон, Захаров, 1974). Интрузии шахтаминского комплекса Агинской зоны, отличающиеся от акатуевского комплекса более кислым составом (гранодиориты — кварцевые мондониты — кварцевые монцодиориты), также характеризуются повышенными концентрациями стронция и бария, которые вместе с тем не столь высоки, как в породах акатуевского комплекса. Кроме того, в гранитоидах массивов шахтаминского комплекса повышены относительно кларковых концентрации бора, олова и вольфрама.

Все эти геохимические особенности указывают на вероятную связь интрузий комплекса со щелочными базальтоидами, для которых, по последним данным, повышенные концентрации названных элементов весьма характерны (см. Барсуков, Дмитриев, 1972; Говоров, 1973). Однако по сравнению с интрузиями акатуевского комплекса большинство массивов шахтаминского имеет более кислый состав (очевидно, в результате формирования гибридных расплавов и усвоения внедрившимися базальтоидными магмами гранитного субстрата верхних зон земной коры). Еще отчетливее гибридность проявлен в породах сохондинского комплекса, видимо, за счет смешения внедрившихся щелочно-базальтоидных магм с гранитными расплавами ФДИ кыринского комплекса. Тем не менее в геохимическом отношении породы сохондинского комплекса сохраняют все главные геохимические особенности шахтаминского: повышенные содержания бария, стронция, бора, олова и вольфрама. Выделение самостоятельного сохондинского комплекса оправдано с чисто геологической точки зрения (так же, как и харалгинского): его интрузии, в отличие от мезо-гипабиссальных массивов шахтаминского комплекса, носят отчетливо приповерхностно-субвулканический характер в пределах всего крупного региона, где интрузии комплекса развиты (восточная часть Даурской зоны).

Изложенные краткие сведения по геолого-петрохимическим и геохимическим особенностям гранитоидных комплексов Забайкалья и их генетическим соотношениям являются той основой, на которой ниже рассматриваются особенности петрохимического и редкоэлементного состава слюд.

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНАЛЬНЫЙ СОСТАВ СЛЮД

СОСТАВ БИОТИТОВ

Химические составы биотитов в соответствии с формационным расчленением гранитоидов и указанием конкретных массивов приведены в табл. I Приложения. В таблицу включены также некоторые данные по составу биотитов из опубликованных литературных источников. Расчет кристаллохимических формул биотитов по методу 22 катионов (Stevens, 1946) приведен в табл. II.

Как показывают данные табл. II (и IV), подавляющее большинство химических анализов биотитов (и мусковитов) дает хорошие результаты при расчете кристаллохимических формул, особенно для групп элементов тетраэдрической и октаэдрической координаций. Данные по содержанию воды нередко содержат значительные погрешности (что показано в табл. II и IV как избыток или недостаток воды в процентах, по данным силикатного анализа, по отношению и расчетной формуле слюды). Отдельно следует остановиться на группе одновалентных катионов и кальция (группа X). В большинстве анализов расчетная сумма этих катионов близка к единице, что соответствует теоретическому составу биотитов и мусковитов. Вместе с тем в ряде анализов биотитов наблюдается заметное снижение этой суммы до 0,7—0,6, иногда ниже, обусловленное понижением концентраций калия. Во всех случаях снижение концентраций калия наблюдается в биотитах из лейкогранитов. Впервые это явление было установлено авторами для биотитов из лейкогранитов Верхнеундинского батолита (Козлов и др., 1965, табл. 2, пробы В-118, В-119, КМ-6 и др.). Дальнейшие исследования показали, что это явление характерно для биотитов ряда массивов лейкогранитов, в которых содержание биотита не превышает 1—3%. В частности, низкие содержания калия наблюдаются в биотитах харалгинского комплекса.

Проведенное под руководством Г. Г. Афонинной (Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР) рентгеноструктурное исследование таких биотитов показало, что в большей своей части они представлены рентгеноаморфным материалом, в котором слабо фиксируются элементы кристаллической решетки биотита. В то же время новообразованные минералы (хлориты, мусковиты) обнаруживаются в небольшом количестве и не всегда. Подобные изменения, выражающиеся в помутнении слюды, гидратации, замещении гидроокислами железа, характеризовались термином «бауэритизация», в настоящее время почти забытым (Костов, 1974). Слабое проявление или отсутствие хлоритизации или серицитизации таких биотитов позволяет предполагать, что их разложение не связано с воздействием гидротерм, а обусловлено неустойчивостью слюд при кристаллизации из остаточных, существенно кислых расплавов, обогащенных фтором. Повышенные концентрации этого элемента фиксировались в лейкогранитах ундинского комплекса и особенно в гранитах харалгинского. Как показывает сопоставление расчетных кристаллохимических формул, каких-либо существенных изменений в формульных количествах элементов в четвер-

ной и шестерной координации для измененных биотитов по сравнению с неизменными не отмечается.

В настоящем разделе особенности химизма слюд рассматриваются на основе наиболее широко применяемых диаграмм.

Эволюция составов слюд в последовательно формировавшихся гранитоидных комплексах Забайкалья иллюстрируется известной диаграммой Е. В. Хайнриха (Heinrich, 1946), на которую нанесены поля пород по И. Костову (1971, с. 360, фиг. 341). Как видно из рис. 3, наиболее магнезиальный, основной, состав у слюд акатуевского комплекса, представляющих собой породы ряда монцогаббро — монцодиориты. Большинство точек слюд комплекса попадает на диаграмме в поле габбро-диоритов. Магнезиальный состав характерен и для слюд амуджикано-сретенского комплекса, большинство из которых попадает в поле диоритов.

Содержание окиси магния в биотитах из массивов собственно шахтаминского комплекса Агинской зоны заметно колеблется в зависимости от основности гранитоидов. Точки биотитов комплекса располагаются на диаграмме в поле диоритов — гранитов, как и точки биотитов из дацитов сохондинского комплекса. Биотиты из порфировидных гранитов заключительной фазы последнего попадают в поле гранитов, реже пегматитов (из массивов более кислого состава).

Точки биотитов гранитоидов главных фаз батолитовых комплексов — ундинского Восточно-Забайкальского региона и кыринского Даурской зоны (рис. 4) — попадают в поле диоритов — гранитов. При этом наиболее магнезиальные биотиты представляют диориты — гранодиориты кыринского комплекса, слагающие массивы в восточной краевой части

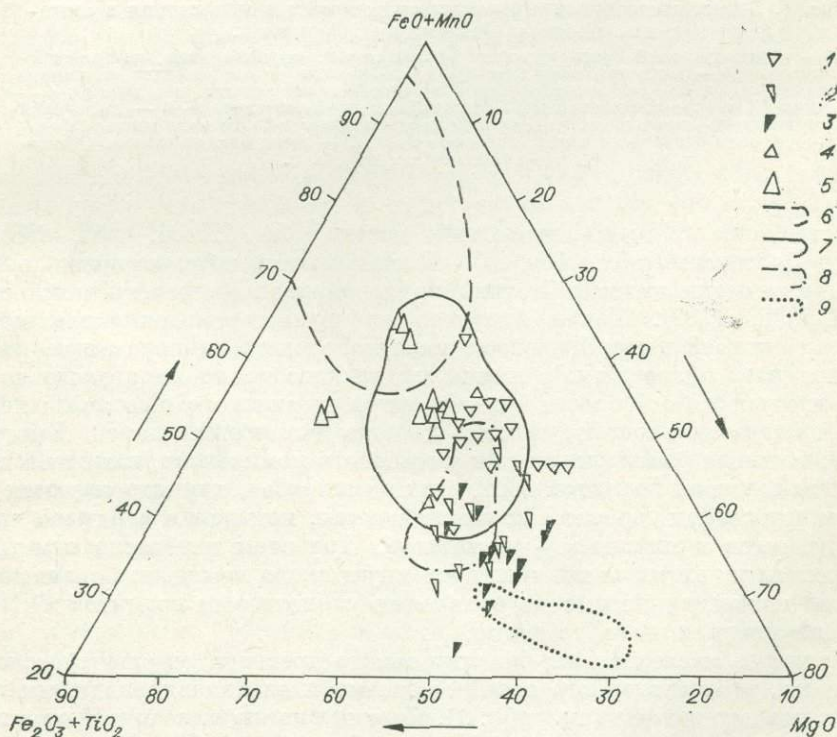


Рис. 3. Соотношение окисного, закисного железа и окиси магния в составах биотитов гранитоидов шахтаминской формационной серии.

1 — шахтаминский комплекс: монцониты и гранодиориты; 2 — амуджикано-сретенский комплекс: гранодиориты и граниты; 3 — акатуевский комплекс: монцогаббро, монцодиориты, граносиениты; 4, 5 — сохондинский комплекс: 4 — главная фаза (дациты), 5 — заключительная фаза (граниты); 6—9 — поля точек биотитов, по И. Костову и Е. В. Хайнриху (Heinrich, 1946): 6 — пегматиты, 7 — граниты, 8 — диориты, 9 — габбро.

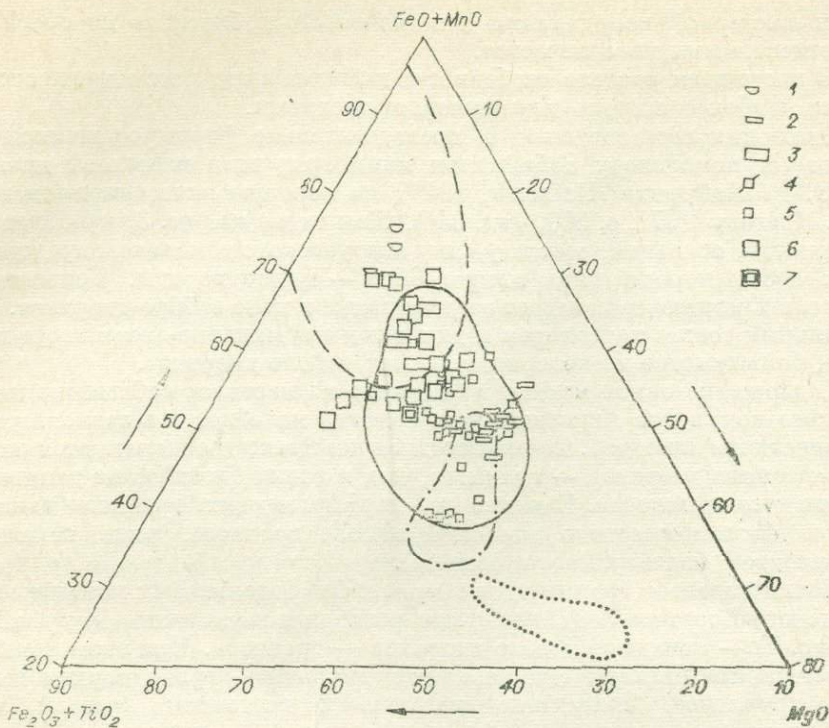


Рис. 4. Соотношение окисного, закисного железа и окиси магния в составах биотитов батолитовых формаций.

1 — урулюнгуевский комплекс: граниты биотитовые, огнейсованные, катаклазированные; 2, 3 — ундинский комплекс: 2 — гранодиориты роговообманково-биотитовые главной фазы, 3 — граниты биотитовые и лейкократовые заключительных фаз; 4 — даурский комплекс: гранодиориты роговообманково-биотитовые; 5—7 — кыринский комплекс: 5 — гранодиориты и граниты роговообманково-биотитовые главной фазы, 6 — граниты биотитовые и лейкократовые ФДИ, 7 — пегматоидные шпильры. Обозначение полей см. на рис. 3.

Даурской зоны (Хамаро-Тыринский массив, № ХГ-34, 552, 549 и других биотитов; табл. I и II). Повышенными содержаниями окиси магния характеризуются и биотиты гранодиоритов даурского комплекса (№ ХГ-1535, 1537). Точки биотитов из гранитов кыринского комплекса внутренней части Даурской зоны попадают в центральную часть поля гранитов диаграммы. Биотиты ундинского гранодиоритового комплекса отличаются от большинства биотитов кыринского комплекса повышенной магнезиальностью, тяготея к полю диоритовых пород. Биотиты заключительных фаз кыринского и ундинского комплексов, в соответствии с кислым составом гранитов ФДИ этих комплексов, характеризуются заметным снижением содержания окиси магния, попадая в верхнюю часть поля гранитов и нижнюю — пегматитов. При этом интересно отметить, что биотиты из пегматоидных шпильров кыринского комплекса отличаются большей магнезиальностью по сравнению с биотитами гранитов ФДИ и попадают лишь в поле гранитов.

Наименее магнезиальны биотиты самого древнего, урулюнгуевского, комплекса, представленного огнейсованными и катаклазированными гранитами кислого состава (см. табл. 1). Биотиты комплекса попадают в центральную часть поля пегматитов. Таким образом, для батолитовых комплексов Забайкалья наблюдается полное соответствие между составом представляющих их гранитоидов и основностью биотитов.

Следующая группа комплексов представлена биотитами гнейсо-гранитных куполов и редкометалльных гранитных комплексов. Как было отмечено выше, гранитоиды редкометалльных средне-верхнеюрских компи-

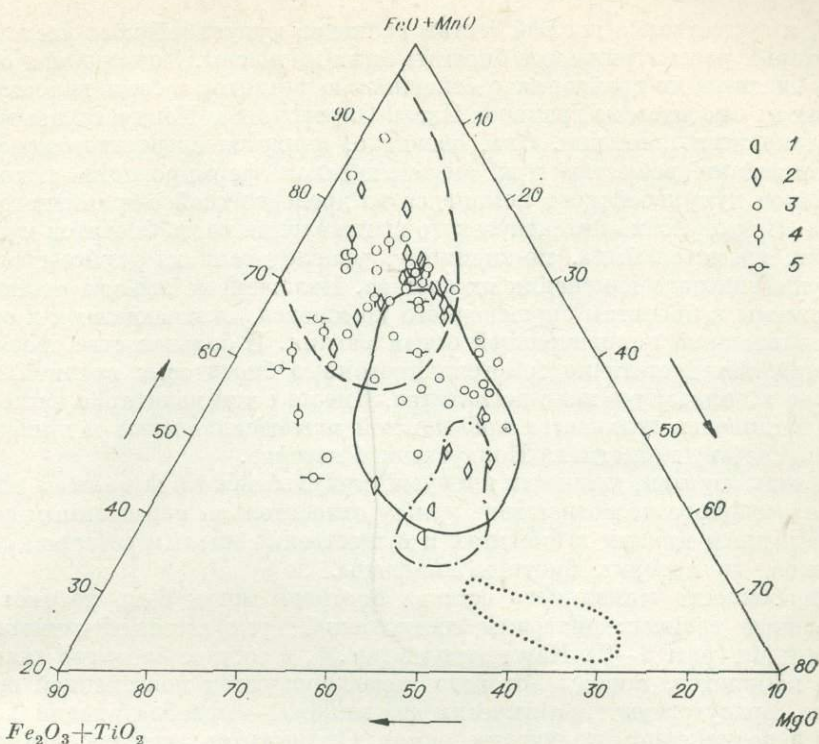


Рис. 5. Соотношение окисного, закисного железа и окиси магния в составах биотитов в гранитоидах гнейсо-гранитных и редкометалльных формаций.

1 — цаган-олуевский комплекс: гранито-гнейсы и граниты (по Н. С. Вартановой с соавторами, 1972); 2 — борщевочный комплекс: граниты биотитовые, лейкократовые и двуслюдяные; 3—5 — граниты биотитовые и лейкократовые, редкометалльные: 3 — кукульбейский, 4 — харалгинский, 5 — асакан-шумиловский комплексы. Обозначение полей см. на рис. 3.

лексов (асакан-шумиловского, харалгинского, кукульбейского) характеризуются достаточно постоянным существенно кислым составом. Аналогичный кислый состав характерен и для гранитов поздних фаз массивов борщевочного комплекса, с которыми генетически связаны некоторые массивы кукульбейского (65, 90 и некоторые другие). В свою очередь, некоторые массивы борщевочного комплекса (89) сформировались в период мезозойской активизации в результате процессов реоморфизма и анатексиса в пределах древних гранито-гнейсовых купольных структур цаган-олуевского комплекса, биотиты которого представлены двумя анализами из монографии Н. С. Вартановой, И. В. Завьяловой и З. В. Щербаковой (1972). Как видно из рис. 5, биотиты главной и поздней фазы Цаган-Олуевского массива одноименного комплекса отличаются высокой магнизиальностью и попадают в поле диоритов. Очень характерно, что три биотита из Кондуевского массива борщевочного комплекса (89, см. рис. 2), сформировавшегося в пределах гранито-гнейсовой купольной структуры Цаган-Олуевского массива, также характеризуются очень высокой магнизиальностью, несмотря на существенно кислый состав гранитов Кондуевского массива (см. Вартанова и др., 1972, табл. 62, с. 206).

Рассмотренное явление во многом объясняет тот значительный разброс точек биотитов, представляющих гранитоиды редкометалльных комплексов, который наблюдается на диаграмме рис. 5. Хотя большинство биотитов этих комплексов характеризуется пониженными содержаниями окиси магния и попадает в поле пегматитов, значительная часть анализов фиксирует относительно более магнизиальный состав биотитов, соответствующий полю гранитов и гранодиоритов, несмотря на весьма постоянный, как показывает петрохимический анализ (Козлов, Свядковская,

1977), и существенно кислый состав гранитов кукульбейского комплекса, из которых рассматриваемые биотиты были выделены. Повышенная основность биотитов по сравнению с основностью гранитов в свете изложенных данных по биотитам из гранитов Чаган-Олуевского и Кондуевского массивов становится понятной. Она, очевидно, является следствием неполной гомогенизации вещества при анатектическом формировании исходных расплавов кукульбейского комплекса из древнего гнейсо-гранитного субстрата. В процессах анатектического выплавления часть биотитов кукульбейских гранитов была, по-видимому, унаследована из гнейсо-гранитов без существенного изменения их состава. Изложенные выводы полностью приложимы к биотитам борщевочного комплекса, отличающимся в основном пониженной концентрацией окиси магния. В большинстве своем они представляют достаточно гомогенизированные биотитовые граниты поздних фаз и попадают в поле пегматитов. Вместе с тем некоторая часть биотитов комплекса отличается повышенной магниальностью и приближается по составу к биотитам Кондуевского массива.

Таким образом, для части интрузий кукульбейского комплекса наблюдается очевидное несоответствие между относительно повышенным содержанием окиси магния в биотитах и существенно кислым составом самих гранитов, из которых биотиты выделены.

Особенности минального состава биотитов могут быть рассмотрены с помощью тройных диаграмм соотношений трех главных катионов — Al, Fe и Mg (рис. 6—9). Как видно из рис. 6, в составе биотитов акатуевского комплекса, породы которого характеризуются повышенной основностью, присутствуют практически два минала — преобладающий флогопит и в подчиненном количестве аннит. От биотитов акатуевского комплекса биотиты собственно шахтаминского, амуджикано-сретенского и сохондинского заметно отличаются присутствием в их составе миналов истонит-сидерофиллитового ряда при заметном преобладании молекул флогопита — аннита. По соотношению минальных составляющих в биотитах гранитоиды главных фаз шахтаминского, сохондинского и амуджикано-сретенского комплексов практически не различаются. Интересны данные по биотитам заключительной фазы сохондинского комплекса. Они показывают, что дифференциация магматических расплавов сохондинского комплекса сопровождается увеличением железистости биотитов без повышения их глиноземистости, т. е. возрастание в составе биотитов сидерофиллит-аннитовых минальных составляющих происходит при сохранении соотношений миналов рядов истонит + сидерофиллит и флогопит + аннит.

Биотиты батолитовых, удинского и кыринского, гранитоидных комплексов (рис. 7) по минальному составу подобны биотитам собственно шахтаминского, амуджикано-сретенского и сохондинского. Большинство биотитов гранитоидов главных фаз, судя по диаграмме, характеризуются приблизительно равными соотношениями в их составе четырех главных миналов. При этом в составе биотитов удинского гранодиоритового комплекса по сравнению с кыринским магниевые миналы играют большую роль. В подавляющем большинстве биотитов из гранитов заключительных фаз (ФДИ) заметно возрастает роль железосодержащих миналов (сидерофиллита — аннита), но без увеличения доли алюминия (сидерофиллита). Образование обогащенных алюминием слюд, с возрастанием роли сидерофиллитовой составляющей, фиксируется в гранитах заключительных фаз этих комплексов в очень редких случаях.

Биотиты урулюнгуевского гранитного батолитового комплекса резко выделяются преобладанием сидерофиллитовой составляющей при очень стабильном соотношении миналов, несмотря на совершенно различную степень катаклаза проб гранитов, из которых биотиты были выделены. Таким образом, кислый состав гранитов урулюнгуевского комплекса подчеркивается глиноземистым, сидерофиллитовым составом их биотитов.

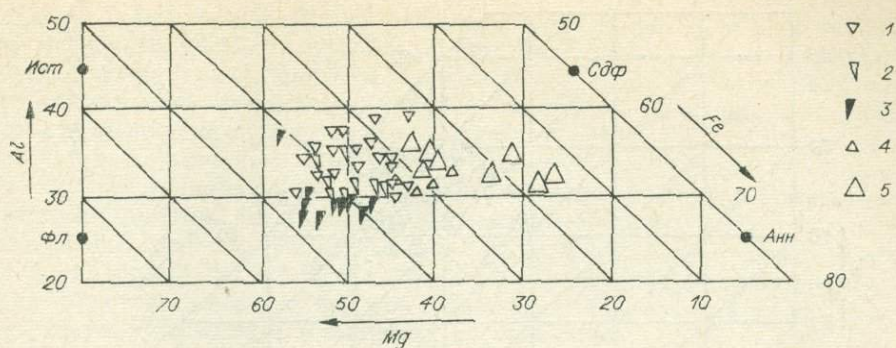


Рис. 6. Соотношение главных катионов в биотитах шахтаминской формационной серии (минальный состав, фрагмент треугольной диаграммы Al — Mg — Σ Fe).

1 — шахтаминский комплекс; 2 — амуджикано-сретенский; 3 — акатуевский; 4, 5 — сохондский комплекс; 4 — главная фаза (дациты), 5 — заключительная фаза (граниты). Здесь и далее Фл — флогопит, Ист — истонит; Анн — аннит, Сдф — сидерофиллит.

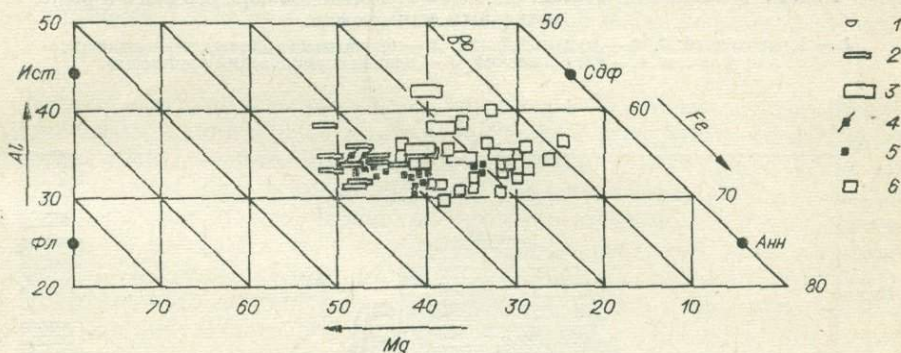


Рис. 7. Минальный состав биотитов гранитоидов, батолитовых формаций.

1 — урулонгуевский комплекс; 2, 3 — ундинский: 2 — главная фаза (гранодиориты), 3 — заключительные фазы (граниты); 4 — даурский; 5, 6 — кыринский комплекс: 5 — главная фаза (гранодиориты и граниты), 6 — ФДИ (граниты).

Повышенная глиноземистость при общем преобладании железистой, сидерофиллитовой составляющей над магниальной (истонитовой) характерна для биотитов из редкометальных гранитов асакан-шумиловского, кукульбейского и харалгинского (рис. 8) и борщевочного комплексов. Из всех проанализированных слюд две пробы из Тургинского (72, см. рис. 1) массива амазонитовых гранитов (4389 и 4390А, табл. I и II) представлены протолитионитами (Коваль и др., 1972). Кроме того, еще две пробы слюд из массивов Кулиндинской группы (64, см. рис. 1) представлены магниально-железистыми разновидностями, приближающимися по содержанию лития к протолитионитам (ХГ-4345, 4163, табл. I и II). По величине глиноземистости (табл. II) подавляющее большинство слюд рассматриваемых комплексов относится к биотитам с резким преобладанием в составе сидерофиллитового минала. Значение глиноземистости превышает предел для сидерофиллита ($l \leq 28,5$) только в трех случаях. Две пробы (ХГ-4086 и 1426) представляют собой разновидности гранитов Халзанского массива борщевочного комплекса, а одна — уже упоминавшийся сидерофиллит ХГ-4389 из амазонитового гранита Тургинского массива (самая верхняя точка на диаграмме рис. 8). Как указывалось в работах А. А. Маракушева (1966) и И. А. Тарарина (1971), высокая глиноземистость таких разновидностей обусловлена, скорее всего, субмикроскопическими включениями мусковита.

Минальные составы биотитов борщевочного, асакан-шумиловского и кукульбейского комплексов, судя по диаграмме рис. 8, практически не

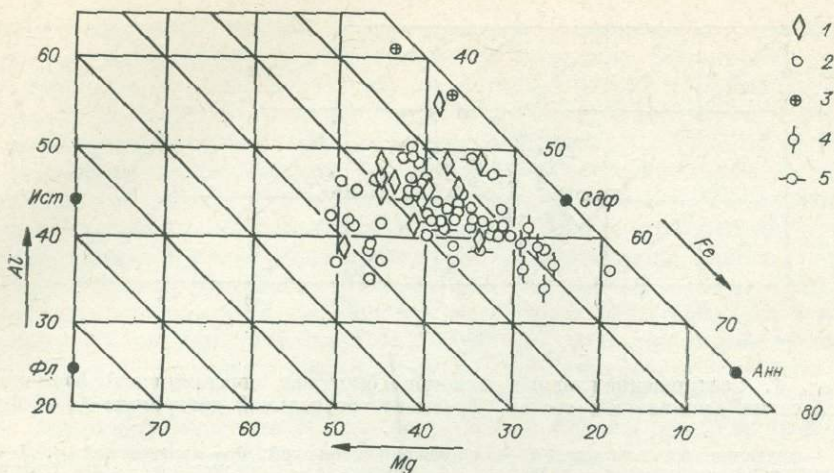


Рис. 8. Минеральный состав биотитов гранитоидов борщевочного и редко-металльных комплексов.

1 — борщевочный; 2, 3 — кукульбейский; 2 — биотитовые граниты, 3 — амазонитовые граниты; 4 — харалгинский; 5 — асакан-шумиловский комплексы.

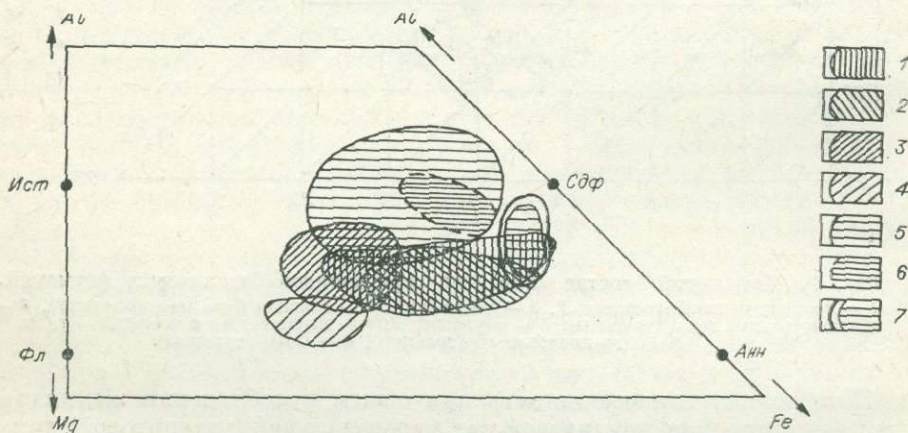


Рис. 9. Сводная диаграмма минеральных составов биотитов гранитоидных формаций Забайкалья.

1 — батолитовые удинский и кыринский комплексы; 2 — сохондинский; 3 — шахтаминский и амуджикано-сретенский; 4 — акагуевский; 5 — урулонгуевский, борщевочный и кукульбейский; 6 — асакан-шумиловский; 7 — харалгинский комплексы.

различаются. Вместе с тем часть биотитов кукульбейского и борщевочного комплексов отличается повышенной магниальностью и возрастанием истонитовой составляющей. Глиноземистость заметно снижается лишь в единичных пробах. В группу подобных слюд (наиболее магниальных и наименее глиноземистых) попадают точки двух биотитов из цаган-олуевского комплекса. Точки биотитов харалгинского комплекса образуют компактную группу, отличающуюся повышенной железистостью и низкой магниальностью при некотором снижении глиноземистости (возрастание в составе биотитов аннитового минала при преобладании сидерофиллитового).

Сравнительные особенности минерального состава биотитов рассмотренных выше комплексов приводятся на сводной диаграмме ареалов точек (см. рис. 9). Как видно из диаграммы, биотиты удинского, кыринского батолитовых комплексов, шахтаминского, сретенского (амуджикано-сретенского) и сохондинского по минеральному составу практически не различимы

и ареалы точек комплексов на диаграмме совпадают. При этом наибольшей магнезиальностью с преобладанием флогопит-истонитовой составляющей характеризуются биотиты шахтаминского и сретенского комплексов, образующие компактное поле, а также биотиты из гранодиоритов ундинского и кыринского комплексов (область перекрытия с ареалом точек биотитов шахтаминского — сретенского комплексов). Общая особенность перечисленных комплексов — повышение в процессе дифференциации железистости биотитов без увеличения их глиноземистости. Благодаря этому соотношение в составе биотитов миналов ряда флогопит + аннит и истонит + сидерофиллит в биотитах от кислых к основным разновидностям гранитов остается постоянным при преобладании флогопита в биотитах из гранодиоритов и аннита в биотитах из гранитов.

Ареал точек биотитов акатуевского комплекса обособлен (практически без области перекрытия) благодаря резкому преобладанию в их составе флогопитового минала. Точно так же обособлен наиболее крупный ареал точек борщевочного и редкометалльных (асакан-шумиловского и кукульбейского) комплексов, в составе биотитов которых преобладают миналы повышенной глиноземистости — сидерофиллит и истонит в магнезиальных разновидностях. Вместе с тем у ареала биотитов борщевочного и редкометалльных комплексов с биотитами других комплексов имеется область перекрытия.

Биотиты асакан-шумиловского комплекса образуют внутри ареала редкометалльных комплексов компактное поле в области сидерофиллитов; магнезиальный, истонитовый минал в их составе играет малую роль. Наконец, отдельный малый ареал образуют биотиты харалгинского комплекса, отличающиеся от кукульбейских биотитов пониженными содержаниями магния и алюминия, что фиксируется в возрастании доли аннитовой составляющей при преобладании сидерофиллита. Для ареала точек биотитов харалгинского комплекса имеется область перекрытия с точками биотитов из лейкократовых и биотитовых гранитов кыринского комплекса.

Обсуждение минального состава слюд по четырехкомпонентной треугольной диаграмме, включавшей главные миналы (см. рис. 6—9), дополнено расчетом минального состава слюд с помощью ЭВМ по сложной программе, содержащей в качестве исходных данных 12 миналов (табл. 4). Особенностью программы является введение в группу сидерофиллита наряду с аннитом его железистой предельной модификации — минала Fe-сидерофиллита. Благодаря этой особенности программы аннитовый минал по расчету в ряде случаев заменяется родственным «предельным» миналом Fe-сидерофиллита.

Кроме данных о средних минальных составах в таблицу включены коэффициенты встречаемости, характеризующие относительное количество проб, в которых расчетом устанавливается присутствие данного минала по отношению к общему количеству проб в исследуемой совокупности. Значения коэффициента встречаемости около 0,5 и выше показывают, что данный минал для состава слюд рассматриваемой разновидности гранитоидов характерен.

Как видно из табл. 4, в качестве главной особенности слюд кыринского комплекса выделяется их повышенная железистость, проявленная как преобладание Fe-сидерофиллитового минала при его постоянном присутствии в расчетном составе всех изученных биотитов комплекса. В отличие от этого минала значения коэффициентов встречаемости других распространенных миналов (флогопит, истонит, сидерофиллит) составляют 0,5—0,6. В биотитах гранодиоритовых разновидностей комплекса (Хамаро-Тыринский массив) главным миналом становится истонит (41%) при высоком значении коэффициента встречаемости. Однако при этом сохраняется относительно повышенная железистость слюд, фиксируемая в высоком содержании минала Fe-сидерофиллита. В биотитах ФДИ кыринского комплекса минал Fe-сидерофиллита резко преобладает (52%), а присут-

Средний минальный состав биотитов

Комплекс, фаза	Порода	Флогопит	
		%	K
Даурский, гл. фаза	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	44	—
Кыринский, гл. фаза	Гранодиориты и граниты роговообманково-биотитовые	19	0,58
Хамаро-Тыринский массив, гл. фаза	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	18	0,75
Кыринский, ФДИ	Граниты биотитовые и лейкокравые	20	0,77
Оленгуйский массив, ФДИ	Граниты биотитовые лейкократовые	37	1,00
Сохондинский, гл. фаза	Гранодиориты, дацитовые порфиры	18	—
Сохондинский, закл. фаза	Граниты биотитовые порфировидные	14	0,54
Шахтаминский, гл. фаза	Монцогаббро, монцодиориты, гранодиориты	41	0,87
Харалгинский, гл. фаза	Граниты биотитов и лейкократовые	15	0,67
Асакан-шумиловский, гл. фаза	Граниты биотитов и лейкократовые	9	0,33
Борщевочный в целом, гл. фаза	Граниты биотитовые	4	0,08
Кукульбейский, гл. фаза	Граниты биотитовые с мусковитом	10	0,30

* Минальные составы слюд рассчитывались по специальной программе ЭВМ, включавшей $(Al_{1,5}Si_{2,5}O_{10})(OH)_2$; антит $KFe_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$, сидерофиллит $KFe_{2,5}Al_{0,5}(Al_{1,5}Si_{2,5}O_{10})(OH)_2$; $(AlSi_2O_{10})(OH)_2$; мусковит $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$; парагонит $NaAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$; маргарит $CaAl_4K$ — коэффициент встречаемости минала (по данным расчета) в рассматриваемой совокупности проб.

стве истонитового минала является спорадическим ($K = 0,27$). В то же время для слюд ФДИ характерно присутствие небольших количеств (8%) минала мусковита.

Составу биотитов главной фазы кыринского комплекса практически идентичен состав биотитов главной фазы (дациты) сохондинского. Биотиты гранитов заключительной фазы последнего отличаются от биотитов гранитов ФДИ кыринского комплекса заметно большей магнизиальностью и меньшей железистостью. К составу биотитов ФДИ кыринского комплекса очень близок минальный состав биотитов редкометалльных гранитов харалгинского, в котором еще более усиливается роль минала Fe-сидерофиллита (67%) и до малозначащего уровня ($K = 0,17$) сокращается доля истонитового минала. Кроме того, для состава слюд комплекса характерно частое присутствие небольших количеств парагонитового минала.

Биотиты редкометалльных интрузий асакан-шумиловского комплекса той же Даурской зоны отличаются от биотитов харалгинского значимым возрастанием роли истонитового и сокращением доли сидерофиллитового минала, которая вместе с тем остается достаточно высокой (47%), что, таким образом, является характерной особенностью биотитов гранитоидных формаций всей Даурской зоны. Кроме того, в составе биотитов асакан-шумиловского комплекса в заметном количестве фиксируется присутствие мусковитового минала, что согласуется с широкой распространенностью среди гранитов комплекса мусковитсодержащих фаций.

Среди гранитоидов Агинской зоны резко повышенной основностью выделяются биотиты шахтаминского комплекса, а составе которых главная роль принадлежит флогопитовому миналу (41%), а доля Fe-сидерофиллита резко снижена (24%).

Из табл. 4 видно, что биотиты борщевочного и редкометалльного кукульбейского комплексов Агинской зоны имеют очень сходный средний ми-

гранитоидных формаций Забайкалья *

Истонит		Сидерофиллит		Сидерофиллит железистый		Мусковит		Парагонит		Число проб
%	K	%	K	%	K	%	K	%	K	
14	—	34	—	9	—	—	—	—	—	2
24	0,53	18	0,58	36	1,00	2	0,10	1	0,16	19
41	0,88	—	—	37	1,00	2	0,25	1	0,12	8
8	0,27	24	0,23	52	1,00	8	0,41	4	0,30	17
—	—	15	0,43	47	1,00	—	—	1	0,15	7
22	—	26	—	30	1,00	2	—	—	—	4
17	0,37	9	0,27	48	1,00	7	0,37	—	—	11
13	0,41	19	0,59	24	0,82	1	0,12	2	0,18	17
4	0,17	—	—	67	1,00	—	—	6	0,50	6
14	0,60	10	0,27	47	1,00	15	0,47	2	0,27	15
21	0,58	45	0,85	13	0,30	12	0,41	3	0,18	13
23	0,72	35	0,82	22	0,73	8	0,33	—	—	33

в качестве основы следующие 12 миналов: флогопит $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$; истонит $KMg_{2,5}Al_{0,5}Fe$ -сидерофиллит $KFe_2^+(Fe_{\frac{1}{2}}^{3+}Si_3O_{10})(OH)_2$; оксилепидомелан $KFe_2^+(AlSi_3O_{10})(OH)_2$; Ti-биотит $KTi_2(Al_2Si_2O_{10})(OH)_2$; цинивальдит $\frac{1}{2}KLiFeAl(AlSi_3O_{10})(OH, F)_2$; лепидолит $KLi_2Al(Si_4O_{10})(OH, F)_2$;

нальный состав: мала или незначительна (борщевочный комплекс) роль флогопитового минала, обычно присутствие (21—23%) истонитового минала, преобладают сидерофиллитовые миналы, обычно присутствие небольших количеств мусковитовой молекулы (8—12%). Вместе с тем от биотитов редкометалльных гранитов Даурской зоны (асакан-шумиловский и харалгинский комплексы) биотиты борщевочного и кукульбейского комплексов значимо отличаются обратным соотношением сидерофиллитовых миналов: резким увеличением роли сидерофиллита и соответственно снижением доли минала Fe-сидерофиллита до 22—13%, причем последний для биотитов борщевочного комплекса вообще не характерен (K = 0,30).

Таким образом, теоретический расчет минальных составов изученных биотитов с помощью специальной программы ЭВМ позволил выявить значимые различия в составе биотитов гранитоидных формаций Даурской и Агинской зон, отражающие генетические особенности гранитоидов (см. гл. 4).

Рассмотренные особенности минального состава биотитов отчетливо проявлены также в их средних составах (табл. 5), рассчитанных по данным табл. 1 для слюд из типичных разновидностей гранитоидов соответствующих комплексов. Благодаря вычисленному доверительным интервалам средних значений с 90%-ным уровнем значимости анализ данных табл. 5 позволяет выделить значимые отличительные особенности средних составов биотитов отдельных комплексов.

Из анализа составов биотитов кыринского комплекса видно, что биотиты гранитов ФДИ отличаются от биотитов главной фазы значимым (без перекрытия средних значений содержаний с учетом доверительных минералов) возрастанием концентраций окисного и закисного железа и снижением содержаний магния.

Вместе с тем отличия в содержаниях окислов железа и магния для биотитов Оленгуйского массива по сравнению с биотитами главной фазы менее значимы. Таким образом, разные интрузии ФДИ (в число которых входит Оленгуйский массив) характеризуются разной отдифференцированностью, степень которой отражается в повышении содержаний в биотитах окисного и закисного железа и снижением окиси магния. Данные табл. 5 показывают, что главные отличительные особенности биотитов гранитов ФДИ от биотитов главной фазы кыринского комплекса состоят в двукратном увеличении содержаний в них лития (Li_2O) и фтора.

Средние составы биотитов главной фазы сохондинского комплекса (по ограниченному числу проб) мало отличаются от среднего состава биотитов главной фазы кыринского. В составе биотитов гранитов заключительной фазы сохондинского комплекса проявлены те же тенденции, что и в биотитах ФДИ кыринского комплекса: умеренное снижение содержаний окиси магния, увеличение содержаний окисного и закисного железа, увеличение содержаний лития. По всем этим показателям биотиты гранитов заключительной фазы сохондинского комплекса занимают промежуточное положение между биотитами главной и заключительной фаз кыринского (с перекрытием доверительных интервалов), что в целом свидетельствует о невысокой степени отдифференцированности гранитов заключительной фазы сохондинского комплекса.

Средний химический состав биотитов гранитоидных

Комплексы	Порода	SiO_2		TiO_2		Al_2O_3	
		\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
		Дов. ин.	V	Дов. ин.	V	Дов. ин.	V
<i>Био</i>							
Кыринский	Главная фаза						
	Гранодиориты и граниты	35,41 ±0,49	±1,20 0,03	3,92 ±0,12	±0,29 0,07	13,55 ±0,24	±0,58 0,04
	Граниты биотитовые мелко-среднезернистые	35,96 ±0,47	±0,96 0,03	3,18 ±0,35	±0,70 0,22	14,00 ±0,55	±1,11 0,08
	Граниты биотитовые Оленгуйского массива	34,52 ±0,82	±1,12 0,03	3,59 ±0,19	±0,26 0,07	13,82 ±0,43	±0,58 0,04
Сохондинский	Заключительная фаза						
	Граниты резкопорфировидные	33,99 ±1,40	±2,56 0,08	4,00 ±0,26	±0,48 0,12	14,04 ±0,91	±1,66 0,12
Шахтаминский	Монцонаббро, монцониты, гранодиориты	36,77 ±0,64	±1,47 0,04	4,15 ±0,33	±0,74 0,18	14,34 ±0,52	±1,19 0,08
	Борщевочный	Граниты биотитовые	35,00 ±0,30	±0,55 0,02	2,99 ±0,39	±0,72 0,24	19,41 ±0,90
Асакапшумиловский	Граниты биотитовые и лейкократовые	35,04 ±0,99	±2,10 0,06	2,78 ±0,23	±0,49 0,18	17,08 ±0,48	±1,01 0,06
	Кукульбейский	Граниты биотитовые	35,55 ±0,60	±1,89 0,05	3,17 ±0,14	±0,43 0,14	17,30 ±0,52
<i>Муско</i>							
Кукульбейский	Граниты мусковитовые, грейзенизированные	46,43 ±0,53	±0,92 0,02	0,44 ±0,08	±0,14 0,32	31,98 ±0,86	±1,48 0,05
	Граниты мусковитовые, пегматитовые	46,75 ±0,40	±0,73 0,02	0,21 ±0,09	±0,16 0,76	33,89 ±0,46	±0,83 0,02

Средний состав биотитов гранодиоритов ундинского комплекса (по ограниченному числу образцов) отличается от биотитов кыринского комплекса несколько большей основностью — большими содержаниями окиси магнезия, меньшими — закисного и окисного железа.

Отчетливо большей основностью (с учетом доверительных интервалов) характеризуется средний состав биотитов шахтаминского комплекса по сравнению с биотитами главной фазы кыринского. Он выделяется высоким содержанием окиси магнезия и пониженными содержаниями закисного и окисного железа. Ниже в биотитах шахтаминского комплекса и средняя концентрация лития при той же, что и в кыринских биотитах, средней концентрации фтора.

Главной отличительной особенностью средних составов биотитов борщевочного и редкометалльных кукульбейского и асакан-шумиловского комплексов (подтверждаемой значениями доверительных интервалов) является повышенное содержание в них глинозема, что полностью согласуется с данными диаграмм рис. 8 и 9. Наиболее высоко содержание этого компонента в биотитах борщевочного комплекса (Халзанский массив). Средняя концентрация глинозема в биотитах Халзанского массива значимо превышает средние уровни его содержаний в биотитах кукульбейского и асакан-шумиловского комплексов. По уровням средних концентраций закисного и окисного железа и окиси магнезия биотиты борще-

Таблица 5

формаций Центрального Забайкалья (%)*

Fe ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO	
\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
Дов. ин.	V	Дов. ин.	V	Дов. ин.	V	Дов. ин.	V

титы

3,73	±1,25	19,38	±1,40	0,40	±0,07	8,78	±1,08
±0,51	0,33	±0,58	0,07	±0,03	0,16	±0,44	0,12
5,67	±1,94	21,87	±2,26	0,66	±0,23	5,06	±1,18
±0,96	0,34	±1,12	0,10	±0,12	0,35	±0,58	0,23
4,86	±1,74	21,44	±1,84	0,92	±0,15	8,08	±1,70
±1,28	0,36	±1,35	0,09	±0,11	0,16	±1,25	0,21
5,30	±2,43	19,88	±1,49	0,51	±0,15	7,12	±2,01
±1,33	0,46	±0,82	0,08	±0,08	0,29	±1,10	0,28
2,25	±1,60	16,90	±1,91	0,31	±0,18	11,13	±1,80
±0,70	0,71	±0,83	0,11	±0,08	0,60	±0,79	0,16
2,03	±1,68	21,93	±1,88	0,47	±0,17	4,31	±1,84
±0,92	0,83	±1,03	0,09	±0,09	0,36	±1,01	0,43
7,08	±3,89	18,74	±3,67	0,93	±0,46	4,13	±1,26
±1,84	0,55	±1,74	0,20	±0,22	0,50	±0,60	0,31
2,49**	±2,09	20,05	±3,28	0,53	±0,22	6,02	±2,36
2,05—3,02	0,69	±1,04	0,16	±0,07	0,41	±0,74	0,39

циты

0,80	±0,44	3,02	±0,91	0,28	±0,21	1,00	±0,43
±0,25	0,55	±0,52	0,30	±0,12	0,74	±0,25	0,43
0,61	±0,29	1,90	±0,75	0,07	±0,05	0,51	±0,18
±0,16	0,48	±0,41	0,40	±0,03	0,69	±0,16	0,35

Комплекс	Порода	СаО		Na ₂ O		K ₂ O	
		\bar{C}	S	\bar{C}	S	\bar{C}	S
		Дов. ин.	V	Дов. ин.	V	Дов. ин.	V
Био							
Кыринский	Главная фаза						
	Гранодиориты и граниты ФДИ	1,28 ±0,23	±0,57 0,44	0,18 ±0,02	±0,05 0,30	8,69 ±0,30	±0,73 0,08
	Граниты биотитовые мелко-среднезернистые	0,78 ±0,20	±0,41 0,53	0,25 ±0,09	±0,17 0,70	7,84 ±0,47	±0,96 0,12
	Граниты биотитовые Оленгуйского массива	1,27 ±0,35	±0,47 0,37	0,18 ±0,04	±0,06 0,34	6,71 ±0,91	±1,24 0,18
Сохондинский	Заключительная фаза						
	Граниты резкопорфировидные	0,84 ±0,23	±0,42 0,50	0,23 ±0,06	±0,12 0,52	6,92 ±0,88	±1,61 0,23
Шахтаминский	Мондогаббро, монцитоны, гранодиориты	1,48 ±0,44	±1,01 0,68	0,31 ±0,10	±0,24 0,80	8,25 ±0,59	±1,34 0,16
	Борщевочный	Граниты биотитовые	0,27 ±0,15	±0,27 1,00	0,52 ±0,16	±0,29 0,56	8,82 ±0,23
Асакан-шумиловский		Граниты биотитовые и лейкократовые	0,76 ±0,24	±0,50 0,66	0,16 ±0,05	±0,11 0,72	7,36 ±0,51
	Кукульбейский	Граниты биотитовые	0,76 ±0,11	±0,34 0,44	0,18 ** 0—0,22	±0,22 0,94	8,44 ±0,36
Муско							
Кукульбейский	Граниты мусковитовые, грейзенизированные	0,18 ±0,05	±0,08 0,45	0,54 ±0,12	±0,21 0,40	10,00 ±0,14	±0,25 0,025
	Граниты мусковитовые, пегматитовосные	0,19 ±0,06	±0,12 0,61	0,63 ±0,19	±0,35 0,56	10,00 ±0,20	±0,36 0,04

* \bar{C} — среднеарифметическое содержание; Дов. ин. (\pm) — доверительный интервал среднего факцент вариации среднеарифметического значения концентрации.

** \bar{C} — среднегеометрическое в случае противоречия нормальному закону распределения ■

вочного и редкометальных комплексов практически не отличаются от биотитов кислых гранитов ФДИ кыринского комплекса. Особенно это касается окиси магния, уровень концентрации которой может либо быть значимо (с учетом доверительных интервалов) понижен, как в биотитах асакан-шумиловского комплекса, либо не отличаться от уровня средних содержаний в гранитах ФДИ кыринского комплекса (биотиты кукульбейского комплекса).

Другой отличительной особенностью биотитов редкометальных комплексов (асакан-шумиловского и кукульбейского) являются очень высокие концентрации в них двуокиси лития, значимо отличающиеся от средних концентраций в биотитах ФДИ кыринского комплекса. В биотитах Халзанского массива средние концентрации двуокиси лития хотя и повышены, но, принимая во внимание доверительные интервалы, лишь соответствуют уровню концентраций этого компонента в биотитах ФДИ кыринского комплекса. При этом средние уровни содержаний фтора в биотитах кислых и лейкократовых гранитов всех комплексов примерно равны (с учетом доверительных интервалов) и, таким образом, практически не

Li ₂ O		Rb ₂ O		F		H ₂ O		Число проб
\bar{C} Дов. ин.	S V	\bar{C} Дов. ин.	S V	\bar{C} Дов. ин.	S V	\bar{C} Дов. ин.	S V	

титы

0,114 ±0,014	±0,034 0,30	0,088 ** 0—0,107	±0,104 1,00	0,43 ±0,06	±0,14 0,32	2,75 ±0,48	±1,16 0,42	18
0,224 ±0,050	±0,101 0,45	0,124 ±0,013	±0,026 0,21	0,76 ±0,15	±0,31 0,41	2,60 ±0,58	±1,17 0,45	13
0,233 ±0,043	±0,059 0,25	0,083 ±0,012	±0,017 0,21	1,16 ±0,18	±0,24 0,21	3,20 ±0,70	±0,96 0,30	7
0,155 ±0,032	±0,058 0,38	0,068 ±0,014	±0,026 0,38	0,57 ±0,16	±0,29 0,50	4,90 ±0,58	±1,07 0,22	11
0,068 ±0,011	±0,027 0,39	0,055** 0—0,078	±0,084 1,11	0,48 ±0,09	±0,20 0,41	2,38 ±0,54	±1,24 0,52	16
0,338 ±0,141	±0,259 0,76	0,149 ±0,021	±0,038 0,26	0,78 ±0,18	±0,32 0,41	2,69 ±0,61	±1,12 0,42	11
0,482** 0—0,658	±0,655 1,05	0,164 ±0,030	±0,063 0,39	0,98 ±0,30	±0,64 0,66	3,31 ±0,83	±1,75 0,53	14
0,427 ±0,070	±0,220 0,52	0,157 ±0,014	±0,044 0,28	1,30 ±0,18	±0,57 0,44	2,76 ±0,47	±1,50 0,54	29

ситы

0,265 ±0,040	±0,069 0,26	0,208 ±0,028	±0,048 0,23	1,28 ±0,30	±0,52 0,40	3,77 ±0,79	±1,37 0,36	10
0,180 ±0,050	±0,091 0,51	0,171 ±0,034	±0,063 0,37	0,62 ±0,16	±0,29 0,47	4,48 ±1,53	±2,81 0,62	11

с 90%-ным уровнем значимости; $S(\pm)$ — среднеквадратичное отклонение концентраций, V — коэффициент непротиворечия логнормальному.

зависят от уровня концентрации этого элемента в гранитах (см. табл. 2). Малые различия в уровнях средних концентраций в биотитах наблюдаются и для такого редкого элемента, как рубидий.

Таким образом, табл. 5 показывает, что степень отдифференцированности гранитных расплавов и уровень накопления в них редких элементов (степень редкометальности) в составе биотитов наилучшим образом отражается в изменении концентраций глинозема и двуокиси лития. По концентрации последнего компонента в биотитах изученные гранитоиды выстраиваются в единый ряд, положение в котором определяет степень редкометальности (и рудоносности в отношении редкометального, оловянно-вольфрамового и оловянного оруденения) интрузий. В частности, для кислых и лейкократовых гранитов, исходя из табл. 5, этот ряд (в порядке возрастания редкометальности) образуют граниты заключительной фазы сохондинского комплекса, граниты ФДИ кыринского, граниты борщевочного и, наконец, редкометальные граниты кукульбейского и асакан-шумиловского (вместе с харалгинским) комплексов. Важным обстоятельством является то, что степень редкометальности гранитов и

уровни содержания в них фтора практически не отражаются на средних концентрациях этого элемента в биотитах кислых и лейкократовых гранитов, которые для биотитов всех комплексов по достоверным интервалам не различаются, составляя 0,8—1,2%.

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВОВ БИОТИТОВ В ПРОЦЕССАХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Как известно, к главным петрогенетическим характеристикам слюд относятся их магнезиальность, железистость и глиноземистость. Значения этих параметров приведены в табл. II. С генетической точки зрения, особый интерес представляет изменчивость этих параметров в процессах дифференциации гранитоидных комплексов. Одним из наиболее доступных и простых показателей отдифференцированности гранитоидов является содержание в них кремнекислоты. В приводимых ниже диаграммах (рис. 10—13) за ось абсцисс принято содержание кремнекислоты в породе по данным квантометрических силикатных анализов, а за оси ординат — магнезиальность, железистость, глиноземистость биотитов из соответствующих проб.

Как видно из рис. 10, магнезиальность биотитов всех комплексов достаточно отчетливо понижается с повышением кремнекислотности пород. Вместе с тем в пределах гранитоидов одной фазы (главной или заключительной) определенного комплекса эта зависимость заметна лишь как слабая тенденция (главная фаза кыринского комплекса) или не проявлена совершенно (биотиты главной фазы ундинского, шахтаминского комплексов). Магнезиальность биотитов заключительных фаз кыринского, сохондинского комплексов отчетливо понижена и соответствует магнезиальности биотитов кукульбейского комплекса. В последних, несмотря на стабильно кислый состав гранитоидов, что уже отмечалось выше, магнезиальность резко непостоянна и меняется в очень широких пределах. Наряду с большой группой биотитов кукульбейского комплекса, характеризующихся пониженной магнезиальностью (0,3—0,2), значительная часть анализов фиксирует высокую магнезиальность (0,4—0,5), соответствующую магнезиальности биотитов из гранитоидных комплексов диорит-гранодиоритового состава. В частности, подобные биотиты представляют граниты Мало-Кангинского (65), Кулиндинского (64), Белухинского (71) и некоторых других массивов кукульбейского комплекса. Нестабильность содержания магния в биотитах комплекса отчетливо проявлена, как указывалось, и на диаграмме минерального состава (см. рис. 8). Так же значительны различия в магнезиальности и у биотитов борщевочного комплекса, несмотря на достаточно стабильный кислый состав гранитов.

Наименьшей магнезиальностью характеризуются биотиты харалгинского комплекса и слюды амазонитовых гранитов, представляющие наиболее отдифференцированные и гомогенные гранитоидные интрузии.

Общая железистость биотитов с ростом кремнекислотности отчетливо возрастает (см. рис. 11) в соответствии с известной особенностью состава биотитов дифференцированных гранитоидных серий. Выше отмечалось (см. рис. 7), что это находит отражение в повышении в биотитах из кислых разновидностей роли железистых миналов, аннита и сидерофиллита. Вместе с тем, так же как и в случае магния, железистость биотитов кукульбейского и борщевочного комплекса очень непостоянна и изменяется в биотитах, представляющих разные массивы, в очень широких пределах. Наиболее высока железистость в протолитионитах амазонитовых гранитов Тургинского массива (72, см. рис. 1).

Диаграммы рис. 10 и 11 вместе отчетливо фиксируют известную обратную зависимость между содержаниями магния и железа в слюдах из дифференцированных серий гранитоидов.

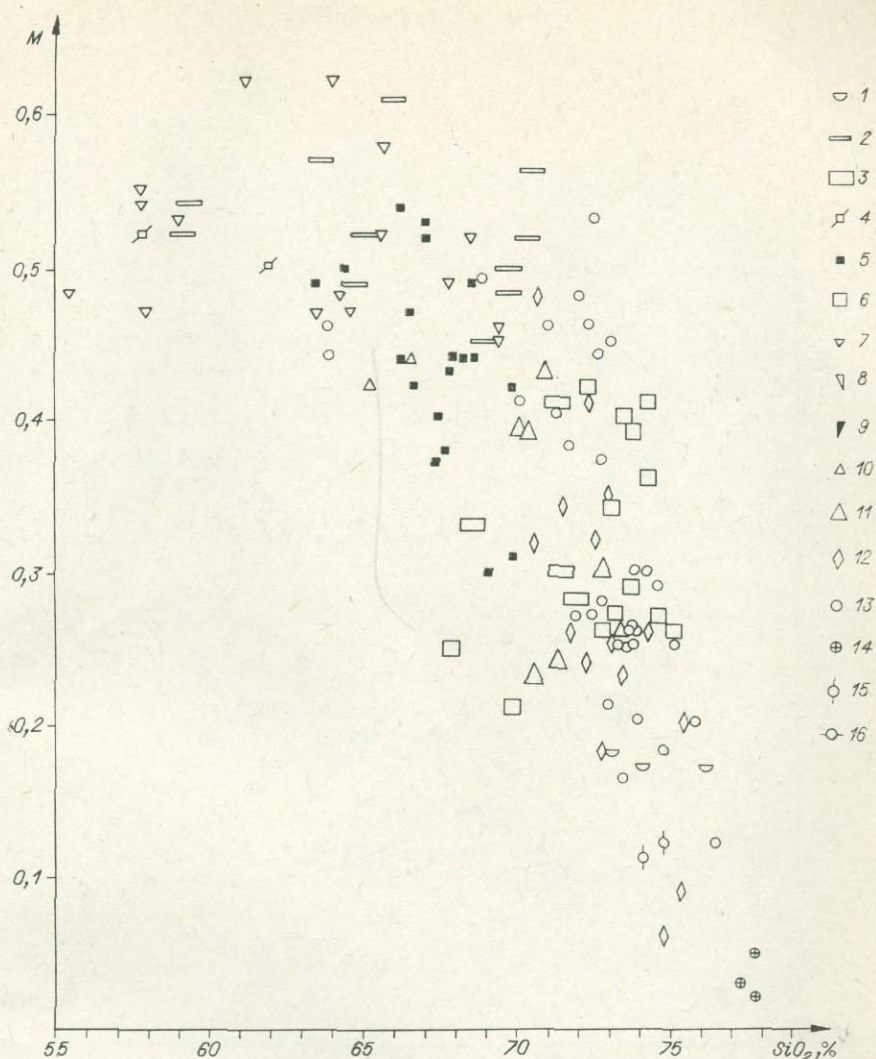


Рис. 10. Соотношение кремнекислотности гранитоидов и магнезиальности ($M = \frac{Mg}{\Sigma Fe + Mg + Mn}$ ат. кол.) представляющих их биотитов.

Комплексы: 1 — урулюнгуевский; 2, 3 — ундинский: 2 — главная фаза (гранодиориты), 3 — заключительные фазы (граниты); 4 — даурский; 5, 6 — кыринский: 5 — главная фаза (гранодиориты и граниты), 6 — ФДИ (граниты); 7 — шахтаминский, 8 — муджикано-сретенский; 9 — акатуевский; 10, 11 — сохондинский: 10 — главная фаза (дациты), 11 — заключительная фаза (граниты); 12 — борщевочный; 13, 14 — кукульбейский: 13 — главная фаза (биотитовые граниты), 14 — заключительная фаза (амазонитовые граниты); 15 — харалгинский; 16 — асакан-шумиловский.

Совершенно иные зависимости обнаруживают величины, связанные с содержанием глинозема: общая глиноземистость l и характеристика m . Как следует из диаграммы рис. 12, биотиты батолитовых ундинского и кыринского комплексов, а также комплексов сохондинской — шахтаминской серии характеризуются сходным уровнем глиноземистости независимо от основности пород (содержания в них кремнекислоты). Глиноземистость биотитов названных комплексов в отдельных образцах закономерно меняется в пределах 16—22, составляя в среднем 19—20. Биотиты борщевочного и редкометаллических, харалгинского и кукульбейского комплексов отличаются повышенной глиноземистостью при значительном непостоянстве величины l , изменяющейся в пределах 20—32. Большая часть

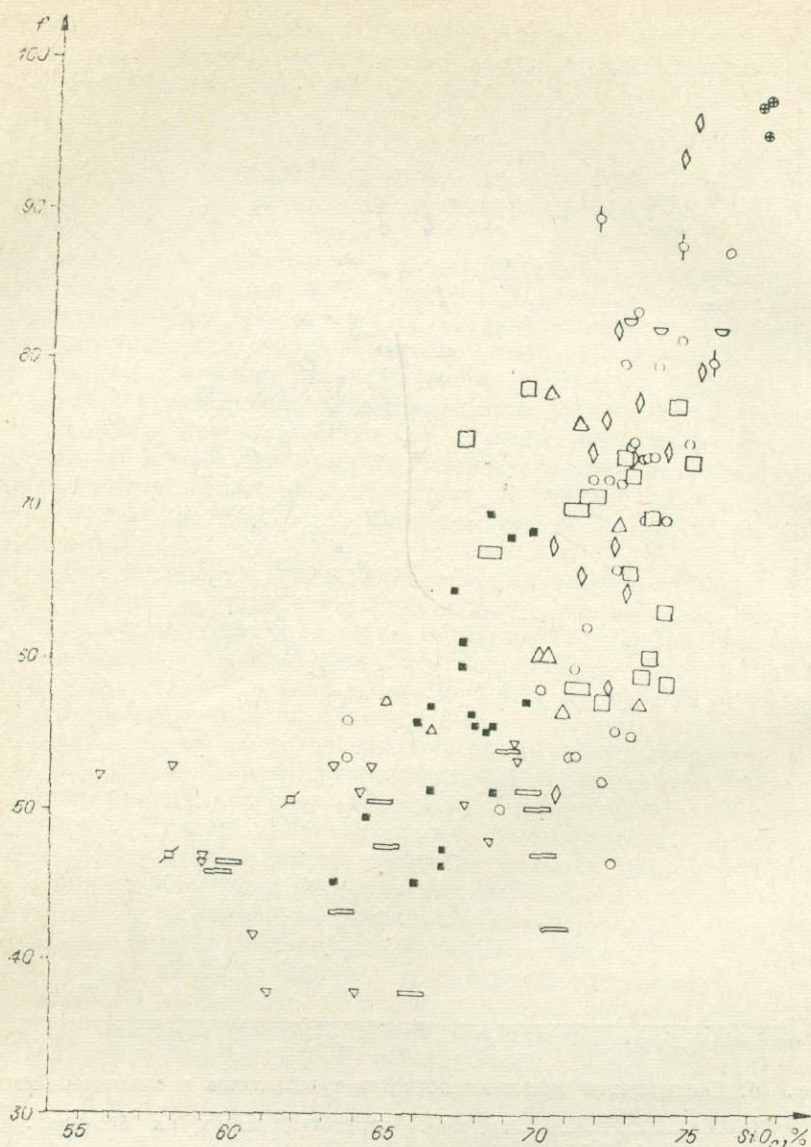


Рис. 11. Соотношение кремнекислотности гранитоидов и общей железистости ($f = \frac{\sum Fe}{\sum Fe + Mg} 100\%$) биотитов. Усл. обозн. см. на рис. 10.

образцов характеризуется глиноземистостью в пределах 24—28. Вместе с тем благодаря снижению этого параметра в части биотитов до 20 на диаграмме существует отчетливая область перекрытия этих биотитов, представляющих редкометалльные и нередкометалльные комплексы. Как хорошо видно из диаграммы, это снижение совершенно не связано с составом самих гранитов, которые представлены существенно кислыми разновидностями (SiO_2 — 70—75%). С другой стороны, слюды из очень редких гранодиоритовых разновидностей пород кукульбейского комплекса (SiO_2 — 64%) могут характеризоваться высоким значением глиноземистости ($l = 24$ —26). Биотиты с пониженной глиноземистостью представляют те образцы слюд, которые, как отмечалось выше, отличаются повышенной магнизиальностью, не соответствующей кислому составу гранитов. Последнее обстоятельство иллюстрируется диаграммой рис. 12 вполне однозначно.

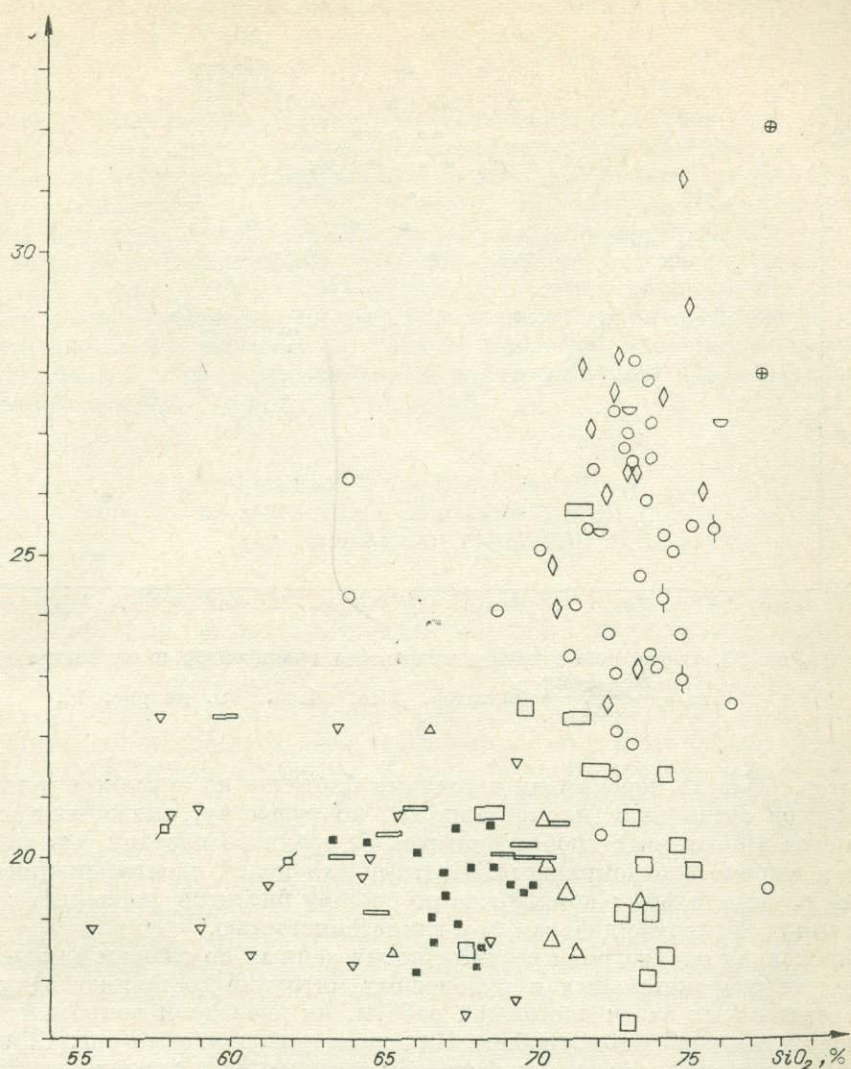


Рис. 12. Соотношение кремнекислотности гранитоидов и глиноземистости ($l = \frac{\text{Al}}{\text{Si} + \text{Al} + \Sigma \text{Fe} + \text{Mg}} 100\%$). Усл. обозн. см. на рис. 10.

Точки биотитов пониженной глиноземистости (и повышенной магнезиальности) представляют уже упоминавшиеся выше граниты из массивов 64, 65, 70, 71 (см. рис. 1, табл. I и II).

Высокие значения глиноземистости ($l = 27-32$) характеризуют биотиты кислых гранитов древнего урулюнгуевского комплекса, протолитиониты амазонитовых гранитов кукульбейского комплекса и некоторые образцы слюд гранитоидов борщевочного комплекса, в которых вероятно, как указывалось, примесь микровключений мусковита.

Распределение величины m в биотитах определяется, по существу, теми же особенностями, которые характерны для глиноземистости (см. рис. 13). Поскольку эта величина обратна глиноземистости, биотитам батолитовых комплексов и сохондинско-шахтаминской группы свойственны наиболее высокие и достаточно стабильные ее значения ($m = 1,6-2,2$). Большинство биотитов борщевочного и редкометалльных комплексов характеризуется низкими значениями этой величины в пределах 1,0—1,4. Наиболее низко значение m (0,6—0,8) в протолитионитах амазонитовых

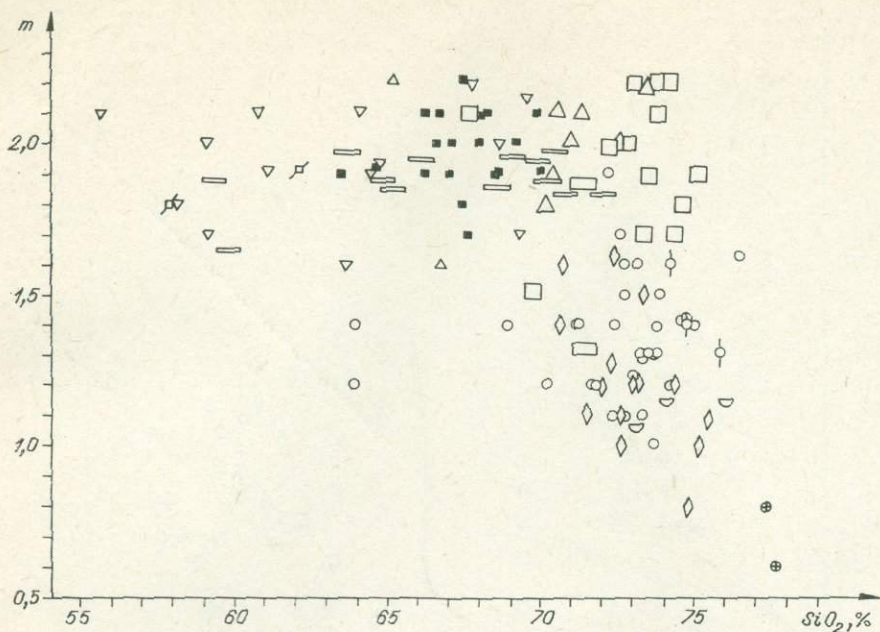


Рис. 13. Соотношение кремнекислотности гранитоидов и параметра $m = \frac{\sum Fe + Mg}{Al}$ биотитов. Усл. обозн. см. на рис. 10.

гранитов. Область перекрытия с точками биотитов из редкометалльных комплексов очень мала и определяется, по существу, снижением этого параметра в некоторых пробах биотитов из гранитов поздних фаз ундинского и кыринского комплексов. Поэтому для целей идентификации интрузий редкометалльных комплексов по составу биотитов диаграмма с параметром m нагляднее диаграммы с глиноземистостью.

Поскольку оценка роли геохимических данных по слюдам для целей выделения редкометалльных и рудоносных интрузий составляет одну из непосредственных задач настоящей работы, на последнем вопросе нужно остановиться несколько подробнее. Как следует из диаграмм рис. 12 и 13, с помощью величин, связанных с уровнем содержания в слюдах глинозема (l и m , а также S , табл. II), редкометалльные граниты можно диагностировать достаточно надежно. Важным достоинством рассматриваемых величин является отчетливое разграничение с их помощью гранитов ФДИ кыринского комплекса вместе с гранитами заключительной фазы сохондинского от редкометалльных гранитов харалгинского комплекса, объединявшихся, как известно, ранее в единый харалгинский комплекс. Таким образом, на основе анализа глиноземистости биотитов, принципиальные генетические различия двух групп интрузий биотитовых и лейкократовых гранитов Даурской зоны, представленных, с одной стороны, трещинными массивами ФДИ кыринского комплекса (17, 19, 20, 23, см. рис. 4), такими же телами гранитов заключительной фазы сохондинского (24, 25, 28 и др.) и, с другой стороны, интрузиями редкометалльных гранитов собственно харалгинского комплекса (31, 32, 34, 35), получают дальнейшее подтверждение (Козлов, Сवादковская, 1972; Сवादковская, 1974; Козлов, 1974).

Из рассмотренных материалов видно, что единственная отличительная особенность макроэлементного состава слюд (различия в концентрациях лития относятся к области анализа редкоэлементного состава) редкометалльных гранитоидов — их повышенная глиноземистость. Вместе с тем эта особенность проявлена только как преобладающая тенденция и имеет ряд исключений. Как указывалось, слюды из некоторых массивов

кукульбейского комплекса выделяются пониженной глиноземистостью и повышенной основностью, не соответствующей кислому составу самих гранитов. Однако примеры подобных массивов единичны. Использование повышенной глиноземистости биотитов как диагностического признака интрузий редкометальных гранитов существенно ограничивается другим обстоятельством. Как следует из анализа предыдущих материалов, эти же признаки свойственны биотитам гранитов борщевочного средне-верхнеюрского комплекса, биотитам древнего урулюнгуевского комплекса, а также, вероятно, слюдам из лейкогранитных выплавок цаган-олуевского комплекса. Все эти комплексы либо ограниченно рудоносны (борщевочный), либо безрудны (урулюнгуевский). Принимая во внимание значительные размеры массивов и распространенность гранитов борщевочного и урулюнгуевского комплексов, следует признать, что глиноземистость биотитов может быть лишь вспомогательным критерием при идентификации редкометальных гранитных интрузий.

ОТРАЖЕНИЕ В СОСТАВЕ БИОТИТОВ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ

Известно, что главные параметры химизма слюд (глиноземистость, железистость и др.) используются для анализа физико-химических условий, существовавших в гранитных расплавах к моменту кристаллизации слюд. Основы такого анализа изложены, в частности, в работах А. А. Маракушева (1966), А. А. Маракушева и И. А. Тарарина (1965), И. А. Тарарина (1971). Согласно последней работе, глиноземистость биотита определяется в общем двумя главными факторами — температурой и режимом кислотности — щелочности. Различия в температурах кристаллизации существенны, как указывает И. А. Тарарин, при сопоставлении биотитов, представляющих соответственно более высокотемпературные эффузивные и глубинные интрузивные фации. В случае малых различий в глубинности формирования гранитоидов главным фактором, регулирующим глиноземистость биотитов, выступает режим кислотности — щелочности (Тарарин, 1971, с. 16). Последнее целиком относится к рассматриваемым биотитам, представляющим, как указывалось в гл. 1, мезоабиссально-гипабиссальные массивы.

Для анализа режима кислотности — щелочности А. А. Маракушевым и И. А. Тарариным предложена диаграмма, основанная на двух параметрах состава слюд — $S\left(\frac{\text{Si}}{\text{Al}}\right)$ и $m\left(\frac{\sum \text{Fe} + \text{Mg}}{\text{Al}}\right)$. Значения этих параметров в анализированных слюдах приведены в табл. II. На их основе для гранитоидов Забайкалья построена диаграмма (рис. 14), на которую нанесены поля щелочности по А. А. Маракушеву — И. А. Тарарину. Диаграмма фиксирует в целом те же особенности гранитоидов, которые обсуждались выше.

Точки в полях пониженной (I) и нормальной щелочности представлены биотитами урулюнгуевского, борщевочного и редкометальных комплексов. В пределах поля I пониженной щелочности концентрируются, в частности, точки двуслюдяных разностей, что полностью совпадает с данными И. А. Тарарина (1971) по гранитоидам Дальнего Востока. Вместе с тем в это же поле попадают биотиты из чисто биотитовых гранитов, например, урулюнгуевского комплекса. Точки биотитов батолитовых массивов ундинского и кыринского комплексов концентрируются в полях III (нормальной) и IV (повышенной) щелочности. В поле нормальной щелочности попадает, кроме того, небольшая часть точек, представляющих биотиты редкометальных комплексов. В этом же поле концентрируется большинство точек биотитов ФДИ кыринского комплекса, фикси-

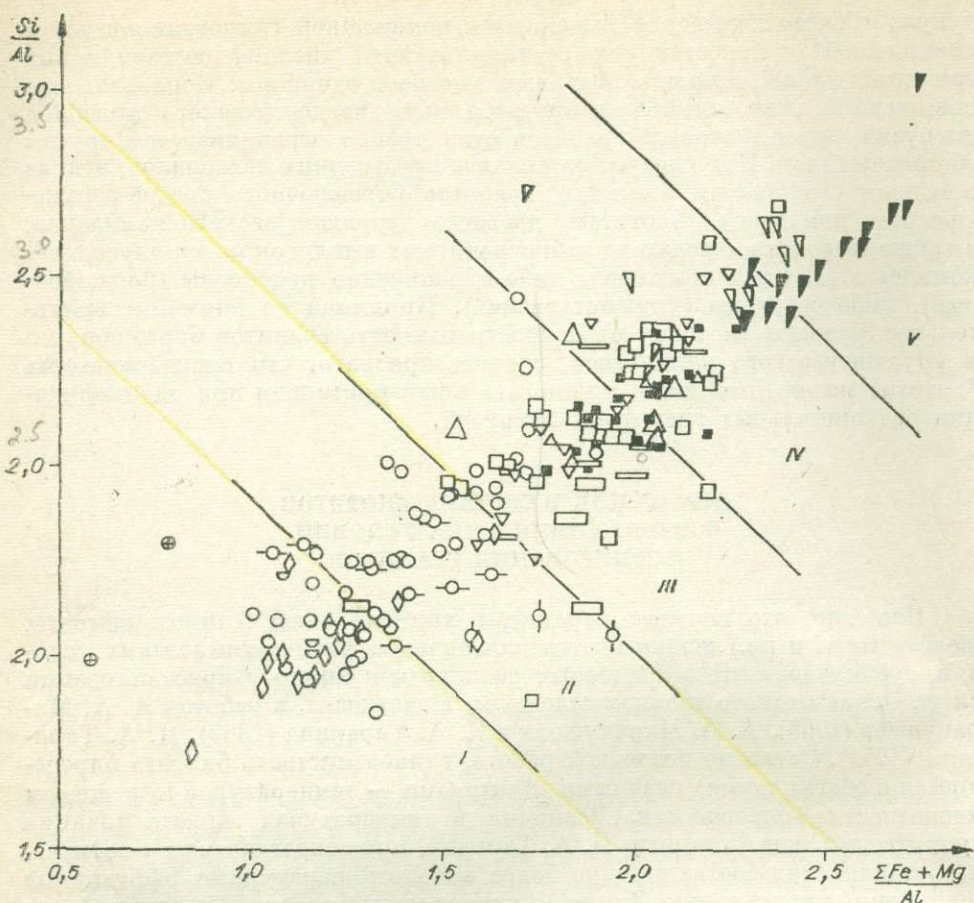


Рис. 14. Диаграмма режима кислотности — щелочности гранитоидов по глиноземистости биотитов. Усл. обозн. см. на рис. 10. I—V — поля возрастающей щелочности гранитов.

руя нормальную щелочность этих интрузий, хотя часть из них выделяется повышенной щелочностью (поле IV). Точки биотитов шахтаминского комплекса располагаются преимущественно в поле IV повышенной щелочности, что соответствует субщелочному составу пород комплекса. В поля нормальной — повышенной щелочности попадают также точки биотитов сохондинского комплекса.

Отчетливо высокой щелочностью отличаются породы акатуевского комплекса, генетически связанные со щелочными базальтоидами (поле V). В данном случае фиксируется полное соответствие между составом пород комплекса и режимом кислотности — щелочности в период кристаллизации биотитов. Высокой щелочностью (пограничная область полей IV и V) характеризовались интрузии сретенского комплекса. По этому параметру, как видно из диаграммы, они близки к породам акатуевского комплекса.

Как и на диаграммах предыдущего раздела (см. рис. 12 и 13), рассмотренная диаграмма глиноземистости показывает обособление поля точек биотитов из гранитоидов редкометалльных, борщевочного, урулюнгуевского комплексов, выделяющихся пониженной щелочностью.

На основе диаграмм А. А. Маракушева и И. А. Тарарина (1965) В. С. Ивановым (1970) была предложена диаграмма активности калия и температуры (активности воды) при кристаллизации гранитоидов по составу биотитов, применение которой позволяет также выявить важные

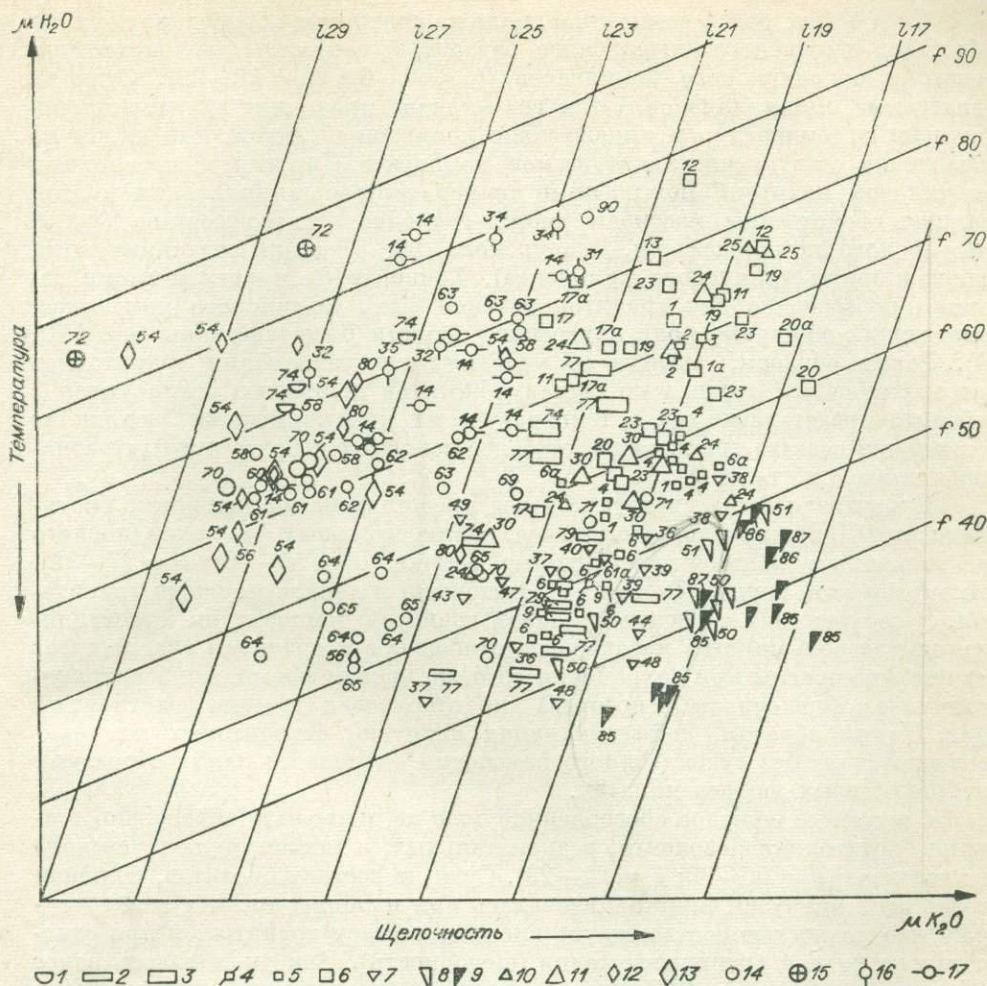


Рис. 15. Диаграмма соотношения активности воды (температура кристаллизации и калия в кристаллизующихся расплавах по составу биотитов.

1 — урулонгуевский комплекс; 2, 3 — ундинский: 2 — главная фаза (гранодиориты), 3 — заключительные фазы (граниты); 4 — даурский; 5, 6 — кыринский: 5 — главная фаза (гранодиориты и граниты), 6 — ФДИ (граниты); 7 — шахтаминский; 8 — амуджикано-сретенский; 9 — акатуевский; 10, 11 — сохондинский: 10 — главная фаза (дациты), 11 — заключительная фаза (граниты); 12, 13 — борщевочный: 12 — главная фаза (гранодиориты и граниты), 13 — ФДИ (граниты); 14, 15 — кукульбейский: 14 — главная фаза (граниты биотитовые), 15 — заключительная фаза (граниты амазонитовые); 16 — харалгинский; 17 — асаган-шумиловский комплексы. Номера точек соответствуют номерам массивов на рис. 1 и 2 (цифры в кружках).

генетические особенности гранитоидов (Козлов и др., 1974). На указанную диаграмму (рис. 15) нанесены точки биотитов изученных гранитоидов по данным табл. II с указанием номеров массивов в соответствии со схемами рис. 1 и 2. На диаграмме по форме значков достаточно отчетливо выделяются четыре поля гранитоидов.

Наиболее высокими щелочностью (активностью K_2O) и температурой кристаллизации (низкой активностью воды) характеризовались, судя по составу биотитов, интрузии акатуевского и амуджикано-сретенского комплексов ($f = 40-50$; $l = 15-18$). Этот вывод как нельзя лучше согласуется с отнесением акатуевского комплекса к интрузивным аналогам калиевых щелочных базальтоидов (Захаров, 1972). В данном случае существенно калиевый характер расплавов находит свое отражение в высокой активности этого элемента, а достаточно основной их состав — в повышенных температурах кристаллизации.

Следующее, очень компактное, поле на диаграмме образовано точками биотитов ундинского, кыринского батолитовых комплексов, шахтаминского и сохондинского комплексов ($f = 40-60$; $l = 12-22$). Судя по диаграмме, кристаллизация этих гранитоидов проходила в условиях повышенных температур и относительно пониженной активности калия по сравнению с интрузиями акатуевского комплекса. При этом в соответствии с составом интрузий повышенные температуры кристаллизации в этой группе свойственны массивам диорит-гранодиоритового состава (уч. 6 кыринского комплекса, уч. 9 даурского, 36, 37 и др. шахтаминского, гранодиориты ундинского комплекса). Температура кристаллизации заметно понижалась для гранитов главной фазы кыринского комплекса, слагающих обширные поля внутренней области Даурской зоны (уч. 1, 2, 4). Таким образом, выводы об условиях кристаллизации гранитоидов рассматриваемой группы по составу биотитов полностью согласуются с общими представлениями о температуре их кристаллизации, исходя из изменения состава гранитоидов от более основных к более кислым разновидностям (см. табл. 1).

Следующая большая группа точек представлена на диаграмме биотитами из ФДИ кыринского комплекса, заключительных фаз сохондинского и ундинского комплексов (крупные значки, $f = 55-80$; $l = 17-22$). Интрузии этой группы сложены биотитовыми и лейкократовыми гранитами. В соответствии с кислым составом гранитов температуры кристаллизации для большинства массивов по отношению к гранитам главных фаз заметно понижены при сохранении того же уровня повышенной активности калия (щелочности), который характеризовал гранитоиды главных фаз. Таким образом, дифференциация интрузий батолитовых комплексов протекала без существенного изменения активности калия в поздних лейкократовых дифференциатах.

Следующее большое обособленное поле на диаграмме образовано точками биотитов борщевочного, редкометальных, а также урулюнгуевского комплексов ($f = 50-90$; $l = 22-29$). Судя по составу биотитов, большая часть этих интрузий кристаллизовалась при наиболее низких температурах, что полностью соответствует кислому составу гранитов, и при относительно низкой активности калия (щелочности). Как указывалось ранее (Козлов и др., 1974, 1975), снижение активности калия обусловлено в этих интрузиях, очевидно, повышенной активностью кислотных компонентов, в частности фтора.

По температурам кристаллизации в группе редкометальных гранитов выделяется поле более высокотемпературных разновидностей, которые слагают массивы гранитов повышенной меланократовости (64 и 65).

В соответствии с принадлежностью амазонитовых гранитов к заключительной фазе кукульбейского комплекса состав их слюд фиксирует наиболее низкотемпературный и кислый характер расплавов, из которых кристаллизовались эти интрузии.

Существенные вопросы вызывает наложение на диаграмме точек биотитов массивов 70 и 71 (Белухинского и Олдондинского). С одной стороны, как показал петрохимический анализ (Козлов, Свядковская, 1977), массивы сложены целиком кислыми гранитами, по составу совершенно не отличающимися от аналогичных биотитовых гранитов других интрузий кукульбейского комплекса (58, 61, 62). С другой стороны, по составу биотитов эти массивы попадают в группу гранитоидов повышенной основности — гранодиоритов батолитовых интрузий, монодиоритов и монцонитов шахтаминского комплекса. Наряду с выводом о существенных отличиях режима кристаллизации гранитов этих массивов от других интрузий кукульбейского комплекса возможно также обсуждавшееся выше предположение о ксеногенном характере биотитов в таких интрузиях, которое подтверждается рядом других факторов. Как видно из диаграммы, точкам биотитов рассматриваемых массивов 70 и 71 кукульбейского комплекса близка точ-

ка, представляющая биотит пробы КЛ-10 типичного биотитового мелко-среднезернистого гранита Кличкинского массива борщевочного комплекса (80, см. рис. 2). Две другие точки биотитов этого же массива попадают в центральную часть ареала точек кукульбейского комплекса. В данном случае трудно представить, что граниты одной и той же фации и состава, с одними и теми же геохимическими особенностями могли бы так сильно различаться режимом кристаллизации в разных участках интрузии. В рассматриваемом примере гораздо правдоподобнее предположить ксеногенный характер биотита пробы КЛ-10, особенно учитывая явно анатектический, мобилизационный облик самих гранитов Кличкинского массива, о чем уже говорилось в гл. 1.

Подобные биотиты из лейкогранитов борщевочного комплекса могут как указывалось, свидетельствовать о неполной гомогенизации вещества в возникавших палингенных анатектических выплавках и унаследовании последними биотитов из пород субстрата, подвергавшегося анатексису. Представляется, что и состав рассматриваемых биотитов из массивов 70 и 71 кукульбейского комплекса может быть объяснен подобным образом. В частности, стабильно кислый состав самих гранитов (SiO_2 — 72—73%), малое содержание в них кальция и особенно магния, кислый состав плагиоклазов — все это противоречит предположению о возможности существенных различий в режиме кристаллизации массивов кукульбейского комплекса, особенно если исходить из избыточного характера воды как компонента кристаллизующейся системы, что подразумевается при построении диаграмм рис. 14 и 15. Геохимический и металлогенический облик массивов 70 и 71, с которыми связаны кварц-вольфрамитовые месторождения, также свидетельствует об их принадлежности к группе редкометалльных интрузий кукульбейского комплекса.

Существенно магнезиальный состав биотитов амуджикано-сретенского комплекса подтверждает неоднократно высказывавшееся положение о гибридном характере гранитоидов комплекса, исходные расплавы которых сформировались либо путем магматического взаимодействия гранитоидных магм с глубинными породами основного состава, как это предполагается В. С. Антипиным (1970), либо в результате процессов контаминации базальтоидных расплавов гранитным материалом (Сидоренко, 1961; Литвинов, Соломин, 1965), что представляется более вероятным.

Как видно из диаграммы рис. 15, на ней достаточно отчетливо выделяется поле биотитов редкометалльных комплексов. В частности, диаграмма фиксирует генетические различия редкометалльных интрузий от сходных по составу гранитов ФДИ кыринского комплекса, а также заключительной фазы сохондинского комплекса, кристаллизовавшихся, в отличие от группы интрузий борщевочного и редкометалльных комплексов, при отчетливо повышенной активности калия (повышенной щелочности). Эта особенность интрузий ФДИ кыринского комплекса отражается и в характере их ранних постмагматических изменений — слабом и локальном проявлении грейзенизации, отсутствии фаций мусковитовых гранитов, при редком и ограниченном развитии двуслюдяных разновидностей, очень слабом проявлении процессов постмагматической альбитизации.

Вместе с тем существует определенная, хотя и небольшая, область перекрытия ареала точек биотитов редкометалльных комплексов с полями биотитов других комплексов, в том числе и с биотитами гранитов ФДИ кыринского и ундинского комплексов (см. рис. 15). В частности, область перекрытия обусловлена также наличием в группе интрузий редкометалльных комплексов биотитов повышенной основности из отдельных массивов кукульбейского комплекса. Однако главное ограничение при использовании рассматриваемой диаграммы для выделения редкометалльных гранитов по составу их биотитов состоит в том, что в ареал точек биотитов редкометалльных гранитов попадает подавляющее большинство биотитов борщевочного комплекса, а также биотитов урулюнгуевского, площади

распространения гранитов которых значительно превышают площади массивов редкометальных рудоносных комплексов. Об этом существенном ограничении данных по химизму биотитов при использовании их в качестве диагностических для целей идентификации редкометальных рудоносных гранитов уже говорилось выше, при рассмотрении диаграмм рис. 12 и 13.

СОСТАВ МУСКОВИТОВ

В изученных гранитоидах мусковиты представлены несколькими разновидностями, которые геологически объединяются в две главные генетические серии. Более ранняя, гранит-пегматитовая, серия представлена мусковитами из пегматитоносных гранитов и связанных с ними пегматитов. Интрузивные тела пегматитоносных гранитов известны в составе массивов как борщевочного, так и кукульбейского комплексов, представляя, по существу, генетически единые образования, различающиеся степенью развития в представляющих их гранитах мусковит-альбитового минерального комплекса.

В составе массивов борщевочного комплекса пегматитоносные граниты представлены двуслюдяными разновидностями мелко-среднезернистых гранитов ФДИ (Халзанский, Борщевочный массивы). С интрузиями мелко-среднезернистых гранитов связаны как кварц-микроклиновые (с редким мусковитом), так и кварц-микроклин-мусковит-альбитовые разновидности пегматитов с бедной редкометальной минерализацией (Темников, 1971; Темников, Грузова, 1972). В составе части массивов кукульбейского комплекса (61, 64, 65, см. рис. 1) интрузивные тела пегматитоносных гранитов представлены преимущественно кварц-альбит-мусковитовыми с микроклином разновидностями, а также двуслюдяными (с биотитом) разновидностями в подчиненном количестве. Пегматитоносные граниты содержат многочисленные пегматоидные шпиры того же, что и граниты, состава и сопровождаются полями пегматитов, несущих редкометальную минерализацию разной интенсивности.

Вторая, более поздняя, генетическая грейзеновая серия представлена мусковитами грейзенизированных двуслюдяных и мусковитовых гранитов массивов кукульбейского комплекса, а также мусковитами околорудных кварц-мусковитовых грейзенов из зальбандов кварц-вольфрамитовых жил. Мусковитовые грейзенизированные граниты слагают купольные выступы и прикровлевые участки в некоторых массивах кукульбейского комплекса и связаны с биотитовыми (обычно мусковитсодержащими) гранитами их главной фации постепенными переходами через зону двуслюдяных грейзенизированных гранитов. Участки мусковитовых гранитов являются рудомещающими для кварц-вольфрамитовых жил (см. рис. 1, массивы 59, 61, 62, 70, см. Иванова, 1972).

Химический состав мусковитов гранит-пегматитовой и грейзеновой серий, включая мусковиты из двуслюдяных гранитов и пегматитов, а также их кристаллохимический формульный состав по пересчету приведены в табл. III, IV.

Минеральный состав слюд по данным табл. IV иллюстрируется тройной диаграммой соотношения элементов октаэдрической координации (рис. 16), приведенной в работе П. В. Ковалева, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмина и др. (1972). Согласно диаграмме, все проанализированные слюды представлены мусковитами и фенгит-мусковитами с низкими концентрациями лития. Литиевые фенгиты и иные разновидности светлых слюд с высокими концентрациями лития ($> 10\%$ суммы элементов октаэдрической координации) среди изученных образцов отсутствуют.

Диаграмма совершенно отчетливо фиксирует различия состава двух генетических серий мусковитов: слюды гранит-пегматитовой серии пред-

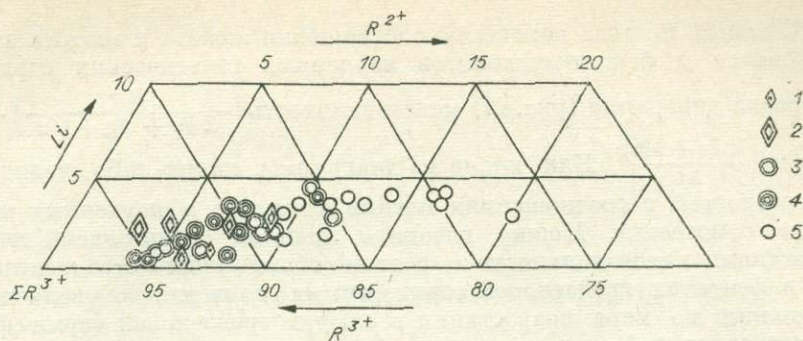


Рис. 16. Соотношение элементов октаэдрической координации в составе мусковитов (фрагмент треугольной диаграммы, где $\Sigma R^{3+} = AlVI + Fe^{3+} + Ti$; $\Sigma R^{2+} = Fe^{2+} + Mg + Mn$).

1, 2 — борщевочный комплекс: 1 — граниты двуслюдяные заключительной фазы, 2 — связанные с ними пегматиты; 3—5 — кукульбейский комплекс: 3 — граниты мусковитовые пегматитоносные, 4 — связанные с ними пегматиты, 5 — граниты мусковитовые грейзенизированные.

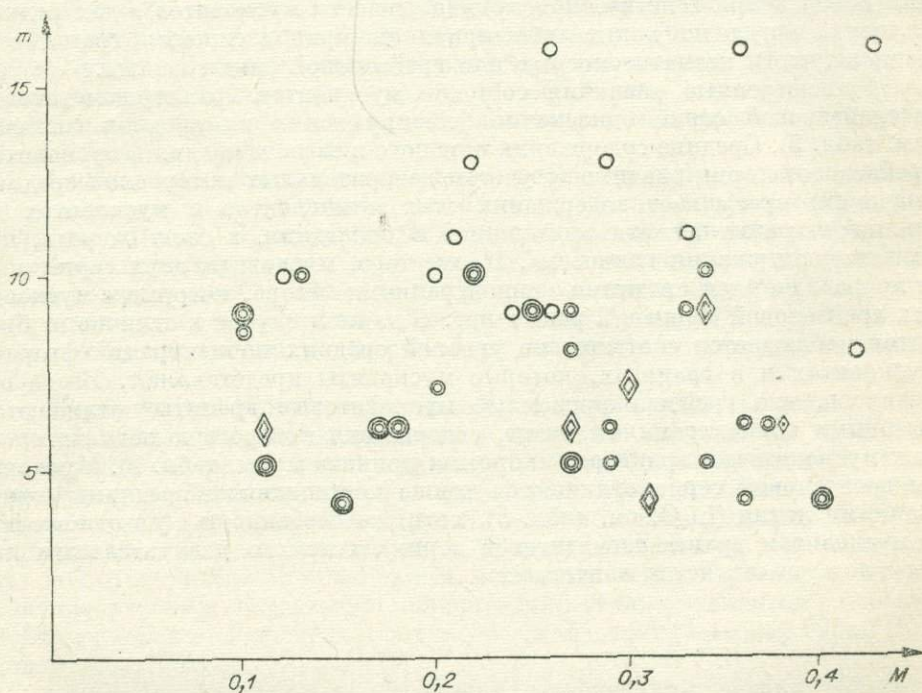


Рис. 17. Соотношение магнезиальности $\left(M = \frac{Mg}{\Sigma Fe + Mg + Mn} \right)$ и глиноземистости по параметру $m = \frac{\Sigma Fe + Mg}{Al}$ мусковитов. Усл. обозн. см. на рис. 16.

ставлены в подавляющем большинстве мусковитами, а слюды грейзеновой серии — фенгит-мусковитами, у которых в группе элементов октаэдрической координации заметная роль принадлежит железу и магнию. Как видно из рис. 16, область перекрытия точек слюд гранит-пегматитовой и грейзеновой генетических серий очень мала. На рассматриваемой диаграмме мусковиты пегматитов борщевочного и кукульбейского комплексов, а также мусковиты из пегматитоносных гранитов не различаются, образуя компактную группу. В небольшой части слюд из этой серии содержания магния и железа повышены до уровня фенгит-мусковитов.

С целью анализа изменений соотношения железа и магния в составе мусковитов и фенгит-мусковитов изученных генетических серий была построена диаграмма (рис. 17) магниальность $\left(\frac{\text{Mg}}{\Sigma \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn}}\right)$ — параметр $m \left(\frac{\Sigma \text{Fe} + \text{Mg}}{\text{Al}}\right)$. Как видно из диаграммы, каких-либо очевидных закономерностей в соотношениях магния и железа в изученных мусковитах не отмечается. Можно говорить лишь об очень слабой тенденции возрастания магниальности с ростом общего количества железа и магния в фенгитах грейзеновой серии, иными словами, об увеличении роли магния по мере возрастания в слюдах грейзеновой серии фенгитовой составляющей.

Рис. 17, как и рис. 16, иллюстрирует достаточно отчетливые различия мусковитов двух серий, обусловленные повышенными значениями параметра m в фенгит-мусковитах грейзеновой серии по сравнению с мусковитами гранит-пегматитовой. Вместе с тем и на рис. 17 существует определенная область перекрытия точек мусковитов, принадлежащих разным сериям, ограничивающая возможность использования обеих диаграмм для определения генетической принадлежности мусковитов в тех редких случаях, когда по каким-либо причинам принадлежность гранитов к разновидности пегматитоносных или грейзеновой фации неясна.

Рассмотренные различия составов мусковитов гранит-пегматитовой и грейзеновой серий однозначно фиксируются в их средних составах (см. табл. 5). Средние содержания окисного железа и магния в мусковитах грейзеновой серии значимо (с учетом доверительных интервалов средних значений) превышают содержания этих компонентов в мусковитах из гранитов гранит-пегматитовой серии. В последних, в свою очередь, повышены содержания глинозема. Кроме того, мусковиты двух серий значимо различаются средними концентрациями фтора, которые в мусковитах грейзеновой серии в 2 раза выше. В данном случае в отличие от биотитов наблюдается соответствие уровней средних концентраций фтора в мусковитах и в гранитах, которые мусковиты представляют. Выше отмечалось, что грейзенизированные мусковитовые граниты отличаются высокими концентрациями фтора, содержания которого в пегматитоносных мусковитовых гранитах, напротив, понижены (см. табл. 2). Мусковиты грейзеновой серии отличаются также повышенными средними содержаниями лития (Li_2O , см. табл. 5), хотя эта особенность (по отношению к мусковитам гранит-пегматитовой серии), согласно доверительным интервалам, не является значимой.

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ СЛЮД

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В СЛЮДАХ

Давно установлено, что слюды, в частности биотит, являются концентраторами целой группы элементов, содержания которых в слюдах в десятки раз превышают их концентрации в породе. Эта особенность слюд связывается обычно с рядом факторов, главными из которых большинством исследователей признаются структура слюд, благоприятная для изоморфных замещений, и их обычная принадлежность (биотит) к минералам заключительной стадии магматической кристаллизации, образующимся, когда остаточные расплавы существенно обогащены редкими элементами. Значительное внимание уделялось исследователями условиям изоморфизма в биотитах (Таусон, 1961).

Свойство биотита концентрировать редкие и рудные элементы широко используется для решения вопросов рудоносности гранитоидов. Еще в 1957 г. В. Л. Барсуковым было показано, что биотиты оловоносных гранитов характеризуются значительно более высокими концентрациями олова по сравнению с биотитами из гранитов, в связи с которыми оловорудные проявления отсутствуют. Забегая вперед, следует подчеркнуть, что этот вывод полностью подтверждается материалами авторов настоящей работы.

Изучение дифференцированных серий гранитоидов показало, что от ранних к поздним дифференциатам в биотитах наблюдается отчетливое увеличение содержаний всей группы концентрирующихся в них редких элементов, особенно интенсивное для лития. Была установлена отчетливая обратная зависимость между количеством биотита, характеризующим последовательные дифференциаты, и уровнем содержаний редких элементов в биотите, носящая нелинейный, асимптотический характер благодаря скачкообразному возрастанию концентраций редких элементов в биотитах лейкогранитов — конечных продуктов дифференцированных серий (Козлов и др., 1965).

Особенно интенсивное увеличение содержаний редких элементов в биотитах, в 4—7 раз превышающее их концентрации в биотитах нерудоносных гранитов, характерно для рудоносных гранитных интрузий, сопровождающихся разнотипным оловянно-вольфрамовым и редкометальным оруденением (Козлов, 1969). Резкие различия в концентрациях редких элементов в биотитах из лейкогранитов рудоносных и нерудоносных массивов, характеризующихся сходными невысокими (1—3%) количествами биотита в гранитах, показывают, что увеличение концентраций редких элементов в биотитах от ранних более основных к поздним лейкократовым дифференциатам гранитных интрузий обусловлено не сокращением количества биотита — «центров кристаллизации», как это могло следовать из теории изоморфизма, а, очевидно, связано с концентрацией редких элементов в расплавах. Этот вывод подтверждается обычным расширением в лейкогранитах круга акцессорных минералов — концентраторов редких элементов (и увеличением их количества — в разной степени для разных интрузий).

Появление акцессорной минерализации большинством исследователей связывается с резким возрастанием концентраций редких элементов в остаточных расплавах кристаллизующихся гранитных интрузий. С учетом этого положения становится понятной упоминавшаяся особенно высокая степень концентрирования лития в биотитах рудоносных интрузий, приводящая к возникновению модификаций литиевых слюд (протолитионита, цинвальдита и т. п.). Если для большинства других редких элементов с началом кристаллизации собственных акцессорных минералов концентрации в биотите определяются уже сложным равновесием между расплавом, биотитом и собственными акцессорными минералами (например, биотит и акцессорный касситерит для олова), то для лития, благодаря отсутствию собственных акцессорных минералов в гранитоидах, единственным минералом-концентратором магматической стадии остаются слюды.

Накопленные данные по редкоэлементному составу биотитов рудоносных и безрудных гранитоидных массивов ряда регионов позволили прийти к заключению, что высокий уровень концентрации редких элементов в биотитах является характерным признаком рудоносности гранитных интрузий (Козлов, 1969; Таусон, Анфилогов и др., 1970; Апелцин, Гинзбург и др., 1970; М. Руб, А. Руб, Лосева, 1971; Ляхович, 1973).

В связи с выявлением исключительной роли биотита как концентратора многих редких элементов значительное внимание уделялось в литературе вопросам изоморфизма редких элементов в этом минерале. Так, например, концентрирование рубидия в биотите связывается с кристаллохимической близостью этого элемента с калием, концентрирование лития — кристаллохимической близостью его с магнием и т. д. Вместе с тем накопленные к настоящему времени геохимические материалы однозначно показывают, что важное значение в концентрации редких элементов в слюдах имеет структурный фактор, определяемый особенностями структуры всей минеральной группы слюд в целом. Иногда не находит подтверждения ведущая роль такого фактора, как принадлежность к минералам позднего этапа кристаллизации. Так, из магниевых минералов гранитов концентратором лития является лишь биотит, и в сосуществующей с биотитом роговой обманке литий не концентрируется (Козлов, 1972, табл. 7, с. 74). Однако это обстоятельство нельзя связывать с поздней кристаллизацией биотита, так как в отношении олова более поздняя кристаллизация биотита в этих же гранитах не препятствует равномерному распределению этого элемента между биотитом и роговой обманкой (там же, табл. 9, с. 76). В большинстве других примеров, когда анализировались сосуществующие роговые обманки и биотиты, уровни концентрации олова в них оказываются сходными при часто несколько более высоких содержаниях олова в роговых обманках, чем в биотитах. Как будет показано ниже, способность олова концентрироваться в темноцветных минералах гранитоидов, включая сфен и магнетит, является причиной малой информативности валовых концентраций этого элемента при решении вопросов рудоносности гранитоидов.

Точно так же содержание рубидия в биотитах всегда значительно выше его концентраций в сосуществующих калишпатах (Козлов, 1972, табл. 6, с. 73), хотя время кристаллизации этих минералов совпадает, а в ряде случаев калишпат представляет наиболее поздний минерал.

Ограниченная роль фактора изоморфизма по отношению к структурному проявляется в особенности при анализе данных по мусковитам. Если в последних концентрирование рубидия с точки зрения изоморфных его связей с калием вполне закономерно, то высокие концентрации в мусковите лития (хотя и уступающие содержаниям в сосуществующих биотитах) уже не могут быть удовлетворительно объяснены изоморфным замещением магния, особенно если фенгитовая составляющая мусковитов мала. Для мусковитов характерны не менее высокие, чем в биотитах, содержания олова (Иванова, 1972; Ляхович, 1972; Смирнова, 1973) и очень

высокие, несопоставимые с какими-нибудь другими породообразующими минералами содержания вольфрама (Иванова, 1972). Естественно, что связывать концентрирование этих элементов с классическими схемами изоморфных кристаллохимических их связей с титаном, трехвалентным железом и т. п. в мусковитах маловероятно.

В настоящее время в отношении слюд наиболее приемлемой представляется точка зрения, изложенная в монографии А. Левинсона (1976, с. 282), согласно которой формула мусковита $KAl_2(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2$ рассматривается в качестве базисной для всей группы слюд. В структурной формуле этого минерала крупные катионы (K) и анионы (OH) изоморфно замещаются соответственно Rb, Cs, Ba, Na, возможно Ca (позиция X), и анионами F и Cl. Что же касается более мелких пустот октаэдрической позиции Y, обычно частично занятых алюминием, то в структуре минерала имеются широкие возможности для заполнения их атомами целой группы элементов (Fe, Mg, Li, Sn, Nb, Zn, редкие элементы группы железа и т. д.). Очевидно, не случайно, что позиция Y, как показывают результаты пересчета анализов биотитов на кристаллохимические формулы (см. табл. II), заполнена всегда лишь частично, а в структурных формулах мусковитов (табл. IV) число атомов в этой позиции обычно выше двух. Поэтому уровень концентрации большинства редких элементов в биотитах определяется не столько изоморфными связями, сколько наличием в кристаллизующихся расплавах соответствующих атомов редких элементов для заполнения вакантных позиций в структуре слюд, иными словами, уровнем концентрации редких элементов в жидкой и флюидной фазах к моменту кристаллизации слюд. В отношении редких элементов, как уже отмечалось ранее (Козлов, 1969), с большей долей уверенности можно говорить о концентрациях, имея в виду химическую активность. В частности, химическая активность редких элементов, в силу их ничтожных концентраций в расплаве, несоизмеримо мала по сравнению с химической активностью петрогенных элементов. Это обстоятельство, а также ряд других соображений — достаточно узкий температурный интервал кристаллизации биотита, очень сходный химический состав рассматриваемых гранитных систем, появление обильной акцессорной минерализации в случае высоких содержаний редких элементов в слюдах — позволяют рассматривать концентрацию редких элементов в кристаллизующемся расплаве как ведущий фактор, определяющий уровень их содержания в слюдах.

Этот вывод подтверждается также данными М. Г. Руб и ее соавторов (Руб, 1971; Руб и др., 1971), показавших с помощью микросондовых исследований, что большая часть сконцентрированных в слюдах редких рудных элементов (Sn, Nb, Ta, W и др.) связана с микровключениями акцессорных минералов. Хотя не исключается, что образование последних могло быть вызвано процессами перекристаллизации и распада твердых растворов в постмагматический период, все же гораздо более вероятно, учитывая уже упоминавшееся общее возрастание акцессорной минерализации в гранитах с увеличением концентрации редких элементов в слюдах, микровключения акцессорных минералов объяснять их захватом в процессе кристаллизации слюд, чему способствовали повышенные сорбционные свойства последних.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ЛЕТУЧИХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В БИОТИТАХ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В биотитах гранитоидов Забайкалья изучено распределение наиболее характерных гранитофильных элементов, определяющих в основном элементный состав ассоциирующей с гранитами полезной рудной минерализации.

зации. Как показано в предыдущем разделе, наиболее тесно с биотитом связан литий, для которого биотит является минералом-концентратором и носителем (по Л. В. Таусону, 1961). Биотит концентрирует в большинстве случаев главную часть содержащегося в гранитах фтора (Руб, 1972) и значительную часть олова (Ляхович, 1972), хотя в отношении последнего элемента он является носителем далеко не всегда как в меланократовых разностях, благодаря параллельной концентрации олова в роговой обманке и сфене (Знаменский и др., 1964; Козлов, 1972, табл. 9, с. 76), так и в лейкогранитах в случае повышенных концентраций в них акцессорного касситерита. Наряду с оловом биотит в большинстве разновидностей гранитоидов является концентратором и носителем цинка (Козлов, 1972, табл. 7, с. 74), который, кроме того, концентрируется в роговой обманке и магнетите. Известно также, что в биотитах концентрируются тантал и ниобий (Знаменский, Пополитов, 1964; Руб и др., 1971), распределение которых (наряду с другими редкими элементами) в биотитах ряда рудоносных массивов Забайкалья изучалось А. М. Гребенниковым с соавторами (1971а, б). Концентрирование вольфрама, бериллия, свинца для биотитов не характерно. Вместе с тем и для этих элементов отмечается существенное повышение их концентраций в биотитах гранитов рудоносных интрузий (Козлов, 1969, данные по бериллию).

Преимущественное концентрирование лития в биотитах гранитоидов Забайкалья иллюстрируется диаграммой рис. 18, показывающей прямую пропорциональную зависимость между уровнями концентрации лития в биотитах и пробах гранитов, из которых эти биотиты выделены. Диаграмма показывает, что подавляющее большинство биотитов из редкометалльных гранитов рудоносных интрузий характеризуется повышенными (>1000 г/т) и высокими (2000—4000 г/т) концентрациями лития, как правило коррелирующими с повышенными концентрациями лития в гранитах. Вместе с тем в целом ряде проб гранитов заключительных фаз кыринского и борщевочного комплексов повышенные концентрации лития в биотитах (свыше 1000 г/т) соответствуют лишь кларковым либо слабо повышенным концентрациям лития в самих гранитах, что однозначно объясняется низкими количествами биотита в этих гранитах. Очевидно также, что наиболее низкие концентрации лития в биотитах гранитоидов главных фаз батолитовых комплексов (ундинский, кыринский) и гранодиоритов — монцодиоритов шахтаминского комплекса в сочетании с повышенными концентрациями лития в самих гранитах ясно указывают на повышение количества биотита в таких гранитоидах.

Отклонение отдельных точек биотитов из рудоносных интрузий к оси абсцисс на графике (см. рис. 18) при повышенных концентрациях лития в самих гранитах связано с повышенной меланократовостью образцов, представляющих краевые зоны отдельных массивов кукульбейского комплекса, в которых содержание биотита заметно повышается (до 8—10%). Аналогично, резко повышенные концентрации лития в отдельных слюдах, для которых прямая зависимость между концентрацией лития в слюде и породе нарушается, проявлены в тех разновидностях гранитов кукульбейского комплекса (а также заключительной фазы борщевочного), в которых содержания слюды должны быть относительно понижены (см. на рис. 18 точки слюд с очень высокими концентрациями лития, для которых вследствие этого прямая зависимость между концентрацией лития в слюде и породе нарушена).

Иной характер имеют аналогичные графики для олова, бериллия и фтора (рис. 19—21). Из рис. 19 следует, что для олова наблюдается лишь слабая тенденция к прямой зависимости между концентрациями этого элемента в биотите и породе. Эта зависимость в значительном количестве проб нарушена как благодаря очень высоким концентрациям олова в части биотитов, так и высоким содержаниям олова в части проб, не соответствующим относительно низким концентрациям олова в биотите этих проб (сле-

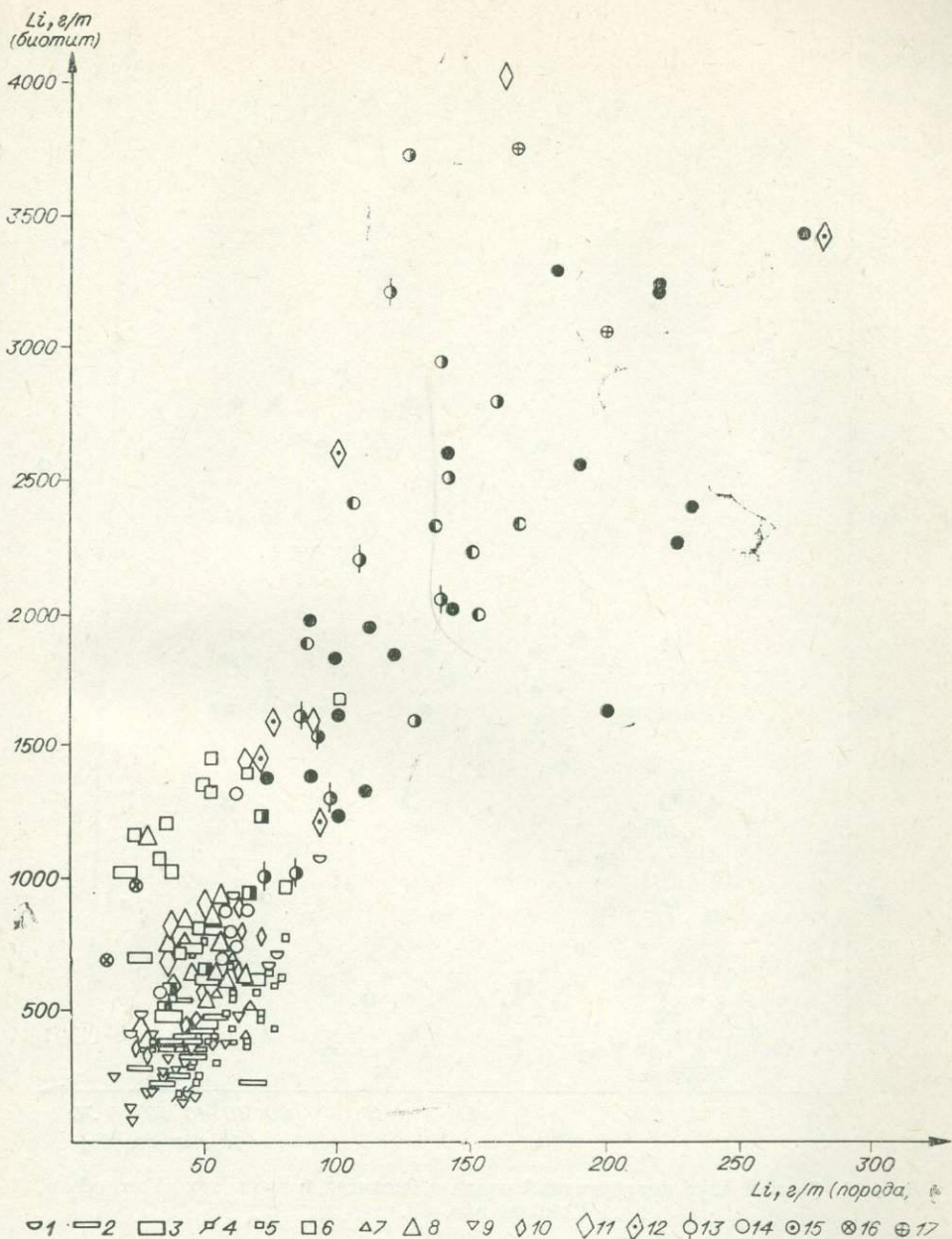


Рис. 18. Соотношение концентраций лития в биотитах и пробах гранитов, из которых биотиты выделены.

Комплексы: 1 — урулонгуевский; 2, 3 — ундинский: 2 — главная фаза (гранодиориты), 3 — заключительные фазы (граниты); 4 — даурский; 5, 6 — кыринский: 5 — главная фаза (гранодиориты и граниты), 6 — ФДИ (граниты); 7, 8 — сохондинский: 7 — главная фаза (дациты), 8 — заключительная фаза (граниты); 9 — шахтаминский; 10—12 — борщевочный: 10 — главная фаза (граниты крупнозернистые), 11 — заключительная фаза (граниты биотитовые), 12 — заключительная фаза (граниты двуслюдяные); 13 — харалгинский; 14—17 — кукульбейский: 14 — граниты существенно биотитовые, 15 — двуслюдяные, 16 — лейкократовые дегазированные, 17 — гранитыamazonитовые. Правое зачернение — преимущественно оловоносные массивы; левое зачернение — преимущественно вольфрамоносные; полное зачернение — массивы, сопровождающиеся оловянно-редкометалльным и вольфрамовым оруденением.

дует иметь в виду, что фактически это несоответствие выражено гораздо более резко, чем отражено на диаграмме, вследствие логарифмического характера оси абсцисс, цена делений которой в области высоких концентраций олова укрупнена).

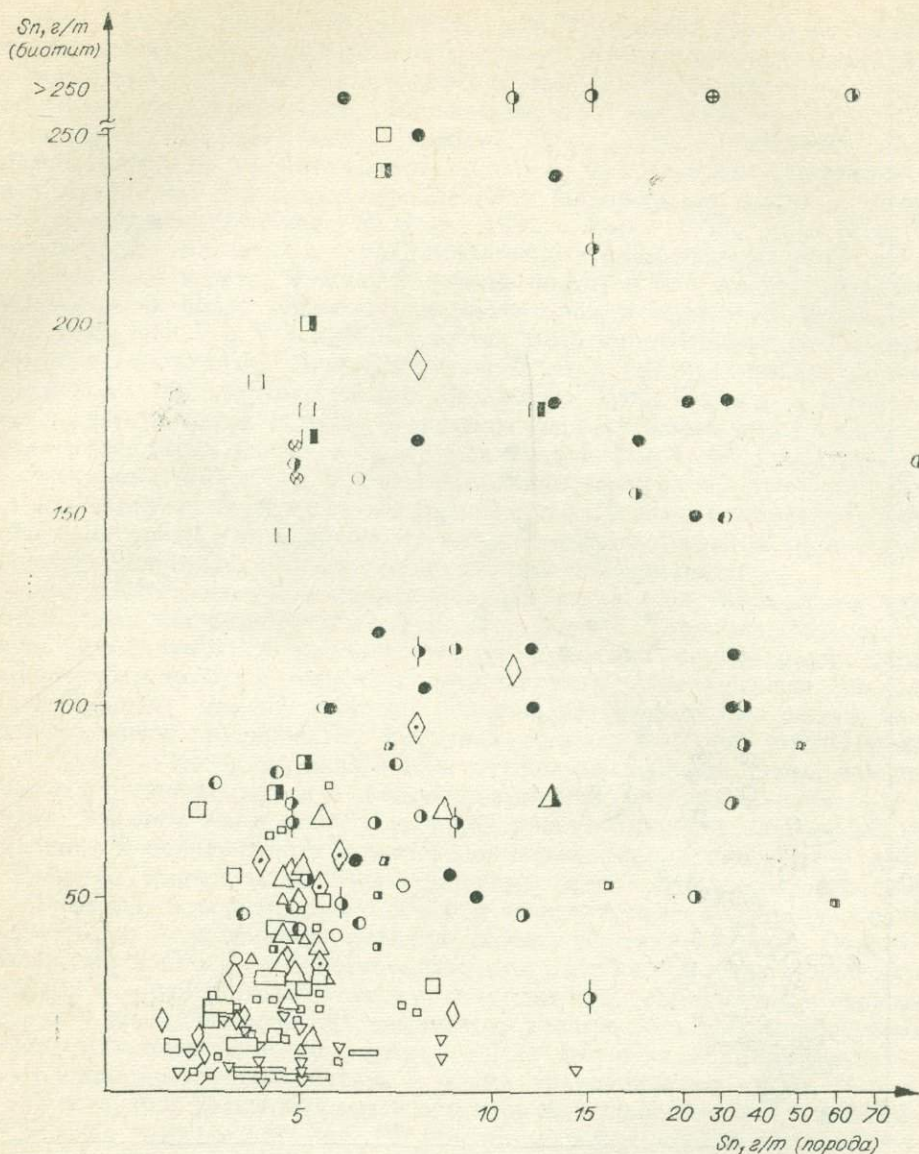


Рис. 19. Соотношение концентраций олова в биотитах и гранитах. Усл. обозн. см. на рис. 18.

Из графика видно, что часть проб биотитов с высокими (150—250 г/т и выше) концентрациями олова и умеренно повышенными его содержаниями в самих гранитах (5—10 г/т) должны представлять лейкограниты с низким содержанием биотита.

Гораздо многочисленнее случаи, когда повышенные и высокие концентрации олова в гранитоидах видимо не коррелируются с относительно низкими (50—100 г/т) концентрациями олова в биотитах. Среди подобных биотитов наиболее низкими концентрациями выделяются точки шахтаминского комплекса (см. рис. 19). Совершенно очевидно, что повышенные концентрации олова в ряде проб гранодиоритов и монцодиоритов комплекса (5—15 г/т) обусловлены большими содержаниями темноцветных — концентраторов олова (роговая обманка, сфен). Однако для большинства проб с высокими и очень высокими концентрациями олова (15—50 г/т и более), представленных существенно биотитовыми (кыринский

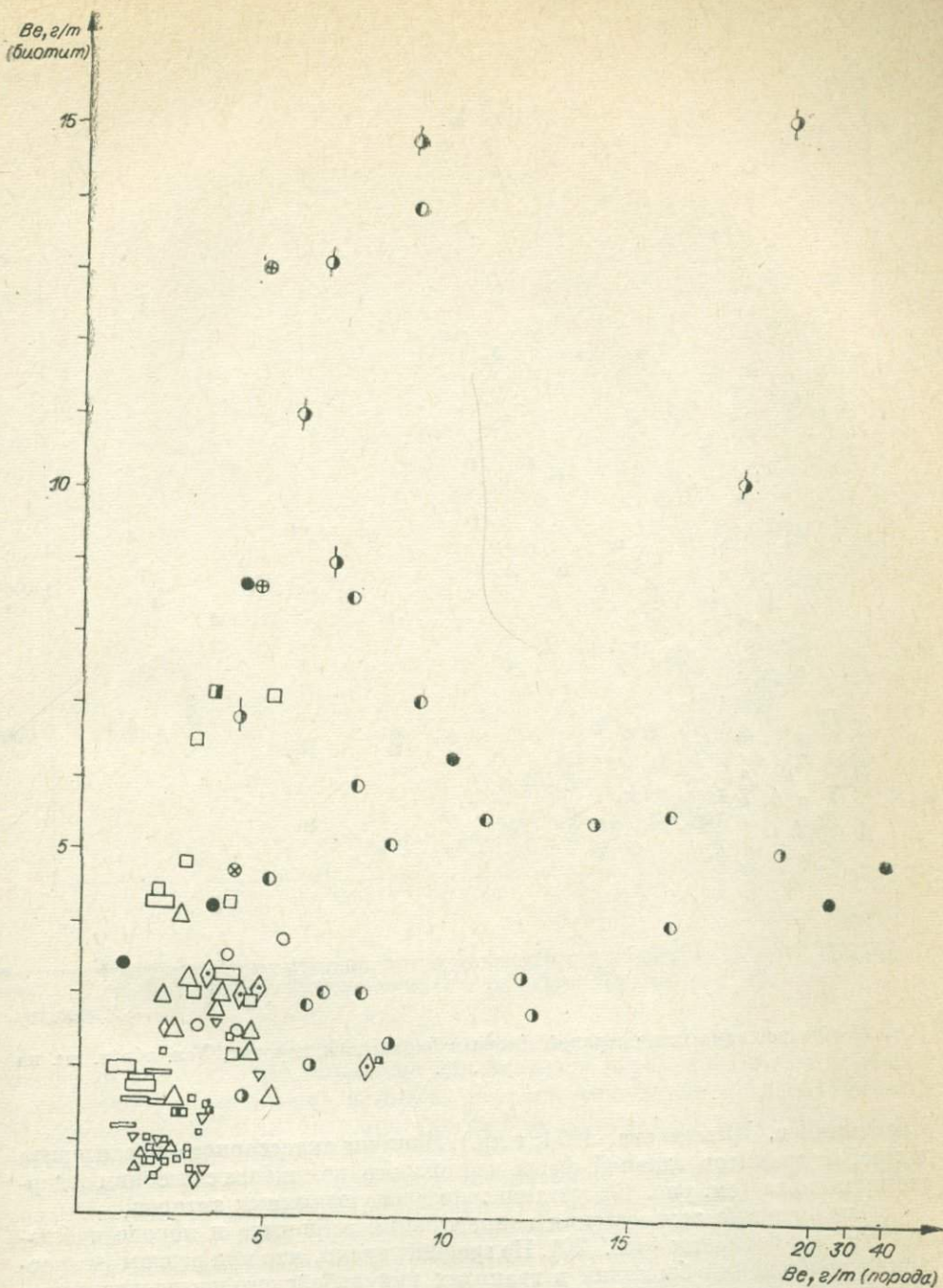


Рис. 20. Соотношение концентраций бериллия в биотитах и породах. Усл. обозн. см. на рис. 18.

комплекс) и биотитовыми (кукульбейский комплекс) гранитами, объяснить высокие концентрации олова повышенным содержанием биотита невозможно (особенно для гранитов кукульбейского комплекса, в которых содержание биотита не превышает, как правило, 6%). Очевидно, подобные разновидности гранитов содержат в разных количествах аксессуарный касситерит, обычное присутствие которого в кукульбейских гранитах установлено исследованиями А. М. Гребенникова (Гребенников, 1971;

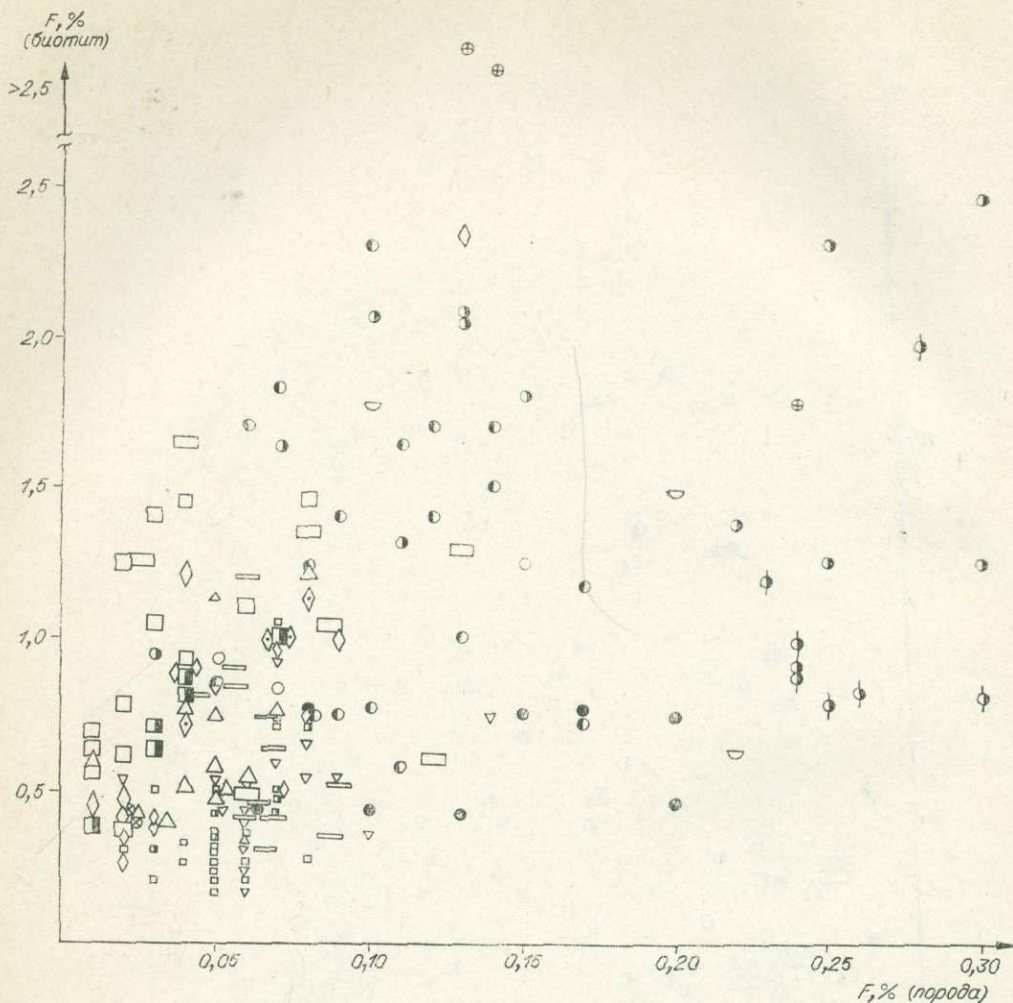


Рис. 21. Соотношение концентраций фтора в биотитах и породах. Усл. обозн. см. на рис. 18.

Гребенников, Шемонаева, 1971; и др.). Наличие аксессуарного касситерита в пробах гранитов главной фазы кыринского комплекса с высоким содержанием олова (см. рис. 19) установлено исследованиями авторов.

Аналогичные соотношения концентраций в биотите и породе наблюдаются для бериллия (рис. 20). На графике видно, что при резком возрастании содержания бериллия в гранитах кукульбейского комплекса (10—20 г/т и более, укрупненная шкала) концентрации его в большинстве проанализированных биотитов не возрастают и остаются на низком уровне (4—6 г/т). Хотя главным концентратором и носителем бериллия в гранитах является плагиоклаз (Беус, 1960; Козлов, 1969; Петров, 1969; Ляхович, 1972), и в данном случае очень высокие (15—30 г/т и выше) концентрации элемента в гранитах связаны, по всей вероятности, с присутствием аксессуарного берилла.

Сходный с показанным на рис. 19 (олово) и 20 (бериллий) характер зависимости между содержаниями в породе и биотите обнаруживает и фтор (рис. 21), содержания которого в биотитах рудоносных интрузий повышены при значительном их непостоянстве (0,7—1,5% и выше). В целом в распределении концентраций фтора наблюдается то же явление, что и для бериллия: повышение содержания фтора в гранитах в большинстве

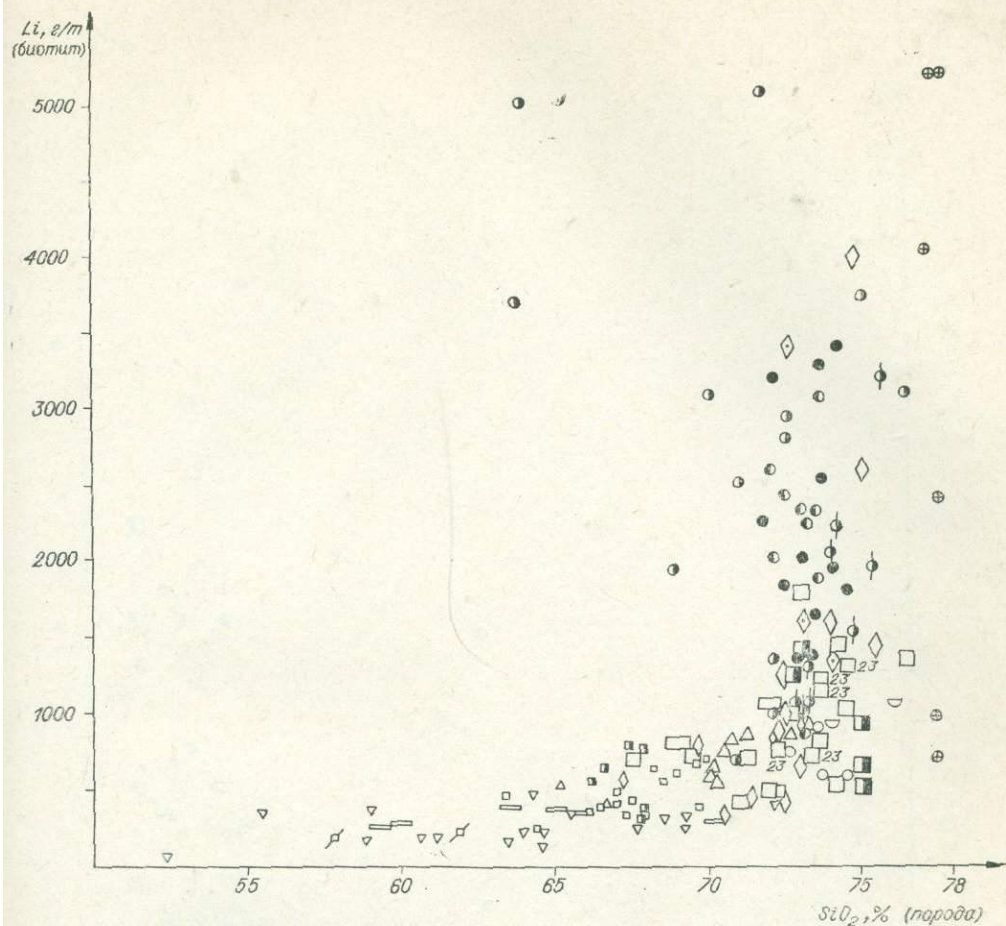


Рис. 22. Изменение концентраций лития в биотитах в зависимости от содержания кремнекислоты в гранитоидах. Усл. обозн. см. на рис. 18.

случаев не сопровождается повышением его концентраций в биотите. Особо отчетливо это выражено для биотитов харалгинского комплекса и связано, как показано прямыми петрографическими исследованиями (Свадковская, 1972, 1974), с присутствием в гранитах значительных количеств акцессорного флюорита.

Таким образом, из характера соотношений уровней концентраций характерных редких элементов в биотитах и пробах гранитов рудоносных интрузий, из которых биотиты выделены, отчетливо устанавливается обогащенность части гранитов рудоносных интрузий акцессорными минералами характерных редких рудных элементов (олово, бериллий) и летучих (фтор). Очевидно, что подобным анализом может быть показано присутствие в рудоносных гранитах и акцессорных минералов таких элементов, как вольфрам (Козлов и др., 1974, табл. 5, с. 1460), талитал, ниобий.

При рассмотрении рис. 18—21 уровни концентраций элементов в биотитах гранитоидов разных формаций подробно не обсуждались. Их удобнее рассмотреть на диаграммах зависимости концентраций элементов в биотитах от состава гранитов, изменяющегося в процессе дифференциации. Здесь осью абсцисс служит содержание кремнекислоты, отражающее в общем случае степень одифференцированности гранитов, а по оси ординат отложены концентрации редких элементов и фтора в биотитах соответствующих проб. Эти диаграммы (рис. 22—25) однозначно показывают, что биотитам гранитов всех реально рудоносных интрузий в Забайкалье свой-

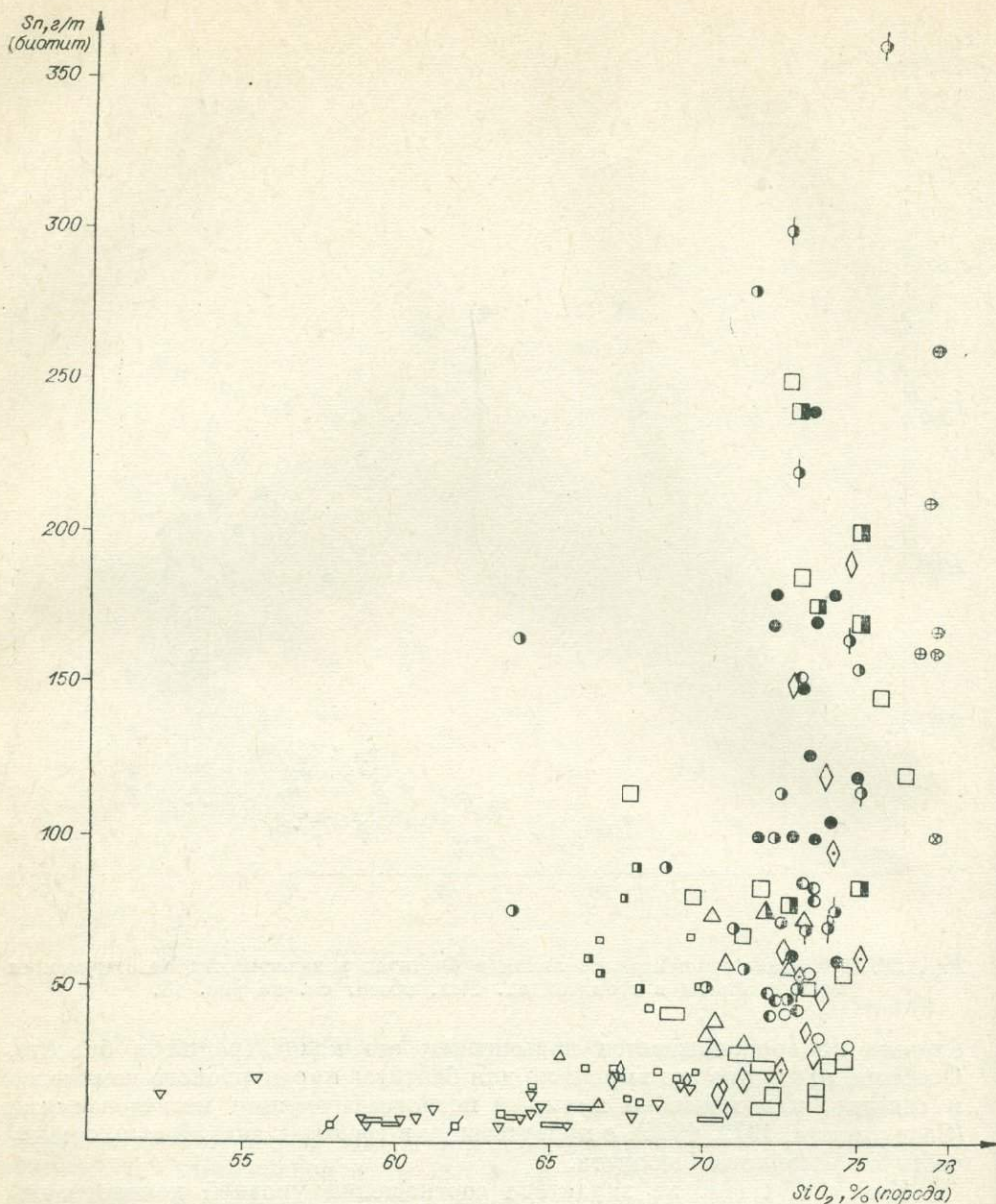


Рис. 23. Изменение концентраций олова в биотитах в зависимости от кремнекислотности гранитоидов. Усл. обозн. см. на рис. 18.

ственны повышенные концентрации лития, олова, бериллия, фтора. Аналогичным образом устанавливается повышение концентраций в биотитах таких характерных элементов, как рубидий, цезий, вольфрам, ниобий, цинк (см. ниже, табл. 7). В связи с рассматриваемыми диаграммами следует подчеркнуть, что рудоносность массивов определялась по известным ассоциирующим с массивами месторождениям и рудопроявлениям характерной группы металлов (олово, вольфрам, собственно редкие элементы) разных генетических и морфологических типов (пегматитовые, апогранитные, грейзеновые, жильные, гидротермальные) и поэтому основана на вполне объективных сведениях, хотя масштабы и интенсивность оруденения учитывались весьма приближенно.

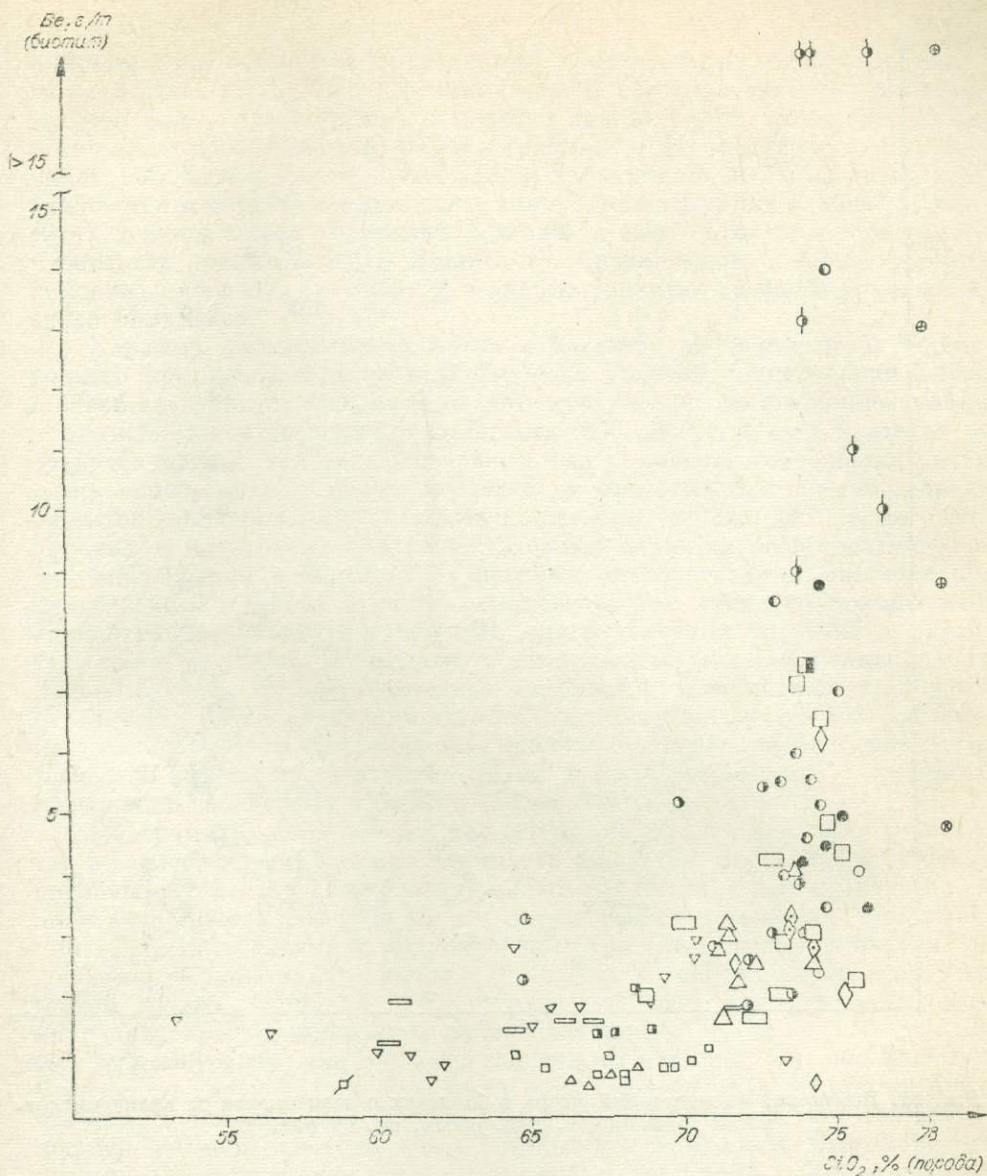


Рис. 24. Изменение концентраций бериллия в биотитах в зависимости от кремнекислотности гранитоидов. Усл. обозн. см. на рис. 18.

Рис. 22—25 иллюстрируют тот непреложный факт, что реально рудоносные интрузии на оруденение рассматриваемого типа сложены в Забайкалье исключительно гранитами кислого и ультракислого ($\text{SiO}_2 > 74\%$) состава. Как известно, эта особенность рудоносных гранитоидов была предметом не однократного обсуждения в литературе, хотя исключительно важный в опрос: все ли кислые и лейкократовые граниты в таком случае могут считаться рудоносными — практически не обсуждался и, по существу, остается открытым до настоящего времени.

Все рассматриваемые графики имеют одинаковый вид — наблюдается постепенное повышение концентраций редких элементов в биотитах по мере повышения содержания в гранитах кремнекислоты и характерный столбообразный ряд точек в области кислых гранитов (SiO_2 — 72—76%), наименее отчетливый для фтора (см. рис. 25). Столбообразный ряд

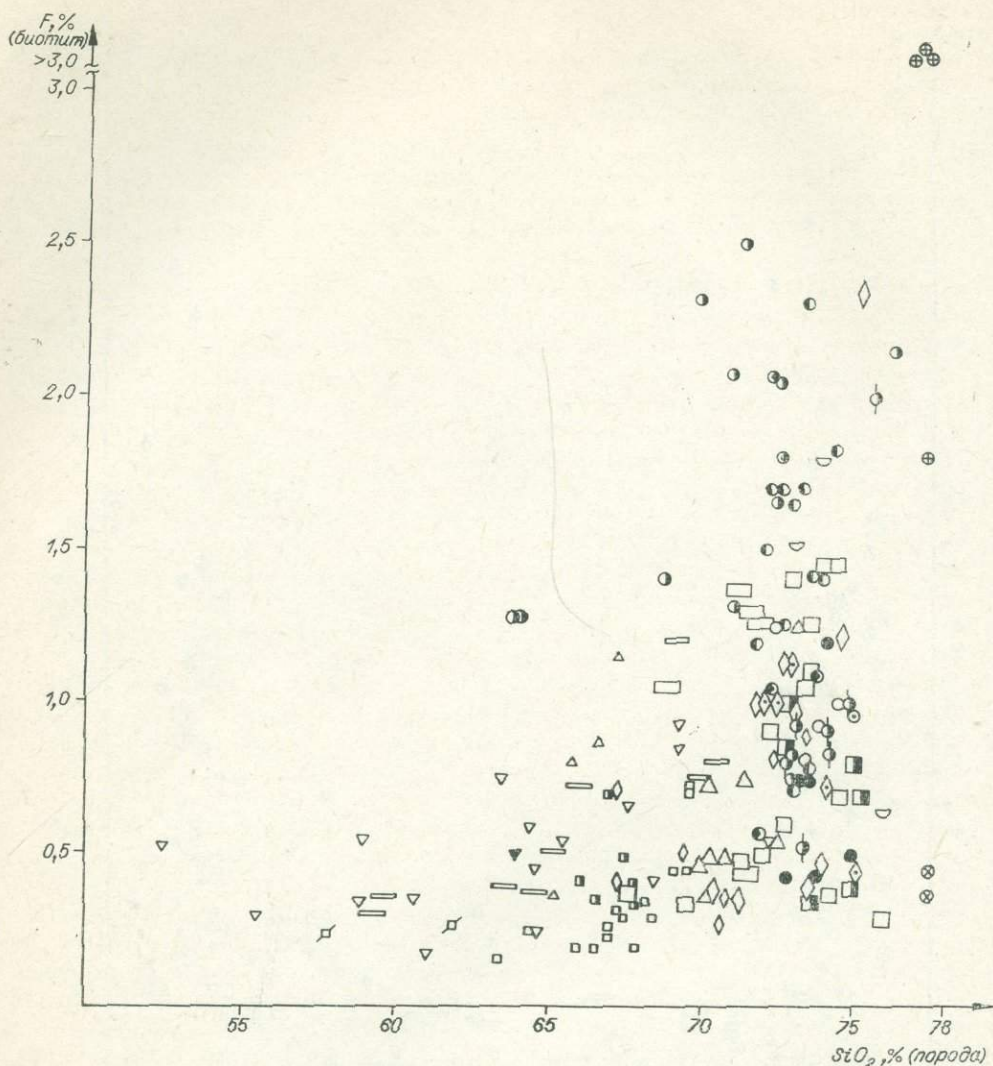


Рис. 25. Изменение концентраций фтора в биотитах в зависимости от кремнекислотности гранитоидов. Усл. обозн. см. на рис. 18.

обусловлен повышенными концентрациями редких элементов в биотитах поздних дифференциатов батолитовых массивов и гранитов редкометалльных интрузий и, главное, резко неравномерными концентрациями в биотитах последних.

Наименьший уровень накопления лития (см. рис. 22) наблюдается в биотитах шахтаминского комплекса, содержания которого повышаются с 200 г/т (монцодиориты) до 400 г/т (гранодиориты и граниты).

В биотитах батолитовых интрузий Даурской зоны содержания лития несколько выше и возрастают со 100 г/т в биотитах диорит-гранодиоритов даурского комплекса до 400—600 г/т в биотитах гранитов главной фазы кыринского комплекса. В гранитах ФДИ кыринского комплекса содержания лития возрастают, но резко увеличивается и неравномерность содержаний, обусловленная главным образом принадлежностью проб к разным массивам (см. табл. V). Отсюда следует, что степень концентрации лития в исходных расплавах, из которых кристаллизовались граниты ФДИ комплекса, была различной для разных массивов фазы. Диаграмма показывает отчетливо более высокие концентрации лития в биотитах дацитов

сохондинского комплекса по сравнению с биотитами из гранитоидов такого же состава шахтаминского комплекса. В биотитах гранитов заключительной фазы сохондинского комплекса концентрации лития в целом заметно ниже уровня концентраций в гранитах ФДИ кыринского. Биотиты ундинского батолитового комплекса по уровню концентраций лития приближаются к биотитам кыринского, причем концентрации элемента в биотитах лейкогранитов ундинского комплекса заметно ниже концентраций в биотитах гранитов ФДИ кыринского. Сравнительно невысок уровень концентрации лития (~ 1000 г/т) в кислых гранитах древнего урулюнгуйского комплекса.

Характер распределения лития в биотитах дифференциатов борщевочного комплекса заметно отличен: если уровень концентрации лития в биотитах гранитов главной фазы соответствует уровню его концентраций в части биотитов кыринского комплекса (600—800 г/т), то в биотитах из гранитов разных тел заключительных фаз комплекса содержание лития очень непостоянно и может меняться от минимальных значений среди биотитов заключительных фаз всех комплексов вообще (400 г/т) до очень высоких концентраций (4000 г/т). Сходный характер распределения лития наблюдается в биотитах рудоносных редкометалльных массивов кукульбейского и хараггинского комплексов: при очевидно повышенных концентрациях элемента в биотитах этих рудоносных интрузий, в биотитах части массивов наблюдаются относительно низкие концентрации (800—1000 г/т). Из всех изученных массивов кукульбейского комплекса наиболее низки концентрации лития в биотитах Седловского (63) массива, отнесенного нами по геохимическим признакам к ограниченно рудоносным. Наиболее высокие концентрации лития в протолитионитах Тургинского массива амазонитовых гранитов (более 5000 г/т).

Диаграммы распределения концентраций олова и бериллия в биотитах в зависимости от кремнекислотности пород (см. рис. 23 и 24) в целом подобны диаграмме распределения в биотитах лития. И для олова с бериллием фиксируется совершенно отчетливое резкое повышение концентраций в биотитах кислых и лейкократовых гранитов, представляющих рудоносные редкометалльные интрузии. Из трех рассматриваемых элементов (литий, олово, бериллий) рудоносность массивов наилучшим образом коррелируется с содержанием в биотитах олова.

Действительно, как видно из диаграммы (см. рис. 23), подавляющее большинство гранитов с содержанием олова в биотитах 50 г/т и выше представляют в той или иной степени рудоносные массивы. К этой группе относятся граниты главной фазы кыринского комплекса Быльринского участка, несущие многочисленные пегматоидные шпильеры с бедной шеелит-касситеритовой минерализацией, обусловившие развитие в этом районе касситеритовых россыпей. Вместе с тем, как видно из графика, повышенные (> 50 г/т) концентрации олова характеризуют часть биотитов гранитных тел ФДИ кыринского комплекса, заключительных фаз сохондинского и борщевочного комплексов, по имеющимся данным нерудоносных. Фактически эти отклонения в большинстве своем можно считать кажущимися. Действительно, в отношении многочисленных мелких кварц-касситеритовых рудопроявлений внутренней области распространения кыринских гранитов (см. работу А. Д. Канищева, 1971) нередко бывает затруднительно установить, с каким именно конкретным телом ФДИ они связаны. В данном случае отнесение интрузий к ограниченно рудоносным означает вероятность развития в связи с ними, при благоприятной структурно-тектонической обстановке, небогатого кварц-касситеритового оруденения. Точно так же пегматиты с бедной редкометалльной минерализацией в массивах борщевочного комплекса в целом совершенно определенно связаны с заключительной фазой мелко-среднезернистых гранитов. Но пегматиты распространены ограниченно и развиваются далеко не с каждым телом заключительной фазы. Отсутствие сведений о касситеритовой либо редкометалльной минерализации в биотитах гранитов ФДИ кыринского комплекса, представляющих рудоносные интрузии, может быть связано с тем, что в этих биотитах содержание лития и олова, как правило, не превышает 1000 г/т.

металльной минерализации не позволяет считать то или иное тело гранитов заключительной фазы рудоносным, что и отражено на рис. 22 и 23. Наконец, как показывает пример Сохондинского массива, с гранитами заключительной фазы сохондинского комплекса может быть также связано бедное кварц-касситеритовое оруденение. На диаграмме рис. 23 это отражается в умеренно повышенных концентрациях олова в небольшой части биотитов из гранитов заключительной фазы сохондинского комплекса.

Сделанные замечания подтверждаются и тем, что при отчетливо низких содержаниях олова в биотитах конкретные интрузии ФДИ кыринского комплекса практически безрудны. Так, до настоящего времени нередко считается перспективным Оленгуйский массив ФДИ кыринского комплекса (23, см. рис. 1). Низкие концентрации олова в его биотитах (см. рис. 23), с нашей точки зрения, ясно указывают, что для выводов о перспективности массива в отношении по крайней мере кварц-касситеритового оруденения оснований нет. Низкие концентрации олова (и других элементов) в биотитах Седловского (63, см. рис. 1) массива кукульбейского комплекса (незачерненные кружки на рис. 22—24) тоже объективно подтверждают его весьма ограниченную рудоносность.

Диаграмма распределения в биотитах бериллия в зависимости от кремнекислотности пород в целом подобна аналогичным диаграммам для лития и олова, хотя имеются совершенно определенные различия. Из рис. 24 видно, что различия в уровне концентраций бериллия в биотитах рудоносных и нерудоносных интрузий гораздо менее существенны по сравнению с диаграммами для олова и лития (см. рис. 22 и 23). Более того, концентрации бериллия в биотитах большей части рудоносных интрузий кукульбейского комплекса практически не отличаются от концентраций в биотитах широко распространенных безрудных гранитоидов. Как видно из диаграммы, среди последних более высокие концентрации бериллия характерны для биотитов безрудных монцодиоритов и гранодиоритов шахтаминского комплекса, а наиболее низки концентрации бериллия в биотитах кыринского батолитового комплекса.

Самыми высокими концентрациями бериллия (10—20 г/т) выделяют биотиты гранитов харалгинского комплекса и амазонитовых гранитов. В обоих случаях это, очевидно, объясняется очень высокими концентрациями в гранитах фтора, соединения которого, как известно, имеют решающее значение в концентрировании бериллия (Беус, 1960). Представляется также, что в высоких концентрациях бериллия в биотитах находит определенное отражение характер рудоносности харалгинского комплекса: известно, что на месторождениях Ингодинского района (Доломанова, 1959), Тарбальджейском (Радкевич, Витушкина, 1941), Хапчегангинском грейзеновом (Онтоев, 1974) отмечается акцессорный берилл.

В отличие от лития, олова и, в меньшей степени, бериллия концентрации фтора в биотитах в отношении рудоносности гранитоидов гораздо менее показательны (см. рис. 25). Концентрации этого элемента в биотитах гранитов, принадлежащих к поздним дифференциатам батолитовых интрузий и к рудоносным формациям, в большинстве случаев не отличаются от уровня концентраций в биотитах главных фаз или лишь слабо возрастают. Только в биотитах небольшой части рудоносных гранитов содержания фтора отчетливо повышены. Высокие концентрации фтора свойственны также протолитионитам амазонитовых гранитов. Из диаграммы видно, что относительно повышенные (0,5—1%) содержания фтора характерны для биотитов монцодиоритов и гранодиоритов шахтаминского комплекса, что согласуется с отмечавшимися повышенными концентрациями бериллия в биотитах комплекса (см. рис. 24). Наиболее низки (0,2—0,5%) концентрации фтора (как и бериллия) в биотитах главной фазы кыринского комплекса. В биотитах гранитов ФДИ они могут быть и низкими, и повышенными (1,0—1,5%). Для гранитов харалгинского комп-

лекса устанавливается очевидное отсутствие зависимости между уровнем концентрации фтора в биотитах (0,8—1%) и резко повышенным содержанием фтора в самих гранитах. Однако это явление не относится к постоянным закономерностям: так, высокие содержания фтора в амазонитовых гранитах коррелируются с высокими концентрациями его в слюдах. В данном случае главное значение имели, очевидно, различия в условиях кристаллизации: приповерхностных у харалгинских интрузий, более глубоких для амазонитовых гранитов.

Общий характер изменения концентраций элементов в биотитах гранитоидов разных формаций на основе средних данных по массивам показан на рис. 26, а—г.

Графики однозначно подтверждают важный в генетическом и практическом отношении вывод о том, что дифференциация разных гранитоидных формаций и интрузий приводит к разной степени концентрации редких элементов в конечных дифференциатах, чем определяется и разная степень потенциальной рудоносности последних (Козлов и др., 1965; Козлов, 1969, 1972).

Наиболее полные сведения собраны по распределению лития в биотитах (см. рис. 26, а). Из графика видно, что минимальными концентрациями и накоплением этого элемента в биотитах выделяются монцодиоритовые — гранодиоритовые массивы шахтаминского комплекса, что рассматривается авторами как следствие низкой концентрации лития в исходных расплавах и низкой степени его накопления в процессе дифференциации отдельных массивов комплекса. В этом отношении от интрузий шахтаминского комплекса существенно отличается сохондинская субвулканическая дацитовая формация, содержания лития в биотитах из дацитов и гранитов которой значительно выше и накопление в процессе дифференциации соответственно интенсивнее.

Большими концентрациями лития в биотитах по сравнению с шахтаминским комплексом характеризуются и батолитовые интрузии ундинского и даурского — кыринского комплексов. При этом устанавливаются отчетливые различия: в процессе дифференциации интрузий кыринского комплекса литий накапливался значительно интенсивнее, и содержания его в биотитах лейкогранитов комплекса в среднем выше (хотя и непостоянны для разных тел) по сравнению с биотитами лейкогранитов ундинского комплекса.

Интересны данные по дифференциатам гнейсо-гранитных массивов. Как видно, гранитоиды их главных фаз выделяются заметно кислым составом, чем существенно отличаются от интрузий других батолитовых комплексов. При дифференциации Халзанского (точки 54) массива может происходить интенсивное накопление лития в отдельных телах двуслюдяных и лейкократовых гранитов. В биотитах последних концентрации лития соответствуют уровню его содержания в биотитах редкометалльных интрузий. Однако это явление имеет локальный характер, а в обычном случае формируются тела мелко-среднезернистых биотитовых гранитов, в биотитах которых концентрация лития понижается, очевидно, вследствие процессов дегазации (вторая ветвь дифференциации). Рассмотренный пример показывает, каким путем в процессе мезозойского развития гнейсо-гранитных купольных структур могли формироваться участки редкометалльных гранитов и связанные с этим процессом пегматиты с редкометалльной минерализацией.

В отличие от гранитоидов рассмотренных комплексов концентрации лития в биотитах большинства интрузий редкометалльных формаций (см. рис. 26, а) существенно повышены при значительном непостоянстве, которое, видимо, не связано с отдифференцированностью исходных расплавов (содержанием кремнекислоты в гранитах).

Рис. 26, б позволяет сделать совершенно определенные выводы относительно связи уровня концентрации олова в биотитах и рудоносности

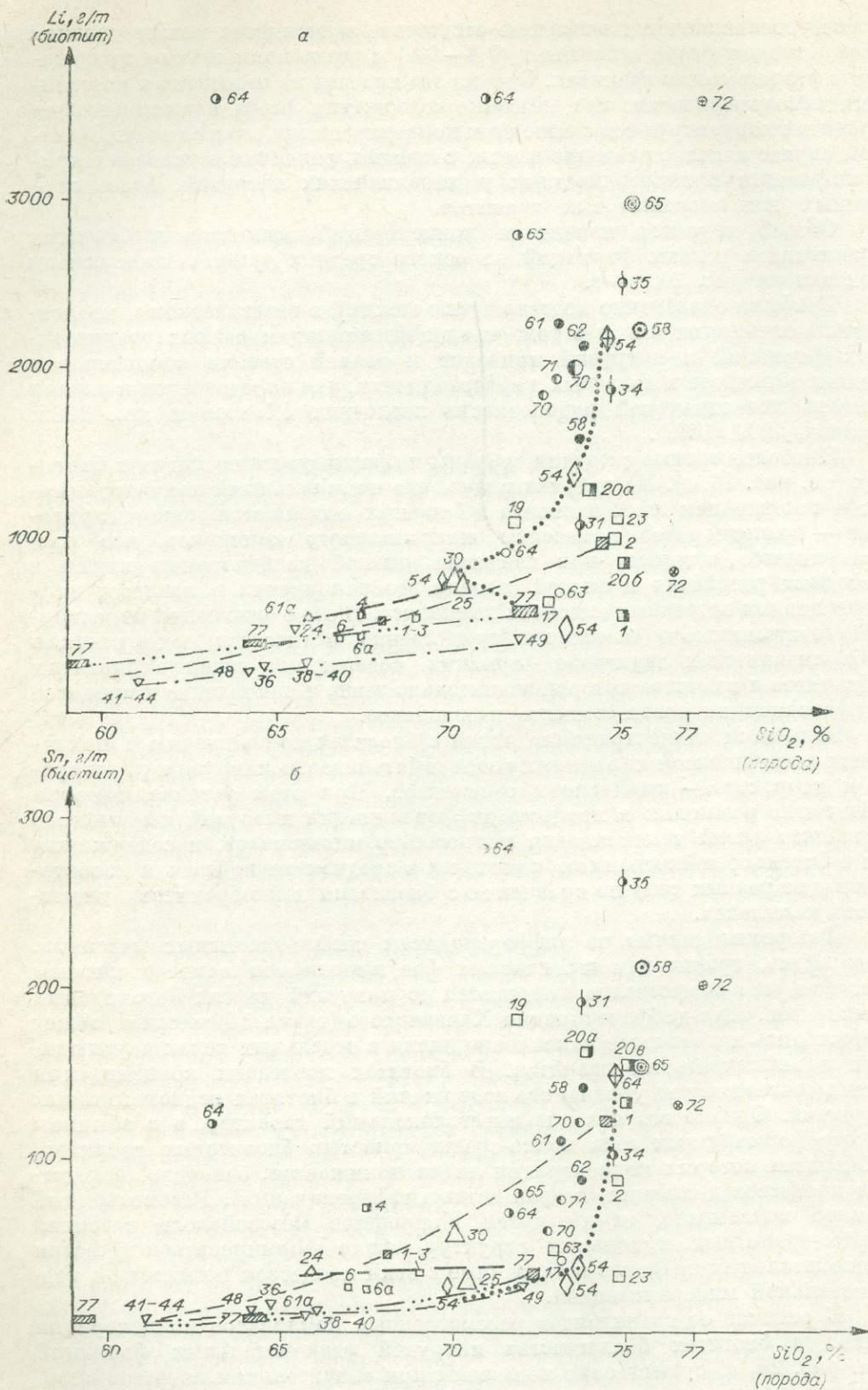


Рис. 26. Зависимость средних концентраций лития (а), олова (б), бериллия (в)
 1, 2 — ундийский комплекс: 1 — гранодиориты главной фазы, 2 — граниты заключительных фаз;
 5, 6 — сохондинский комплекс: 5 — диориты главной фазы, 6 — граниты заключительной фазы; 7 —
 8 — граниты крупнозернистые главной фазы, 9 — мелко-среднезернистые биотитовые и двуслюдя
 кульбейский комплекс: 11 — граниты существенно биотитовые крупнозернистые, 12 — биотитовые
 разновидности, 14 — граниты грейзенизированные, двуслюдяные разновидности, 15 — граниты лейкократо
 17 — харалгинский комплекс, граниты биотитовые и лейкократовые; 18—22 — линии дифференци
 комплексов. Заштрихованы точки средних составов биотитов по комплексам; правое зачернение —
 полное зачернение — массивы, сопровождающиеся оловянно-редкометалльным и вольфрамовым

(«оловоносности») гранитов. Из графика видно, что наименьшими концентрациями и степенью накопления в процессе дифференциации отличаются биотиты гранитоидов удинского батолитового и шахтаминского монцодиоритового — гранодиоритового комплексов. Заметно выше концентрации олова в биотитах сохондинского комплекса, в том числе и из дацитов главной фазы. Это согласуется с развитием кварц-касситеритового оруденения в связи с некоторыми телами гранитов заключительной фазы комплекса.

В отличие от удинского и шахтаминского комплексов накопление олова в биотитах кыринского комплекса в процессе дифференциации весьма интенсивно, что согласуется с оловоносностью (рудоносностью) части тел ФДИ. При этом оловянное оруденение не развивается в связи с такими массивами, как Оленгуйский (точка 23), биотиты которого характеризуются очень низкой концентрацией олова, несмотря на кислый, лейкократовый характер самих гранитов.

Из графика следует, что практически рудоносные граниты характеризуются средними концентрациями олова в биотитах 60 г/т и выше (100—200 г/т), но при этом минимальные концентрации олова наблюдаются в биотитах гранитов главной фазы преимущественно вольфрамоносных интрузий, а содержания олова в биотитах массивов, сопровождающихся наиболее продуктивным оловянным оруденением, обычно намного выше (например, массивы харалгинского комплекса). Высокие концентрации олова в биотитах небольшой части тел заключительной фазы борщевочного комплекса также согласуются с развитием в отдельных участках пегматитов с бедной касситеритовой минерализацией.

Таким образом, данные по уровню концентрации олова и лития в биотитах в отношении общей рудоносности (оловянно-вольфрамовое и редкометальное оруденение) достаточно информативны.

Менее показательны в отношении рудоносности данные по содержанию в биотитах бериллия, хотя и в этом случае группа редкометальных рудоносных интрузий кукульбейского и харалгинского комплексов выделяется достаточно отчетливо (см. рис. 26, *в*). В отличие от предыдущих двух диаграмм уровни содержаний и степень накопления бериллия в биотитах всех батолитовых интрузий, монцодиоритах шахтаминского комплекса, гранитоидах субвулканического сохондинского комплекса невысоки и практически неразличимы. Очевидно, немалую роль играет то обстоятельство, что бериллий более интенсивно, чем другие редкие элементы, рассеивается в породообразующих минералах (Беус, 1960) и не концентрируется в биотитах.

Показательны данные по изменению концентрации фтора в биотитах разных формаций. При сравнении диаграмм *г* и *а—в* (см. рис. 26) отчетливо видно, что видимая корреляция между уровнями концентрации фтора и таких характерных, связанных со фтором элементов, как литий и олово, в биотитах разных формаций отсутствует. Более того, содержания фтора в биотитах удинского батолитового и шахтаминского монцодиоритового комплексов относительно повышены, тогда как содержания олова и лития в них минимальны. Для биотитов значительной части рудоносных редкометальных интрузий повышение концентраций фтора также не характерно, что согласуется с данными З. Пэрри и Д. Джакобса (Parry, Jacobs, 1975). Таким образом, уровни концентрации в биотитах гранитоидов фтора оказываются, вопреки ожиданию, не информативными в отношении оценки рудоносности.

Рассмотренные с помощью вышеприведенных диаграмм закономерности распределения редких элементов в биотитах могут быть дополнены диаграммами (предложенными в ранее опубликованных работах — Козлов и др., 1965; Козлов, 1969, 1972), в которых по оси абсцисс откладываются содержания в гранитах биотита, отражающие также степень отдифференцированности расплавов (рис. 27, *а—г*, средние данные).

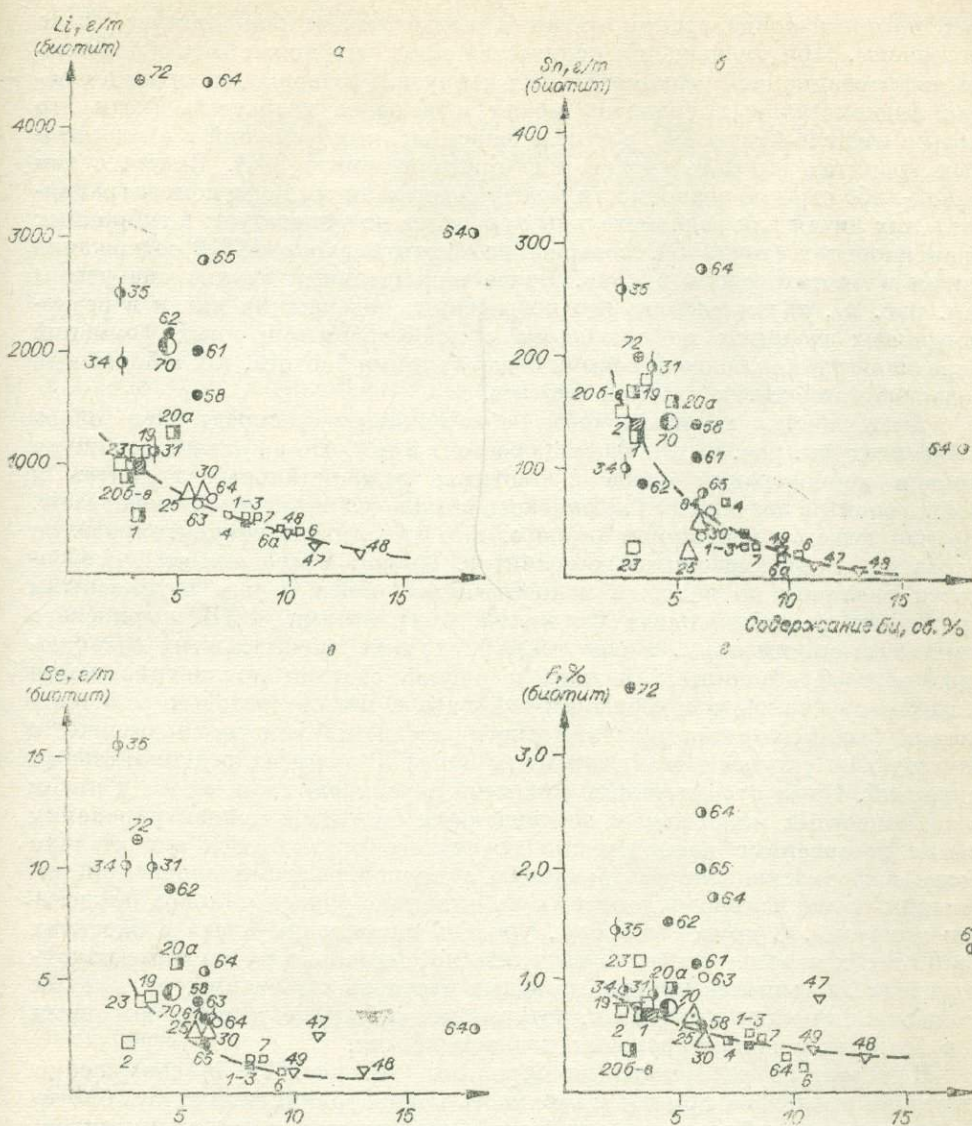


Рис. 27. Изменение средних концентраций лития (а), олова (б), бериллия (в) и фтора (г) в биотитах в зависимости от средних содержаний биотита в гранитах. Усл. обозн. см. на рис. 26.

Важной особенностью состава гранитов рудоносных редкометалльных интрузий на данных диаграммах выступает повышенное в большинстве случаев содержание в них биотита (5—6%), явно не соответствующее кислому составу самих гранитов (73—75% кремнекислоты). В этом отношении граниты редкометалльных формаций заметно отличаются от гранитов заключительных фаз батолитовых интрузий кыринского комплекса, в которых содержится около 3% биотита (лейкограниты).

Как следует из рис. 27, а, содержание лития в биотитах всех формаций, за исключением редкометалльных гранитов, возрастает с одинаковой интенсивностью по мере уменьшения количества биотита, достигая максимальных значений в биотитах лейкогранитов кыринского комплекса. Однако этой эмпирической зависимости (пологая кривая на рис. 27, а) совершенно не подчиняются граниты редкометалльных интрузий, в биоти-

тах которых концентрации лития в подавляющем большинстве резко повышены. При уменьшении количества слюд (что может быть обусловлено дифференциацией редкометалльных интрузий) содержание лития в слюдах редкометалльных гранитов может еще более возрасть (хотя это нельзя считать правилом), достигая максимальных значений в амазонитовых гранитах (среднее содержание протолитииона 3%). Вместе с тем какой-либо строгой зависимости между содержанием слюд и концентрациями в них лития для редкометалльных гранитов не существует: в гибридных гранодиоритах (точка 64, содержание биотита около 18%) содержание лития в биотите очень высоко. Более внимательный анализ диаграммы (см. рис. 27, а) показывает, что повышенные содержания лития в редкометалльных гранитах по сравнению с лейкогранитами иных формаций определяются как более высокими содержаниями биотита, так и большими содержаниями лития в самом биотите.

Аналогичные закономерности обнаруживает распределение олова в биотитах (см. рис. 27, б). Разница состоит в том, что в отличие от лития уровни концентраций олова в биотитах редкометалльных гранитов и лейкогранитов поздних фаз кыринского комплекса практически совпадают. Не наблюдается и слишком резкого, как для лития, концентрирования олова в слюдах амазонитовых гранитов. Именно благодаря этой особенности различия по валовым концентрациям олова между рудоносными гранитами редкометалльных формаций и гранитами ФДИ кыринского комплекса минимальны. Более того, благодаря значительному содержанию роговой обманки и биотита и равной степени концентрирования в них олова валовые содержания элемента в меланократовых разновидностях (монцодиоритах шахтаминского комплекса) заметно повышены и зачастую не уступают концентрациям олова в гранитах редкометалльных интрузий. Из-за существенных различий в распределении олова и лития в темноцветных минералах и ведущей роли биотита в концентрировании лития повышенные концентрации последнего оказываются значительно более информативными по сравнению с концентрациями олова при выделении потенциально рудоносных на оловянно-редкометалльное оруденение интрузий. С другой стороны, уровень накопления олова в биотитах (≥ 60 г/т) позволяет уверенно выделять потенциально рудоносные интрузии среди многочисленных гранитоидных массивов независимо от валовых концентраций олова в гранитах, которые могут быть достаточно высокими и в безрудных меланократовых разновидностях.

В характере распределения бериллия (см. рис. 27, в) совершенно отчетливо проявлена прямая зависимость концентраций элемента в биотитах от степени лейкократовости (отдифференцированности) гранитоидов. Наиболее высокие концентрации бериллия свойственны исключительно слюдам лейкогранитов редкометалльных формаций. В биотитах меланократовых разновидностей редкометалльных интрузий (содержание биотита ~ 6%) концентрации бериллия соответствуют его содержаниям в биотитах гранитов ФДИ кыринского комплекса и гранитов заключительной фазы сохондинского.

Наименее отчетливы различия биотитов редкометалльных рудоносных и иных формаций в отношении содержания фтора. Фактически рис. 27, г ничем не дополняет предыдущие диаграммы, показывая повышение концентрации элемента ($> 1\%$) лишь в биотитах части рудоносных редкометалльных массивов.

Анализ рассмотренных в настоящем разделе диаграмм, по существу, не дает ответа, какие конкретно причины обуславливают резкие различия в степени концентрирования редких элементов в биотитах рудоносных, в особенности редкометалльных, интрузий. Очевидно, что исчерпывающий ответ на поставленный вопрос может быть получен лишь на основе детального изучения биотитов фазовых и фацальных разновидностей гранитов ряда отдельных массивов. Подобными детальными материалами авторы

не располагают, поэтому ниже вопросы распределения редких элементов в биотитах гранитов рудоносных массивов рассматриваются на отдельных примерах.

ИЗМЕНЕНИЕ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА БИОТИТОВ В ПРОЦЕССАХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ

В предыдущем разделе (см. рис. 22—25, 26, *a—г*) показано, что гранитоидам рудоносных редкометальных интрузий свойствен постоянный для большинства массивов кислый и ультракислый состав (SiO_2 — 73—75%), сочетающийся с повышенным для подобного состава содержанием в них биотита (около 6% в гранитах главной фазы). Это означает, что в процессах становления редкометальных интрузий дифференциации подвергались очень кислые расплавы, носившие с самого начала субэвтектический характер. Поэтому оценка степени отдифференцированности таких гранитов по содержанию кремнекислоты, как это сделано для интрузий гранодиорит(диорит)-гранитного состава (см. рис. 22—25), практически невозможна. Важными особенностями интрузий редкометальных формаций, как неоднократно отмечалось (Таусон и др., 1968, 1970), являлись гипабиссальные условия их формирования в сочетании с повышенными концентрациями в расплавах летучих. Благодаря этим особенностям главную роль при их формировании играла не дифференциация главных петрогенных компонентов (хотя последняя также имела место), а процесс эманационной дифференциации и перераспределения элементов в теле интрузий с концентрированием летучих и редких элементов в апикальной зоне. О повышенной роли летучих в формировании редкометальных гранитных массивов Забайкалья можно судить по достаточно широкому развитию в апикальных зонах фаций двуслюдяных и мусковитовых гранитов, которые для гранитоидов остальных формаций не характерны и развиваются сугубо локально лишь с небольшой частью массивов.

Исходя из этих представлений об условиях формирования и характере дифференциации гипабиссальных интрузий уровни концентрации редких элементов в биотитах могут определяться интенсивностью процессов эманационной дифференциации в разных массивах и в разных частях интрузивных тел и, следовательно, зависеть от уровня их эрозионного среза.

Эрозионный срез большинства рудоносных интрузий Центрального Забайкалья невелик, особенно для массивов ограниченных размеров, где сохранены купольные выступы и гребни (Зун-Ундурский, Хангилайский, Олдандинский, Шерловогорский массивы). В общем случае величина эрозионного среза пропорциональна размеру массива, хотя этот признак выдерживается не всегда и нарушается в крупных массивах с уплощенной формой кровли.

К интрузиям с наиболее значительным диапазоном эрозионного среза в разных частях относится Саханайская группа массивов с ее сателлитами — Зун-Ундурским и Таптанайским, представляющими сохранившиеся купольные выступы. Принимая во внимание глубину долин, вскрывающих крупный Саханайский массив, общий вертикальный диапазон эрозионного среза интрузий Саханайской группы составляет, по-видимому, около 300 м. Глубинные части Саханайского массива сложены крупно- и грубозернистыми существенно биотитовыми с мусковитом (около 1%) гранитами, а также двуслюдяными и мусковитовыми гранитами. Последние распространены ограниченно в гипсометрически повышенных участках. Самые возвышенные участки массива сложены среднезернистыми порфировидными двуслюдяными гранитами апикальной фации. Аналогичные по структуре существенно биотитовые (с мусковитом) среднезернистые

Изменение редкоэлементного состава слюды в связи с

№ п/п	Интрузивная система, массив	Порода	Фаза, зона интрузии	№ пробы	%	
					К	F
1	2	3	4	5	6	7
1	Саханайская интрузивная система Саханайский массив	Крупнозернистые существенно биотитовые с мусковитом, порфировидные	Главная фаза, глубинная внутренняя зона	XГ-2350	6,0	0,43
				XГ-2352	6,7	0,75
				XГ-240	6,3	0,48
	Урдо-Таптанайский купол	Крупнозернистые двуслюдяные, порфировидные	Главная фаза, внутренняя зона	XГ-238	6,6	0,75
				XГ-1509	6,9	0,75
				XГ-1508	7,3	1,20
Зун-Ундурский купол	Среднезернистые, существенно биотитовые	Апикальная зона	XГ-251	6,5	0,45	
			XГ-1532A	4,5	1,10	
2	Дурулгуевская интрузивная система	Граниты крупнозернистые существенно биотитовые с мусковитом	Главная фаза, внутренняя зона	XГ-3180	6,8	0,85
				XГ-3172	6,3	0,75
				XГ-4109	7,6	1,18
		Граниты крупнозернистые двуслюдяные грейзенизированные	То же	XГ-2311	6,6	1,00
				XГ-4103	8,0	1,70
				XГ-4116	7,7	1,25
Олдандинский массив	Граниты мелко-среднезернистые биотитовые	Субфаза, внешняя зона	XГ-4708	7,8	0,75	
			XГ-4227	7,6	1,70	
4	Мало-Кангинская интрузивная система	Граниты крупнозернистые существенно биотитовые порфировидные	Главная фаза, внутренняя зона	XГ-4224	8,2	1,65
				XГ-4221	5,2	0,72
		Граниты средне-мелкозернистые биотитовые	Апикальная зона	XГ-4239	6,0	0,78
				XГ-4756	7,6	2,05
5	Кулидинская интрузивная система	Граниты крупнозернистые биотитовые	Главная фаза, внутренняя зона	XГ-4292	7,7	2,32
				XГ-4293	7,1	2,08
		Гранодиориты биотитовые среднезернистые	Внешняя апикальная зона	XГ-4403	7,3	1,40
				XГ-4279	6,8	1,00
Бол. Шаронайский массив	Граниты мелкозернистые биотитовые	Внешняя эндоконтактная зона	XГ-4286	6,7	0,96	
			XГ-4343	7,0	1,28	
				XГ-4345	7,0	1,28
				XГ-4166	7,5	1,32
				XГ-4163	7,5	2,50

зональностью редкометалльных гранитных интрузий

г/т										l	M	f
Li	Rb	Cs	Be	Sn	W	Nb	Zr	Zn	Pb			
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1380	900	42	4,2	100	9,1	Нет данных		540	16	27,0	0,21	78,9
1390	1030	74	Н. д.	130	5,9	» »		400	14	25,9	0,26	73,8
1620	1200	180	3,4	120	7,1	220	260	540	38	25,4	0,25	74,2
1970	1320	Н. д.	8,7	280	10,0	230	200	800	30	Нет данных		
1640	1400	»	Н. д.	250	14,0	260	320	460	19	»	»	
2600	2070	320	6,3	180	13,4	250	120	650	30	27,0	0,21	78,9
3400	1850	220	4,9	180	21,5	250	330	700	15	27,6	0,22	77,2
2550	960	170	4,4	170	4,4	180	490	520	15	27,3	0,26	73,7
1680	970	270	Н. д.	160	>100	Нет данных		>1000	60	Нет данных		
1240	1170	94	2,9	125	4,0	160	760	1240	9	26,2	0,28	71,3
2400	1180	240	Н. д.	49	6,0	190	330	680	2	Нет данных		
2260	2100	290	3,0	100	3,6	240	450	600	5	26,4	0,27	72,2
3190	1730	Н. д.	5,5	170	12,0	190	340	1000	5	Нет данных		
3200	2200	460	4,0	180	27,0	320	310	550	4	27,4	0,27	72,4
1840	1960	140	6,0	60	5,0	320	350	800	3	26,7	0,28	71,9
2020	2510	190	Н. д.	150	6,9	Нет данных		1530	4	28,2	0,25	74,6
2420	1580	370	3,0	46	1,6	170	520	900	20	21,3	0,53	46,6
2330	2140	290	4,6	44	56,0	160	450	850	20	21,8	0,45	54,8
2230	1300	140	5,5	150	14,0	390	1300	800	10	26,5	0,25	74,0
1880	1900	260	3,4	80	5,6	440	970	900	24	26,6	0,26	73,5
2940	1600	270	Н. д.	115	2,0	Нет данных		1525	8	22,0	0,44	55,4
3080	1340	170	2,8	50	3,5	190	340	490	5	25,0	0,41	58,0
2500	1480	180	1,8	70	1,1	110	490	570	4	23,3	0,46	53,5
1930	2730	450	5,1	90	Н. д.	180	260	720	~2	24,0	0,49	50,5
2250	1980	330	Н. д.	120	3,8	370	170	1250	5	28,2	0,24	75,7
3710	1870	400	»	155	9,5	680	50	770	9	Нет данных		
3600	640	400	2,3	74	2,8	30	380	380	3	24,2	0,46	53,5
5100	2000	1100	3,3	170	5,2	Нет данных		320	3	26,1	0,44	55,4
700	1020	59	2,5	56	1,4	120	1000	540	10	24,2	0,40	59,5
4600	1300	1250	5,4	280	8,0	100	1100	300	5	25,4	0,38	62,1

1	2	3	4	5	6	7
Листвянский массив <i>Тургинские штофы</i>		Граниты двуслю- дяные	Апикальная зона	ХГ-4519	6,4	1,80
				ХГ-4520	6,75	2,08
		Граниты крупно- зернистые биотито- вые лейкократовые	Заключитель- ная фаза, внеш- няя эндоконтак- товая зона	ХГ-4210	6,3	0,45
				ХГ-4399	5,9	0,37
		Граниты средне- зернистые амазонит- овые	Внутренняя зона	ХГ-4393	5,6	1,80
				ХГ-4394	6,6	3,60
Пегматоидный шир		ХГ-4290А	7,7	4,80		

граниты распространены в Таптанайском куполе. Зун-Ундурский купол сложен двуслюдяными и существенно мусковитовыми порфирированными гранитами апикальной фации.

Как видно из табл. 6, в биотитах из двуслюдяных разновидностей гранитов внутренней зоны Саханайского массива наблюдается заметное повышение концентраций лития, рубидия, цезия, бериллия, олова, вольфрама по сравнению с биотитами из существенно биотитовых и более глубинных разновидностей гранитов той же структуры. Однако объяснить это увеличение только усилением мусковитизации, очевидно, нельзя, так как в биотитах из существенно биотитовых гранитов апикальной зоны (Таптанайский купол, ХГ-251) концентрации названных элементов, особенно лития и олова, по сравнению с биотитами из глубинных гранитов того же состава тоже возрастают. С другой стороны, несмотря на интенсивную мусковитизацию гранитов апикальной зоны Зун-Ундурского купола, концентрации редких элементов в биотитах Таптанайского и Зун-Ундурского массивов различаются мало (ХГ-251 и ХГ-1532А). По существу, в связи с усилением мусковитизации в биотитах отчетливо возрастают концентрации лишь двух элементов — фтора и вольфрама. Для фтора эта связь вполне объясняется общим процессом накопления в расплаве летучих, в первую очередь воды, вследствие чего среди слюд увеличивается роль мусковита. Постоянство величин глиноземистости, магнезиальности и железистости биотитов ясно показывает, что фациальная зональность Саханайской интрузивной системы обусловлена эманационной дифференциацией в сочетании с различиями в температурных режимах кристаллизации внутренних и внешних частей интрузии и не сопровождалось сколько-нибудь заметным перераспределением петрогенных компонентов.

Аналогичный характер распределения редких элементов наблюдается для биотитов другой, Дурулгуевской, интрузивной системы (см. табл. 6, № 2). Дурулгуевский массив эродирован по сравнению с Саханайским в меньшей степени. Как видно из таблицы, и в этом массиве наблюдается повышение концентраций редких элементов в биотитах от существенно биотитовых к двуслюдяным разновидностям (ХГ-2311, ХГ-4103) и, с другой стороны, к мелкозернистым биотитовым гранитам апикальной и внешней зон (ХГ-4116). Можно полагать, что относительно более слабая эродированность массива находит отражение в несколько повышенных концентрациях в биотите фтора и лития по сравнению с биотитами аналогичных фаций Саханайской интрузии. В целом же уровни концентраций редких элементов и фтора в биотитах этих двух систем очень сходны. Сходны и высокие глиноземистость и железистость, низкая магнезиальность биотитов в обоих массивах.

Близкими концентрациями редких элементов характеризуются также биотиты Олдандинского массива (см. табл. 6, № 3), сопровождающегося,

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
800	970	220	3,8	46	4,1	20	840	705	5	Нет данных		
1230	1150	500	Н. д.	100	20,0	30	850	660	3	23,6	0,46	53,5
680	3140	280	4,7	100	2,9	1000	240	1500	250	19,5	0,02	97,5
980	1760	180	Н. д.	160	4,5	720	70	1800	110	Нет данных		
7000	5200	530	23,0	260	Н. д.	730	60	1380	42	32,3	0,05	95,0
3050	2440	200	8,7	170	10,0	1800	240	1250	87	Нет данных		
3720	4060	380	13,0	160	2,7	1200	40	2250	91	»	»	
7600	5450	580	Н. д.	210	Н. д.	990	50	2400	180	28,0	0,03	97,0

как и предыдущие массивы, преимущественно вольфрамовой минерализацией. В отличие от них для Олдадинского массива фиксируется слабая дегазация мелкозернистых гранитов апикальной фации, выражающаяся в некотором снижении в биотитах концентраций фтора и лития. При этом содержания олова и ниобия в биотитах мелкозернистых гранитов возрастают, фиксируя общий процесс накопления редких элементов в апикальной зоне.

Биотиты Олдадинского массива представляют особый интерес в другом отношении. Как видно из табл. 6, биотиты крупнозернистых гранитов внутренней зоны массива (ХГ-4227, ХГ-4224) по высокому уровню концентрации редких элементов, несомненно, представляют ту рудоносную редкометальную гранитную систему, составной минеральной частью которой они являются, но, с другой стороны, по соотношению главных петрогенных компонентов, в частности низкой глиноземистости и железистости и высокой магнезиальности, они как бы чужды по отношению к материнским гранитам, характеризующимся подобно всем интрузиям кукульбейского комплекса кислым составом.

Таким образом, отмечавшееся неоднократно в гл. 2 очевидное несоответствие состава биотитов и материнских гранитов в части кукульбейских интрузий находит также подтверждение и в несоответствии химического и редкоэлементного состава таких биотитов. Мелкозернистые граниты апикальной зоны, слагающие отчетливо выраженный в структурном отношении юго-западный удлиненный выступ Олдадинского массива, представляют, без сомнения, фазовый камерный дифференциат интрузии, в котором было достигнуто равновесие между составом расплава и кристаллизовавшихся из него биотитов. Об этом свидетельствует резкое изменение петрохимической характеристики биотитов мелкозернистых гранитов (ХГ-4221, ХГ-4239): возрастание глиноземистости и железистости, снижение магнезиальности до уровней, типичных для биотитов рассмотренных выше Саханайского и Дурулгуевского массивов (см. табл. 6). Идентичную петрохимическую характеристику имеют биотиты большинства других редкометальных интрузий (асакаш-шумильевского комплекса, Хангилайского, Седловского и других массивов кукульбейского комплекса, см. табл. II).

Как было показано в гл. 2, Олдадинский массив — не исключение. Подобное же несоответствие петрохимической характеристики биотитов их редкоэлементному составу и химическому составу гранитов свойственно биотитам другого, Белухинского, массива (71, см. рис. 1). Аналогичное явление наблюдается при рассмотрении биотитов Мало-Кангинского массива (№ 4, см. табл. 6). Массив интересен тем, что в его западной эндоконтактной зоне развиты редкометальные гранодиориты, в биотитах которых (ХГ-4403) концентрации редких элементов и фтора хотя и понижены по отношению к биотитам из гранитов внутренней зоны, но являются

ся очень высокими и типичными для биотитов редкометалльных интрузий. Как видно из таблицы, в биотитовых гранитах внутренней (крупнозернистые, ХГ-4756) и апикальной (среднезернистые, ХГ-4292, ХГ-4293) зон массива содержания фтора, лития, олова еще более высоки и заметно превышают уровни их концентраций в биотитах из крупнозернистых внутренних зон вольфрамоносных массивов (Саханайского, Дурулгуевского, Олдандинского, см. табл. 6).

Мало-Кангинский массив, как следует из табл. 6, также относится к той разновидности редкометалльных интрузий, в которых отсутствует равновесие между составом биотитов и гранитов. Биотиты характеризуются пониженными значениями глиноземистости и железистости, высокой магнезиальностью. Происхождение биотитов в данном массиве можно уверенно связывать с тем же субстратом, из которого были «захвачены» биотиты явно гибридных эндоконтактовых гранодиоритов массива: петрохимическая характеристика биотитов из гранодиоритов и гранитов центральной части массива идентична. Равновесие между составом гранитов и биотитов в Мало-Кангинском массиве достигается в субфазе пегматитоносных двуслюдяных гранитов апикальной экзоконтактовой зоны массива, биотиты которых (ХГ-4279) характеризуются высокими значениями глиноземистости и железистости и низкой магнезиальностью, свойственными биотитам других равновесных интрузий кукульбейского комплекса.

Во многих отношениях сходны с Мало-Кангинским массивом данные по биотитам гранитоидов Кулиндинской группы интрузий (64, см. рис. 1). Здесь гибридные редкометалльные биотитовые диориты образуют небольшое самостоятельное трещинное тело в экзоконтактовой зоне самого крупного Бол. Шаронайского массива. Биотиты этих диоритов (см. табл. 6, Кулиндинская группа, ХГ-4343, ХГ-4345) выделяются необычно высокими концентрациями редких щелочей, повышенными содержаниями фтора и олова при высокой магнезиальности и пониженных глиноземистости и железистости. В Бол. Шаронайском массиве, сложенном однообразными биотитовыми мелкозернистыми порфировидными гранитами, свидетельствующими об очень небольшом эрозионном срезе, геохимически выделяются две разновидности: граниты внешней части массива с практически кларковой редкоэлементной характеристикой и граниты внутреннего ядра с резко повышенными концентрациями редких элементов. Биотиты внешней эндоконтактовой зоны (ХГ-4166, см. табл. 6), как и граниты, выделяются пониженными концентрациями редких щелочных элементов при повышенных содержаниях фтора и умеренно повышенных олова. В биотитах из гранитов внутреннего ядра скачкообразно до высоких значений возрастают концентрации фтора и всех редких элементов. В биотитах двуслюдяных гранитов апикальной зоны расположенной рядом с Бол. Шаронайским небольшого Лиственского массива концентрации лития, рубидия, олова (ХГ-4519, ХГ-4520) соответствуют концентрациям в биотите из биотитовых гранитов внешней зоны Бол. Шаронайского массива (ХГ-4166), а концентрации фтора и вольфрама, как и в других рассмотренных выше массивах, заметно возрастают.

Из данных по биотитам гранитов Кулиндинской группы видно, что резкие изменения их редкоэлементной характеристики практически не связаны с изменением петрохимического состава слюд. Как и в случае Олдандинского и Мало-Кангинского массивов, состав биотитов всех разновидностей пород Кулиндинской группы от гибридных диоритов до гранитов характеризуется повышенной основностью (высокой магнезиальностью, пониженной железистостью и глиноземистостью), не соответствующей, как и в предыдущих примерах, кислому составу самих гранитов. Из табл. 6 видно, что формирование редкометалльных гранитов внутреннего ядра Бол. Шаронайского массива сопровождается лишь незначительным понижением основности биотитов, что указывает на слабое проявление дифференциации петрогенных компонентов в этом процессе.

Сам по себе факт образования в Бол. Шаронайском массиве внутреннего ядра редкометальных гранитов представляет значительный интерес. Данные по составу биотитов из гранитов ядра ясно показывают, что ведущая роль в этом процессе принадлежала эманационному концентрированию элементов, накопившихся в апикальной зоне массива и обусловивших формирование здесь очага расплавов, обогащенных летучими.

Механизм подобного процесса, свойственного гипабиссальным интрузиям, ранее детально рассмотрен Л. В. Таусоном (1972). Получаемые в последние годы геохимические данные подтверждают его достаточно широкое проявление при формировании гипабиссальных интрузий. Так, разведочным бурением в последние годы выявлено формирование очага низкотемпературных обогащенных редкими и летучими элементами расплавов во внутренней зоне Шумиловского купола (Омельяненко и др., 1974). Ю. П. Трошиным и В. И. Гребенщиковой (1974) показано связанное с эманационной дифференциацией закономерное повышение концентраций фтора и редких элементов в биотитах (и гранитах) центральной зоны Адун-Челонского массива кукульбейского комплекса (66, см. рис. 1). Установлено, что по сравнению с биотитами из краевой зоны биотиты из гранитов внутренней его части существенно обогащены фтором, литием, рубидием, цезием, оловом (Гребенщикова, 1976). Этот процесс сопровождается умеренным понижением основности биотитов (снижением концентраций магния, повышением содержания железа). Таким образом, в Адун-Челонском массиве формирование в процессе эманационной дифференциации внутреннего обогащенного летучими и редкими элементами редкометального ядра сопровождалось и умеренной дифференциацией породообразующих компонентов.

Очевидно, некоторая обедненность летучими и редкими элементами биотитов краевых зон Адун-Челонского массива, массивов Кулиндинской группы может быть вызвана не только относительно пониженными концентрациями редких элементов в расплавах редкометальных интрузий в начальный период их кристаллизации, но и дегазацией краевых эндоконтактных фаций. В частности, отчетливая дегазация эндоконтактных зон установлена авторами при изучении Тургинского массива амазонитовых гранитов (72, см. рис. 1).

При изучении тела амазонитовых гранитов, прорывающих диориты Тургинского массива (48, см. рис. 1), было установлено, что в эндоконтактных его зонах развиты лейкократовые, неамазонитовые граниты, характеризующиеся резко пониженными по сравнению с амазонитовыми гранитами, приближающимися к кларковому уровню концентрациями редких элементов (Козлов, Свядковская, 1977). Как следует из табл. 6, биотиты из лейкократовых гранитов краевой зоны Тургинского гранитного массива по сравнению с протолитионитами амазонитовых гранитов его внутренних частей резко обеднены фтором и литием, а также бериллием. Интересно, что концентрации рубидия, цезия и олова снижаются в гораздо меньшей степени, а содержания тантала остаются такими же высокими, как в протолитионитах. Дегазация сопровождалась также существенными потерями слюдами алюминия, что выражается в снижении глинозема.

Всем слюдам (биотитам краевой зоны и протолитионитам центральных частей массива) свойственны очень низкая магnezиальность и резко повышенная железистость, что соответствует высокой степени отдифференцированности исходных расплавов, из которых кристаллизовались граниты массива. Данные по составу слюд массива позволили, с одной стороны, доказать генетическое единство фациальных разновидностей гранитов массива, а с другой — установить очевидное возникновение эндоконтактной фации лейкократовых гранитов в результате процессов дегазации, выжавшихся в значительных потерях фтора и связанных с ним наиболее подвижных компонентов (литий, бериллий) и малых

потерях менее подвижных элементов (цезий, олово, особенно ниобий, тантал).

Как известно, повышенные концентрации редких элементов в биотитах и гранитах многие исследователи склонны связывать с воздействием наложенных процессов, в частности с достаточно широко проявленной в массивах редкометалльных гранитов «мусковитизацией». Материалами по редкоэлементному составу биотитов редкометалльных интрузий это положение не подтверждается. На диаграммах (рис. 28, а—в) по оси абсцисс отложены средние значения коэффициента мусковитизации гранитов $K_{\text{му}} \left(\frac{\text{Му, об. \%}}{\text{Му} + \text{Би, об. \%}} \right)$ по оси ординат — средние концентрации лития, олова и вольфрама в биотитах конкретных массивов. Из графиков следует, что возрастания концентраций лития и олова в биотитах с увеличением количества в гранитах мусковита не наблюдается. Для лития скорее фиксируется обратная тенденция, причем содержания этого элемента в биотитах разных массивов и разных фаций могут существенно различаться. Так, высокими содержаниями лития, при незначительных содержаниях в гранитах мусковита, выделяются биотиты Мало-Кангинского массива (65) и редкометалльных диоритов — гранитов (ядра) интрузий Кулиндинской группы (64). Как было показано при анализе табл. 6, с возрастанием содержания мусковита в биотитах отчетливо повышаются концентрации только двух элементов, наиболее тесно связанных с водой, — фтора и вольфрама, что иллюстрируется рис. 28, в. При этом следует напомнить, что биотит не является концентратором вольфрама и существенной роли в балансе этого элемента в гранитах не играет.

Таким образом, причины неравномерного распределения концентраций редких элементов и летучих в слюдах редкометалльных интрузий определяются несколькими факторами: неодинаковой степенью концентрации редких элементов в исходных расплавах, дегазацией внешних эндоконтактных зон интрузий, эманационным концентрированием элемен-

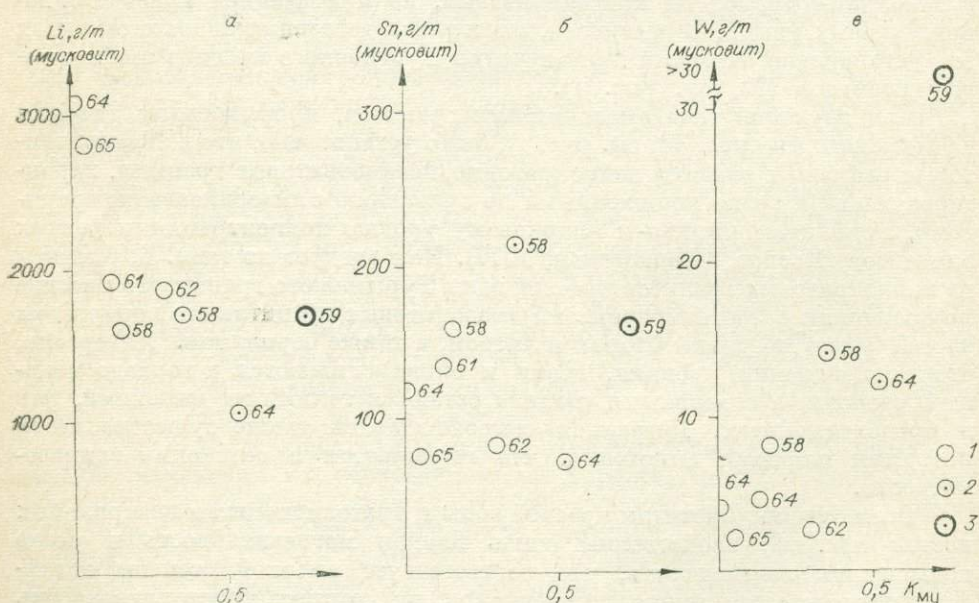


Рис. 28. Средние концентрации лития (а), олова (б) и вольфрама (в) в биотитах в зависимости от соотношения биотита и мусковита в гранитах (степени «мусковитизации»

$$K_{\text{му}} = \frac{\text{Му}\%}{\text{Би}\% + \text{Му}\%}.$$

— граниты биотитовые и существенно биотитовые; 2 — двуслюдяные; 3 — существенно мусковитовые, грейзенизированные. Номера точек соответствуют номерам массивов на рис. 1.

тов в остаточных магматических очагах, приуроченных к купольным выступам и центральным участкам массивов в их апикальной зоне. Необходимо также подчеркнуть, что степень концентрации в биотитах редких элементов непосредственно не связана с основностью биотитов, которые могут отличаться очень высокой концентрацией редких элементов, несмотря на их повышенную магнезиальность, и, напротив, характеризоваться невысокими содержаниями редких элементов, несмотря на низкую основность (повышенную глиноземистость и железистость, низкую магнезиальность), как это наблюдается для биотитов Седловского массива кукульбейского комплекса (см. табл. II и V).

СВЯЗИ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССАХ ИХ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ, СРЕДНИЕ И ФОНОВЫЕ СОДЕРЖАНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В БИОТИТАХ

В предыдущих разделах рассмотрено распределение в биотитах наиболее характерных гранитофильных элементов. Кроме них в биотитах Забайкалья определялись концентрации рубидия, цезия, вольфрама, ниобия, циркония, цинка и свинца. Предыдущим анализом было показано, что разные элементы концентрируются в биотитах рудоносных гранитов с разной интенсивностью. Относительная интенсивность концентрирования элементов и их групп может быть оценена, в частности, с помощью анализа коррелятивных связей. На рис. 29 приведен график кластер-анализа *R*-типа составов изученных биотитов, откуда следует, что составы всей совокупности изученных биотитов характеризуются наиболее сильными коррелятивными связями лития, фтора, олова, рубидия и алюминия. Как было показано в гл. 1, повышенные содержания последнего (высокая глиноземистость) типичны для биотитов гранитов редкометалльных формаций. Вместе с группой названных элементов в биотитах так же, но менее закономерно концентрируются цинк, марганец, двухвалентное железо, цезий, о чем можно судить по убывающей интенсивности их коррелятивных связей с элементами первой группы. Для вольфрама и свинца данные, по существу, неопределенны. Из-за недостаточности аналитических данных для

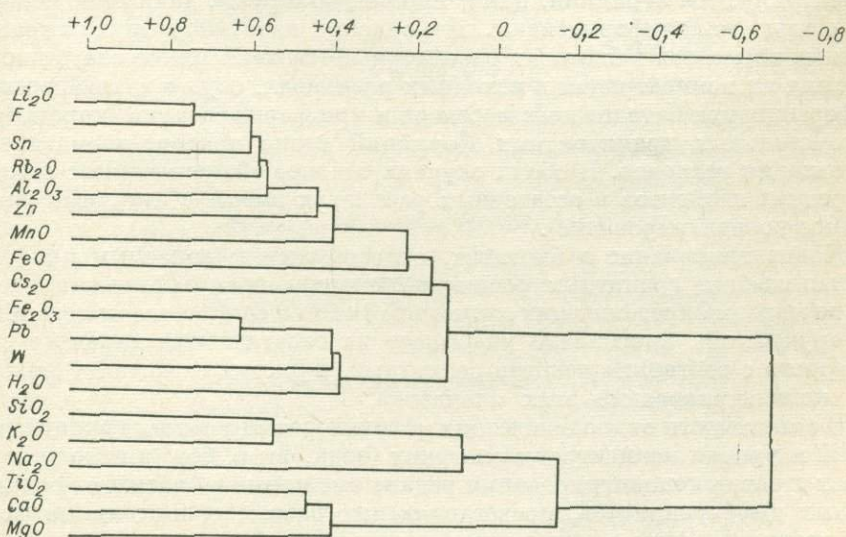


Рис. 29. Сводная кластер-диаграмма *R*-типа коррелятивных связей элементов в составе биотитов.

бериллия, ниобия и циркония корреляционные связи не оценивались. Рис. 29 также показывает, что группа концентрирующихся в биотитах гранитоидов рудоносных формаций элементов в целом связана обратной зависимостью с суммарным содержанием группы петрогенных элементов, в которую входят магний, кальций, титан, калий, натрий и кремний.

Кластер-анализом Q-типа показано, что по петрохимическому составу и элементам-примесям все изученные биотиты совершенно отчетливо разбиваются на две главные группы. Первую группу образуют биотиты гранитов главной фазы кыринского и шахтаминского комплексов, биотиты гранитоидов сохондинского комплекса, во второй группе анализом объединяются биотиты, относительно обогащенные алюминием и редкими элементами, представляющие граниты заключительных фаз кыринского и борцевочного комплексов и граниты редкометальных формаций.

Средние концентрации редких элементов в биотитах изученных формаций приведены в табл. 7. При ее расчете использовались данные по концентрациям редких элементов в биотитах, подвергнутых полному силикатному и кластер-анализу (см. табл. I и V), а также имевшиеся у авторов дополнительные анализы редкоэлементного состава слюд. Из анализированных элементов точность определений недостаточна для ниобия и циркония (рентгено-спектральный метод с ошибкой определений около 20—30%); цифры по этим элементам следует рассматривать как ориентировочные.

Данные по редкоэлементному составу слюд, представляющих крупные генетические группы гранитоидов, были подвергнуты статистическому анализу по стандартной программе с вычислением доверительных интервалов средних содержаний с 90%-ным уровнем значимости, определением среднеквадратичного отклонения $S(\pm)$ средних содержаний и их коэффициентов вариации V . Для отдельных массивов, ввиду небольшого количества проб, вычислялись только среднеарифметические концентрации.

Главный вывод исследований, полностью подтверждаемый приведенными в табл. 7 данными и результатами кластер-анализа, состоит в том, что формирование рудоносных в отношении оловянно-вольфрамового и редкометального оруденения гранитных интрузий фиксируется одновременным концентрированием в биотитах таких интрузий сравнительно небольшой группы гранитофильных элементов, главными из которых являются редкие щелочи (особенно литий), фтор и олово. Менее интенсивно в биотитах концентрируются бериллий, цинк, ниобий, вольфрам; данные по содержанию свинца малоинформативны. Накопление названной группы гранитофильных элементов в биотитах рассматривается как прямое следствие возрастания их концентраций в исходных расплавах, осуществляющееся при дифференциации батолитовых массивов и при формировании характерных редкометальных гранитоидных формаций этапа тектоно-магматической активизации регионов. В обоих случаях главное значение имеет накопление редких элементов в остаточных расплавах вместе с летучими (эманационное концентрирование).

Концентрирование в биотитах, относящихся к конечным продуктам кристаллизации гранитных расплавов, группы гранитофильных элементов, во многом определяющих элементный состав сопровождающего интрузии оруденения, однозначно указывает на генетический характер связи последнего с соответствующими гранитами, в биотитах которых фиксируется концентрирование этих элементов.

В зависимости от геологических условий формирования гранитных интрузий и уровня концентраций летучих (вода, фтор, бор) в исходных расплавах степень концентрирования редких элементов в биотитах последовательных дифференциатов, представляющих разные гранитоидные формации, различна. Этим определяются отчетливые различия в уровнях концентрации редких элементов в биотитах гранитов разных формаций (см. табл. 7) и в биотитах разных массивов одной формации. Наиболее низ-

ки концентрации большинства гранитофильных элементов в биотитах монцодиоритовых и гранодиоритовых интрузий шахтаминского комплекса, показывающие закономерность отсутствия в связи с этими интрузиями оруденения рассматриваемого типа, несмотря на такое, казалось бы, положительное обстоятельство, как повышенные концентрации олова в гранитоидах ряда массивов комплекса. Проведенным анализом показано, что повышенные содержания олова обусловлены его концентрированием в группе темноцветных минералов и большим содержанием последних в гранодиоритах, благодаря чему сведения о валовых концентрациях этого важного элемента в породах оказываются в данном случае совершенно не информативными в отношении их потенциальной рудоносности.

Наличие прямой зависимости между степенью концентрации редких элементов в биотитах и рудоносностью гранитных интрузий свидетельствует о важности определения среднефоновых (кларковых) концентраций элементов в биотитах наиболее распространенных гранитоидов, по отношению к которым можно было бы оценивать степень концентрирования (или рассеяния) элементов в биотитах любого конкретного массива. Первые средние концентрации элементов в биотитах и других породообразующих и рудных минералах рассчитаны В. В. Ляховичем (1972) и авторами сборника «Средние содержания элементов-примесей в минералах» (1973). Из табл. 7 следует, что расчет средних концентраций в биотитах встречает определенные методические трудности. Одна из них состоит в резко различных уровнях концентрации элементов в биотитах гранитоидов разного состава и разной формационной или фазовой принадлежности. Сугубо подчиненная распространенность кислых и лейкократовых гранитов заключительных фаз обуславливает очевидную необходимость отдельного расчета средних концентраций в биотитах гранитоидов гранодиорит-гранитного состава и гранитов кислого состава, что учтено в работе В. В. Ляховича отдельным расчетом средних концентраций в биотитах гранодиоритов, биотитовых гранитов и аляскитов. Однако главная трудность такого расчета состоит в том, что при суммировании всех данных по биотитам в получаемых результатах неизбежно допускается завышение роли биотитов из кислых и лейкократовых гранитов, так как в подавляющем большинстве регионов до настоящего времени главное внимание вполне заслуженно уделяется изучению рудоносных интрузий, благодаря чему данные по их биотитам гораздо более многочисленны. Не являются исключением и данные по биотитам Забайкалья, в том числе материалы авторов (см. табл. I).

В Забайкалье изучению мезозойских гранитоидов уделялось главное внимание, и большинство опубликованных анализов слюд представляет именно эти граниты (см. работы Ковалева и др., 1972). В материалах авторов также количественно преобладают анализы слюд редкометалльных гранитов, слагающих сравнительно небольшие массивы, тогда как гранитоиды батолитовых массивов кыринского и особенно удинского комплексов представлены относительно ограниченным числом анализов слюд. Между тем, как видно из прилагаемых схем гранитоидного магматизма Забайкалья (см. рис. 1, 2), гранитоиды батолитовых комплексов, включая борщевочный, по площади распространения резко доминируют, а на долю всех остальных мезозойских формаций приходится не более 20% общей площади распространения гранитоидных пород. Кроме того, в составе распространенных батолитовых формаций преобладают гранодиориты. Так, среднее содержание кремнекислоты в гранитах главной фазы кыринского комплекса составляет 68%, что соответствует промежуточному между гранитами и гранодиоритами составу.

В большинстве других регионов широкого проявления гранитоидного магматизма, как и в Забайкалье, также преобладают породы гранодиоритов состава. Поэтому уже исходя из количественной представительности проб биотитов из гранодиоритов, биотитовых гранитов и лейкогранитов в работе В. В. Ляховича (1972, табл. 10, с. 31) следует, что при расчете

средних концентраций элементов в биотитах допущено значительное преувеличение роли кислых и лейкократовых разновидностей. Следствием такого преувеличения, как показывают изложенные материалы, будет неизбежное завышение средних концентраций в биотитах в первую очередь для тех элементов, которые интенсивно накапливаются в биотитах в процессе дифференциации (редкие щелочи, олово, бериллий, фтор). Для других элементов, накапливающихся в процессах дифференциации менее интенсивно (цинк, вольфрам, ниобий), ошибки расчета среднего, очевидно, должны быть менее значительны или отсутствовать (свинец).

Объективность сделанного вывода доказывается следующими общими соображениями. За нижний предел среднего содержания биотита в «среднем» биотитовом граните можно принять 5% (5,5 вес. %), хотя фактически оно выше и составляет в большинстве случаев около 6%. В «среднем» граните количество биотита не может быть ниже 7—8% (8 вес.%, нижний предел). Кларковые концентрации лития (Виноградов, 1962; Turekian, Wedepohl, 1961) в гранитах и гранодиоритах составляют 24—40 г/т. Если исходить из названных минимальных средних содержаний биотита в гранитах и средних концентраций лития в биотитах (Ляхович, 1972) для биотитовых гранитов (1000 г/т) и среднего гранита (916 г/т), то окажется, что только с биотитом в биотитовом и «среднем» граните связано от 140 до 180% лития по отношению к кларку этого элемента в гранитах. Точно так же количество связанного в биотите олова составит 120—200% кларка этого элемента в граните (3 г/т). Аналогичным образом завышены средние содержания лития в биотите гранитоидов (1100 г/т) и в работе А. Ф. Ефимова с соавторами (1973).

Исходя из приведенных соображений средние содержания в минералах должны обязательно рассчитываться как средневзвешенные концентрации по площади распространения главных разновидностей гранитоидов.

При расчете данных табл. 7 авторы не ставили задачу получить средние концентрации элементов в биотите для всех гранитоидов Забайкалья. Вместе с тем не подлежит сомнению, что фоновые средние концентрации элементов в биотите определяются главным образом концентрациями элементов в биотитах гранитов наиболее распространенных батолитовых интрузий, которые, как следует из табл. 7, оказываются очень сходными. С этого уровня начинается повышение концентраций редких элементов в биотитах поздних дифференциатов батолитовых массивов и редкометалльных интрузий Забайкалья. Поэтому, с точки зрения эволюционного изменения концентраций в биотитах в процессе общего развития гранитоидного магматизма в Забайкалье от древних к молодым формациям, концентрации редких элементов в биотитах батолитовых массивов являются, по существу, фоновыми (см. табл. 7). Из ранее рассмотренных графиков (см. рис. 26, а—г) совершенно отчетливо видно, что для лития эти фоновые концентрации составляют в среднем 400—500 г/т, для олова 20—30 г/т, для бериллия 1,5—2,0 г/т, для фтора 0,4—0,6%. Именно по отношению к названным значениям следует оценивать степень концентрирования этих элементов в биотитах рудоносных интрузий Забайкалья.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ БИОТИТАХ И МУСКОВИТАХ ГРАНИТОИДОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Двуслюдяные разновидности гранитоидов, в которых присутствуют одновременно мусковит и биотит, представлены несколькими генетическими группами.

В борщевочном комплексе двуслюдяные разнозернистые граниты слагают тела заключительной фазы, с которыми пространственно и генетически связаны также двуслюдяные пегматиты, с разными количественными

соотношениями биотита и мусковита в их составе. Преимущественно мусковитовые пегматиты несут бедную редкометальную минерализацию.

Биотитовые порфировидные граниты главной фазы кукульбейского комплекса обычно содержат небольшие количества мусковита. Собственно двуслюдяные разновидности гранитов комплекса слагают переходные фациальные зоны от существенно биотитовых гранитов главной фазы к мусковитовым гранитам грейзенизированных участков (куполов). Кроме того, двуслюдяные разновидности распространены в составе субфазы мелко-среднезернистых мусковитовых пегматитоносных гранитов. Последние сопровождаются редкометальными, обычно мусковитовыми (с альбитом) пегматитами, среди которых встречаются биотитсодержащие разновидности.

Редкоэлементный состав сосуществующих биотитов и мусковитов из перечисленных генетических серий гранитов и ассоциирующих с ними пегматитов приведен в табл. 8, откуда следует, что степень концентрирования большинства гранитофильных элементов в мусковитах заметно ниже, чем в сосуществующем биотите. Концентрации фтора в мусковите, как правило, составляют около половины уровня содержания его в биотитах. Резко понижено в мусковитах по сравнению с биотитами содержание лития и цезия, приблизительно в 2 раза снижено содержание рубидия. Все это согласуется с представлением о кристаллизации мусковита в условиях значительного возрастания в расплаве (остаточном флюиде) концентрации воды, что приводит к существенному усилению в составе мусковита по сравнению с биотитом роли гидроксила, снижению доли изоморфного с гидроксидом фтора и понижению концентрации наиболее тесно связанных со фтором редких элементов. Вместе с тем, вопреки представлениям о тесных изоморфных связях олова с трехвалентным железом и титаном, концентрации этого элемента в мусковитах по отношению к биотиту не понижаются и остаются такими же высокими, как в биотитах. Мусковит в отличие от биотита является активным концентратом вольфрама, содержания которого в нем в несколько раз выше концентраций в сосуществующих биотитах. Концентрирование вольфрама в мусковитах было показано работами Г. Ф. Ивановой (1972), Г. Б. Левашева, П. Г. Недашковского (1974) и подтверждено сводкой В. В. Ляховича (1972).

В отличие от вольфрама и олова уровень концентрации ниобия и циркония в мусковитах примерно в 2 раза ниже, чем в биотитах. Очень резко снижены в мусковитах по сравнению с биотитами концентрации цинка. Совершенно не концентрируется в мусковитах свинец, и его содержания в этом минерале всегда значительно ниже содержаний элемента в гранитах.

В целом данные табл. 8 показывают, что, несмотря на более умеренную концентрацию в мусковитах большинства редких элементов (исключая вольфрам) по сравнению с биотитами, при смене биотита мусковитом в фациальных или фазовых дифференциатах гранитоидов мусковит в значительной мере наследует от биотита функции минерала — концентратора гранитофильных редких элементов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И СРЕДНИЕ УРОВНИ КОНЦЕНТРАЦИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МУСКОВИТАХ ГРАНИТОИДОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Редкоэлементный состав мусковитов характеризуется значительным непостоянством, в том числе для мусковитов единых генетических групп (см. табл. VI). Анализ имеющихся данных показывает существование сложных зависимостей, влияющих на уровень концентрации редких элементов в этом минерале.

Соотношение концентраций редких элементов и

Комплекс	Массив	Порода	№ пробы	Минерал	%	
					К	Р
Борщевочный	Халзанский	Гранит двуслюдяной крупнозернистый, огнейсованный	ХГ-2286	Би	6,8	0,70
				Му	7,3	0,38
		Гранит двуслюдяной среднезернистый	ХГ-4088	Би	7,3	0,58
				Му	8,1	0,20
		Гранит мелко-среднезернистый двуслюдяной	ХГ-1414	Би	6,8	1,15
				Му	7,9	0,62
		ХГ-1415	Би	7,0	1,00	
Му	8,0		Н.д.			
Аплитовая зона пегматита	ХГ-4079А	Би	7,1	0,60		
		Му	8,1	0,42		
Пегматит кварц-микроклин-биотитовый с мусковитом	ХГ-2279Б ХГ-2279Г	Би	7,2	0,70		
		Му	7,7	0,34		
Кукульбейский	Кангинский	Гранит мелко-среднезернистый двуслюдяной пегматитоносный	ХГ-4286	Би	6,7	0,96
				Му	8,1	0,50
		ХГ-4279	Би	6,8	1,00	
			Му	7,6	0,38	
		Пегматит кварц-микроклин-мусковитовый с альбитом	ХГ-4273	Би	7,5	1,30
	Му			8,2	0,35	
	Дурулгуевский	Гранит двуслюдяной крупнозернистый грейзенизированный	ХГ-2311	Би	6,6	1,00
				Му	7,6	0,67
	Зун-Ундурский	Гранит двуслюдяной среднезернистый грейзенизированный	ХГ-1532А	Би	4,5	1,10
				Му	7,8	1,55

Диаграммы соотношения концентраций элементов в мусковитах и гранитах соответственно (рис. 30, а—в) показывают, что связь уровней концентраций в мусковите и породе, из которой мусковит выделен, наиболее отчетливо проявлена для фтора (см. рис. 30, а). Для лития очень тесная зависимость между концентрациями его в мусковитах и гранитах наблюдается только для субфазы пегматитоносных гранитов кукульбейского комплекса (двойные кружки на диаграмме) и резко нарушается для грейзенизированных гранитов, концентрации лития в мусковитах которых повышены и изменяются в значительном диапазоне (1000—1600 г/т) без очевидной связи с уровнем концентрации в граните. Поскольку мусковит — единственный минерал-концентратор лития, отсутствие связи между содержаниями этого элемента в мусковите и породе может быть следствием только непостоянства содержания мусковита в грейзенизированных гранитах, что и наблюдается в действительности (см. ниже).

Связь между уровнями концентраций в мусковитах и породах наименее проявлена для олова (см. рис. 30, в). Из графика видно, что наличие определенной связи устанавливается только в двуслюдяных гранитах ФДИ борщевочного комплекса, с которыми ассоциируют пегматиты с бедной редкометальной (в том числе касситеритовой) минерализацией. Мусковиты пегматитоносных (двойные кружки) и грейзенизированных (черные кружки) гранитов кукульбейского комплекса выделяются резко повышенными концентрациями олова (100—250 г/т) без сколько-нибудь определенной зависимости от концентраций олова в породе, которые могут быть очень высокими, очевидно, благодаря аксессуарному касситериту.

Все три диаграммы рис. 30 показывают, что мусковиты двуслюдяных пегматитоносных гранитов борщевочного комплекса отчетливо выделяются низкими концентрациями рассмотренных элементов. Различия в уровнях

фтора в сосуществующих блотитах и мусковитах

Содержание

г/т								
Li	Rb	Cs	Sn	W	Zr	Nb	Zn	Pb
1350	1350	100	96	Н. д.	470	280	960	6
260	780	12	90	»	Нет данных		100	1
1340	1430	350	80	»	220	300	100	4
280	580	29	90	9,6	100	90	50	5
1600	1480	172	50	2,8	470	280	1000	2
390	800	20	48	17	Нет данных		54	3
1130	1300	100	24	2,0	530	180	800	<1
260	760	16	33	Н.д.	110	70	60	10
340	980	210	Н.д.	»	50	290	Нет данных	
100	460	18	40	18	60	90	50	3
670	880	55	59	2,8	40	180	480	2
200	1000	34	250	34	20	280	56	4
3710	1870	400	155	10	50	680	770	9
1120	1060	60	130	52	30	220	60	3
2250	1980	330	120	3,8	170	370	1250	5
500	990	25	120	13	90	170	100	1
1800	2500	520	360	Н.д.	Н.о.	1010	790	2
580	2250	260	140	82	»	200	150	1
3200	1730		170	12	340	190	>1000	5
1000	1120	85	170	76	60	160	70	1
1680	970	270	160	>100	Нет данных		>1000	6
1230	1400	160	370	82	Н.о.	140	180	<1

концентрации лития и олова в мусковитах пегматитоносных и грейзенизированных гранитов кукульбейского комплекса на диаграммах практически не проявлены (при значительном непостоянстве концентраций). Из рис. 30, а хорошо видно, что мусковиты грейзеновой фации отличаются от мусковитов пегматитоносных гранитов в среднем значительно более высокими содержаниями фтора.

В мусковитах очень сильна связь уровней концентраций лития и фтора, которая выявляется анализом ограниченных данных рассмотренной табл. 8 и совершенно однозначно иллюстрируется диаграммой рис. 31, а. На диаграмме мусковиты разных генетических серий образуют единый эллипсоидный рой точек, в котором наиболее высокие концентрации лития и фтора свойственны мусковитам грейзенизированных фаций. Это полностью соответствует известным данным об интенсивной концентрации фтора в грейзенизированных гранитах. Вместе с тем более детальный анализ диаграммы показывает, что несмотря на это обстоятельство, степень концентрирования лития по отношению к фтору в мусковитах пегматитоносных гранитов и связанных с ними пегматитах (кукульбейский комплекс) заметно выше, чем в мусковитах грейзеновых фаций. Следовательно, условия концентрации лития в пегматитах были благоприятнее, чем в грейзеновых куполах, что подтверждается развитием в отдельных телах пегматитов литиевой редкометальной минерализации. Данные рис. 31, а позволяют полагать, что светлые слюды из подобных рудоносных пегматитов должны характеризоваться еще более высокими концентрациями лития, превышающими его содержания в наиболее фтористых мусковитах грейзеновых куполов.

Значительно слабее в мусковитах проявлена связь фтора и олова (см. рис. 31, б), а для вольфрама она практически отсутствует

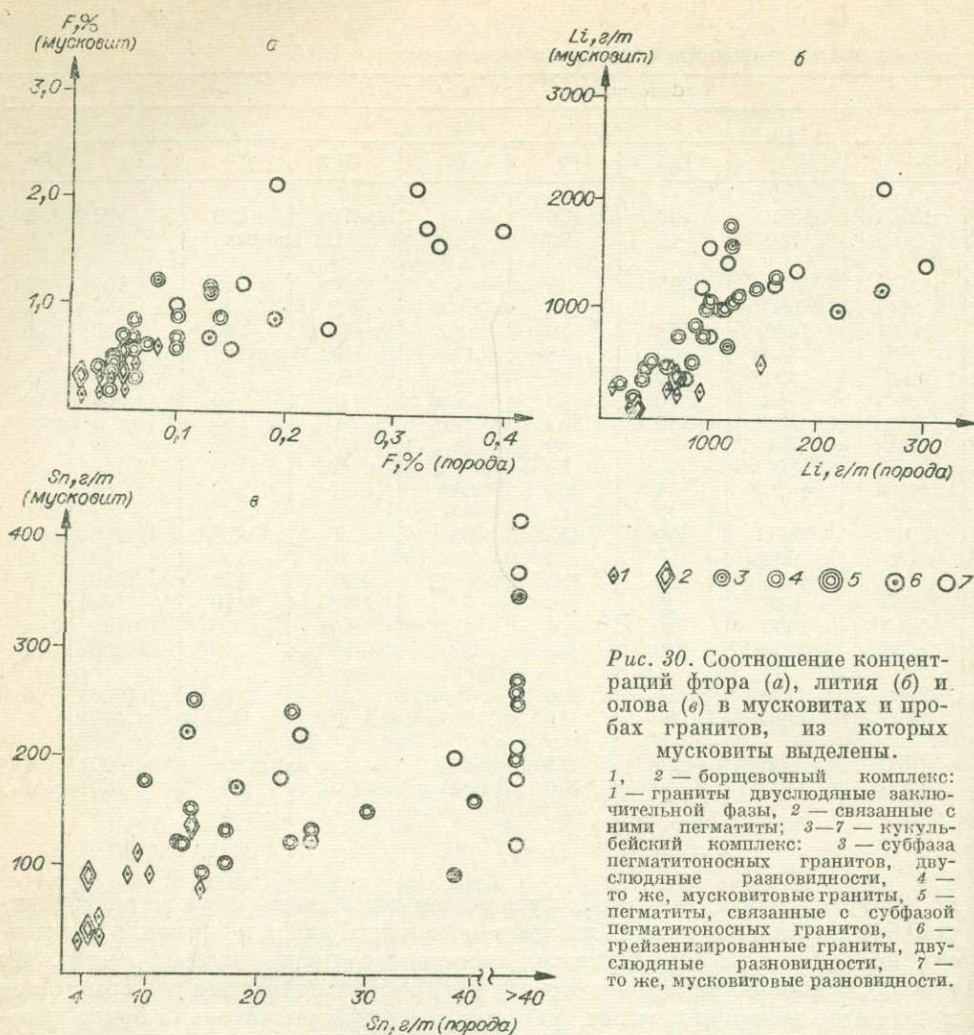


Рис. 30. Соотношение концентраций фтора (а), лития (б) и олова (в) в мусковитах и породах гранитов, из которых мусковиты выделены.

1, 2 — борщевочный комплекс: 1 — граниты двуслоянные заключительной фазы, 2 — связанные с ними пегматиты; 3—7 — кукульбейский комплекс: 3 — субфаза пегматитоносных гранитов, двуслоянные разновидности, 4 — то же, мусковитовые граниты, 5 — пегматиты, связанные с субфазой пегматитоносных гранитов, 6 — грейзенизированные граниты, двуслоянные разновидности, 7 — то же, мусковитовые разновидности.

(см. рис. 31, в). Из графика соотношений концентраций олова и фтора видно, что, как и для лития, концентрирование олова по отношению к фтору в мусковитах пегматитов заметно интенсивнее по сравнению с мусковитами грейзеновых фаций. Для большинства мусковитов последних отчетливая связь концентраций олова и фтора отсутствует.

Диаграмма рис. 31, в существенно отличается от предыдущих не только отсутствием сколько-нибудь заметной связи концентраций вольфрама и фтора в мусковитах. Вторая существенная особенность заключается в заметно повышенных концентрациях вольфрама в мусковитах грейзеновых куполов по сравнению с мусковитами из других гранитов и пегматитов. Хотя в некоторых мусковитах из пегматитоносных гранитов и пегматитов концентрации вольфрама соответствуют его содержаниям в мусковитах грейзеновой фации (40—100 г/т), для большей части этих мусковитов типичны заметно более низкие концентрации. Эта геохимическая особенность мусковитов грейзеновой фации как нельзя лучше согласуется с известным фактом локализации жильного кварц-вольфрамитового оруденения в пределах фации мусковитовых гранитов.

Диаграммы рис. 31 позволяют сделать заключение, что известная малая редкометалльная продуктивность пегматитов борщевочного комплекса есть очевидное следствие низкой степени концентрирования редких элементов в остаточных флюидах, показателем чего являются низкие concentra-

ции фтора и редких элементов в мусковитах двуслюдяных гранитов и связанных с ними пегматитов комплекса.

Петрографическое изучение мусковитовых гранитов (пегматитоносных и грейзеновой фации) показало, что они характеризуются очень неравномерным распределением мусковита, содержания которого от образца к образцу могут изменяться в широких пределах. Поэтому закономерен вопрос о степени зависимости уровней концентрации элементов в мусковитах от содержания этого минерала в породе. Анализ показал, что для таких наиболее связанных с мусковитом элементов, как фтор и литий, эта зависимость действительно существует. Из диаграмм рис. 32, *a*, *б* видно, что между уровнями концентраций фтора и лития в мусковитах и содержанием последнего в породе наблюдается отчетливая обратная связь, подобная такой же связи, установленной ранее авторами для биотитов (Козлов и др., 1965; Козлов, 1969, 1972) и подробно рассмотренной выше в разделах, посвященных биотитам. Диаграммы рис. 32, *a*, *б* показывают, что при идентичности характера связи для разных гранитов интенсивность ее различна. Мусковиты грейзеновой фации выделяются отчетливо более высокими концентрациями фтора и лития по сравнению с мусковитами пегматитоносных гранитов, хотя в обоих разновидностях гранитов по мере увеличения содержания мусковита концентрации элементов в нем заметно сокращаются приблизительно в одной и той же пропорции (см. кривые на графиках). Вследствие случайной представительности проб с разным содержанием мусковита реально наблюдается широкий диапазон сходных концентраций фтора и лития в мусковитах грейзенизированных и пегматитоносных гранитов, хотя такие мусковиты, очевидно, поддаются разграничению при наличии точных данных по минеральному составу образцов.

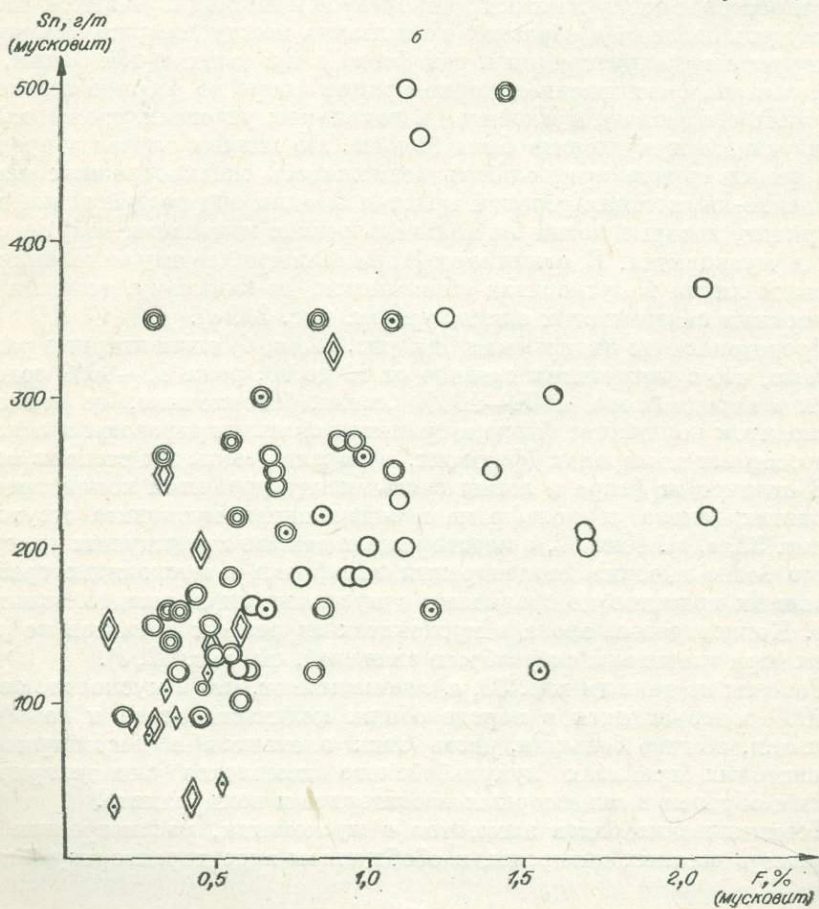
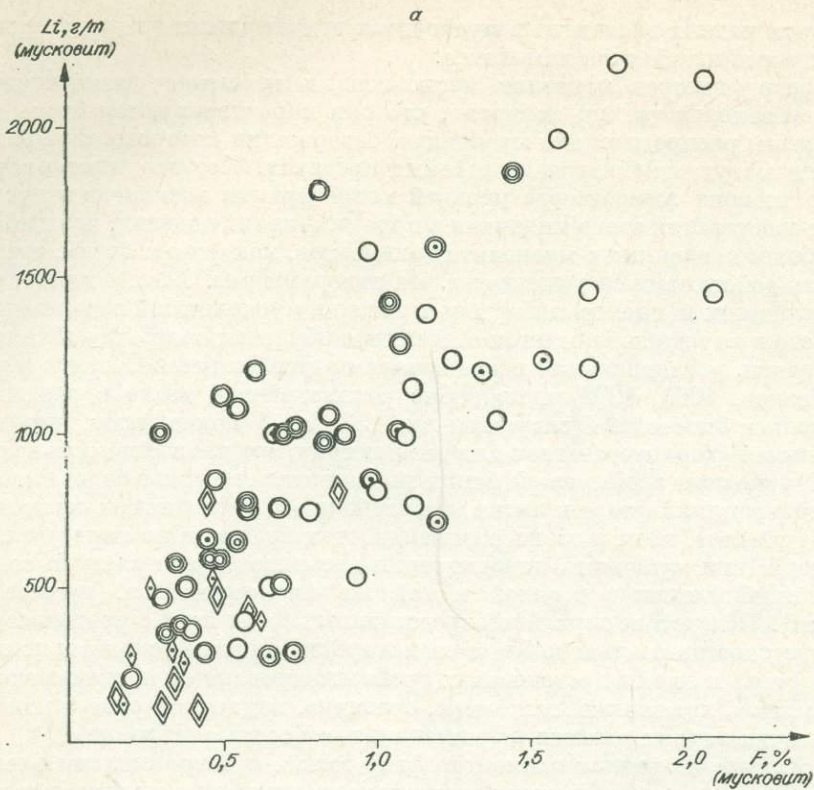
В отличие от редких элементов фтор вместе с петрогенными элементами относится к числу главных компонентов кристаллизующихся систем. Поэтому установленная обратная зависимость между содержанием мусковита и уровнем концентрации в нем фтора в пределах одной фации, очевидно, связана с понижением концентрации фтора во флюиде вследствие усиленного его захвата мусковитом в локальных участках, где масса кристаллизующегося мусковита была больше. Во всяком случае в пределах одной фации трудно предполагать возможность скачкообразных изменений физико-химических условий кристаллизации под воздействием внешних причин, которые могли бы вызывать резкие изменения концентраций фтора в мусковитах. В отличие от фтора аналогичное ему изменение концентраций лития в мусковитах объясняется, по-видимому, тесными геохимическими связями этих элементов (см. рис. 31, *a*).

Проведенные по диаграммам (см. рис. 32, *a*, *б*) элементарные расчеты показали, что с мусковитом связано от 50 до 70, реже 80—90% содержащегося в породе фтора и 70—100% лития. Избыточные, не связанные с мусковитом количества фтора в гранитах сконцентрированы в основном в аксессуарных минералах (флюорит, в гораздо меньшей степени топаз).

В отличие от фтора и лития связь между уровнями концентраций в мусковитах олова и вольфрама и содержанием мусковита отсутствует (см. рис. 32, *в*, *г*). Рис. 32, *г* подтверждает данные предыдущих диаграмм: заметно более высокие концентрации вольфрама в мусковитах грейзенизированных гранитов по сравнению с мусковитами пегматитоносных гранитов. Концентрации олова в мусковитах из разных гранитов не различаются (при значительном разбросе значений, см. рис. 32, *в*).

Расчеты по данным рис. 32, *в*, *г* показывают, что в мусковите связано 30—60% содержащихся в породе общих количеств олова и вольфрама. Остальная, обычно большая, часть этих элементов в рассматриваемых мусковитовых гранитах кукульбейского комплекса сконцентрирована главным образом в аксессуарных касситерите и вольфрамите.

Геохимические связи элементов в мусковитах, рассмотренные выше на примере частных диаграмм, в обобщенном виде характеризуются кла-



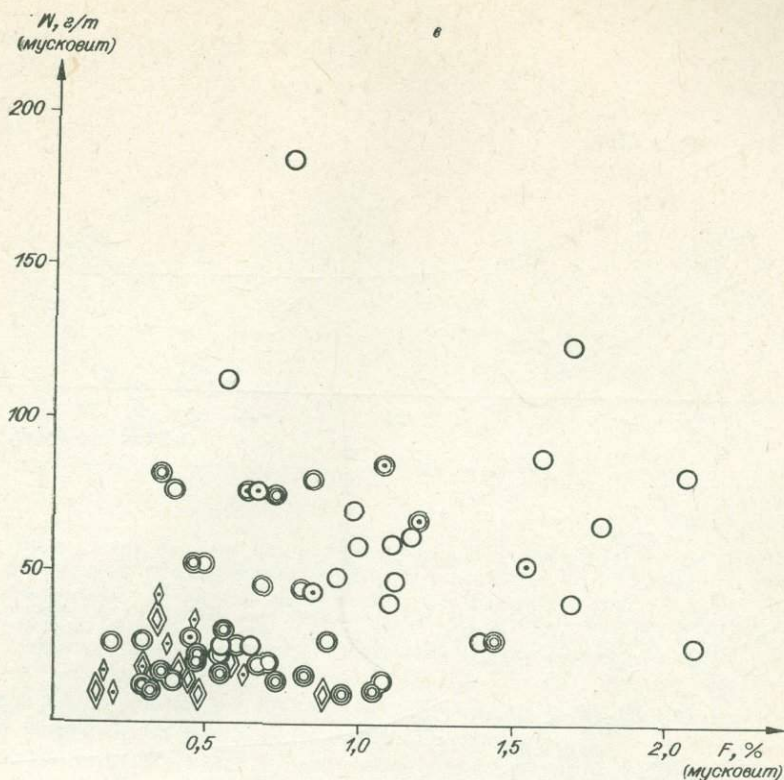


Рис. 31. Характер зависимости уровней концентраций лития (а), олова (б), вольфрама (в) и фтора в мусковитах. Усл. обозн. см. на рис. 30.

стер-анализом *R*-типа составов всей совокупности мусковитов, подвергнутых полному силикатному анализу (рис. 33).

Из диаграммы видно, что наиболее высокие коррелятивные связи выявляются для элементов фенгитовой составляющей мусковитов (титан, железо, магний). В этой же группе находится цинк, для которого таким образом подтверждается тесная изоморфная связь с железом. Прямая положительная умеренной силы (+0,4) связь существует между фенгитовой составляющей и уровнем концентрации в мусковитах всей группы гранитофильных элементов и фтора. Наиболее слабо (+0,2) эта связь проявлена для вольфрама. Устойчивая связь редких элементов с фенгитовой составляющей мусковитов, помимо ее интерпретации с позиций теории изоморфизма (литий — магний и т. д.), очевидно, объясняется также генетическими особенностями мусковитов. В гл. 2 было показано, что фенгит-мусковиты представляют слюды грейзеновой фации, в которой наблюдается интенсивное накопление всех гранитофильных элементов и фтора (см. табл. 2).

В группе гранитофильных элементов наиболее сильно связаны фтор и литий (+0,7), что было показано на диаграмме рис. 32, а, содержащей более полные по сравнению с диаграммой кластер-анализа данные. Несколько менее высокие связи (+0,65) наблюдаются между рубидием, цезием и оловом. Связь этой группы с фтором и литием слабее (+0,5), что также было показано на примере фтора и олова (см. рис. 31, б). Наиболее слаба связь с редкими гранитофильными элементами и фенгитовой составляющей у вольфрама.

Единственным отклонением от обычных представлений является сильная положительная связь в составе мусковитов фтора и марганца. Однако

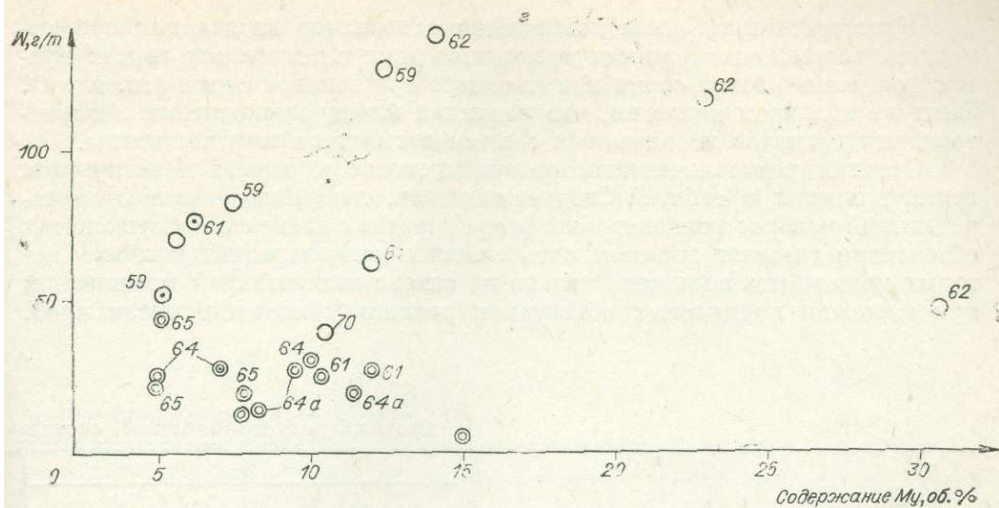


Рис. 32. Зависимость средних концентраций фтора (а), лития (б), олова (в) и вольфрама (г) в мусковитах от содержания мусковита в гранитах (кукульбейский комплекс). 1 — граниты грейзенизированные, мусковитовые; 2 — то же, двуслюдяные; 3 — субфаза пегматитоподобных гранитов, мусковитовые разности; 4 — то же, двуслюдяные разности. Разными штрихами показан характер зависимостей для мусковитовых гранитов грейзеновой и пегматитовой серий. Номера точек на диаграммах соответствуют номерам массивов на рис. 1.

она представляется далеко не случайной, учитывая самое непосредственное участие марганца в рудообразовании (гюбнерит).

Главные петрогенные компоненты в составе мусковитов характеризуются очень слабыми (+0,2) положительными связями (глинозем, кремнекислота и двуокись калия; двуокись натрия и вода). В целом эта группа компонентов связана отчетливой обратной зависимостью (-0,4) с фенгитовой составляющей мусковитов и всей группой гранитофильных элементов, в чем, очевидно, выражается общая тенденция процесса мусковитообразования, смысл которой может быть выражен простым положением: чем ближе состав мусковита к теоретическому, тем меньше в нем элементов макро- и микропримесей, включая фтор.

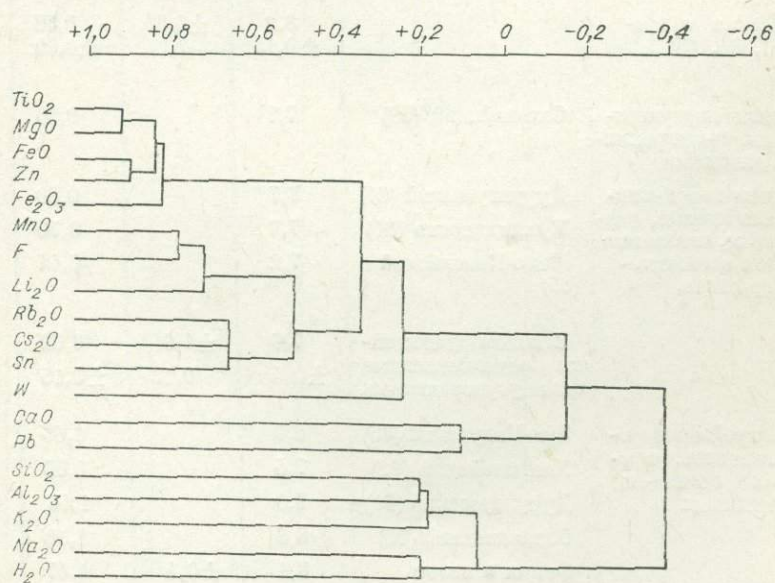


Рис. 33. Сводная кластер-диаграмма R-типа коррелятивных связей элементов в составе мусковитов.

Кластер-анализ Q-типа совершенно однозначно подтвердил существование во всей совокупности мусковитов двух генетических групп: мусковитов пегматитовой серии и мусковитов грейзеновой серии (см. гл. 1). Этим же анализом показано, что различия между мусковитами пегматитовых гранитов и связанных с ними пегматитов несущественны.

Средний редкоэлементный состав мусковитов разных генетических групп приведен в табл. 9. Следует заметить, что наблюдающийся значительный разброс концентраций фтора и редких элементов в мусковитах объективно снижает достоверность средних концентраций, точность которых может быть повышена только на основе значительной детализации при изучении конкретных объектов и резкого увеличения числа проб.

Средний редкоэлементный состав

Фаза, фация, порода	Массив (номер на рис. 1, 2)	%			
		К		F	
		\bar{C} Дов. ин.	S V	\bar{C} Дов. ин.	S V
<i>Борищевочный</i>					
Заключительная фаза Граниты двуслюдяные разнозернистые	Халзанский (54)	8,0 ±0,2	±0,3 0,04	0,36 ±0,10	±0,15 0,41
	Халзанский (54)	7,5 ±0,6	±0,9 0,12	0,45 ±0,15	±0,22 0,48
<i>Куркульбейский</i>					
Субфаза Граниты мусковитовые разнозернистые, полосчатые, пегматитовосные	Дурулгуевский (61)	8,2		0,48	
	Кулиндинские (64)	8,1		0,77	
	Мало-Кангинский (65)	8,2		0,54	
Субфаза в целом (61, 64, 65)		8,2 ±0,15	±0,35 0,04	0,58 ±0,09	±0,23 0,40
Пегматиты внутригранитные кварц-микрорклин-альбитовые с альбитом	Саханайский (59)	7,7		0,90	
	Дурулгуевский (61)	7,7		0,80	
Пегматиты кварц-микрорклин-альбитовые, редкометалльные, связанные с субфазой пегматитовосных гранитов	Кулиндинские (64)	7,7		0,70	
	Мало-Кангинский (65)	7,2		0,44	
	В целом (пегматиты редкометалльные без внутригранитных)	7,6 ±0,4	±1,0 0,13	0,62 ±0,15	±0,32 0,52
Фация грейзенизированных гранитов, мусковитовых средне- и крупнозернистых	Зун-Ундурский (60)	8,0		1,86	
	Хангилайский (62)	7,5		0,70	
	Дурулгуевский (61)	8,0		1,16	
	Олдандинский (70)	8,6		1,30	
	Фация в целом (60, 61, 70)	8,1 ±0,2	±0,4 0,05	1,47 ±0,19	±0,38 0,26

Несмотря на сделанное замечание, вычисленные средние концентрации достаточно однозначно определяют главные геохимические особенности изученных мусковитов. Наиболее низкими концентрациями всех без исключения гранитофильных элементов выделяются мусковиты гранитов и пегматитов борщевочного комплекса. По сравнению с мусковитами из двуслюдяных гранитов в мусковитах пегматитов комплекса возрастают концентрации редких щелочей, в 2 раза увеличиваются содержания олова и ниобия.

Средние концентрации элементов (за исключением циркония, цинка и свинца) в мусковитах всех изученных интрузий субфазы пегматитоносных гранитов кукульбейского комплекса соответствуют (олово, воль-

Таблица 9

мусковитов гранитоидов Забайкалья

г/т							
Li		Rb		Cs		Be	B
\bar{C} Дов. ин.	$\frac{S}{V}$	\bar{C} Дов. ин.	$\frac{S}{V}$	\bar{C} Дов. ин.	$\frac{S}{V}$	\bar{C}	\bar{C}
<i>комплекс</i>							
325	±127	765	±323	22	±15	14	50
±85	0,39	±215	0,42	±10	0,66		
380	±287	1250	±680	65	±65	14	35
192	0,75	±455	0,54	±43	1,0		
<i>комплекс</i>							
480		1600		60		20	40
1000		1930		70		24	90
970		1370		64		16	120
810	±415	1600	±675	64	±36	20	90
±170	0,51	±275	0,42	±15	0,56		
500		1230		50		~16	50
1000		3600		~350		~22	~160
950		2900		240		23	230
590		1700		50		~15	~80
835	±410	2500	±1110	145*	±678	20	130
±195	0,49	±525	0,44	76-282	1,84		
1840		2000		170		17	85
490		1420		170		22	~300
1180		2240		220		16	~46
950		1550		85		15	30
1360	±475	1940	±410	160	±73	17	~100
±235	0,35	±205	0,21	±36	0,37		

Фаза, фация, порода	Массив (номер на рис. 1, 2)	Sn		W
		\bar{C}	S	\bar{C}
		Дов. ин.	V	Дов. ин.
<i>Борщевочный</i>				
Заключительная фаза	Халзанский (54)	76 ±22	±34 0,44	21 ±8
Граниты двуслюдяные разнозернистые				
Пегматиты кварц-микроклиновые с альбитом, биотит-мусковитовые	Халзанский (54)	170 ±61	±91 0,54	18 ±5
<i>Кукуньбейский</i>				
Субфаза	Дурулгуевский (61)	160		46
Граниты мусковитовые разнозернистые, полосчатые, пегматитоносные	Кулидинские (64)	200		23
	Мало-Кангинский (65)	160		25
		170 ±25	±60 0,36	32 ±8
Субфаза в целом (61, 64, 65)				
Пегматиты внутригранитные кварц-микроклиновые с альбитом	Саханайский (59)	230		73
Пегматиты кварц-микроклин-альбитовые, редкометалльные, связанные с субфазой пегматитоносных гранитов	Дурулгуевский (61)	~450		14
	Кулидинские (64)	380		19
	Мало-Кангинский (65)	170		42
	В целом (пегматиты редкометалльные без внутригранитных)	310 ±75	±160 0,52	28 ±10
Фация грейзенизированных гранитов, мусковитовых средне- и крупнозернистых	Зун-Ундурский (60)	280		77
	Хангилайский (62)	165		80
	Дурулгуевский (61)	390		100
	Олдандинский (70)	210		46
	Фация в целом (60, 61, 70)	285 ±52	±106 0,37	74 ±29

фрам, ниобий) содержаниям в мусковитах пегматитов борщевочного комплекса или превышают последние (редкие щелочи, бериллий, бор, фтор). В мусковитах пегматитов, связанных с пегматитоносными гранитами, концентрации рубидия и цезия, бора, олова еще более увеличиваются, а содержания других элементов остаются такими же высокими, как в мусковитах пегматитоносных гранитов.

Интересно сопоставить мусковиты из пегматитов субфазы пегматитоносных гранитов и из внутригранитных пегматитов Саханайского массива. Последние, несмотря на столь же высокие концентрации фтора, как и в мусковитах из пегматитов субфазы пегматитоносных гранитов, отличаются явно пониженными концентрациями редких щелочных элементов, бериллия, бора, ниобия очень высокими концентрациями вольфрама.

г/т							Число проб
Zr		Nb		Zn			
S V	\bar{C} Дов. ин.	S V	\bar{C} Дов. ин.	S V	\bar{C} Дов. ин.		
<i>комплекс</i>							
± 12 0,54	82 ± 25	± 37 0,45	130 ± 55	± 81 0,63	68 ± 22	± 32 0,48	8
± 8 0,44	39 ± 27	± 40 1,05	260 ± 65	± 96 0,37	120 ± 60	± 91 0,75	8
<i>комплекс</i>							
	30		270		90		6
	20		340		180		5
	40		240		80		7
± 20 0,65	30* 23—40	± 46 1,12	280 ± 35	± 85 0,30	110 ± 28	± 67 0,59	18
	10		180		90		4
	40		200		200		2
	10		230		260		7
	20		390		100		6
± 20 0,74	18 ± 6	± 12 0,70	290 ± 57	± 120 0,41	190 ± 43	± 90 0,47	14
	10		130		140		5
	20		125		100		5
	20		160		150		4
	45		100		100		4
± 59 0,80	26 ± 11	± 22 0,83	130 ± 18	± 35 0,27	130 ± 28	± 57 0,44	13

Наконец, мусковиты фаций грейзенизированных гранитов среди прочих выделяются наиболее высокими содержаниями фтора ($>1\%$) и вольфрама и относительно пониженными по сравнению с мусковитами пегматитовой серии кукульбейского комплекса концентрациями ниобия. Содержания остальных элементов в мусковитах грейзеновой серии соответствуют концентрациям в мусковитах пегматитов.

Таким образом, сопоставление редкоэлементного состава мусковитов из малопродуктивных пегматитов борщевочного комплекса и рудоносных пегматитовых полей кукульбейского комплекса показало, что редкометальная продуктивность пегматитов прямо коррелируется со степенью концентрации в мусковитах группы редких гранитофильных элементов. Проведенные исследования показали также принципиальное сходство

геохимической характеристики мусковитов грейзенизированных гранитов и мусковитов пегматитовой серии (пегматитоносных гранитов и связанных с ними пегматитов), что является свидетельством генетического единства грейзенизированных и пегматитоносных гранитов, представляющих фазово-фациальные дифференциаты одних и тех же интрузий кукульбейского комплекса (Козлов, Сवादковская, 1974; Козлов, Кулагашев, 1974). Из полученных данных следует, что мусковит всех разновидностей гранитов концентрирует вольфрам, степень накопления которого наиболее высока в мусковитах грейзенизированных куполов и прямо коррелируется с локализацией в их пределах кварц-вольфрамитового жильного оруденения. Дополнительным свидетельством генетического единства мусковитов пегматитов и грейзеновых куполов являются высокие концентрации вольфрама в мусковитах внутригранитных пегматитов Саханайского массива, формировавшихся, по существу, в тех же условиях, что и фация грейзенизированных гранитов, с которой связано кварц-вольфрамитовое оруденение (Зун-Ундурский купол).

В свете изложенных данных широко обсуждавшийся в литературе вопрос об извлечении рудного вещества, в частности олова, из биотитов при мусковитизации биотитовых гранитов может иметь лишь сугубо частное значение. Действительно, уже при обсуждении табл. 8 было показано, что концентрации олова в сосуществующих биотитах и мусковитах двуслюдяных гранитов идентичны, а концентрации вольфрама в мусковитах значительно выше, чем в биотите. При переходе к существенно мусковитовым и чисто мусковитовым (без биотита) разновидностям гранитов грейзенизированных куполов наблюдается дальнейшее возрастание концентраций олова и вольфрама в мусковитах при одновременном значительном увеличении (до 8—12%) количества самого мусковита по сравнению с количеством биотита в биотитовых гранитах главной фации (6%).

Возрастание концентраций редких элементов в гранитах при переходе к двуслюдяным и мусковитовым грейзенизированным разновидностям показывает, что в области формирования грейзеновой фации происходило интенсивное накопление летучих (вода, фтор, бор), рудных (олово, вольфрам) и редких элементов, наиболее значительное в самой апикальной зоне, где количество мусковита благодаря концентрации здесь воды максимально. Зон выноса элементов в едином разрезе от биотитовых гранитов внутренних частей интрузий к мусковитовым гранитам купольных выступов не фиксируется, а, напротив, наблюдается возрастание концентраций летучих и редких элементов в гранитах (см. табл. 2), связанное как с непрерывным увеличением количества минерала-концентратора (мусковита), так и с появлением соответствующей акцессорной минерализации.

РУДОНОСНОСТЬ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

СОСТАВ СЛЮД И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ

Изучение состава слюд показало существование отчетливого соответствия между уровнем концентрирования в слюдах характерной группы редких гранитофильных элементов и степенью рудоносности гранитных массивов Забайкалья, которые эти слюды представляют. Ранее указывалось, что это соответствие устанавливается, с одной стороны, на основании вполне достоверных и достаточно подробных в Забайкалье сведений об ассоциирующем с конкретными массивами оруденении, а с другой — по данным систематического изучения состава слюд всех главных разновидностей гранитоидов таких массивов. В качестве альтернативы подобным массивам столь же подробно исследовались слюды заведомо безрудных по фактическим геологическим данным интрузий (на рассматриваемый тип оруденения), а также слюды массивов, сопровождающихся спорадической или очень бедной минерализацией и отнесенных к группе ограниченно рудоносных интрузий. В результате такого подхода устанавливается, что по мере возрастания концентраций в слюдах (и гранитах) рудоносных массивов группы редких элементов расширяются масштабы и элементный состав ассоциирующей с интрузиями рудной минерализации.

Как известно, до настоящего времени мнения о характере связи оруденения с гранитными интрузиями расходятся. Часть исследователей, в том числе авторы настоящей работы, рассматривают интрузии в месте их формирования как непосредственный источник рудообразующих флюидов (генетическая связь). Другие склонны считать источником рудоносных растворов глубинные зоны земной коры, где сначала генерировались магматические расплавы, а затем рудоформирующие гидротермы (связь парагенетическая). Вопрос о характере связи не абстрактен и имеет самое актуальное значение. При генетической связи геологическая область локализации оруденения строго ограничена районом размещения рудоносных интрузий, зонами их экзоконтактов и особенно надкровлевой частью. При этом гипабиссальный характер интрузий достаточно жестко ограничивает возможный интервал прогнозирования оруденения на глубину, так как последнее (исключая редкометальные пегматиты) локализуется в апикальной либо в надкровлевой части интрузий, а глубина их становления не превышает, по существующим представлениям (Горжевский, Козеренко, 1965), 3—5 км.

Таким образом, в случае признания генетической связи оруденения с гранитными интрузиями их местоположение достаточно тесно определяет район возможного развития связанного с ними оруденения. Если же принять гипотезу о парагенетической связи интрузий и оруденения, упор в прогнозировании районов его локализации неизбежно смещается в область поисков глубинных разрывных структур, служивших подводными путями как для интрузий, так и для следовавших за ними рудоносных растворов. Совершенно очевидно, что благодаря линейному харак-

теру магмо- и рудоподводящих структур тесная ассоциация оруденения и гранитных интрузий в этом случае принципиально совершенно необязательна.

Практически пространственная ассоциация оруденения рассматриваемого типа с гранитными массивами проявлена всегда, хотя ее определенность снижается в областях полициклического гранитного магматизма (например, Даурская зона), где выделение рудоносных интрузий среди других, подобных им по составу, может встречать известные трудности.

Важным доказательством в пользу генетического характера связи является ассоциация оловянно-вольфрамового и редкометалльного оруденения с массивами гранитов существенно кислого и ультракислого состава, часть из которых по геологическим данным представляет конечные дифференциаты длительно формировавшихся гранитных систем. Очевидно, что при парагенетической связи интрузий и рудоносных флюидов ассоциация оруденения с телами кислого состава, возникшими в результате камерной (а не глубинной) дифференциации, также не обязательна.

Однако наиболее прямо генетическую связь оруденения с конкретными интрузиями доказывает установленная прямая зависимость между степенью концентрации в слюдах характерной группы редких элементов и рудоносностью гранитов. Поскольку слюды представляют конечные продукты кристаллизации гранитных систем, в их составе наилучшим образом отражаются существовавшие во время кристаллизации геохимические особенности остаточных флюидов гранитоидных магм. При этом вопрос о времени образования слюд (позднемагматическая — ранняя постмагматическая стадии) не имеет существенного значения, поскольку важно лишь признание принадлежности слюд к данной магматической системе. В отношении по крайней мере биотитов этот вопрос до настоящего времени сомнений не вызывал.

Исследования показали, что в слюдах рудоносных гранитов концентрируются гранитофильные редкие элементы, определяющие в основном состав ассоциирующего с гранитами оруденения. Это положение может быть расшифровано рядом конкретных примеров. Действительно, если исходить из рудоносности гранитных интрузий как развивавшихся систем, то окажется, что ассоциирующее с ними оруденение всегда комплексно, хотя практическое значение обычно имеют месторождения одного-двух металлов.

В Даурской зоне к рудоносным относится Асакап-Шумиловская интрузия с ее сателлитами (14, см. рис. 1). С нею связаны россышные месторождения касситерита, кварц-вольфрамитовое жильное и грейзеновое оруденения (Барабанов, 1975; Омеляненко и др., 1974), амазонитовые граниты. С интрузиями харалгинского комплекса (31 и 32) связаны оловорудные месторождения, в составе руд которых присутствуют вольфрамит и берилл, а также флюорит, минералы тантала и ниобия (31, см. Долманова, 1959). С Ханчерангинским куполом (32) связаны редкометалльное грейзеновое и кварц-касситерит-сульфидное месторождения (Онтоев, 1974). С Дурулгвевской интрузией (61) ассоциируют редкометалльные пегматиты и кварц-касситеритовое оруденение, непосредственно связанные с пегматитоносными гранитами интрузии, и кварц-вольфрамитовое оруденение, локализованное в участке мусковитовых гранитов (Иванова, 1972). Сходное вольфрамитовое оруденение приурочено к восточному куполу Хангилайской интрузии (62); по периферии купола в зоне экзоконтакта развито кварц-касситеритовое оруденение (месторождения Увальное, Приваловское и др.). С группой Кулиндинских интрузий (64) и Мало-Кангинским массивом (65) связаны кварц-касситеритовое оруденение (в частности, известное Ононское месторождение) и редкометалльные пегматиты. Согтуйский массив (69) характеризуется широким развитием кварц-вольфрамитовых (с касситеритом) рудопроявлений. Значительный

интерес представляет Шерловогорская интрузия (68), представленная грейзенизированным гранитным куполом и телами редкометалльных кварцевых порфиров. Грейзенизированные граниты в прошлом долгое время служили источником поделочных аквамаринов и топазов (редкометалльные грейзены с фтор-бериллиевым оруденением), вмещают кварц-вольфрамитовые жилы (Барабанов, 1975). С телом кварцевых порфиров связано касситерит-сульфидное оруденение (Ойтоев, 1974).

Практически в пределах Агинской зоны Восточного Забайкалья нет ни одной интрузивной системы, представленной редкометалльными гранитами с повышенными концентрациями редких элементов в биотитах, в связи с которой не было бы известно оловянно-вольфрамитовых и редкометалльных рудопроявлений пегматитового, грейзенового или гидротермального типа (обычно в сочетании двух типов). Попутно следует подчеркнуть, что все пегматиты (внутригранитные и связанные с субфазой пегматитоносных гранитов) относятся к формации малых глубин. На это указывают внутригранитный характер части пегматитовых тел, связь их с межформационными пластовыми телами пегматитоносных гранитов (Дурулгуевский массив), постоянное сочетание пегматитов с гидротермалитами и целый ряд других характерных признаков, детально рассмотренных в работе А. Н. Лукашева (1976). Из малоуглубинного характера пегматитов Забайкалья следует, что обсуждавшееся выше ограничение распространения оруденения рассматриваемого типа до глубин не более 3—5 км (до 7 км, по А. Н. Лукашеву) остается в силе.

Таким образом, олово и вольфрам (в разном количественном соотношении) относятся к главным, профилирующим элементам в связанном с редкометалльными гранитами оруденении Центрального и Восточного Забайкалья. Практически постоянными спутниками являются бериллий и бор (турмалин), значительно более редкими — тантал и ниобий. Как известно, образование собственных минералов лития наблюдается в очень редких случаях (сподуменосодержащие редкометалльные пегматиты). Вместе с тем литий, как и фтор, фактически также является характерным элементом оруденения рассматриваемого типа. Из минералов типично сульфидной ассоциации постоянные спутники — арсенопирит и пирит, частые спутники (касситерит-сульфидное оруденение) — пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит. Последние два минерала могут иметь самостоятельное промышленное значение (полиметаллическое оруденение). Перечисленные ведущие элементы оловянно-вольфрам-редкометалльного оруденения (Sn, W, F, Li, Be, B, Ta, Nb) одновременно представляют группу характерных гранитофильных элементов, активно накапливающихся в слюдах в процессе дифференциации гранитоидных систем и выделяющихся в составе этого минерала очень сильными корреляционными связями, прямо подтверждающими генетический характер связи оруденения с гранитными интрузиями. В отличие от названных элементов типично редкометалльной ассоциации отчетливых геохимических признаков концентрирования в гранитных расплавах рудных элементов, связанных с сульфидной частью оловянно-вольфрам-редкометалльного оруденения (цинк — свинец), не устанавливается.

Из сказанного следует, что оценка потенциальной рудоносности гранитных интрузий по геохимическим данным в отношении оруденения рассматриваемого типа должна строиться на анализе концентраций в гранитах и их слюдах всей группы характерных элементов, а не одного, того или иного, профилирующего элемента, как это нередко делается до настоящего времени. Более того, в отношении оруденения рассматриваемого типа ведущее значение имеют такие геохимически тесно связанные элементы, как фтор и литий, хотя последний промышленных концентраций, как правило, не образует. Особое качество лития как чуткого индикатора степени концентрирования всей группы редких элементов в остаточных расплавах связано (см. гл. 3) с его свойством концентрироваться

только в слюдах и не рассеиваться в других породообразующих и акцессорных минералах гранитоидов, как это имеет место для олова и вольфрама, бериллия, тантала и ниобия. Благодаря этой особенности, а также отсутствию собственных акцессорных минералов магматической стадии степень концентрирования лития в биотите наилучшим образом характеризует общую относительную степень концентрации редких элементов в остаточных расплавах, достигнутую в данной магматической гранитной системе. Сильные коррелятивные связи лития со фтором в составе слюд подтверждают ведущую роль этого летучего компонента гранитных систем в формировании связанного с ними оловянно-вольфрам-редкометалльного оруденения.

ГРАНИЧНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ К ПОНЯТИЮ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ

Рассматриваемые геохимические особенности слюд характеризуют только потенциальную рудоносность гранитных интрузий, реальная рудоносность (рудная продуктивность) которых определяется в основном конкретными условиями тектонической обстановки, существовавшими в завершающий период их кристаллизации и в постмагматическую стадию. В действительности потенциально-рудоносные по геохимическим признакам гранитные массивы сопровождаются промышленным оруденением далеко не всегда, хотя следует подчеркнуть, что практически трудно найти примеры, когда в связи с такими интрузиями не устанавливалась бы рассеянная минерализация рассматриваемого типа.

Точно так же отнесение гранитной системы по геохимическим признакам к потенциально рудоносной не означает, что данная система должна сопровождаться разнотипной редкометалльной минерализацией. Скорее напротив, фактические данные показывают, что сходные по геохимической характеристике гранитов рудоносные интрузии сопровождаются тем не менее месторождениями с разными металлами в качестве ведущего компонента руд (разумеется, из числа названных выше типичных элементов). Причины этого в настоящее время далеко не ясны. Соотношение элементов в составе оруденения может быть связано с реально наблюдаемыми по составу биотитов различиями в интенсивности их концентрирования в остаточных расплавах разных интрузий. Большое значение имеют, очевидно, интенсивность концентрирования летучих, которая по геохимическим данным также существенно различна для разных интрузий, и соотношение во флюидной фазе воды с другими летучими компонентами, в первую очередь фтором (Гинзбург, Фельдман, 1972). Ранее было показано (Козлов, Старченко, 1972; Козлов, 1974, 1975), что граниты преимущественно вольфрамоносных редкометалльных интрузий Забайкалья (14, 58, 59, 61, 62, 70, 71, см. рис. 1, 2) характеризуются относительно пониженными концентрациями фтора ($\sim 0,1\%$), содержания которого в гранитах преимущественно оловоносных массивов (31, 32, 68) значительно выше (0,2—0,3%).

Известно также, что генетический тип оруденения нередко прямо зависит от существовавшей структурно-тектонической обстановки. Так, пегматитовый или грейзеновый путь развития оруденения определяется глубиной формирования массивов (Гинзбург, Фельдман, 1972) и внешними условиями рудообразования: закрытыми для дегазации при формировании пегматитов и, напротив, благоприятными для отделения летучих компонентов в газовой фазе в тектонически ослабленных участках при образовании оруденения грейзенового типа (Лукашев, 1976). Это положение полностью подтверждается данными по редкоэлементному составу мусковитов, показавшими генетическое единство мусковитов пегматитоносных гранитов, пегматитов и грейзеновых фаций рудоносных интрузий.

В генетическом отношении принадлежность интрузий по геохимическим признакам к потенциально рудоносным означает достижение в данной гранитной системе того уровня концентрации летучих и редких элементов, который делает вероятным формирование связанной с ней эндогенной минерализации при благоприятной структурно-тектонической обстановке на завершающей стадии развития магматической системы. При этом продуктивное оруденение является результатом процессов камерной дифференциации системы, в которых, как показывают данные по биотитам и мусковитам, ведущую роль играет эманационное концентрирование элементов в апикальной зоне, приводящее к формированию непосредственно рудоносных фазово-фациальных дифференциатов: пегматитоносных гранитов, грейзенизированных гранитов, ультраредкометалльных, в том числе амазонитовых гранитов.

С наиболее распространенными биотитовыми гранитами главной фазы, на основании геохимического анализа которых (в том числе их биотитов) и выделяются потенциально рудоносные интрузии, непосредственно связаны обычно только внутригранитные пегматиты, играющие в общем балансе оруденения весьма скромную роль. Главная же часть оловянно-редкометалльного оруденения так или иначе связана с дифференциацией того первоначального гранитного расплава, который представляют биотитовые граниты главной фазы рудоносных интрузий. Благоприятный признак такой дифференциации — появление фаций двуслюдяных гранитов, свидетельствующих об усиленной концентрации флюидной фазы, в первую очередь воды. Данные по редкоэлементному составу мусковитов показали, что в таких участках происходит постепенное, по мере увеличения количества мусковита, концентрирование фтора и главных компонентов оруденения — вольфрама и олова, такое же интенсивное, как и в пегматитах.

Главный вывод, вытекающий из анализа эволюции редкоэлементного состава биотитов и мусковитов, состоит в том, что образование фаций двуслюдяных и мусковитовых грейзенизированных гранитов нельзя связывать с метасоматическим воздействием на биотитовые граниты рудоносных флюидов грейзеновой стадии; напротив, их образование, подобно субфазе пегматитоносных гранитов, предшествовало во времени процессу рудообразования и одновременно стало непосредственной причиной возникновения и источником рудоносных флюидов постмагматической грейзеновой стадии. Как известно, именно такой точки зрения, основанной на тщательных геологических наблюдениях, придерживался О. Д. Левицкий (1964), связывавший рудообразование грейзеновой стадии с обособлением в результате дифференциации обогащенного водой и летучими остаточного расплава, образующего «своеобразный рудный очаг». В частности, по данным О. Д. Левицкого, имеются примеры интрузивных грейзеновых образований. Аналогичные выводы сделаны в работе Р. Кюне и др. (Kühne e. a., 1972), согласно которой первые этапы мусковитизации и грейзенизации редкометалльных гранитов Рудных гор Центрально-Европейской оловоносной провинции связаны с позднемагматической стадией формирования рудоносных гранитных интрузий. С этих же позиций рассматриваются процессы автосоматических изменений, в том числе грейзенизации, в массивах редкометалльных гранитов в работах Г. П. Луговского и др. (1972), А. Н. Леонтьева (1972), И. Б. Недумова и др. (1972).

Помимо зависимости от характера и интенсивности процессов дифференциации редкометалльных интрузий их реальная рудоносность в очень большой степени зависит от такого не связанного с рудообразованием геологического фактора, как эрозионный срез. В Забайкалье большинство известных месторождений локализовано вблизи или в пределах малоэродированных купольных выступов, хотя это правило и имеет ряд исключений. Так, многочисленные рудопроявления в Харалгинском массиве (34) представляют, очевидно, корневые зоны грейзенового оруденения, главная часть которого, судя по Ханчерангинскому и Ингодин-

скому слабоэродированному массивам (31 и 32), сосредоточивается в апикальной эндо-и экзоконтактной зоне, а наиболее продуктивное пневматолито-гидротермальное оруденение развито в области ближнего экзоконтакта. У наиболее крупных массивов кукульбейского комплекса (58, 63, 66, 69, см. рис. 1, 2) апикальные, наиболее благоприятные для локализации оруденения, зоны интрузий эродированы, чем, очевидно, и следует объяснять отсутствие месторождений при наличии многочисленных мелких рудопроявлений.

Основываясь на результатах исследований и изложенных положениях, потенциально рудоносными авторы называют гранитные интрузии, способные продуцировать оруденение путем пневматолито-гидротермального обособления накопленных в процессе магматического развития рудных концентраций. Термин «рудоносные граниты» понимается в данном определении в прямом смысле, как граниты, несущие оруденение (в своем составе), о чем можно судить по количественным геохимическим данным, среди которых важнейшее значение имеет геохимическая характеристика слюд — конечных продуктов кристаллизации рудоносных гранитных систем. Понятие рудоносности ограничивается тем конкретным кругом элементов, признаки отчетливого накопления которых в гранитных системах удастся обнаружить геохимически и которые, с другой стороны, определяют металлогению оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья, по С. С. Смирнову (1944).

Таким образом, характерные геохимические признаки потенциально рудоносных на оловянно-вольфрам-редкометальное оруденение гранитоидов свойственны рудоносным интрузиям громадного региона. Вместе с тем эти признаки не универсальны и относятся только к интрузиям, рудоносным в отношении оруденения данного конкретного типа. Как известно, с редкометальными харалгинским и кукульбейским комплексами оловянно-вольфрамового пояса нередко параллелизуются лейкогранитные интрузии гуджирского рудоносного (по фактическим данным) комплекса золото-молибденового металлогенического пояса (по С. С. Смирнову), сопровождающиеся молибденовым и реже вольфрам-редкометальным оруденением. Ранее было показано (Козлов и др., 1975), что эта параллелизация неправомерна, так как гуджирские лейкограниты принадлежат иной, щелочной гранитоидной серии. Повышенная магнезиальность и низкие железистость и глиноземистость биотитов из гуджирских гранитов указывают на повышенные щелочность и температуру кристаллизации их исходных расплавов. Очевидно, что иные физико-химические параметры кристаллизации гранитов гуджирского комплекса по сравнению с рудоносными интрузиями оловянно-вольфрамового пояса определили особенности его металлогении и характерную элементную ассоциацию (молибден и вольфрам, редкие элементы) сопровождающего оруденения. Соответственно геохимические признаки рудоносности гранитов гуджирского комплекса, включая данные по биотитам, должны в той или иной мере отличаться от признаков, свойственных рудоносным интрузиям оловянно-вольфрамового пояса, что и наблюдается в действительности (Шеремет и др., 1973; Козлов и др., 1975).

ОТРАЖЕНИЕ В СОСТАВЕ СЛЮД ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ГРАНИТОИДОВ

Отсутствие прямой зависимости между химическим и редкоэлементным составом биотитов говорит о том, что процессы магматической дифференциации макрокомпонентов в магматических гранитных системах и концентрирование в них редких и рудных элементов протекают в значительной мере независимо друг от друга.

В процессе дифференциации щелочноземельных гранитоидных расплавов батолитоидных интрузий ундинского и кыринского комплексов происходит увеличение железистой составляющей слюд, не сопровождающееся, как правило, изменением соотношений в их составе магния и алюминия. При переходе от гранитоидов главных фаз к гранитам заключительных (рис. 34) состав слюд меняется по схеме флогопит + истонит → аннит + сидерофилит. Уменьшение в составе биотитов содержания магния компенсируется возрастанием концентрации железа, а глиноземистость, как правило, не меняется. В процессе дифференциации роговообманково-биотитовые гранодиориты и граниты главных фаз сменяются существенно биотитовыми гранитами заключительных, в которых по мере увеличения степени дифференциации и общего раскисления закономерно снижается содержание биотита до образования лейкократовых аляскитовых разновидностей (<3% биотита). На рис. 35 видно, что, судя по составу биотитов, при дифференциации щелочноземельных батолитовых (а также гипабиссальных интрузий сохондинского комплекса) щелочность дифференциатов по калию ($\mu\text{K}_2\text{O}$) не меняется, а температурность расплавов закономерно понижается от более основных к более кислым дифференциатам.

Процесс дифференциации рассматриваемых интрузий в целом сопровождается концентрированием редких элементов и фтора в биотитах поздних дифференциатов, хотя степень этого концентрирования невелика и заметно различна для биотитов дифференциатов разных формаций и разных тел гранитов заключительной фазы одной формации (см. табл. 7). Наиболее низка концентрация гранитофильных элементов в биотитах лейкогранитов ундинского батолитового комплекса, выделяющегося среди других формаций повышенной основностью гранитоидов главной фазы. Часть биотитов ФДИ кыринского комплекса отличается довольно высокими концентрациями редких элементов, но в целом их уровни заметно уступают содержаниям редких элементов в биотитах типичных редкометалльных интрузий.

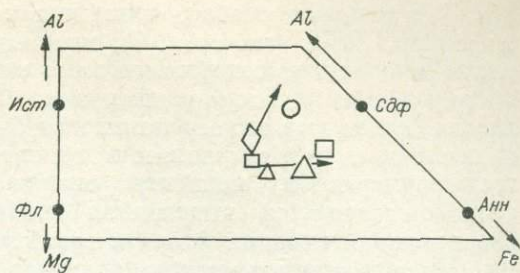


Рис. 34. Сводная диаграмма изменения минерального состава слюд гранитоидов разных формаций (фрагмент треугольной диаграммы, усл. обозн. см. на рис. 35).

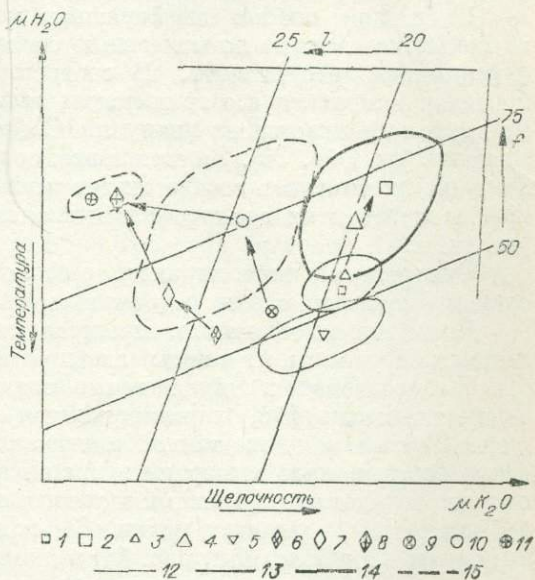


Рис. 35. Сводная диаграмма изменения активности калия — температурности расплавов гранитоидов разных формаций по железистости и глиноземистости их биотитов. 1, 2 — кыринский комплекс: 1 — главная фаза, 2 — ФДИ; 3, 4 — сохондинский комплекс: 3 — главная фаза, 4 — заключительная фаза; 5 — шахтаминский комплекс; 6—8 — борцевоочный комплекс: 6 — главная фаза, гранодиориты, 7 — главная и заключительная фаза, биотитовые граниты, 8 — заключительная фаза, редкометалльные граниты; 9—11 — кукульбейский комплекс: 9 — главная фаза, гранодиориты, гибридные, 10 — главная фаза, граниты существенно биотитовые, 11 — заключительная фаза, граниты амазонитовые; 12—15 — ареалы точек биотитов комплексов: 12 — шахтаминского, 13 — кыринского и сохондинского, главные фазы, 14 — то же, заключительные фазы, 15 — борцевоочного, кукульбейского, харалгинского, асаган-шумиловского.

Заслуживают особого внимания повышенные концентрации фтора в биотитах ФДИ (см. табл. 7), хотя самим гранитам свойственны неизменно пониженные содержания этого элемента. Судя по биотитам, активность соединений фтора в интрузиях ФДИ по сравнению с гранитами главной фазы кыринского комплекса была заметно выше. Однако благодаря низким концентрациям в гранитах биотита, а также, очевидно, весьма умеренному концентрированию фтора в расплавах ФДИ, не сопровождавшемуся выделением собственных минералов (флюорита), валовые концентрации фтора в гранитах ФДИ оказываются пониженными. Несоответствием состава гранитов и представляющих их биотитов лишний раз подтверждается то положение, что в отношении концентрирующихся в биотите элементов состав этого минерала характеризует действительные геохимические особенности остаточных расплавов точнее, чем валовые концентрации в гранитоидах (Козлов, 1969).

Благодаря слабой дифференцированности интрузий шахтаминского комплекса данные по изменению состава его биотитов в процессе дифференциации отсутствуют. В соответствии с магнезиальным составом биотитов комплекса его гранитоиды отличались наиболее высокими среди других гранитоидных интрузий Забайкалья температурами кристаллизации (см. рис. 35). Значительной основности гранитоидов и представляющих их биотитов соответствует также очень низкий уровень концентрации в биотитах гранитофильных элементов, особенно лития и олова (см. табл. 7).

Существенно иной характер состава и его эволюции наблюдается в слюдах борщевочного и редкометалльных комплексов (см. рис. 34).

Большинство биотитов, представляющих как крупнозернистые калишпатизированные граниты главной фазы борщевочного комплекса, так и биотитовые и двуслюдяные средне-мелкозернистые граниты его заключительных фаз, характеризуется высокими глиноземистостью и железистостью и пониженной магнезиальностью. Биотиты, соответствующие составу этого минерала в гранитоидах главной фазы батолитовых щелочноземельных формаций (ундинский и кыринский комплексы), в борщевочных гранитах редки. Эволюция состава слюд гранитов борщевочного комплекса (см. рис. 34) в процессе развития его интрузий происходит по линии одновременного возрастания железистости и глиноземистости и приводит к увеличению доли сидерофиллитового минерала. Дифференциация интрузий мелко-среднезернистых гранитов может завершаться формированием в локальных участках редкометалльных лейкогранитов со слюдами, приближающимися к сидерофиллитам (см. рис. 35). Таким образом, возрастание в составе слюд борщевочного комплекса сидерофиллитового минерала связано главным образом не с магматической дифференциацией, а с процессами гранитизации и анатексиса гнейсо-гранитных образований, завершившимися формированием массивов борщевочного комплекса в их современном виде. Этот вывод основывается на отсутствии какой-либо отчетливой зависимости состава биотитов от принадлежности их гранитам главной или заключительной фазы — среди биотитов и тех и других резко преобладают высокоглиноземистые разновидности (см. рис. 15).

Как видно из рис. 35, состав биотитов борщевочного комплекса отвечает низкощелочным по калию и низкотемпературным расплавам, дифференциация которых в локальных участках может завершаться, в свою очередь, формированием наиболее низкотемпературных и, очевидно, резко обогащенных флюидной составляющей расплавов, соответствующих, судя по составу слюд, расплавам амазонитовых гранитов.

Сходный с биотитами борщевочного комплекса состав имеют биотиты большинства массивов редкометалльных формаций (асакан-шумиловский, харалгинский, кукульбейский комплексы). В биотитах этих формаций также преобладает сидерофиллитовая составляющая (см.

рис. 34), и их состав отвечает низкотемпературным расплавам с повышенной активностью калия, дифференциация которых тоже может приводить к формированию наиболее низкотемпературных, обогащенных флюидами исходных расплавов ультраредкометалльных амазонитовых гранитов. Как и в случае борщевочного комплекса, геологические данные, указывающие на магматическо-дифференциационный путь формирования интрузий редкометалльных формаций, отсутствуют. Более того, ряд фактов противоречит дифференциационной гипотезе.

В интрузиях редкометалльных формаций разновидности гранитоидов повышенной основности, как правило, отсутствуют вообще, а главные фазы представлены кислыми или даже ультракислыми гранитами. Отсюда следует, что исходные расплавы интрузий редкометалльных формаций имели с момента своего возникновения существенно кислый состав. Но при этом содержание биотита в гранитах главной фазы ряда интрузий повышено (~6%) по сравнению с концентрациями этого минерала в конечных образованиях дифференцированных серий, состав которых стремится к аляскитам (содержание биотита <3%). Иногда наблюдается несоответствие между повышенным содержанием биотита в отдельных разновидностях гранитов редкометалльных интрузий (повышенная меланократовость) и кислым составом плагиоклаза.

Выше (см. гл. 2) достаточно подробно обсуждалось несоответствие повышенной магнезиальности биотитов кислому составу гранитов в части редкометалльных интрузий. Эволюция составов биотитов в общем ряду массивов редкометалльных формаций осуществляется с одновременным повышением железистости и глиноземистости (см. рис. 35) и полностью аналогична изменению состава слюд борщевочного комплекса от меланократовых гранодиоритов краевых зон массивов к доминирующим по распространению калишпатизированным и анатектическим гранитам комплекса. Однако при этом в составе биотитов борщевочного комплекса и редкометалльных формаций имеется одно принципиальное различие: если биотитам редкометалльных интрузий свойственны высокие концентрации редких гранитофильных элементов независимо от степени их основности (магнезиальности), то в биотитах борщевочного комплекса концентрации редких элементов в большинстве своем соответствуют содержаниям в биотитах батолитовых формаций. И только в биотитах из малораспространенных двуслюдяных разновидностей гранитов борщевочного комплекса и из локальных тел редкометалльных гранитов концентрации редких элементов достигают уровня их содержаний в биотитах гранитов главной фазы редкометалльных интрузий.

Для объяснения особенностей состава гранитов и биотитов редкометалльных формаций оказывается чрезвычайно плодотворной гипотеза тектоно-магматической активизации консолидированных областей (Нагибина, 1963; Комаров, Хренов, 1963), с которой в Забайкалье связывается формирование мезозойских гранитоидных формаций.

Согласно Ф. А. Летникову (1975), «состав любого палингенного расплава определяется в первую очередь составом исходного субстрата, $P\text{-}T$ -условиями выплавления, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и P_{CO_2} и составом глубинных сквозь-магматических растворов, воздействие которых на систему является постоянно действующим фактором» (с. 34). Последнее условие имеет особое значение для магматизма областей тектоно-магматической активизации, так как ход глубинного (анатектического) магмогенерирования прямо зависит от интенсивности связанного непосредственно с зонами активизации восходящего потока летучих компонентов, обуславливающего повышение $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и температуры. Анатектические процессы в зонах активизации, происходящие под воздействием усиленного привноса летучих компонентов и связанного с ним теплового потока, имеют селективный характер, вследствие вовлечения в процесс плавления преимущественно легкоплавкой кварц-полевошпатовой составляющей пород субстрата,

представленного обычно гнейсо-гранитными толщами. Благодаря этому в зонах активизации формируются сравнительно локальные очаги низкотемпературных гранитных расплавов, субэвтектический характер которых, согласно Ф. А. Летникову, в значительной мере обусловлен также снятием общего давления, сопровождающим формирование крупных тектонических структур периода активизации.

Сказанное достаточно хорошо объясняет, почему все редкометалльные интрузии Забайкалья характеризуются очень сходным, кислым и ультракислым, приближающимся к гранитной эвтектике составом слагающих их гранитов. Повышенные концентрации в гранитах фтора и тесно связанных с ним геохимически редких элементов прямо свидетельствуют о том усиленном потоке летучих, под непосредственным воздействием которого формировались исходные расплавы редкометалльных гранитных интрузий Забайкалья. О повышенных концентрации и активности воды в расплавах этих интрузий можно судить по широкому распространению двуслюдяных и мусковитовых гранитов, представляющих характерные фазовые и фациальные дифференциаты редкометалльных гранитных систем. Как указывалось, распространенность мусковитовых фаций является характерной отличительной особенностью интрузий редкометалльных формаций по отношению к лейкогранитам — заключительным дифференциатам батолитовых формаций (ундинский, кыринский комплексы).

С условиями формирования расплавов в зонах активизации связана и другая, обсуждавшаяся выше, характерная особенность ряда редкометалльных интрузий, заключающаяся в очевидной неравновесности состава биотитов, представленных магнезиальными разновидностями, кислому составу самих гранитов. Как показано Ф. А. Летниковым, в условиях повышенных концентраций и активности H_2O , в тех нечастых случаях, когда давление воды повысится до уровня общего давления в системе ($P_{общ} = P_{H_2O}$), процесс анатектического выплавления будет сопровождаться переходом слюд и амфиболов из гнейсового субстрата в формирующийся эвтектический гранитный расплав в виде твердых фаз без их разложения под воздействием дегидратации (осуществляющейся в обычных условиях палингенеза при $P_{общ} > P_{H_2O}$). В гранитах — продуктах кристаллизации таких расплавов — кварц и полевые шпаты являются новообразованными фазами, тогда как слюды и амфиболы могут представлять твердые фазы подвергнутого палингенезу гнейсового субстрата, состав которых преобразован воздействием анатектического гранитного расплава лишь частично (Летников, 1975, рис. 7, с. 34—35).

Из сказанного видно, что при прочих равных условиях вероятность захвата анатектическими гранитными расплавами ксеногенного биотита будет тем выше, чем выше интенсивность иницирующих палингенез потоков флюидов глубинного происхождения, связанных с зонами активизации. Поэтому можно полагать, что исходные расплавы редкометалльных гранитов с резко неравновесным составом биотита, а также меланократовых разновидностей гранитов кукульбейского комплекса формировались в условиях наибольшей активности летучих компонентов. Это согласуется с резко повышенными концентрациями в биотитах таких гранитов (Мало-Кангинский массив 65, диориты Кулиндинской группы, 64) фтора и наиболее тесно связанных с ним элементов, особенно лития (см. табл. I, биотиты № 139, 140, 144—147).

Естественно, что состав ксеногенных биотитов в редкометалльных интрузиях также непостоянен и может меняться в зависимости от того субстрата, который подвергался анатектическому плавлению в период активизации. Согласно работам Г. И. Менакера (1969, 1973), строение земной коры в разных районах Забайкалья заметно различно. Западная часть региона (Даурская зона) характеризуется значительным увеличением мощности верхнего гранитного слоя. Можно полагать, что в период активизации в пределах этой территории анатектическому плавлению могли

подвергаться участки земной коры, сложенные достаточно отдифференцированными гранитами даурского или кыринского комплексов. В частности, В. М. Яновский (1974, 1975) с процессами калишпатизации и последующего анатектического плавления даурских и кыринских гранитов в период мезозойской активизации связывает формирование некоторых средне-верхнеюрских интрузий лейкогранитов в Чикой-Мензинском междуречье, состав большинства биотитов которых попадает в поле биотитов редкометалльных интрузий. В. М. Яновским (1971) также показано, что предшествующая анатексису калишпатизация более древних гранитов сопровождается заметным повышением глиноземистости их биотитов, что полностью согласуется с явлениями, наблюдаемыми в массивах борщевочного комплекса. Во всяком случае, все редкометалльные интрузии Даурской зоны (асакан-шумиловский, харалгинский комплексы) сложены исключительно кислыми и ультракислыми гранитами с небольшим содержанием биотита, минальная характеристика которого наиболее близка к составу биотитов ФДИ кыринского комплекса.

В составе биотитов этих интрузий, как видно из табл. 4, резко преобладает минал железистого сидерофиллита, хотя биотиты редкометалльных интрузий несколько и отличаются от биотитов ФДИ кыринского комплекса возрастанием доли глиноземсодержащего минала (истонита). Следует также подчеркнуть, что явлений несоответствия количества и состава биотита составу гранитов редкометалльных интрузий в этом регионе не отмечается. Они свойственны гранитам части массивов кукульбейского комплекса (Агинской зоны и Восточно-Забайкальского региона), в пределах которых палингенному плавлению подвергались не только залегающие на глубине гнейсо-граниты, сходные с гранитоидами борщевочного комплекса (или представляющие последние), но и, по-видимому, глубинные породы в областях первоначального формирования исходных расплавов гранодиоритовых и монзонитовых интрузий амуджиканосредненского и шахтаминского комплексов. На это ясно указывают магнезиальные ксеногенные биотиты некоторых редкометалльных массивов (70, 71 и др.).

Судя по наличию фазы пегматитоносных гранитов в части интрузий кукульбейского комплекса, а также соответствию в главных чертах минального состава их биотитов составу биотитов борщевочного комплекса (повышенное содержание истонитового минала, преобладание сидерофиллита над железистым сидерофиллитом, табл. 5), расплавы большинства интрузий кукульбейского комплекса возникли, по-видимому, в результате процессов анатектического плавления (или переплавления) гранитоидов глубинных гнейсо-гранитных купольных структур, подобных структурам борщевочного комплекса.

Однако полностью отождествлять процессы формирования редкометалльных интрузий и гранитоидов борщевочного комплекса, очевидно, нельзя. Судя по геологическим данным, образование борщевочных гранитоидов связано с более ранним периодом тектоно-магматической активизации и осуществлялось путем достаточно медленных и постепенных процессов щелочного калиевого метасоматоза и гранитизации, завершившихся в пределах крупных купольных структур (Борщевочный, Халзанский массивы, 54, 57) анатектическим выплавлением гранитных расплавов, сформировавших пластовые интрузии биотитовых и лейкократовых мелко-среднезернистых гранитов.

О постепенности этого процесса, в подавляющем большинстве случаев не приводившего к формированию редкометалльных гранитов несмотря на значительную распространенность поздних дифференциатов, свидетельствует постепенное изменение минерального состава (в том числе количества биотита) по мере возрастания степени отдифференцированности гранитов вплоть до образования аляскитовых разновидностей. В отличие от массивов борщевочного комплекса выплавление исходных

расплавов интрузий редкометальных формаций носило, по-видимому, ускоренный характер, о чем можно судить по отсутствию в ряде случаев равновесия между составом биотитов и гранитов, а также по постоянным геохимическим признакам высокой активности летучих в таких магматических системах. На это же указывает локальный характер очагов редкометальных расплавов, формировавшихся под воздействием усиленного потока летучих глубинного происхождения в отдельных участках тектонических зон активизации, о чем можно судить по изолированному, очаговому характеру размещения на территории Забайкалья редкометальных рудно-магматических систем (Козлов, 1974).

В проведенном обсуждении не затрагивались вопросы происхождения интрузий монцитов и гранодиоритов шахтаминского комплекса. Судя по данным геолого-петрологического и геохимического изучения (Козлов, Сवादковская, 1977), их формирование относится к несколько более раннему периоду активизации и связано с внедрением щелочно-базальтоидных расплавов в верхний структурный этаж с последующей значительной контаминацией их гранитным материалом в промежуточных магматических камерах. Геохимические данные по биотитам этих интрузий позволяют уверенно говорить об отсутствии непосредственных генетических связей между интрузиями шахтаминского и редкометальными интрузиями кукульбейского комплексов. На это же указывает и обычная автономность массивов комплексов, хотя имеются примеры пространственного совмещения гранитоидов обоих комплексов в одном, в этом случае гетерогенном, массиве (61, 69 и др.). Вместе с тем спутниковое пространственное размещение небольших интрузий монцогаббрового состава шахтаминского комплекса в дальнем ареале некоторых редкометальных интрузий может указывать на наличие определенных отдаленных связей между щелочно-базальтоидным магматизмом и редкометальными интрузиями. В генерации исходных расплавов последних базальтоиды могли выступать и как носители дополнительной тепловой энергии, и как непосредственные источники летучих компонентов и связанных с ними редких элементов. В частности, повышенные концентрации фтора свойственны щелочным базальтоидам Восточного Забайкалья (Таусон, Захаров, 1974).

* * *

Можно наметить два принципиально различных пути формирования рудоносных гранитных систем.

Первый путь заключается в дифференциационном развитии гранитоидных интрузий, представленных в Забайкалье крупными батолитовыми массивами кыринского комплекса. Их достаточно длительная дифференциация приводила к формированию во внутренних зонах батолитовых массивов, сложенных гранитами главной фазы, очагов кислых расплавов ФДИ, характеризовавшихся в ряде случаев достижением такого уровня концентрации части гранитофильных элементов (олово, литий, вольфрам), который обеспечивал формирование связанной с интрузиями ФДИ небогатой оловорудной минерализации. В то же время анализ данных по кыринскому и особенно верхнепалеозойскому удинскому комплексам показывает, что поздние кислые дифференциаты батолитовых массивов рудоносны далеко не всегда и в большинстве случаев безрудны. В частности, рудоносность ФДИ кыринского комплекса объясняется, по-видимому, тем обстоятельством, что батолитовые массивы главной фазы кыринского комплекса являются, по существу, повторными дифференциатами по отношению к более ранним батолитовым массивам даурского комплекса. Это обусловило достижение уже в расплавах главной фазы кыринского комплекса относительно повышенных концентраций гранитофильных элементов, особенно олова (что однозначно фиксирует-

ся в редкоэлементном составе биотитов) и обеспечило возможности дальнейшего концентрирования редких элементов в расплавах ФДИ.

Второй путь формирования рудоносных интрузий в Забайкалье связан непосредственно с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации и заключается в образовании обособленных очагов низкотемпературных анатектических расплавов в участках региональных глубинных разрывных структур, характеризовавшихся усиленным потоком флюидов глубинного происхождения. Рудоносность таких расплавов определяется той активной ролью, которую играют летучие компоненты в процессах их выплавления и во всей дальнейшей эволюции анатектического гранитного очага. В частности, необходимое условие реализации рудоносности — последующее внедрение расплавов в верхний структурный этаж (гипабиссальные условия), что обеспечивает интенсивное протекание в теле интрузий процессов дифференциации, приводящих к концентрированию летучих и связанных с ними редких элементов в верхних частях интрузивной камеры и завершающихся формированием непосредственно рудоносных фазовых и фациальных дифференциатов. Следует подчеркнуть, что по результатам геохимического изучения биотитов подобный путь формирования редкометалльных интрузий представляется наиболее вероятным.

Сопоставление в Забайкалье рудоносных интрузий двух намеченных генетических линий показывает, что их перспективность в отношении оруденения различна.

В рудоносных интрузиях лейкогранитов дифференциационной линии, благодаря меньшей роли летучих компонентов в их формировании, уровень концентрирования гранитофильных элементов, среди которых главное значение имеет олово, относительно невысок. Они сопровождаются преимущественно оловорудной минерализацией, невысокие экономические показатели которой в известной мере компенсируются ее широким распространением в соответствии с распространенностью интрузий кыринского комплекса и массивов ФДИ (см. Канищев, 1971). При благоприятных условиях эта, большей частью несконцентрированная, минерализация может стать источником промышленных россыпных месторождений олова.

Рудоносные интрузии активизационно-анатектической линии благодаря повышенной роли в них летучих компонентов отличаются значительно более высокой концентрацией оруденения и его комплексностью и служат главным источником оловянного и сопутствующего редкометалльного оруденения в Забайкалье и, очевидно, в ряде других регионов.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипин В. С. Петрология и геохимия мезозойских гранитоидов Пришилкинской структурной зоны (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1970. 20 с.
- Апельцин Ф. Р., Гинзбург А. П., Архангельская В. В., Заболотная Н. П., Карасва З. Г., Макеев Б. В., Ставров О. Д. Потенциальная рудоносность магматических образований на примерах эндогенных месторождений (олова, бериллия, лития, цезия, тантала, ниобия), генетически связанных с гранитоидами. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 146—188.
- Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Т. 2. Изд-во Ленингр. ун-та, 1975. 360 с.
- Барсуков В. Л. К геохимии олова. — «Геохимия», 1957, № 1, с. 36—45.
- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества. — «Геохимия», 1972, № 12, с. 1515—1541.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960. 328 с.
- Беус А. А., Ситнин А. А. Геохимические особенности гранитоидов кукульбейского интрузивного комплекса в Восточном Забайкалье. — «Сов. геология», 1967, № 9, с. 104—109.
- Бубнов Е. Т. Описание западной части Асаган-Шумиловского массива. — «Бюл. научн.-техн. инф. Читинск. геол. упр.», Чита, 1961, № 6, с. 30—40.
- Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972. 272 с.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горячих пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Геологический словарь. Т. 1. М., «Недра», 1973. 487 с.
- Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г. Геохимическая направленность процессов формирования редкометалльных гранитов и пегматитов. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Доклады. Т. 3. Кн. 2. М., 1972, с. 261—274.
- Говоров И. Н. Геохимические циклы олова и типы оловоносных магматических комплексов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., «Наука», 1973, с. 153—167.
- Говоров И. Н., Недашковский П. Г., Левашев Г. Б., Полевский Р. И., Стрижкова А. А., Мущенко Л. В., Иванов В. С., Никифорова И. К. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 83—145.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. П. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965. 300 с.
- Гребеников А. М. Парагенетические ассоциации акцессорных минералов в потенциально рудоносных гранитоидах Восточного Забайкалья. — В кн.: Минералогическо-геохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1971, с. 41—44.
- Гребеников А. М., Гайворонский Б. А., Пьянников А. Я. Минералогическая специализация мезозойских гранитоидов Харалгинского рудного района Центрального Забайкалья. — «Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР», 1971а, вып. 7, № 4, с. 20—28.
- Гребеников А. М., Гайворонский Б. А., Пьянников А. Я. Потенциально рудоносные гранитоиды — основа прогнозов на оловянно-вольфрамовое и редкометальное оруденение Восточного Забайкалья. — «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», Чита, 1971б, вып. 6, с. 3—11.
- Гребеников А. М., Шемонаева Т. А. Критерии оценки потенциальной редкометальной рудоносности гранитоидов кукульбейского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья. — «Геол. и геофиз.», 1971, № 7, с. 34—41.
- Гребенщикова В. И. Две линии дифференциации расплава при формировании Адун-Челонского гранитного массива (на основании изучения состава биотитов). — В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 41—44.

Доломанова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. М., Изд-во АН СССР, 1959. 299 с. (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 23).

Ефимов А. Ф., Ганзеев А. А., Катаева З. Т. Пироксены, амфиболы и железисто-магнезиальные слюды.— В кн.: Средние содержания элементов-примесей в минералах. М., «Недра», 1973, с. 113—143.

Захаров М. Н. Петрология и геохимия акатуевского эффузивно-интрузивного комплекса в Приангурской структурной зоне Юго-Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972. 20 с.

Знаменский Е. Б., Пополитов Э. И. Зависимость геохимического поведения ниобия и тантала от парагенезисов титановых и титансодержащих минералов в гранитоидах.— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 57—62.

Знаменский Е. Б., Пополитов Э. И., Легейдо В. А. К геохимии олова в гранитоидах.— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 47—55.

Иванов В. С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Чулытинского интрузивов Центральной Чукотки).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1970, № 7, с. 20—30.

Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М., «Наука», 1972. 152 с.

Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964. 216 с.

Канищев А. Д. Блоковая структура Центрального Забайкалья и ее значение для магматизма и металлогении.— В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 262—296.

Карта магматических формаций СССР м-ба 1 : 2 500 000. Краткая объяснительная записка. Л., 1971. 88 с.

Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М., «Недра», 1975. 25 с.

Коваленко В. И., Гребенников А. М., Антипин В. С. Онгониты Ара-Булакского массива (Забайкалье) — первая находка в СССР.— В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 67—70.

Коваль П. В., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Захаров М. Н., Знаменский Е. Б., Гормашева Г. С., Юрченко С. А. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1972, № 8, с. 957—970.

Коваль П. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Писарская В. А., Юрченко С. А. Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редкометалльных альбитсодержащих гранитоидов.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 5, с. 1174—1177.

Коваль П. В., Юрченко С. А. Химический состав литиевых слюд из редкометалльных альбитизированных гранитов Забайкалья, Казахстана и Северо-Востока СССР.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Вост. Сибири. Иркутск, 1972, с. 48—62.

Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львовск. ун-та, 1956. 310 с.

Козлов В. Д. К оценке степени концентрации редких элементов в дифференциатах гранитоидных интрузий по минералам-концентраторам.— «Геохимия», 1969, № 3, с. 309—321.

Козлов В. Д. Геология и геохимия палеозойских гранитоидов Удинно-Газимурского района (Восточное Забайкалье).— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1972, с. 48—96.

Козлов В. Д. Геохимические особенности рудоносности и вопросы размещения гранитных интрузий в Центральном Забайкалье.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 10, с. 58—69.

Козлов В. Д. Геохимические различия оловоносных и вольфрамоносных интрузий Центрального и Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 128—130.

Козлов В. Д., Воловикова З. Н., Сवादковская Л. Н. Распределение щелочных элементов, свинца, цинка и фтора в биотитах палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1965, с. 127—151.

Козлов В. Д., Кулагашев А. М. Структурная позиция, геохимия и генетические особенности разновозрастных гранитоидов Дурулгуевского массива (кукульбейский комплекс) Центрального Забайкалья.— В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 60—66.

Козлов В. Д., Сवादковская Л. Н. Геохимия и рудоносность гранитоидов Южно-Даурского свода (Центральное Забайкалье).— В кн.: Редкометалльное оруденение гранитоидов Забайкалья. Чита, 1972, с. 58—75. (Записки Забайкальского фил. геогр. о-ва СССР, вып. 82).

Козлов В. Д., Сवादковская Л. Н. Фазово-фациальные дифференциаты редкометалльных гранитных массивов Центрального Забайкалья, условия их формирования и геохимические черты.— В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 41—46.

- Козлов В. Д., Свядковская Л. Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1977. 252 с.
- Козлов В. Д., Старченко В. В. Некоторые геохимические признаки вольфрамосных интрузий Центрального Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 9. Чита, 1972, с. 42—44.
- Козлов В. Д., Шеремет Е. М., Яновский В. М. Геохимическая характеристика мезозойских плюмазитовых лейкократовых гранитов оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья.— «Геохимия», 1974, № 10, с. 1451—1464.
- Козлов В. Д., Шеремет Е. М., Яновский В. М. Петролого-геохимические различия и вопросы генезиса внегеосинклинальных мезозойских гранитоидов оловянно-вольфрамового и золото-молибденового поясов Забайкалья.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 4, с. 45—64.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, № 4, с. 911—914.
- Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования. Л., «Недра», 1973. 327 с.
- Кормилицын В. С., Щеглов А. Д. Основные закономерности пространственного размещения эндогенных месторождений и перспективы развития минерально-сырьевой базы Юго-Восточного Забайкалья. Чита, 1958. 21 с.
- Костов И. Минералогия. М., «Мир», 1971. 584 с.
- Крамбайн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1969. 398 с.
- Кузьмин М. И. Закономерности распределения редких элементов в мезозойских гранитоидах центральной части Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1966. 20 с.
- Кузьмин М. И., Автисин В. С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Вост. Сибири. М., «Наука», 1972, с. 132—185.
- Левашев Г. Б., Недашковский П. Г. Закономерности распределения вольфрама в некоторых гранитоидных массивах Дальнего Востока.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Изд-во Ленингр. ун-та, 1971, с. 68—75.
- Левинсон А. Введение в поисковую геохимию. М., «Мир», 1976. 500 с.
- Левецкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья.— В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. Т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939. 271 с.
- Левецкий О. Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. М., «Наука», 1964. 334 с.
- Левецкий О. Д., Аристов В. В., Константинов Р. М. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963. 122 с. (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 100).
- Леонтьев А. Н. О соотношении между аллометасоматитами гранитового состава и дифференцированными редкометальными гранитами Белокурихинского массива (Алтай).— В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 162—187.
- Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, «Наука», 1975. 214 с.
- Литвинов В. Л., Соломин Ю. С. Об условиях образования гиганто-порфировидных пород амуджиканского типа в связи с проблемой образования вкрапленников.— В кн.: Тезисы докладов Второй научной конференции геол. секции им. В. А. Обручева. Чита, 1965, с. 69—71.
- Луговойской Г. П., Матиас В. В., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Строение массивов редкометальных гранитов и особенности их генезиса.— В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 131—161.
- Лукашев А. Н. Глубины образования пегматитов. М., «Недра», 1976. 153 с.
- Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитов. М., «Недра», 1972. 200 с.
- Ляхович В. В. О биотите как индикаторе рудоносности гранитоидов.— «Геол. рудных месторожд.», 1973, т. 15, № 1, с. 41—51.
- Ляхович В. В. Геохимия минералов — рудоносность и генезис гранитоидов.— В кн.: Проблемы минерального сырья. М., «Наука», 1975, с. 183—198.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.
- Маракушев А. А. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 7, с. 21—38.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О глубинности формирования гранитоидов.— В кн.: Петрографические формации и проблемы генезиса. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. (Проблема 16). М., «Наука», 1964, с. 119—136.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 3, с. 20—37.
- Менакер Г. И. Определяющее влияние глубины залегания и рельефа кровли осадочно-метаморфических пород на региональную металлогеническую зональность юга Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 6. Ч. 1. Чита, 1969, с. 20—24.

Менакер Г. И. Позднемезозойские структуры Центрального и Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 10. Чита, 1973, с. 3—5.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.

Недужов И. Б., Аелин Н. А., Земская И. П. О фациальной связи редкометалльных пегматитов и гранитов.— В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 187—198.

Омельяненко С. А., Козлов В. Д., Шеремет Е. М. К генезису Шумиловского оловянно-вольфрамового месторождения (Центральное Забайкалье).— В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 213—216.

Онтоев Д. О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М., «Наука», 1974. 244 с.

Пермяков Б. Н. Магматические формации Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 10. Чита, 1973, с. 20—22.

Петров Л. Л. Геохимия бериллия в гранитоидах Восточной Сибири. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1969. 24 с.

Радкевич Е. А., Витушкина А. И. Тарбальджейское оловорудное месторождение.— «Труды Ин-та геол. наук», вып. 41. Серия рудных месторожд., № 5, М., 1941, с. 1—22.

Руб М. Г. Значение газовой фазы при формировании рудоносных магматических комплексов.— В кн.: I Междунар. геохим. конгр., 1971. Т. 1. М., 1972, с. 315—331.

Руб М. Г., Руб А. К., Лосева Т. И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 10, с. 73—85.

Руб М. Г., Руб А. К., Павлов В. А. Слюды как индикаторы условий формирования и рудоносности гранитоидов.— В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., «Недра», 1975, с. 130—155.

Свадковская Л. Н. Геохимические особенности верхнеюрских гранитов юга Центрального Забайкалья.— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 94—97.

Свадковская Л. Н. Петролого-геохимическое расчленение верхнеюрских гранитоидных интрузий юга Центрального Забайкалья и вопросы их рудоносности.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 4, с. 61—70.

Серых В. И. Средний химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана.— «Геохимия», 1972, № 11, с. 1421—1425.

Сидоренко В. В. Геология и петрология шахтаминского интрузивного комплекса. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 102 с.

Синица С. М. Абсолютный возраст гранитоидов Цаган-Олуйского массива и проблема «омоложения» домезозойского основания Восточного Забайкалья.— «Вестн. научной инф. Забайкальского отд. геогр. о-ва СССР», Чита, 1965, № 1, с. 9—13.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1944. 89 с.

Смирнова Н. П. Мусковит.— В кн.: Средние содержания элементов-примесей в минералах. М., «Недра», 1973, с. 173—190.

Средние содержания элементов-примесей в минералах. М., «Недра», 1973. 208 с.

Стецюк М. И. Особенности распространения метаморфических фаций в отложениях позднего протерозоя — кембрия Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 6. Ч. 1. Чита, 1969, с. 127—135.

Тарарин И. А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М., «Наука», 1971. 144 с.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.

Таусон Л. В. О механизме кристаллизации гипабиссальных интрузий.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 2, с. 447—450.

Таусон Л. В., Анфилов В. Н., Коваленко В. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. И., Трошин Ю. П. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Вып. 1. Иркутск, 1970, с. 216—261.

Таусон Л. В., Захаров М. Н. Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приангурия.— «Геохимия», 1974, № 3, с. 380—391.

Таусон Л. В., Козлов В. Д., Брандт С. Б., Смирнов В. Н. Генетические исследования гранитоидов Шилка-Аргунского месторождения на основе определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., «Наука», 1973, с. 259—263.

Таусон Л. В., Козлов В. Д., Каширин К. Ф., Свадковская Л. Н. Геолого-геохимические особенности интрузий кукульбейско-харалгинского комплекса Центрального Забайкалья.— В кн.: Ежегодник-1968 СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 101—107.

Таусон Л. В., Козлов В. Д., Кузьмин М. И. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1968, с. 166—172.

Темников Ю. И. Пегматитоносные гранитоидные массивы Восточного Забайкалья.— «Сов. геология», 1971, № 8, с. 54—67.

Темников Ю. И., Грузова Л. Г. Структура и морфология Халзанского пегматитоносного интрузива (Восточное Забайкалье).— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 5, с. 44—52.

Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И. Кристаллизация и дифференциация внутренних зон гипабиссальных гранитных интрузий (на примере Адун-Челонского массива).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1974, № 4, с. 23—35.

Усенко И. С., Щербаков И. Б., Заяц А. П. Биотиты докембрия. Киев, «Наукова думка», 1972. 208 с.

Шаранов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1965. 260 с.

Шермет Е. М., Гормашева Г. С., Легейдо В. А. Геохимические критерии продуктивности потенциально рудоносных гранитоидов гуджирского интрузивного комплекса Западного Забайкалья.— «Геохимия», 1973, № 10, с. 1490—1501.

Шермет Е. М., Омеляненко С. А., Смирнов В. Н., Гормашева Г. С. Редкометалльные гранитоиды Ясытай-Шумиловского плутона (Центральное Забайкалье).— «Геол. и геофиз.», 1974, № 7, с. 26—34.

Яновский В. М. Состав биотитов гранитоидов Чикой-Мензинского междуречья как источник информации о физико-химических условиях гранитообразования.— «Записки Забайкальского фил. геогр. о-ва СССР», 1971, вып. 56, с. 116—121.

Яновский В. М. О соотношении метасоматической гранитизации и гранитоидного магмообразования (на примере юрских интрузий Центрального Забайкалья).— «Геохимия», 1974, № 9, с. 1320—1330.

Яновский В. М. Юрские гранитоиды междуречья Мензы и Чикой в Центральном Забайкалье. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1975. 36 с.

Heinrich E. W. Studies in the mica group.— «Amer. J. Sci.», 1946, v. 244, p. 25—49.

Kesler S. E., Issigonis M. J., Brownlow A. H., Damon P. E., Moore W. J., Northcote K. E., Preto V. A. Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems.— «Econ. Geol.», 1975, v. 70, N 3, p. 559—567.

Kühne R., Wasternack J., Schulze H. Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge. C. Postmagmatische Metasomatose im Endo-Exokontakt der jüngeren postkinematischen Granite des Erzgebirges.— «Geologie», 1972, Bd 21, N 4—5, S. 494—520.

Parry W. T., Jacobs D. C. Fluorine and chlorine in biotite from basin and range plutons.— «Econ. Geol.», 1975, v. 70, N 3, p. 554—558.

Stevens R. E. A system for calculating analyses of micas and related minerals to end members.— «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1946, N 950.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1961, v. 72, N 2, p. 175—192.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Handwritten notes in the bottom right corner, possibly including a date and a name.

Химические анализы биотитов из гранитоидов

Массив, участок (номер на рис. 1, 2)	Порода	№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Даурская

Даурский комплекс,

Верхне-Илинский * (9)	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	1	XГ-1535	36,68	3,06	15,35	2,44	16,70
		2	XГ-1537	37,60	2,71	14,80	1,92	17,78

Кыринский комплекс,

Букукунский * (1)	Граниты роговообманково-биотитовые крупнозернистые	3	XГ-4012	35,16	3,73	14,10	4,62	17,24
		4	XГ-1027	36,04	4,32	13,21	3,36	18,32
Агуца-Букукунский * (1а)	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	5	XГ-774	35,04	3,41	14,42	2,87	20,65
Аршанский * (2)	Граниты роговообманково-биотитовые	6	XГ-2028	35,08	4,47	13,58	3,20	22,62
Верхне-Кыринский * (3)	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	7	XГ-3085	35,43	3,61	13,21	6,53	19,39
Былыринский * (4)	Граниты роговообманково-биотитовые крупнозернистые	8	XГ-128	35,25	3,73	13,32	4,92	18,32
		9	XГ-130	36,24	3,97	13,97	2,92	20,56
		10	XГ-135	37,64	3,60	13,42	1,24	20,56
		11	XГ-138	31,82	3,56	12,78	5,23	18,76
		12	XГ-370 скв.	36,40	4,06	12,89	2,07	19,93
		13	XГ-637	33,57	3,73	13,68	4,69	17,24
Левобылыринский * (5)	Гранодиориты роговообманково-биотитовые среднезернистые	14	КЛ-17	35,46	3,73	12,65	4,20	18,32
		15	КЛ-21	36,16	4,14	13,28	2,78	20,65
		16	КЛ-22	35,68	4,11	13,34	3,41	19,93
		17	XГ-121	35,64	4,10	13,88	3,80	17,78
Арьширский (6а) Хамаротыринский (6)	Гранодиориты роговообманково-биотитовые среднезернистые	18	XГ-55	35,48	3,94	14,98	2,77	20,12
		19	XГ-34	35,35	3,94	13,86	4,45	15,80
		20	XГ-552	34,98	3,17	14,58	6,88	13,29
		21	XГ-549	36,62	3,56	14,58	5,90	13,29
		22	XГ-548	35,96	3,38	15,18	7,26	13,64
		23	XГ-538	35,95	3,00	14,82	4,95	13,64
		24	XГ-536	35,22	3,56	13,55	3,57	17,24
		25	XГ-541	35,82	3,20	14,28	6,55	13,64
		26	XГ-47	34,88	3,20	14,10	3,56	17,24
		27	XГ-90	35,68	4,18	13,65	4,15	18,86
Курулгинский * (7)	Гранодиориты роговообманково-биотитовые крупнозернистые	28	XГ-97	35,66	4,18	13,52	4,38	19,54

Кыринский

Большереченский (11)	Граниты биотитовые лейкократового облика	29	4566 *	37,0	2,60	15,6	7,4	18,5
		30	4895 *	36,9	3,10	13,6	4,5	23,3
		31	5218 **	36,6	2,8	14,3	5,4	24,5
Куинский (12) Верхне-Чикойский (13)	То же	32	6171 *	36,7	2,40	13,1	4,9	24,2
		33	4972 *	36,9	2,20	14,8	7,9	21,4
Немыринский (17а)	То же	34	427 **	36,86	2,65	15,89	5,03	23,35
		35	428 **	36,26	3,35	15,20	3,22	22,09
Ендынский (17)	То же	36	394 **	36,57	3,90	15,79	2,12	20,65
		37	394 ^в **	37,78	2,50	16,32	4,20	22,99

Таблица I

Центрального Забайкалья, вес. %

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	P ₂ O ₅	F	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П. п. п.	Сумма
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23

зона

главная фаза

0,28	11,82	1,17	0,15	9,77	0,040	0,047	0,0027	Н. д.	0,24	2,18	0,04	—	99,97
0,34	10,94	1,07	0,35	9,75	0,049	0,045	0,0027		0,27	2,13	—	—	99,75

главная фаза

0,36	9,58	2,40	0,13	8,25	0,119	0,097	0,007	0,47	0,30	—	—	2,00	98,56
0,40	9,71	0,61	0,13	8,68	0,130	0,098	0,011	0,53	0,36	—	—	3,00	98,91
0,56	7,93	0,78	0,19	9,46	0,067	0,063	0,007	Н. д.	0,32	2,95	—	—	98,71
0,37	6,56	0,46	0,13	8,54	0,150	0,082	0,032	0,38	0,73	—	—	3,10	99,48
0,33	6,31	0,79	0,19	7,92	0,084	0,086	0,007	0,31	0,50	—	—	4,60	99,30
0,43	9,67	1,20	0,20	8,12	0,140	0,087	0,009	0,36	0,36	—	—	3,20	99,31
0,47	9,29	1,22	0,13	7,46	0,128	0,072	0,005	0,53	0,55	—	—	2,16	99,67
0,52	9,65	1,84	0,17	7,53	0,083	0,062	0,005	0,56	0,70	—	—	1,61	99,18
0,41	8,84	2,08	0,33	8,12	0,168	0,088	0,011	0,55	0,50	—	—	5,20	98,45
0,40	9,68	1,83	0,21	8,54	0,119	0,088	0,011	Н. д.	0,42	2,83	—	—	99,48
0,39	9,33	2,21	0,22	9,71	0,163	0,075	0,034	0,47	0,42	—	—	2,60	98,97
0,30	10,20	0,92	0,13	8,41	0,091	0,063	0,006	0,45	0,27	—	—	2,80	97,99
0,43	8,01	1,36	0,20	9,53	0,100	0,092	0,013	Н. д.	0,40	2,76	—	—	99,90
0,34	8,57	1,49	0,17	9,75	0,133	0,089	0,009	—	0,50	1,96	—	—	99,49
0,33	8,41	0,96	0,24	9,61	0,059	0,078	0,008		0,24	3,36	0,48	—	98,98
0,40	8,05	1,16	0,17	9,03	0,093	0,056	0,004		0,30	4,07	—	—	100,62
0,24	10,99	0,68	0,13	8,99	0,100	0,050	0,004	0,38	0,16	—	—	2,60	97,72
0,31	11,12	0,65	0,13	8,84	0,052	0,056	0,005	0,38	0,25	—	—	4,40	99,08
0,29	11,95	0,15	0,20	8,68	0,084	0,064	0,004	0,24	0,30	—	—	3,00	98,90
0,41	11,00	0,58	0,11	7,25	0,093	0,056	0,007	0,25	0,30	—	—	3,00	98,48
0,29	12,03	0,61	0,07	8,41	0,079	0,056	0,005	0,38	0,20	—	—	5,00	99,49
0,33	10,50	0,65	0,11	8,55	0,082	0,078	0,011	0,62	0,20	—	—	4,80	99,07
0,33	11,95	0,53	0,22	8,41	0,102	0,061	0,006	0,26	0,27	—	—	2,40	98,02
0,40	10,70	1,42	0,13	7,39	0,134	0,047	0,005	0,55	0,24	—	—	5,20	99,19
0,37	9,42	0,81	0,12	9,05	0,082	0,079	0,008	Н. д.	0,45	2,30	—	—	99,21
0,43	8,88	1,02	0,13	8,75	0,148	0,105	0,0100		0,56	2,12	0,04	—	99,47

комплекс, Ф Д И

0,5	5,9	0,4	0,15	7,8	0,21	0,10	Н. д.	0,2	1,18	—	—	2,90	100,44
0,5	5,7	1,4	0,14	7,9	0,135	0,10		0,4	0,75	—	—	1,6	100,02
0,5	2,6	0,6	0,2	7,9	0,23	0,16		0,2	1,0	—	—	3,0	99,99
0,6	4,9	0,7	0,2	7,3	0,17	0,12		0,3	0,87	—	—	3,0	99,46
0,5	3,9	1,0	0,3	7,0	0,31	0,13		0,2	0,62	—	—	3,1	100,26
1,17	3,49	0,27	0,36	7,00	0,287	0,132	0,016	0,51	0,30	—	—	2,43	99,74
0,78	5,89	0,36	0,69	7,48	0,157	0,099	0,014	0,64	0,48	—	—	2,89	99,73
0,53	9,00	0,76	0,34	5,27	0,114	0,028	0,003	0,46	0,37	—	—	3,99	99,89
0,54	4,17	0,22	0,98	6,54	0,147	0,082	0,009	0,29	0,34	—	—	2,87	99,98

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Букукунский * (1)	Граниты биотитовые среднезернистые	38	XГ-762	34,92	3,09	13,88	3,57	24,25
Агуца-Букукунский * (1а)	Граниты биотитовые среднезернистые	39	XГ-349	35,88	3,45	13,52	3,56	22,09
Анацаканский (19)	Граниты биотитовые среднезернистые	40	XГ-3040	34,76	4,47	12,65	9,18	19,39
		41	XГ-3044	34,40	4,47	12,83	7,82	19,39
		42	XГ-3046	35,51	3,56	14,09	6,87	18,32
Гыр-Голунский (20а)	Граниты биотитовые среднезернистые порфиroidные	43	XГ-393	34,86	3,16	12,52	4,42	23,52
		44	XГ-405	36,72	3,00	11,93	6,69	18,32
Былыринский * (4)	Пегматоидные шилы	45	XГ-1699	34,64	4,47	13,73	2,30	19,39
		46	XГ-1743	36,04	6,35	11,32	3,49	19,39
Хамаро-Тыринский (6)	Граниты биотитовые лейкократового облика	47	XГ-29	33,38	2,72	15,51	4,42	19,26
		48	XГ-4002	34,48	3,45	13,10	5,67	20,65
Оленгуевский (23)	Граниты биотитовые крупнозернистые	49	XГ-4032	34,33	3,42	12,96	7,17	21,91
		50	XГ-4013	32,31	3,25	14,12	6,85	21,55
		51	XГ-4031	34,24	3,60	13,67	4,66	20,47
		52	XГ-4017	35,42	3,98	14,23	3,09	19,94
		53	XГ-4021	35,68	3,88	14,39	3,08	20,29
		54	XГ-4059	35,16	3,59	14,25	3,48	25,32

Сохондинский комп

Сохондинский (24)	Дацитовые порфиры	55	XГ-730	36,00	4,16	13,52	2,23	21,73
		56	XГ-746	34,62	5,21	13,01	3,33	19,75
		57	XГ-756	36,22	5,03	12,29	5,63	15,44
		58	XГ-1037	36,17	3,94	14,81	3,27	18,32

Сохондинский комплекс,

Сохондинский (24)	Гранит-порфиры	59	332 **	29,01	3,85	17,69	8,71	20,83
Аршанский * (2)	Гранодиорит-порфиры	60	XГ-2026	36,54	4,32	13,11	3,00	22,27
Быринский (25)	Граниты биотитовые, резкопорфиroidные среднезернистые	61	XГ-1629	34,30	3,70	12,29	9,13	19,39
		62	XГ-1638	34,37	3,94	12,45	9,21	19,39
Жипкошинский (28)	Гранит-порфиры	63	XГ-2073	31,61	4,21	12,83	3,56	22,27
Алханайский (30)	Граниты биотитовые, резкопорфиroidные среднезернистые	64	XГ-2114	33,73	4,70	13,58	3,94	18,32
		65	XГ-2116	34,23	4,47	13,61	3,57	19,03
		66	XГ-2131	34,42	3,76	14,46	4,78	18,32
		67	XГ-2513	32,24	3,94	15,54	4,01	19,03
		68	XГ-2514	34,43	4,32	13,21	4,28	18,67
Верхне-Кыринский * (3)	Гранит-порфиры	69	XГ-3151	34,08	3,56	13,58	4,48	24,42

Харалгинский

Ингодинский (31)	Граниты биотитовые редкопорфиroidные	70	XГ-794	29,49	7,71	13,01	10,14	24,00
Харалгинский (34)	Граниты лейкократовые	71	XГ-85	30,24	2,46	16,44	10,54	22,81
		72	XГ-1300	36,25	3,56	15,56	3,31	24,42
Берейнский (35)	Граниты биотитовые	73	XГ-2516	32,92	2,79	17,30	9,49	17,24

Продолжение табл. I

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
0,59	5,60	0,92	0,15	9,68	0,135	0,129	0,019	Н. д.	0,80	1,07	—	—	98,81
0,58	7,14	0,51	0,48	9,89	0,113	0,177	0,051	»	0,63	2,10	—	—	100,17
0,37	5,31	1,06	0,18	6,68	0,148	0,089	0,007	0,39	0,37	—	—	4,20	99,26
1,00	5,31	0,35	0,04	7,75	0,200	0,148	0,021	0,38	0,6	—	—	4,00	98,80
0,92	5,31	0,95	0,11	8,03	0,355	0,120	0,016	0,40	1,40	—	—	3,50	99,59
0,65	4,70	1,56	0,25	7,46	0,259	0,111	0,014	Н. д.	0,85	3,49	0,04	—	97,86
0,68	7,06	2,00	0,29	7,83	0,299	0,130	0,034	0,26	1,0	—	—	3,00	99,24
0,43	7,55	1,52	0,10	7,82	0,176	0,084	0,011	0,38	1,40	—	—	3,00	97,00
0,70	8,55	2,81	0,31	5,87	0,085	0,062	0,010	0,53	0,34	—	—	4,00	99,86
0,46	10,48	1,53	0,096	5,78	0,124	0,041	0,003	Н. д.	0,24	5,46	0,16	—	99,66
1,00	8,30	1,49	0,14	6,34	0,309	0,109	0,021	—	1,45	—	—	3,58	100,09
1,09	6,80	0,79	0,24	6,67	0,253	0,082	0,008	—	1,10	—	—	3,19	100,01
1,12	9,00	1,99	0,11	4,29	0,229	0,063	0,007	—	0,78	—	—	4,84	100,51
0,87	9,15	1,31	0,27	6,55	0,248	0,086	0,005	—	1,25	—	—	3,76	100,15
0,80	9,50	1,51	0,11	7,99	0,162	0,089	0,016	—	0,90	—	—	2,35	100,09
0,87	9,00	1,22	0,20	7,79	0,1511	0,075	0,007	—	1,05	—	—	2,19	199,87
0,72	4,80	0,58	0,19	7,39	0,2806	0,098	0,129	—	1,45	—	—	2,62	100,06

лекс, главная фаза

0,40	8,19	1,64	0,15	9,56	0,0836	0,056	0,004	Н. д.	0,88	1,24	0,12	—	64,32
0,23	9,50	0,45	0,24	9,05	0,108	0,071	0,005	0,43	0,36	—	—	3,0	99,37
0,18	10,79	0,48	0,22	9,12	0,117	0,089	0,011	0,26	0,80	—	—	3,20	99,88
0,47	8,63	0,61	0,25	8,84	0,151	0,108	0,009	0,41	1,15	—	—	3,40	100,54

заклЮчительная фаза

0,46	8,37	0,24	0,47	2,20	0,095	0,016	0,004	0,61	0,10	—	—	7,21	99,86
0,43	4,90	0,53	0,10	7,85	0,200	0,068	0,032	0,54	1,25	—	—	5,20	100,39
0,52	4,90	1,44	0,27	6,92	0,180	0,068	0,005	0,39	0,74	—	—	5,00	99,25
0,42	4,65	1,12	0,27	6,95	0,160	0,064	0,004	0,57	0,73	—	—	4,60	98,93
0,93	6,39	0,86	0,22	6,99	0,160	0,082	0,008	0,48	0,57	—	—	6,40	97,65
0,38	9,46	1,07	0,15	7,60	0,177	0,073	0,006	0,48	0,50	—	—	5,00	99,17
0,43	8,17	0,68	0,19	7,96	0,114	0,071	0,010	0,53	0,50	—	—	5,20	98,76
0,50	8,30	0,72	0,18	7,17	0,132	0,084	0,004	0,41	0,37	—	—	5,20	98,80
0,56	9,30	1,42	0,10	7,87	0,250	0,110	0,002	0,57	0,42	—	—	4,00	99,36
0,49	9,13	1,00	0,17	7,50	0,127	0,041	0,008	0,60	0,48	—	—	5,30	99,76
0,98	2,49	0,66	0,10	7,21	0,157	0,073	0,008	0,58	—	—	—	6,40	98,78

комплекс

0,89	4,00	2,07	0,216	3,75	0,216	0,089	0,016	0,41	0,80	—	—	3,30	100,12
0,81	2,27	0,58	0,23	3,23	0,432	0,069	0,010	Н. д.	0,83	7,91	0,48	—	99,34
0,65	2,07	0,70	0,24	4,77	0,324	0,142	0,025	0,41	0,40	—	—	5,20	98,03
0,53	3,66	0,29	0,20	6,81	0,685	0,243	0,030	0,20	2,00	—	—	5,40	97,79

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Асакан - Шумилов								
Шумиловский (14)	Граниты биотитовые и лейкократовые средне-крупнозернистые, частью с мусковитом	74	91*	35,32	2,90	17,29	2,13	20,47
		75	787*	39,48	3,75	16,78	7,89	12,57
		76	АШ-1*	32,8	3,0	17,6	12,7	13,9
		77	АШ-2*	33,2	3,1	17,6	14,7	12,8
		78	АШ-4*	32,6	3,0	18,0	3,0	24,0
		79	АШ-9*	32,4	2,1	16,3	12,8	16,5
		80	ЯТ-3/3*	36,0	3,0	16,0	6,0	21,2
		81	ЯТ-21*	35,9	2,7	16,1	5,0	21,5
		82	ЯТ-25*	35,2	2,7	17,1	5,4	20,8
		83	ЯТ-58*	35,0	3,4	16,2	2,5	21,5
Ясытайский (14)	То же	84	ЯТ-40*	37,1	2,6	17,3	4,5	17,6
		85	ЯТ-42*	34,4	3,3	16,0	3,0	23,3
		86	ЯТ-62*	32,5	3,5	15,9	7,3	20,9
Молодежный (14)	То же	87	141***	37,52	2,02	17,71	9,22	16,88
		88	143***	38,27	2,10	18,17	6,19	17,96

Агинская

Шахтаминский								
Загатайский (36)	Монцодиориты роговообманково-биотитовые	89	ХГ-260	37,45	3,94	15,12	0,92	16,16
		90	ХГ-265	36,44	4,70	13,55	5,27	15,44
Куранжинский (37)	Монцогаббро-роговообманково-биотитовые	91	ХГ-1437	33,36	5,15	15,93	1,70	15,44
		92	ХГ-1442	34,77	5,90	14,41	2,60	16,70
Ималкинский (61а)	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	93	ХГ-1463	36,50	3,29	14,32	1,80	18,50
Гопуновский (38)	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	94	ХГ-2345	37,07	4,51	12,59	2,79	18,49
		95	ХГ-2348	37,81	4,85	12,71	2,23	18,05
Бугунтуевский (39)	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	96	ХГ-2333	37,26	4,27	13,92	2,63	16,61
		97	ХГ-2334	37,09	3,98	13,92	5,83	13,11
		98	ХГ-2339	37,30	4,22	13,61	1,63	17,42
Будуланский (40)	То же	99	ХГ-1472	35,74	3,98	14,36	3,62	17,06
Хараганашский (44)	Диориты роговообманково-биотитовые	100	ХГ-4718	37,42	3,82	13,52	1,11	15,98
		101	ХГ-4262	36,54	3,75	16,41	1,48	18,86
Шивандинский (47)	Граниты биотитовые порфиривидные	102	ХГ-4747	36,08	3,76	15,35	2,16	17,24
		103	ХГ-4388	38,81	3,60	15,02	0,39	15,36
Тургинский (48)	Габбро-диориты роговообманковс-биотитовые среднезернистые	104	ХГ-4588	38,71	4,10	13,85	0,10	15,62
		105	ХГ-4371	35,09	3,72	16,52	1,38	21,37
Бужукунский (49)	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	106	317***	38,24	2,85	13,58	3,20	16,88

Борщевочный

Халзанский (54)	Граниты биотитовые, крупнозернистые огнейсаванные	107	ХГ-2286	34,48	3,18	19,89	2,14	22,09
		108	ХГ-2289	34,91	3,22	16,25	1,87	24,96
	Граниты биотитовые среднезернистые огнейсаванные	109	ХГ-4094	35,33	3,88	18,07	0,33	23,53
		110	ХГ-4705	34,92	3,11	18,97	1,27	19,93
		111	ХГ-2299	34,84	3,70	20,38	0,56	20,65
		112	ХГ-4091	35,12	3,19	18,64	1,80	21,55

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
ский комплекс													
0,73	5,26	0,36	0,46	8,11	0,420	0,148	0,032	0,70	0,75	—	—	4,47	99,55
0,80	5,07	0,16	0,49	7,33	0,538	0,221	0,019	0,38	1,50	—	—	3,51	100,49
	4,7	0,9	0,1	7,8	2,8	0,16	Н. д.	0,4	0,13	—	—	Н. о.	96,99
1,1	4,3	1,3	0,1	7,2	0,3	0,14		0,5	0,9	—	—	3,2	100,44
1,0	4,5	1,0	0,05	6,0	0,27	0,11		0,6	0,7	—	—	5,3	100,13
	3,9	1,5	0,02	6,7	0,44	0,17		0,6	0,8	—	—	Н. о.	94,23
1,2	3,2	0,3	0,16	8,4	0,376	0,143		0,4	0,78	—	—	3,1	100,26
1,5	3,4	0,5	0,3	8,5	0,547	0,171		0,6	0,98	—	—	2,8	100,50
1,2	4,0	0,6	0,1	7,8	0,50	0,16		0,4	0,9	—	—	3,2	100,06
0,6	5,5	1,2	0,08	7,9	0,37	0,12		0,6	1,0	—	—	4,8	100,77
1,2	5,0	0,3	0,19	8,5	0,717	0,221		0,5	2,27	—	—	2,4	100,40
0,7	6,5	0,8	0,08	6,1	0,33	0,14		0,3	1,0	—	—	4,1	100,1
0,9	4,9	1,6	0,08	5,1	0,18	0,06	Н. д.	0,6	0,3	—	—	5,8	99,62
1,43	1,76	0,18	0,31	6,73	0,435	0,168	0,035	0,56	0,60	—	—	5,15	100,71
1,10	1,97	0,07	0,22	8,21	0,569	0,191	0,035	0,48	1,15	—	—	3,29	99,98

вона

комплекс

0,21	11,12	1,28	0,60	8,26	0,037	0,032	0,004	0,19	0,36	—	—	3,20	99,21
0,27	10,67	1,48	0,11	8,99	0,079	0,071	0,011	0,69	0,30	—	—	1,60	99,67
0,87	12,23	3,80	0,93	4,26	0,104	0,021	0,001	0,23	0,58	—	—	5,44	100,04
0,24	9,79	3,79	0,35	7,37	0,109	0,034	0,003	0,70	0,35	—	—	2,82	99,93
0,40	10,84	0,70	0,14	8,61	0,102	0,085	0,002	0,29	0,59	—	—	3,19	99,45
0,33	9,83	1,40	0,20	8,13	0,068	0,093	0,003	0,74	0,93	—	—	2,88	100,05
0,24	11,10	1,56	0,17	8,25	0,058	0,0621	0,001	0,58	0,67	—	—	1,37	99,71
0,25	11,92	1,40	0,15	8,07	0,079	0,061	Н. о.	0,71	0,55	—	—	1,88	99,76
0,33	11,96	1,02	0,14	8,97	0,083	0,071	0,002	0,67	0,55	—	—	2,69	100,41
0,30	11,55	1,18	0,16	9,15	0,066	0,069	0,001	0,69	0,43	—	—	2,27	100,05
0,36	10,14	2,25	0,17	7,43	0,028	0,044	Н. о.	1,04	0,45	—	—	2,99	99,66
0,18	13,27	0,73	0,16	9,98	0,040	0,077	0,003	Н. д.	0,36	2,23	0,08	—	98,96
0,04	10,04	0,54	0,58	9,03	0,041	0,016	0,001	0,42	0,75	—	—	1,34	99,84
0,34	9,46	1,19	0,10	8,76	0,052	0,065	0,005	Н. д.	0,85	3,96	0,64	—	100,00
0,15	14,35	0,57	0,16	8,96	0,041	0,058	0,004	Н. д.	0,18	—	—	2,02	99,67
0,17	14,37	0,64	0,06	9,01	0,050	0,075	0,005	0,32	0,50	—	—	2,09	99,67
0,48	8,05	1,06	0,53	8,92	0,087	0,061	0,001	0,76	0,55	—	—	1,22	99,80
0,40	8,80	1,87	0,42	6,70	0,103	0,382	0,009	0,54	0,20	—	—	3,87	97,94

комплекс

0,37	4,74	0,09	0,53	8,70	0,308	0,172	0,010	0,20	0,72	—	—	2,19	99,81
0,54	4,50	0,73	0,71	8,50	0,193	0,107	0,006	0,59	0,90	—	—	1,84	99,83
0,26	6,32	0,28	0,41	9,03	0,073	0,117	0,003	0,28	0,38	—	—	1,51	99,80
0,50	6,46	0,11	0,21	9,06	0,206	0,205	0,021	Н. д.	1,14	3,15	—	—	99,26
0,30	6,14	0,10	1,00	9,68	0,093	0,101	0,003	0,23	0,32	—	—	1,86	99,95
0,48	4,65	0,38	0,20	9,29	0,138	0,188	0,008	Н. д.	0,98	3,42	—	—	100,04

1	2	3	4	5	6	7	8	9		
Кангинский (56)	Граниты биотитовые среднезернистые	113 114 115 116 117	ХГ-4703 ХГ-4079 ХГ-4086 ХГ-1426 ХГ-1415	33,92 35,72 34,79 35,95 35,02	3,07 2,40 2,65 1,20 3,25	18,21 20,38 20,88 22,40 19,45	6,18 1,12 3,39 2,95 0,73	19,57 23,53 23,98 21,91 19,58		
	Граниты двуслюдяные среднезернистые									
	Пегматиты кварц-микроклиновые с биотитом	118	ХГ-1401	34,04	3,55	19,13	1,08	22,62		
	Граниты биотитовые крупнозернистые огнейсованные	119	ХГ-4275	32,87	2,88	17,80	2,89	17,78		
	Пегматоидный шпир кварц-микроклиновый с биотитом	120	ХГ-4273	34,76	2,23	19,74	3,23	18,32		
	<i>Кукубейский</i>									
	Саханайский (58)	Граниты биотитовые крупнозернистые с мусковитом	121 122 123 124 125	ХГ-240 ХГ-1508 ХГ-1509 ХГ-2350 ХГ-2352	32,65 35,86 36,17 33,13 34,20	3,94 3,94 3,20 2,62 2,96	17,46 18,87 15,21 19,15 18,52	2,48 2,57 4,72 7,78 2,67	22,62 18,32 18,32 19,31 22,45	
		Граниты среднезернистые биотитовые	126	ХГ-251	29,96	2,79	18,77	2,81	23,10	
		Дурулгусевский (61)	Граниты биотитовые крупнозернистые с мусковитом	127 128 129	ХГ-4103 ХГ-4109 ХГ-3180	36,97 35,57 34,62	2,52 2,95 3,39	19,74 19,00 18,54	1,18 1,34 3,56	20,12 22,00 19,85
			Граниты биотитовые мелкозернистые	130	ХГ-4116	36,38	2,88	19,31	1,62	21,01
Граниты двуслюдяные среднезернистые			131	ХГ-4708	34,16	2,29	19,76	2,37	20,29	
Хангилайский (62)	Граниты биотитовые среднезернистые с мусковитом	132 133 134	ХГ-4135 ХГ-4139 ХГ-4146	35,96 33,60 37,24	3,45 3,19 3,30	17,98 17,45 16,97	4,60 9,08 2,41	17,78 15,80 21,37		
	Седловский (63)	Граниты биотитовые крупнозернистые	135 136 137 138	ХГ-4243 ХГ-4255 ХГ-4259 ХГ-4768	36,00 35,01 35,93 35,38	2,80 3,32 3,25 2,81	17,42 16,50 16,84 16,81	3,09 1,53 3,32 0,88	23,89 26,76 24,78 22,45	
		Кулиндинский (64)	Диориты биотитовые мелкозернистые	139 140	ХГ-4343 ХГ-4345	37,20 37,62	2,72 3,25	17,80 18,98	0,74 0,31	17,78 16,88
Граниты биотитовые мелкозернистые			141 142 143	ХГ-4166 ХГ-4163 ХГ-4520	35,52 37,68 38,06	3,72 4,10 2,52	17,47 17,90 17,59	2,38 2,91 1,74	18,50 15,62 16,88	
Мало-Кангинский (65)	Гранодиориты среднезернистые биотитовые		144	ХГ-4403	36,86	2,98	17,73	1,96	15,80	
	Граниты биотитовые крупнозернистые порфировидные	145	ХГ-4756	36,40	2,81	15,71	2,53	17,06		
	Соктуйский (69)	Граниты мусковитовые с биотитом среднезернистые	146 147 148	ХГ-4292 ХГ-4293 ХГ-4279	37,96 37,95 34,28	2,78 2,85 2,20	18,36 17,18 20,11	0,75 2,04 4,33	18,14 16,70 19,93	
		Граниты биотитовые крупнозернистые порфировидные	149 150 151	0852 **** А-267**** Б-560****	34,44 34,66 36,60	3,30 3,30 2,84	13,08 15,30 15,30	7,89 8,62 6,83	25,01 23,25 18,61	

Продолжение табл. I

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
0,78	3,66	0,84	0,17	8,26	0,340	0,159	0,012		0,48	4,63	—	—	100,28
0,52	3,00	0,19	0,65	8,90	0,726	0,129	0,027		1,00	—	—	1,66	99,96
0,30	1,60	0,04	0,26	8,52	0,551	0,103	0,033		0,45	—	—	2,21	99,75
0,74	0,98	0,10	0,65	8,40	0,850	0,195	0,028	0,25	1,22	—	—	2,50	100,33
0,40	5,38	0,14	0,89	8,70	0,259	0,175	0,011	0,24	1,00	—	—	4,63	99,86
0,43	4,70	0,05	1,16	9,61	0,191	0,131	0,007	0,18	0,65	—	—	2,58	100,41
0,42	10,94	1,01	0,62	6,02	0,078	0,033	0,002	0,70	0,28	—	—	5,21	99,53
0,93	5,49	0,007	0,22	9,79	0,432	0,314	0,059	Н. д.	1,30	3,29	—	—	100,40

комплекс

0,79	4,85	0,79	0,13	7,68	0,346	0,132	0,019	0,43	0,48	—	—	4,50	99,30
1,09	3,40	1,15	0,22	8,76	0,723	0,204	0,031	0,41	1,20	—	—	1,60	98,34
0,95	3,49	1,50	0,16	8,25	0,551	0,228	0,034	0,38	0,75	—	—	5,00	98,91
0,79	3,96	0,40	0,07	7,16	0,293	0,099	0,004	0,55	0,43	—	—	4,34	100,08
0,71	4,96	0,60	0,11	8,01	0,295	0,113	0,008	0,50	0,75	—	—	2,79	99,65
0,67	5,08	1,02	0,14	7,87	0,540	0,105	0,018	0,45	0,42	—	—	4,80	98,55
0,60	4,50	0,12	0,11	9,72	0,675	0,244	0,049	Н. д.	1,70	—	—	2,11	100,35
0,58	5,00	0,43	0,14	9,13	0,482	0,231	0,031	0,20	1,18	—	—	1,96	100,02
0,53	5,25	0,53	0,14	8,19	0,128	0,264	0,010	0,20	0,85	—	—	3,93	99,98
0,64	4,90	0,30	0,74	9,27	0,392	0,205	0,015		1,25	—	—	1,90	100,80
0,53	4,25	0,12	0,15	9,37	0,432	0,277	0,019		0,75	3,49	0,04	—	98,30
0,30	5,37	0,66	0,76	8,89	0,415	0,159	0,028	0,57	1,40	—	—	2,17	100,50
0,22	5,44	0,98	0,092	4,41	0,388	0,096	0,008	Н. д.	1,83	6,97	0,96	—	100,52
0,44	5,60	0,69	0,09	8,52	0,697	0,201	0,020		1,40	—	—	2,04	100,69
0,58	2,90	0,29	0,20	8,89	0,189	0,131	0,006		0,82	—	—	2,53	99,74
0,42	4,00	0,43	0,07	9,23	0,121	0,129	0,006		0,92	—	—	1,38	99,83
0,32	3,50	0,32	0,08	8,72	0,124	0,115	0,005		1,00	—	—	1,52	99,83
0,37	6,70	0,64	0,16	9,97	0,156	0,131	0,006		1,25	3,05	0,08	—	100,85
0,30	8,95	1,07	0,75	8,40	0,789	0,069	0,040	0,50	1,28	—	—	2,28	100,67
0,34	7,61	0,91	0,62	8,44	1,08	0,22	0,114	0,51	1,28	—	—	2,18	100,34
0,26	7,95	0,99	0,73	9,03	0,149	0,112	0,006	0,78	1,32	—	—	1,33	100,25
0,27	6,27	0,98	0,14	8,91	1,092	0,142	0,132	0,17	2,50	—	—	2,07	100,88
0,38	9,00	0,39	0,15	9,26	0,279	0,144	0,056	Н. д.	2,08	—	—	1,83	100,36
0,45	9,69	0,63	0,25	8,77	0,412	0,30	0,048	0,40	1,40	—	—	2,71	100,39
0,40	8,74	1,18	0,12	9,14	0,627	0,174	0,029	Н. д.	2,05	4,20	—	—	101,17
0,41	7,60	0,60	0,76	9,26	0,654	0,147	0,018		2,32	—	—	1,03	100,79
0,33	9,00	0,74	0,58	8,59	0,534	0,163	0,019	0,58	2,08	—	—	1,33	100,66
0,43	4,26	0,17	0,59	8,29	0,475	0,128	0,035	Н. д.	1,0	3,92	—	—	100,25
0,51	2,63	0,61	0,16	8,79	0,21	0,15	Н. д.	0,12	1,25	2,80	—	—	100,95
0,60	2,43	0,61	0,19	8,79	0,40	0,18		0,17	1,00	2,46	—	—	101,96
0,50	6,35	0,65	0,16	8,31	0,01	0,54		0,10	2,00	2,46	—	—	101,26

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Одлондинский (70)	Граниты биотитовые крупнозернистые	152	XГ-4224	36,14	2,96	15,56	1,85	17,78
		153	XГ-4227	37,41	2,78	15,90	2,03	16,07
Белухинский (71)	Граниты биотитовые среднезернистые	154	XГ-4221	33,69	3,65	18,93	1,36	23,80
		155	XГ-4239	33,79	3,45	19,13	1,76	23,44
	156	XГ-4377	35,76	3,55	19,66	2,20	19,58	
	157	П-310****	33,96	4,20	15,80	5,86	19,50	
Тургинский (72)	Граниты биотитовые среднезернистые резкопорфировидные	158	XГ-4195	35,45	3,32	14,82	1,68	18,86
		159	316***	38,19	3,57	14,19	4,65	14,73
	Граниты лейкократовые с биотитом	Граниты амазонитовые	160	XГ-4210	37,25	3,78	12,83	17,46
161			XГ-4389	40,27	0,98	22,84	1,07	17,42
162			П-343****	35,90	1,50	18,70	11,44	12,50
163			XГ-4390 ^a	40,24	0,67	19,00	2,59	17,78
<i>Восточно-Забай</i>								
<i>Урулюнгуевский</i>								
Заурулюнгуевский (74)	Граниты биотитовые крупнозернистые, катаклазированные, огнейсованные	164	КС-53	37,20	3,14	18,34	2,98	20,12
		165	КВ-75	34,98	2,82	19,27	1,98	24,07
		166	КВ-82	34,35	2,80	19,00	2,15	22,63
<i>Ундинский</i>								
Верхнеундинский (77)	Гранодиориты роговообманково-биотитовые, крупнозернистые	167	КМ-28	36,6	3,0	16,8	Σ20,0	—
		168	КМ-49	36,75	4,36	14,96	1,90	17,60
		169	КМ-2	36,5	3,1	15,5	Σ19,5	—
		170	КМ-3	37,12	3,55	13,58	1,64	17,24
		171	КМ-20	36,0	3,0	15,1	Σ18,3	—
		172	КМ-40	37,46	2,93	15,35	2,40	16,88
		173	КМ-5	34,5	3,40	14,8	Σ29,0	—
		174	КМ-6	31,84	4,42	14,55	3,81	23,53
Калганский (79)	Гранодиориты роговообманково-биотитовые крупнозернистые	175	КМ-7	35,36	3,71	18,32	2,04	20,65
		176	КМ-30	36,17	3,71	15,38	3,02	18,86
		177	КС-92	35,94	3,55	14,65	3,13	16,52
		178	КС-98	36,16	4,18	14,62	2,45	16,88
Кличкинский (80)	То же	179	КС-99	35,61	3,26	14,90	2,41	18,32
		180	КС-116	34,34	4,26	14,16	4,02	17,60
		181	КВ-62	38,29	3,32	13,88	3,08	16,16
Заурулюнгуевский (74)	Граниты биотитовые среднезернистые	182	КВ-72	29,92	2,95	15,71	5,60	18,86
<i>Амуджакано-Сретен</i>								
Нижне-Голготайский (51)	Граниты порфировидные	183	Б-136****	36,14	3,51	11,72	6,65	13,96
		184	Б-156****	36,50	2,34	12,40	6,26	13,06
Верхне-Голготайский (50)	То же	185	0227****	36,20	3,38	11,89	5,40	11,08
		186	Б-103****	38,02	2,91	12,06	4,97	11,71

Продолжение табл. 1

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
0,43	8,99	0,93	0,20	9,79	0,475	0,234	0,031	Н. д.	1,65	3,75	0,40	—	101,17
0,47	11,40	1,04	0,11	9,17	0,514	0,173	0,039		1,70	—	—	1,81	100,61
0,88	4,90	1,07	0,16	6,32	0,474	0,144	0,015		0,72	—	—	3,65	99,76
0,50	5,00	0,91	0,20	7,28	0,399	0,208	0,028		0,78	—	—	3,20	99,78
0,60	4,10	0,87	0,30	8,54	0,652	0,22	0,044	0,70	1,08	—	—	2,01	99,86
0,60	6,10	1,18	0,16	6,26	0,37	0,08	0,01	0,40	0,90	4,43		—	99,81
0,52	10,64	1,37	0,71	7,86	0,426	0,158	0,053	0,83	1,50	—	—	1,95	100,15
0,54	8,43	0,62	0,20	7,91	0,329	0,189	0,051	1,08	1,47	—	—	4,15	100,30
0,40	0,39	0,60	0,12	7,62	0,144	0,344	0,029	Н. д.	0,45	—	—	4,52	99,93
0,98	0,55	0,12	0,51	9,13	1,49	0,57	0,056	0,15	4,20	—	—	1,27	101,61
0,62	2,06	1,30	0,13	8,50	0,54	0,15	0,02	0,34	1,90	4,80			100,40
0,84	0,33	0,15	0,29	9,30	1,63	0,599	0,061	Н. д.	4,75	2,55	0,20	—	100,98

кальский регион

КОМПЛЕКС

0,35	2,77	2,60	0,57	7,43	0,135	0,115	0,013	0,66	1,50		2,93	—	100,85
0,33	2,96	0,06	0,35	9,21	0,196	0,155	0,008	0,33	1,78		2,45	—	100,96
0,62	3,02	2,13	0,68	7,81	0,226	0,167	0,030	0,63	0,70		3,34	—	100,29

КОМПЛЕКС

0,17	11,7	1,50	0,83	6,64	0,059	0,044	Н. д.	Н. д.	0,36	—	—	2,8	100,50
0,34	11,58	0,41	0,24	8,91	0,056	0,059	0,002	0,24	0,35	—	—	2,48	100,24
0,40	13,8	0,74	0,78	7,67	0,083	0,067	Н. д.	Н. д.	0,40	—	—	2,1	100,64
0,74	12,12	0,48	0,15	9,03	0,075	0,085	0,084	0,19	0,75	—	—	3,26	100,09
1,14	13,2	1,03	0,85	8,46	0,074	0,078	Н. д.	Н. д.	0,80	—	—	3,0	101,03
0,60	11,70	0,35	0,39	8,21	0,081	0,079	0,094	0,10	0,58	—	—	2,56	99,76
0,38	7,20	0,89	0,76	7,37	0,093	0,067	Н. д.	Н. д.	0,80	—	—	1,7	100,96
0,79	5,96	3,93	0,20	3,01	0,110	0,065	0,002	0,49	0,65	—	—	6,43	99,78
0,47	5,70	0,33	0,43	7,64	0,095	0,075	0,005	0,14	0,68	—	—	4,17	99,82
0,44	7,45	1,74	0,60	7,58	0,126	0,057	0,004	0,57	0,58	—	—	4,09	100,38
0,27	12,05	0,66	0,36	8,38	0,080	0,073	0,003	0,53	0,75	3,46		—	100,40
0,35	11,25	0,65	0,44	8,69	0,073	0,067	0,002	0,29	2,20	2,99		—	101,29
0,35	10,98	0,78	0,35	8,28	0,126	0,074	0,002	0,45	2,35	3,12		—	101,36
0,39	9,92	2,26	0,33	6,88	0,077	0,044	0,003	0,46	1,20	4,22		—	100,16
0,35	10,46	3,20	0,34	7,85	0,041	0,068	0,002	0,35	0,38	2,60		—	100,37
0,70	9,73	2,63	0,36	3,06	0,152	0,029	<0,001	0,60	1,35	8,43		—	100,08

СКИЙ КОМПЛЕКС

0,39	11,27	2,42	0,20	8,43	0,27	0,13	Н. д.	0,80	1,12	3,18		—	100,19
0,73	11,62	0,80	0,24	8,55	0,32	0,16		0,64	2,00	5,35		—	100,97
0,45	13,46	2,00	0,22	9,15	0,12	0,08		0,67	0,84	5,60		—	100,54
0,49	13,16	1,95	0,34	8,55	0,17	0,09		0,60	0,97	4,47		—	100,46

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Сретенский Кара-Чачинский	Граниты порфи- ровидные	187	Б-774****	37,18	4,15	11,85	5,91	11,53
		188	Б-222****	35,20	3,18	12,06	6,92	12,07
	Гранодиориты	189	Б-794****	35,62	4,26	12,40	7,45	10,81
	Гранодиориты порфировидные	190	Б-612****	37,16	3,14	12,66	4,69	12,16

Акагуевский

Акагуевский (85)	Габбро-сиениты	191	2****	36,12	5,99	12,09	1,90	11,70
		192	486****	41,90	4,30	12,91	3,59	7,73
	Сиенито-диориты	193	281****	39,06	5,36	10,87	3,31	11,68
		194	480****	37,64	4,90	11,81	5,71	11,85
		195	975****	38,20	4,44	12,84	4,65	13,20
Запокровский (86)	Сиенито-диориты	196	394****	36,54	4,57	12,32	3,62	18,22
		197	409****	36,46	4,40	11,89	4,48	14,93
		198	1394****	35,74	5,10	12,23	3,96	16,66
		199	216****	38,88	2,96	12,23	2,40	16,10
Далбыр- кейский	Габбро-сиениты	200	582****	36,76	5,74	11,89	4,16	13,36
201		167****	37,42	4,80	13,25	3,49	11,99	
Боямшин- ский	Сиенито-диориты	202	3266****	37,92	4,56	13,17	1,41	13,94
Куйтун- ский (87)		Граносиениты	203	461****	35,25	6,46	12,32	5,68
204	463****		35,64	5,23	11,38	5,39	14,36	

Борщевочный

Кличкин- ский (80)	Граниты биоти- товые среднезер- нистые	205	КВ-55	34,22	3,32	18,27	3,15	21,91
		206	КВ-69	37,37	3,29	18,03	3,97	18,32
		207	КЛ-10	33,33	5,12	15,46	6,70	14,73

Кукльбейский

Кир-Ки- ринский (90)	Граниты лейко- кратовые	208	КС-65	36,68	2,80	15,37	4,29	23,71
-------------------------	----------------------------	-----	-------	-------	------	-------	------	-------

- * Данные приведены в работе В. Д. Козлова, Е. М. Шеремета, В. М. Яновского (1974).
 ** Биотиты из коллекции В. В. Старченко, В. П. Краснова.
 *** Биотиты из коллекции А. И. Кулагашева.
 **** Данные заимствованы из работы П. В. Коваля, М. И. Кузьмина и др. (1972).

Пересчет силикатных анализов биотитов на кристалло

№ п/п	№ пробы	Si	Al _{IV}	Ti _{IV}	ΣZ	Al _{VI}	Ti	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Li	ΣY
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14

Даурская

Даурский комплекс,

1	ХГ-1535	2,74	1,26	—	4,00	0,09	0,17	0,14	1,04	0,02	1,31	0,01	2,78
2	ХГ-1537	2,82	1,18	—	4,00	0,13	0,15	0,11	1,11	0,02	1,22	0,01	2,75

Кыринский комплекс,

3	ХГ-1012	2,70	1,28	0,02	4,00	—	0,20	0,27	1,11	0,02	1,10	0,04	2,74
4	ХГ-1027	2,78	1,20	0,02	4,00	—	0,23	0,20	1,18	0,03	1,12	0,04	2,80
5	ХГ-774	2,74	1,26	—	4,00	0,07	0,20	0,17	1,35	0,04	0,92	0,02	2,77
6	ХГ-2028	2,76	1,24	—	4,00	0,02	0,26	0,19	1,48	0,02	0,77	0,05	2,79
7	ХГ-3085	2,80	1,20	—	4,00	0,03	0,21	0,39	1,28	0,02	0,74	0,03	2,70
8	ХГ-128	2,73	1,21	0,06	4,00	—	0,16	0,29	1,18	0,03	1,11	0,04	2,81
9	ХГ-130	2,76	1,24	—	4,00	0,01	0,23	0,17	1,31	0,03	1,05	0,04	2,84
10	ХГ-135	2,85	1,15	—	4,00	0,05	0,21	0,07	1,30	0,03	1,09	0,02	2,77
11	ХГ-138	2,60	1,23	0,17	4,00	—	0,05	0,32	1,28	0,03	1,08	0,06	2,82

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
0,24	12,59	1,76	0,34	8,43	Нет данных			0,59	0,60	4,77	—	—	99,94
0,73	11,06	1,09	0,24	8,43	0,17	0,10		0,56	1,29	7,57	—	—	100,67
0,20	12,54	0,70	0,19	8,97	0,12	0,07		0,47	0,48	5,87	—	—	100,15
0,43	13,44	1,61	0,22	9,03	0,13	0,07		0,49	0,77	4,41	—	—	100,41

КОМПЛЕКС

0,12	14,44	1,34	0,50	8,20	0,02	0,061	Н. д.	0,38	0,86	6,05	—	—	99,77
0,13	11,25	5,11	1,69	6,02	0,013	0,017		1,15	0,58	3,69	—	—	100,08
0,16	15,50	2,72	0,34	7,45	0,040	0,052		0,35	—	2,99	—	—	99,82
0,13	15,83	0,56	0,34	9,03	0,075	0,08			0,66	2,72	—	—	101,34
0,11	14,37	0,44	0,25	9,39	Нет данных			0,25	1,43	1,87	—	—	101,08
0,15	12,35	0,49	0,20	9,03	0,05	0,05		Н. д.	0,49	2,12	—	—	100,20
0,22	13,19	1,02	0,14	8,52	Нет данных			0,18	Н. д.	—	—	4,39	99,82
0,14	12,04	0,57	0,07	9,00	»	»		0,19	»	—	—	3,88	99,57
0,18	15,15	0,11	0,27	9,39	0,023	0,958		Н. д.	1,14	2,35	—	—	101,24
0,15	14,82	0,42	0,27	9,39	Нет данных			0,10	1,40	1,35	—	—	100,81
0,15	15,32	0,47	0,20	9,51	0,082	0,048		0,39	1,20	2,47	—	—	100,79
0,20	15,82	0,63	0,27	9,63	0,075	0,047		0,18	0,87	2,04	—	—	100,77
0,21	13,29	0,30	0,15	9,00	Нет данных			0,18	Н. д.	4,45	—	—	100,50
0,25	12,66	2,39	0,15	6,60				0,26	—	—	—	6,05	100,36

КОМПЛЕКС

0,58	4,40	0,95	0,53	6,88	0,088	0,09	0,005	0,46	1,00	4,28	—	—	100,14
1,15	3,23	0,36	0,44	7,54	0,305	0,197	0,016	0,31	2,35	3,97	—	—	100,86
0,48	8,34	0,56	0,25	7,70	0,172	0,121	0,008	0,42	1,70	5,33	—	—	100,42

КОМПЛЕКС

1,30	2,18	0,02	0,28	8,90	0,647	0,294	0,027	0,29	2,15	1,82	—	—	100,76
------	------	------	------	------	-------	-------	-------	------	------	------	---	---	--------

Таблица II

химические формулы по R. E. Stevens (1946)

K	Na	Ca	Rb	ΣX	OH	F	ΣОН, F	H ₂ O, %		S	m	M	-f	l
								изб.	нед.					
15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29

зона

главная фаза

0,93	0,02	0,09	—	1,04	1,94	0,06	2,00	—	1,73	2,03	1,85	0,52	47,4	20,5
0,93	0,05	0,09	—	1,07	1,94	0,06	2,00	—	1,76	2,15	1,86	0,50	50,0	19,9

главная фаза

0,81	0,02	0,20	—	1,03	1,93	0,07	2,00	—	1,78	2,11	1,94	0,44	55,6	19,8
0,85	0,02	0,05	—	0,92	1,91	0,09	2,00	—	0,72	2,32	2,08	0,44	55,2	18,5
0,94	0,01	0,07	—	1,02	1,92	0,08	2,00	—	0,73	2,06	1,84	0,37	62,3	20,4
0,86	0,02	0,04	—	0,92	1,82	0,18	2,00	—	3,47	2,19	1,94	0,31	68,4	19,5
0,80	0,03	0,07	—	0,90	1,88	0,12	2,00	1,02	—	2,28	1,96	0,31	69,3	19,1
0,80	0,03	0,10	—	0,93	1,91	0,09	2,00	—	0,50	2,26	2,13	0,42	57,0	18,6
0,73	0,02	0,10	—	0,85	1,87	0,13	2,00	—	1,52	2,21	2,02	0,41	58,5	19,1
0,73	0,02	0,15	—	0,90	1,83	0,17	2,00	—	2,02	2,38	2,05	0,44	55,7	18,4
0,85	0,05	0,18	—	1,08	1,91	0,09	2,00	1,69	—	2,11	2,18	0,40	59,7	18,9

1.	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
12	ХГ-370скв.	2,79	1,17	0,04	4,00	—	0,19	0,12	1,28	0,03	1,11	0,04	2,77
13	ХГ-637	2,64	1,27	0,09	4,00	—	0,13	0,28	1,23	0,03	1,09	0,05	2,71
14	КЛ-17	2,77	1,16	0,07	4,00	—	0,15	0,25	1,19	0,02	1,18	0,03	2,82
15	КЛ-21	2,80	1,20	—	4,00	—	0,24	0,16	1,32	0,03	0,92	0,03	2,70
16	КЛ-22	2,75	1,20	0,05	4,00	—	0,19	0,19	1,28	0,02	0,99	0,04	2,70
17	ХГ-121	2,77	1,23	—	4,00	0,04	0,24	0,22	1,15	0,02	0,97	0,02	2,66
18	ХГ-55	2,73	1,27	—	4,00	0,09	0,23	0,16	1,29	0,03	0,92	0,03	2,75
19	ХГ-34	2,72	1,26	0,02	4,00	—	0,21	0,26	1,02	0,02	1,26	0,03	2,80
20	ХГ-552	2,70	1,30	—	4,00	0,02	0,18	0,40	0,85	0,02	1,28	0,02	2,77
21	ХГ-549	2,75	1,25	—	4,00	0,04	0,20	0,33	0,83	0,02	1,34	0,02	2,78
22	ХГ-548	2,71	1,29	—	4,00	0,06	0,19	0,43	0,86	0,03	1,24	0,03	2,82
23	ХГ-538	2,75	1,25	—	4,00	0,08	0,17	0,28	0,87	0,02	1,37	0,02	2,81
24	ХГ-536	2,76	1,24	—	4,00	0,01	0,21	0,21	1,13	0,02	1,22	0,03	2,83
25	ХГ-541	2,72	1,28	—	4,00	—	0,18	0,37	0,86	0,02	1,35	0,03	2,81
26	ХГ-47	2,72	1,28	—	4,00	0,02	0,19	0,21	1,12	0,03	1,24	0,04	2,85
27	ХГ-90	2,74	1,23	0,03	4,00	—	0,21	0,24	1,21	0,02	1,08	0,03	2,79
28	ХГ-97	2,73	1,22	0,05	4,00	—	0,19	0,25	1,25	0,03	1,01	0,05	2,78

Кыринский комплекс, фаза

29	4566	2,82	1,18	—	4,00	0,22	0,15	0,42	1,18	0,03	0,67	0,06	2,73
30	4895	2,84	1,16	—	4,00	0,07	0,18	0,26	1,50	0,03	0,65	0,04	2,73
31	5218a	2,88	1,12	—	4,00	0,20	0,17	0,32	1,61	0,03	0,30	0,07	2,70
32	6171	2,89	1,11	—	4,00	0,11	0,14	0,29	1,59	0,04	0,57	0,05	2,79
33	4972	2,84	1,16	—	4,00	0,18	0,13	0,46	1,38	0,03	0,45	0,10	2,73
34	427	2,84	1,16	—	4,00	0,28	0,15	0,29	1,50	0,08	0,40	0,09	2,79
35	428	2,81	1,19	—	4,00	0,20	0,19	0,19	1,43	0,05	0,68	0,05	2,79
36	394	2,77	1,23	—	4,00	0,18	0,22	0,12	1,31	0,03	1,02	0,03	2,91
37	394a	2,88	1,12	—	4,00	0,34	0,14	0,24	1,46	0,03	0,47	0,04	2,72
38	ХГ-762	2,75	1,25	—	4,00	0,04	0,18	0,21	1,59	0,04	0,66	0,04	2,76
39	ХГ-319	2,78	1,22	—	4,00	0,01	0,20	0,21	1,43	0,04	0,82	0,04	2,75
40	ХГ-3040	2,75	1,18	0,07	4,00	—	0,20	0,55	1,28	0,02	0,62	0,05	2,72
41	ХГ-3044	2,74	1,21	0,05	4,00	—	0,22	0,47	1,29	0,07	0,63	0,09	2,77
42	ХГ-3046	2,78	1,22	—	4,00	0,08	0,21	0,41	1,20	0,06	0,62	0,15	2,73
43	ХГ-393	2,82	1,18	—	4,00	0,01	0,19	0,27	1,59	0,04	0,57	0,08	2,75
44	ХГ-405	2,86	1,10	0,04	4,00	—	0,14	0,39	1,19	0,04	0,82	0,09	2,67
45	ХГ-1699	2,77	1,23	—	4,00	0,06	0,27	0,14	1,29	0,03	0,90	0,05	2,74
46	ХГ-1743	2,79	1,03	0,18	4,00	—	0,19	0,20	1,25	0,05	0,98	0,02	2,69
47	ХГ-29	2,60	1,40	—	4,00	0,02	0,16	0,26	1,25	0,03	1,21	0,04	2,97
48	ХГ-4002	2,70	1,21	0,09	4,00	—	0,11	0,33	1,35	0,07	0,97	0,10	2,93
49	ХГ-4032	2,70	1,20	0,10	4,00	—	0,10	0,42	1,44	0,07	0,80	0,08	2,91
50	ХГ-4013	2,54	1,31	0,15	4,00	—	0,04	0,40	1,41	0,07	1,05	0,07	3,04
51	ХГ-4031	2,67	1,26	0,07	4,00	—	0,14	0,27	1,33	0,06	1,06	0,08	2,94
52	ХГ-4017	2,70	1,28	0,02	4,00	—	0,21	0,18	1,27	0,05	1,08	0,05	2,84
53	ХГ-4021	2,73	1,27	—	4,00	0,03	0,22	0,18	1,29	0,06	1,02	0,05	2,85
54	ХГ-4059	2,77	1,23	—	4,00	0,09	0,21	0,21	1,66	0,05	0,56	0,09	2,87

Соходдинский комплекс,

55	ХГ-730	2,76	1,22	0,02	4,00	—	0,22	0,13	1,39	0,03	0,93	0,03	2,73
56	ХГ-746	2,69	1,19	0,12	4,00	—	0,18	0,19	1,28	0,02	1,10	0,03	2,80
57	ХГ-756	2,77	1,11	0,12	4,00	—	0,17	0,32	0,98	0,01	1,23	0,04	2,75
58	ХГ-1037	2,77	1,23	—	4,00	0,11	0,23	0,19	1,17	0,03	0,99	0,05	2,77

Соходдинский комплекс,

59	332	2,32	1,67	0,01	4,00	—	0,22	0,52	1,39	0,03	1,00	0,03	3,19
60	ХГ-2026	2,90	1,10	—	4,00	0,13	0,26	0,18	1,48	0,03	0,58	0,08	2,74
61	ХГ-1629	2,76	1,17	0,07	4,00	—	0,15	0,55	1,30	0,04	0,59	0,06	2,69
62	ХГ-1638	2,76	1,18	0,06	4,00	—	0,18	0,56	1,30	0,03	0,56	0,05	2,68
63	ХГ-2073	2,65	1,27	0,08	4,00	—	0,18	0,22	1,56	0,07	0,80	0,05	2,88
64	ХГ-2114	2,67	1,26	0,07	4,00	—	0,21	0,23	1,21	0,03	1,11	0,06	2,85
65	ХГ-2116	2,73	1,27	—	4,00	0,01	0,27	0,21	1,27	0,03	0,97	0,04	2,80
66	ХГ-2131	2,72	1,28	—	4,00	0,07	0,22	0,28	1,21	0,03	0,98	0,04	2,83
67	ХГ-2513	2,54	1,44	0,02	4,00	—	0,21	0,24	1,25	0,04	1,09	0,08	2,91
68	ХГ-2514	2,72	1,23	0,05	4,00	—	0,21	0,25	1,23	0,03	1,07	0,04	2,83
69	ХГ-3151	2,81	1,19	—	4,00	0,13	0,22	0,28	1,68	0,07	0,31	0,05	2,74

15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
0,84	0,03	0,15	—	1,02	1,90	0,10	2,00	—	0,88	2,37	2,14	0,44	55,8	18,1
0,97	0,03	0,19	0,03	1,22	1,90	0,10	2,00	—	1,03	2,08	1,97	0,43	56,4	19,8
0,84	0,02	0,08	—	0,94	1,93	0,07	2,00	—	0,90	2,39	2,26	0,45	55,0	17,7
0,94	0,03	0,11	—	1,07	1,90	0,10	2,00	—	0,9	2,33	1,99	0,38	61,5	18,7
0,96	0,02	0,12	—	1,10	1,88	0,12	2,00	—	1,7	2,30	2,06	0,40	59,3	19,0
0,95	0,04	0,08	—	1,07	1,94	0,06	2,00	—	0,39	2,18	1,84	0,41	58,5	19,9
0,89	0,03	0,10	—	1,02	1,93	0,07	2,00	0,31	—	2,00	1,75	0,38	61,2	21,0
0,88	0,02	0,06	—	0,96	1,96	0,04	2,00	—	1,21	2,16	2,02	0,49	50,4	19,3
0,87	0,02	0,05	—	0,94	1,94	0,06	2,00	0,62	—	2,05	1,92	0,50	49,4	20,2
0,83	0,03	0,01	—	0,87	1,93	0,07	2,00	—	0,86	2,13	1,94	0,53	46,4	19,7
0,70	0,02	0,05	—	0,77	1,93	0,07	2,00	—	0,83	2,01	1,86	0,49	50,6	20,5
0,82	0,01	0,05	—	0,88	1,95	0,05	2,00	1,18	—	2,07	1,90	0,54	45,2	20,2
0,85	0,02	0,05	—	0,92	1,95	0,05	2,00	1,07	—	2,21	2,05	0,47	52,3	19,0
0,81	0,03	0,04	—	0,88	1,94	0,06	2,00	—	1,44	2,12	2,02	0,52	47,7	19,4
0,74	0,02	0,12	—	0,88	1,94	0,06	2,00	1,48	—	2,09	1,98	0,48	51,8	19,7
0,88	0,02	0,07	—	0,97	1,89	0,11	2,00	—	1,37	2,22	2,05	0,42	57,3	18,9
0,86	0,02	0,08	0,01	0,97	1,86	0,14	2,00	—	—	2,24	2,06	0,40	59,8	18,9

дополнительных интрузий (Ф Д И)

0,76	0,02	0,03	—	0,81	1,72	0,28	2,00	—	0,49	2,03	1,62	0,29	70,5	21,6
0,78	0,02	0,12	—	0,92	1,82	0,18	2,00	—	1,94	2,30	1,95	0,27	73,0	19,0
0,79	0,03	0,05	0,01	0,88	1,75	0,25	2,00	—	0,34	2,18	1,72	0,13	86,5	20,5
0,73	0,03	0,06	0,01	0,83	1,78	0,22	2,00	—	0,38	2,37	2,03	0,23	76,7	18,6
0,69	0,04	0,08	0,01	0,82	1,85	0,15	2,00	—	0,51	2,13	1,90	0,19	80,3	20,7
0,69	0,05	0,02	0,01	0,77	1,93	0,07	2,00	—	0,76	1,97	1,52	0,18	81,7	22,2
0,74	0,10	0,03	—	0,87	1,88	0,12	2,00	—	0,76	2,02	1,66	0,29	70,4	21,4
0,51	0,05	0,06	—	0,62	1,91	0,09	2,00	0,22	—	1,96	1,74	0,41	58,4	21,3
0,64	0,14	0,02	—	0,80	1,92	0,08	2,00	—	0,91	1,97	1,49	0,21	78,3	22,4
0,97	0,02	0,08	0,01	1,08	1,80	0,20	2,00	—	2,36	2,13	1,90	0,26	73,2	19,8
0,98	0,07	0,04	0,01	1,10	1,85	0,15	2,00	—	1,49	2,25	2,00	0,33	66,7	19,0
0,67	0,03	0,09	—	0,79	1,91	0,09	2,00	0,57	—	2,33	2,08	0,25	74,7	18,5
0,79	0,01	0,03	0,01	0,84	1,85	0,15	2,00	0,53	—	2,26	1,97	0,26	73,6	19,1
0,80	0,02	0,08	0,01	0,91	1,65	0,35	2,00	—	3,15	2,14	1,72	0,27	72,2	20,6
0,77	0,04	0,14	0,01	0,96	1,78	0,22	2,00	0,18	—	2,38	2,05	0,23	76,5	18,5
0,78	0,04	0,17	0,01	1,00	1,75	0,25	2,00	—	0,37	2,60	2,18	0,34	65,8	17,3
0,80	0,02	0,13	—	0,95	1,65	0,35	2,00	—	0,09	2,15	1,81	0,38	61,4	20,2
0,58	0,05	0,23	—	0,86	1,92	0,08	2,00	0,27	—	2,71	2,36	0,40	59,7	16,5
0,58	0,02	0,13	—	0,73	1,94	0,06	2,00	1,75	—	1,83	1,91	0,44	55,2	21,0
0,63	0,02	0,12	0,01	0,78	1,64	0,36	2,00	0,44	—	2,23	2,19	0,36	63,4	18,4
0,67	0,04	0,07	—	0,78	1,73	0,27	2,00	—	1,14	2,25	2,22	0,29	69,9	18,3
0,43	0,02	0,17	—	0,62	1,81	0,19	2,00	1,40	—	1,94	2,18	0,36	63,3	19,5
0,65	0,04	0,11	—	0,80	1,69	0,31	2,00	0,50	—	2,12	2,11	0,39	60,2	19,1
0,78	0,02	0,12	—	0,92	1,75	0,25	2,00	—	1,26	2,11	1,98	0,42	57,3	19,7
0,76	0,03	0,10	—	0,89	1,75	0,25	2,00	—	1,24	2,10	1,92	0,40	59,0	19,9
0,74	0,03	0,05	0,01	0,83	1,64	0,36	2,00	—	0,51	2,09	1,84	0,27	77,0	20,2

главная фаза

0,93	0,02	0,13	—	1,08	1,79	0,21	2,00	—	2,27	2,25	2,01	0,44	55,4	22,1
0,90	0,04	0,04	—	0,98	1,91	0,09	2,00	—	3,68	2,26	2,16	0,42	57,2	18,4
0,89	0,03	0,04	—	0,96	1,88	0,12	2,00	—	0,49	2,50	2,28	0,48	51,4	17,3
0,86	0,04	0,05	0,01	0,96	1,72	0,28	2,00	0,04	—	2,07	1,75	0,42	57,9	20,7

заклнчнтельная фаза

0,22	0,07	0,02	—	0,31	1,97	0,03	2,00	3,52	—	1,40	1,74	0,34	65,6	24,2
0,79	0,02	0,05	—	0,86	1,69	0,31	2,00	2,00	—	2,36	1,82	0,26	74,1	19,3
0,71	0,04	0,12	—	0,87	1,81	0,19	2,00	1,62	—	2,36	2,08	0,24	75,8	18,4
0,71	0,04	0,10	—	0,85	1,81	0,19	2,00	1,23	—	2,34	2,05	0,23	76,9	18,6
0,75	0,04	0,08	0,01	0,88	1,85	0,15	2,00	1,09	—	2,09	2,03	0,30	69,0	19,5
0,77	0,02	0,09	—	0,88	1,88	0,12	2,00	1,42	—	2,12	2,02	0,43	56,5	19,4
0,81	0,03	0,06	—	0,90	1,87	0,13	2,00	1,69	—	2,13	1,91	0,39	60,4	19,8
0,72	0,03	0,06	—	0,81	1,91	0,09	2,00	1,58	—	2,02	1,83	0,39	60,3	20,6
0,79	0,02	0,12	0,01	0,94	1,90	0,10	2,00	0,38	—	1,76	1,79	0,42	57,8	22,0
0,75	0,03	0,08	—	0,86	1,88	0,12	2,00	1,73	—	2,21	2,07	0,42	58,0	18,9
0,76	0,02	0,06	—	0,84	1,80	0,20	2,00	3,12	—	2,13	1,72	0,13	86,3	20,6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Харалгинский													
70	ХГ-794	2,37	1,23	0,40	4,00	—	0,07	0,61	1,61	0,06	0,48	0,07	2,90
71	ХГ-85	2,52	1,48	—	4,00	0,13	0,15	0,66	1,59	0,06	0,28	0,14	3,01
72	ХГ-1300	2,88	1,12	—	4,00	0,34	0,21	0,20	1,62	0,04	0,25	0,19	2,85
73	ХГ-2516	2,63	1,37	—	4,00	0,26	0,17	0,57	1,15	0,04	0,43	0,22	2,84
Асакан-шумилов													
74	91	2,77	1,23	—	4,00	0,37	0,17	0,13	1,34	0,05	0,61	0,13	2,80
75	787	2,93	1,07	—	4,00	0,40	0,21	0,44	0,78	0,05	0,56	0,16	2,60
76	АШ-1	2,47	1,53	—	4,00	0,03	0,17	0,72	0,88	0,00	0,53	0,85	3,18
77	АШ-2	2,54	1,46	—	4,00	0,13	0,18	0,85	0,82	0,07	0,49	0,09	2,63
78	АШ-4	2,60	1,40	—	4,00	0,29	0,18	0,18	1,60	0,07	0,53	0,09	2,94
79	АШ-9	2,55	1,45	—	4,00	0,06	0,13	0,75	1,08	0,07	0,47	0,14	2,70
80	ЯТ-3/3	2,80	1,20	—	4,00	0,26	0,18	0,35	1,37	0,08	0,37	0,12	2,73
81	ЯТ-21	2,79	1,21	—	4,00	0,26	0,16	0,29	1,39	0,10	0,39	0,17	2,76
82	ЯТ-25	2,73	1,27	—	4,00	0,29	0,16	0,31	1,35	0,08	0,46	0,16	2,81
83	ЯТ-58	2,74	1,26	—	4,00	0,24	0,20	0,15	1,41	0,04	0,64	0,12	2,80
84	ЯТ-40	2,83	1,17	—	4,00	0,38	0,15	0,26	1,12	0,08	0,57	0,22	2,78
85	ЯТ-42	2,69	1,31	—	4,00	0,16	0,19	0,18	1,52	0,05	0,76	0,10	2,96
86	ЯТ-62	2,60	1,40	—	4,00	0,10	0,21	0,44	1,40	0,06	0,58	0,06	2,85
87	141	2,88	1,12	—	4,00	0,48	0,12	0,53	1,08	0,09	0,21	0,13	2,64
88	143	2,91	1,09	—	4,00	0,54	0,12	0,35	1,14	0,07	0,23	0,17	2,62
Агинская													
Шахтаминский													
89	ХГ-260	2,82	1,18	—	4,00	0,16	0,22	0,05	1,02	0,01	1,25	0,01	2,72
90	ХГ-265	2,74	1,20	0,06	4,00	—	0,21	0,30	0,97	0,02	1,19	0,02	2,71
91	ХГ-1437	2,54	1,43	0,03	4,00	—	0,27	0,10	0,98	0,06	1,39	0,03	2,83
92	ХГ-1442	2,64	1,29	0,07	4,00	—	0,27	0,15	1,06	0,02	1,11	0,03	2,64
93	ХГ-1463	2,79	1,21	—	4,00	0,08	0,19	0,10	1,18	0,03	1,23	0,03	2,84
94	ХГ-2345	2,84	1,14	0,02	4,00	—	0,24	0,16	1,18	0,02	1,12	0,02	2,74
95	ХГ-2348	2,83	1,12	0,05	4,00	—	0,22	0,13	1,13	0,02	1,24	0,02	2,76
96	ХГ-2333	2,72	1,28	—	4,00	0,07	0,24	0,15	1,02	0,02	1,30	0,02	2,82
97	ХГ-2334	2,77	1,22	0,01	4,00	—	0,21	0,33	0,82	0,02	1,33	0,02	2,73
98	ХГ-2339	2,81	1,19	—	4,00	0,02	0,24	0,09	1,09	0,02	1,29	0,02	2,77
99	ХГ-1472	2,73	1,27	—	4,00	0,02	0,23	0,21	1,09	0,02	1,16	0,01	2,74
100	ХГ-4718	2,81	1,19	—	4,00	0,01	0,22	0,06	1,00	0,01	1,49	0,01	2,80
101	ХГ-4262	2,73	1,27	—	4,00	0,18	0,21	0,08	1,18	0,00	1,12	0,01	2,78
102	ХГ-4747	2,77	1,23	—	4,00	0,16	0,22	0,12	1,11	0,02	1,08	0,02	2,73
103	ХГ-4388	2,83	1,17	—	4,00	0,12	0,20	0,02	0,93	0,01	1,56	0,01	2,85
104	ХГ-4588	2,85	1,15	—	4,00	0,05	0,23	0,01	0,96	0,01	1,58	0,01	2,85
105	ХГ-4371	2,67	1,33	—	4,00	0,15	0,21	0,08	1,36	0,03	0,91	0,03	2,77
106	317	2,94	1,06	—	4,00	0,17	0,16	0,19	1,08	0,03	1,01	0,03	2,67
Борщевочный													
107	ХГ-2286	2,63	1,37	—	4,00	0,42	0,18	0,12	1,41	0,02	0,54	0,10	2,79
108	ХГ-2289	2,73	1,27	—	4,00	0,23	0,19	0,11	1,63	0,04	0,52	0,06	2,78
109	ХГ-4094	2,69	1,31	—	4,00	0,31	0,22	0,02	1,49	0,02	0,72	0,02	2,80
110	ХГ-4705	2,69	1,31	—	4,00	0,41	0,18	0,07	1,28	0,03	0,74	0,06	2,77
111	ХГ-2299	2,62	1,38	—	4,00	0,43	0,21	0,03	1,30	0,02	0,69	0,03	2,71
112	ХГ-4091	2,72	1,28	—	4,00	0,42	0,19	0,10	1,39	0,03	0,54	0,04	2,71
113	ХГ-4703	2,64	1,36	—	4,00	0,31	0,18	0,36	1,27	0,05	0,42	0,11	2,70
114	ХГ-4079	2,71	1,29	—	4,00	0,53	0,14	0,06	1,49	0,03	0,34	0,22	2,81
115	ХГ-4086	2,66	1,34	—	4,00	0,54	0,15	0,20	1,53	0,02	0,18	0,17	2,79
116	ХГ-1426	2,73	1,27	—	4,00	0,73	0,07	0,17	1,39	0,05	0,11	0,26	2,78
117	ХГ-1415	2,71	1,29	—	4,00	0,49	0,19	0,04	1,27	0,03	0,62	0,08	2,72
118	ХГ-1401	2,63	1,37	—	4,00	0,37	0,21	0,06	1,46	0,03	0,54	0,06	2,73
119	ХГ-4275	2,55	1,45	—	4,00	0,18	0,17	0,17	1,15	0,03	1,26	0,02	2,98
120	ХГ-4273	2,67	1,33	—	4,00	0,46	0,13	0,19	1,18	0,06	0,63	0,13	2,78
Куккульбейский													
121	ХГ-240	2,60	1,40	—	4,00	0,24	0,24	0,15	1,50	0,05	0,57	0,11	2,86
122	ХГ-1508	2,74	1,26	—	4,00	0,44	0,23	0,15	1,17	0,07	0,39	0,22	2,67
123	ХГ-1509	2,87	1,13	—	4,00	0,29	0,19	0,28	1,21	0,07	0,41	0,18	2,63

15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

КОМПЛЕКС

0,38	0,03	0,18	—	0,59	1,80	0,20	2,00	—	3,36	1,93	2,20	0,17	82,2	19,5
0,34	0,04	0,05	0,01	0,44	1,78	0,22	2,00	4,70	—	1,56	1,57	0,11	88,9	24,2
0,48	0,04	0,06	0,01	0,59	1,75	0,25	2,00	1,91	—	1,97	1,42	0,12	87,9	22,8
0,69	0,03	0,02	0,01	0,75	1,50	0,50	2,00	2,58	—	1,61	1,32	0,20	80,0	25,4

СКИЙ КОМПЛЕКС

0,81	0,07	0,03	0,01	0,92	1,80	0,20	2,00	1,03	—	1,73	1,30	0,29	70,7	24,8
0,69	0,07	0,01	0,01	0,78	1,62	0,38	2,00	0,18	—	1,99	1,21	0,31	68,5	23,8
0,75	0,01	0,07	0,01	0,84	1,97	0,03	2,00	—	3,92	1,60	1,33	0,24	75,1	25,3
0,70	0,01	0,11	0,01	0,83	1,78	0,22	2,00	—	0,27	1,67	1,41	0,22	77,3	25,3
0,61	0,01	0,09	0,01	0,72	1,82	0,18	2,00	1,88	—	1,53	1,37	0,22	77,0	25,6
0,70	—	0,13	0,01	0,84	1,80	0,20	2,00	—	—	1,69	1,52	0,20	78,0	23,8
0,83	0,02	0,02	0,01	0,88	1,81	0,19	2,00	—	0,41	1,88	1,44	0,17	82,3	23,0
0,84	0,05	0,04	0,01	0,94	1,76	0,24	2,00	—	0,60	1,94	1,50	0,18	81,2	22,2
0,77	0,02	0,05	0,01	0,85	1,78	0,22	2,00	—	0,25	1,77	1,40	0,21	78,3	24,3
0,79	0,01	0,10	0,01	0,91	0,75	0,25	2,00	1,45	—	1,87	1,46	0,29	70,9	23,3
0,83	0,03	0,02	0,01	0,89	1,45	0,55	2,00	—	0,45	2,00	1,37	0,28	70,8	24,5
0,61	0,01	0,07	0,01	0,70	1,75	0,25	2,00	0,75	—	1,8	1,7	0,30	69,1	22,2
0,52	0,01	0,14	0,00	0,67	1,92	0,08	2,00	2,19	—	1,73	1,62	0,23	76,0	23,0
0,66	0,04	0,02	0,01	0,73	1,89	0,11	2,00	1,50	—	1,80	1,13	0,11	88,5	25,4
0,80	0,03	0,01	0,01	0,85	1,72	0,88	2,00	—	0,20	1,79	1,05	0,13	86,6	26,0

зона

КОМПЛЕКС

0,79	0,09	0,10	—	0,98	1,91	0,09	2,00	—	0,60	2,10	1,73	0,54	46,1	20,7
0,86	0,02	0,12	—	1,00	1,93	0,07	2,00	—	2,26	2,28	2,05	0,48	51,6	18,8
0,41	0,14	0,31	—	0,86	1,86	0,14	2,00	1,79	—	1,78	1,73	0,55	43,7	22,2
0,71	0,05	0,31	—	1,07	1,92	0,08	2,00	—	0,97	2,05	1,80	0,47	52,2	20,6
0,84	0,02	0,06	—	0,92	1,86	0,14	2,00	—	3,46	2,16	1,95	0,48	51,0	19,6
0,79	0,03	0,11	—	0,93	1,78	0,22	2,00	—	0,61	2,49	2,16	0,45	54,5	17,7
0,79	0,02	0,13	—	0,94	1,84	0,16	2,00	—	2,32	2,53	2,23	0,49	50,4	17,4
0,76	0,02	0,11	—	0,89	1,87	0,13	2,00	—	0,9	2,01	1,83	0,52	47,5	20,6
0,85	0,02	0,08	—	0,95	1,87	0,13	2,00	—	1,07	2,27	2,03	0,53	46,4	18,8
0,88	0,02	0,10	—	1,00	1,90	0,10	2,00	—	1,52	2,32	2,04	0,52	47,8	18,6
0,72	0,03	0,18	—	0,93	1,89	0,11	2,00	—	0,73	2,12	1,91	0,47	52,8	19,9
0,96	0,02	0,06	—	1,04	1,91	0,09	2,00	—	1,58	2,35	2,12	0,58	41,6	18,3
0,86	0,08	0,04	—	0,96	1,82	0,18	2,00	—	2,31	1,88	1,64	0,47	52,9	22,1
0,86	0,01	0,10	—	0,97	1,79	0,21	2,00	0,47	—	2,00	1,66	0,46	53,2	21,5
0,83	0,02	0,04	—	0,89	1,96	0,04	2,00	—	2,02	2,19	1,95	0,62	37,8	19,5
0,85	0,01	0,05	—	0,91	1,88	0,12	2,00	—	1,73	2,38	2,12	0,62	38,0	18,2
0,87	0,08	0,09	—	1,04	1,87	0,13	2,00	—	2,46	1,80	1,59	0,38	61,3	22,8
0,66	0,06	0,15	0,02	0,89	1,95	0,05	2,00	0,08	—	2,39	1,86	0,44	55,7	19,1

КОМПЛЕКС

0,85	0,08	0,01	0,01	0,95	1,83	0,17	2,00	—	1,39	1,47	1,16	0,26	73,9	27,6
0,85	0,11	0,06	0,01	1,03	1,78	0,22	2,00	—	1,57	1,82	1,51	0,23	77,0	23,1
0,88	0,06	0,02	0,01	0,97	1,91	0,09	2,00	—	2,25	1,66	1,38	0,32	67,7	24,8
0,89	0,03	0,01	0,01	0,94	1,72	0,28	2,00	—	0,19	1,56	1,22	0,35	64,6	26,4
0,93	0,15	0,01	—	1,09	1,92	0,08	2,00	—	1,97	1,45	1,12	0,34	65,8	28,1
0,92	0,03	0,03	0,01	0,99	1,76	0,24	2,00	—	—	1,60	1,20	0,28	73,4	26,4
0,82	0,03	0,07	0,01	0,93	1,88	0,12	2,00	1,02	—	1,58	1,23	0,20	79,5	26,2
0,86	0,10	0,02	0,01	0,99	1,76	0,24	2,00	—	1,82	1,49	1,04	0,18	82,0	28,3
0,83	0,04	—	—	0,87	1,89	0,11	2,00	—	1,49	1,42	1,02	0,09	90,6	29,1
0,81	0,10	0,01	0,01	0,93	1,71	0,29	2,00	—	0,87	1,36	0,84	0,06	93,4	31,2
0,86	0,13	0,01	0,01	1,01	1,76	0,24	2,00	1,22	—	1,52	1,08	0,32	67,9	27,7
0,95	0,17	0,00	0,01	1,13	1,84	0,16	2,00	—	0,99	1,51	1,18	0,26	73,8	27,1
0,59	0,09	0,08	—	0,76	1,93	0,07	2,00	1,47	—	1,56	1,58	0,48	51,2	24,1
0,96	0,03	0,00	0,02	1,01	1,68	0,32	2,00	0,02	—	1,49	1,12	0,31	68,5	27,7

КОМПЛЕКС

0,78	0,02	0,07	0,01	0,88	1,88	0,12	2,00	0,96	—	1,58	1,36	0,25	74,2	25,4
0,85	0,03	0,09	0,01	0,98	1,71	0,29	2,00	—	1,74	1,61	1,01	0,22	77,2	27,6
0,83	0,02	0,13	0,01	0,99	1,81	0,19	2,00	1,57	—	2,02	1,34	0,21	78,4	22,9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
124	XГ-2350	2,58	1,42	—	4,00	0,34	0,15	0,46	1,26	0,05	0,46	0,09	2,81
125	XГ-2352	2,65	1,35	—	4,00	0,34	0,17	0,16	1,45	0,05	0,57	0,09	2,83
126	XГ-251	2,44	1,56	—	4,00	0,24	0,17	0,17	1,57	0,05	0,62	0,18	3,00
127	XГ-4103	2,79	1,21	—	4,00	0,54	0,14	0,07	1,27	0,04	0,51	0,20	2,77
128	XГ-4109	2,71	1,29	—	4,00	0,42	0,17	0,08	1,40	0,04	0,57	0,15	2,83
129	XГ-3180	2,67	1,33	—	4,00	0,36	0,20	0,21	1,28	0,03	0,60	0,08	2,76
130	XГ-4116	2,74	1,26	—	4,00	0,45	0,16	0,09	1,32	0,04	0,55	0,12	2,73
131	XГ-4708	2,68	1,32	—	4,00	0,51	0,13	0,14	1,33	0,04	0,50	0,14	2,79
132	XГ-4135	2,72	1,28	—	4,00	0,33	0,20	0,26	1,12	0,02	0,61	0,12	2,66
133	XГ-4139	2,65	1,35	—	4,00	0,27	0,19	0,54	1,04	0,01	0,64	0,12	2,81
134	XГ-4146	2,80	1,20	—	4,00	0,31	0,19	0,12	1,34	0,03	0,63	0,21	2,83
135	XГ-4243	2,79	1,21	—	4,00	0,38	0,16	0,18	1,55	0,04	0,34	0,06	2,71
136	XГ-4255	2,73	1,27	—	4,00	0,24	0,19	0,09	1,74	0,03	0,46	0,04	2,79
137	XГ-4259	2,77	1,23	—	4,00	0,30	0,19	0,19	1,59	0,02	0,40	0,04	2,73
138	XГ-4768	2,74	1,26	—	4,00	0,27	0,16	0,05	1,45	0,02	0,77	0,05	2,77
139	XГ-4343	2,76	1,24	—	4,00	0,32	0,15	0,04	1,10	0,02	0,99	0,23	2,85
140	XГ-4345	2,78	1,22	—	4,00	0,43	0,18	0,02	1,04	0,02	0,84	0,32	2,85
141	XГ-4166	2,68	1,32	—	4,00	0,24	0,21	0,14	1,17	0,02	0,89	0,05	2,72
142	XГ-4163	2,80	1,20	—	4,00	0,37	0,23	0,16	0,97	0,02	0,69	0,32	2,76
143	XГ-4520	2,83	1,17	—	4,00	0,37	0,14	0,10	1,05	0,02	1,00	0,08	2,76
144	XГ-4403	2,75	1,25	—	4,00	0,31	0,17	0,11	0,99	0,03	1,08	0,12	2,81
145	XГ-4756	2,78	1,22	—	4,00	0,20	0,16	0,15	1,09	0,03	1,00	0,19	2,82
146	XГ-4292	2,81	1,19	—	4,00	0,41	0,15	0,04	1,12	0,03	0,84	0,19	2,78
147	XГ-4293	2,81	1,19	—	4,00	0,31	0,16	0,11	1,03	0,02	0,99	0,16	2,78
148	XГ-4279	2,64	1,36	—	4,00	0,47	0,13	0,25	1,28	0,03	0,49	0,15	2,80
149	0852	2,80	1,20	—	4,00	0,04	0,20	0,47	1,70	0,02	0,24	—	2,67
150	A-267	2,69	1,31	—	4,00	0,09	0,19	0,50	1,50	0,04	0,28	0,12	2,72
151	B-560	2,80	1,20	—	4,00	0,18	0,16	0,39	1,19	0,03	0,72	—	2,67
152	XГ-4224	2,77	1,23	—	4,00	0,18	0,17	0,11	1,14	0,03	1,03	0,15	2,81
153	XГ-4227	2,77	1,23	—	4,00	0,16	0,15	0,11	0,99	0,03	1,26	0,15	2,85
154	XГ-4221	2,61	1,39	—	4,00	0,34	0,21	0,08	1,54	0,06	0,57	0,15	2,95
155	XГ-4239	2,61	1,39	—	4,00	0,35	0,18	0,10	1,51	0,03	0,58	0,12	2,87
156	XГ-4377	2,71	1,29	—	4,00	0,47	0,20	0,13	1,24	0,04	0,46	0,20	2,74
157	П-310	2,65	1,35	—	4,00	0,10	0,25	0,34	1,27	0,04	0,71	0,12	2,83
158	XГ-4195	2,71	1,29	—	4,00	0,04	0,19	0,10	1,20	0,03	1,21	0,13	2,90
159	KV-316	2,92	1,08	—	4,00	0,20	0,20	0,27	0,94	0,03	0,96	0,10	2,70
160	XГ-4210	2,90	1,10	—	4,00	0,08	0,22	1,02	0,91	0,03	0,05	0,04	2,35
161	XГ-4389	2,96	1,04	—	4,00	0,94	0,05	0,06	1,07	0,06	0,05	0,44	2,68
162	П-343	2,78	1,22	—	4,00	0,49	0,09	0,67	0,81	0,04	0,24	0,17	2,51
163	XГ-4390 ^a	3,08	0,92	—	4,00	0,79	0,04	0,15	1,13	0,05	0,04	0,50	2,70

Восточно-Забай

Урулюнгуевский

164	KC-53	2,82	1,18	—	4,00	0,46	0,18	0,16	1,28	0,02	0,31	0,04	2,45
165	KB-75	2,70	1,30	—	4,00	0,47	0,16	0,11	1,56	0,02	0,34	0,06	2,72
166	KB-82	2,65	1,35	—	4,00	0,38	0,16	0,12	1,52	0,03	0,35	0,07	2,63

Ундинский

167	KM-28	2,61	1,39	—	4,00	0,02	0,16	1,07	—	0,01	1,24	—	2,50
168	KM-49	2,75	1,25	—	4,00	0,07	0,24	0,11	1,08	0,02	1,29	—	2,81
169	KM-2	2,60	1,30	0,10	4,00	—	0,07	1,04	—	0,02	1,46	—	2,49
170	KM-3	2,82	1,18	—	4,00	0,04	0,20	0,10	1,10	0,04	1,37	—	2,85
171	KM-20	2,60	1,29	0,11	4,00	—	0,06	1,00	—	0,07	1,42	—	2,55
172	KM-40	2,71	1,29	—	4,00	0,02	0,15	0,13	1,02	0,03	1,26	—	2,61
173	KM-5	2,52	1,27	0,19	3,98	—	—	1,60	—	0,02	0,78	—	2,40
174	KM-6	2,58	1,39	0,03	4,00	—	0,24	0,23	1,59	0,05	0,72	0,04	2,87
175	KM-7	2,72	1,28	—	4,00	0,38	0,21	0,12	1,33	0,03	0,65	—	2,72
176	KM-30	2,69	1,31	—	4,00	0,04	0,20	0,17	1,18	0,02	0,82	—	2,53
177	KC-92	2,74	1,26	—	4,00	0,05	0,20	0,17	1,05	0,02	1,37	—	2,86
178	KC-98	2,79	1,21	—	4,00	0,11	0,18	0,14	1,09	0,02	1,26	—	2,80
179	KC-99	2,73	1,27	—	4,00	0,07	0,19	0,14	1,18	0,02	1,26	—	2,86
180	KC-116	2,67	1,30	0,03	4,00	—	0,22	0,23	1,15	0,03	1,15	—	2,78
181	KB-62	2,85	1,15	—	4,00	0,07	0,18	0,17	1,00	0,02	1,15	—	2,59
182	KB-72	2,40	1,47	0,13	4,00	—	0,04	0,34	1,26	0,05	1,16	0,05	2,90

15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
0,71	0,01	0,03	0,01	0,76	1,89	0,11	2,00	0,69	—	1,47	1,24	0,21	78,9	27,0
0,79	0,02	0,05	0,01	0,87	1,82	0,18	2,00	—	0,73	1,57	1,29	0,26	73,8	25,9
0,82	0,02	0,09	0,01	0,94	1,89	0,11	2,00	1,31	—	1,35	1,31	0,26	73,7	27,3
0,94	0,02	0,01	0,01	0,98	1,59	0,41	2,00	—	1,05	1,59	1,06	0,27	72,4	27,4
0,89	0,02	0,04	0,01	0,96	1,72	0,28	2,00	—	1,42	1,58	1,20	0,27	72,2	26,4
0,81	0,02	0,04	0,01	0,88	1,79	0,21	2,00	—	3,48	1,58	1,24	0,28	71,3	26,2
0,89	0,11	0,02	0,01	1,03	1,70	0,30	2,00	—	1,50	1,60	1,15	0,28	71,9	26,7
0,94	0,02	0,01	0,01	0,98	1,81	0,19	2,00	0,02	—	1,47	1,09	0,25	74,6	28,2
0,86	0,11	0,05	0,01	1,03	1,66	0,34	2,00	—	1,11	1,69	1,24	0,30	69,3	25,5
0,44	0,01	0,08	—	0,53	1,54	0,46	2,00	4,05	—	1,64	1,38	0,29	71,2	25,0
0,82	0,01	0,06	0,01	0,90	1,67	0,33	2,00	—	1,29	1,85	1,38	0,30	69,9	23,6
0,88	0,03	0,02	0,01	0,94	1,80	0,20	2,00	—	0,95	1,75	1,30	0,16	83,6	24,6
0,92	0,01	0,04	0,01	0,98	1,77	0,23	2,00	—	2,02	1,81	1,52	0,20	79,9	23,1
0,86	0,01	0,03	0,01	0,91	1,76	0,24	2,00	—	1,91	1,81	1,42	0,18	81,6	23,6
0,98	0,02	0,05	0,01	1,06	1,69	0,31	2,00	—	0,23	1,79	1,48	0,37	66,1	23,4
0,80	0,11	0,09	—	1,00	1,70	0,30	2,00	—	1,15	1,76	1,36	0,46	53,5	24,2
0,79	0,09	0,07	0,01	0,96	1,70	0,30	2,00	—	1,28	1,68	1,75	0,44	55,8	26,1
0,87	0,11	0,08	0,01	1,07	1,68	0,32	2,00	—	2,00	1,72	1,41	0,40	59,5	24,2
0,84	0,02	0,08	0,01	0,95	1,41	0,59	2,00	—	0,79	1,78	1,16	0,38	62,1	25,4
0,88	0,02	0,03	0,01	0,94	1,51	0,49	2,00	—	1,21	1,84	1,40	0,46	53,5	23,6
0,84	0,04	0,05	0,01	0,94	1,67	0,33	2,00	—	0,64	1,76	1,40	0,49	50,5	24,0
0,89	0,02	0,10	0,01	1,02	1,50	0,50	2,00	1,25	—	1,96	1,57	0,44	55,4	22,0
0,87	0,11	0,05	0,01	1,04	1,46	0,54	2,00	—	1,93	1,75	1,25	0,41	58,0	25,0
0,81	0,08	0,06	0,01	0,96	1,51	0,49	2,00	—	1,66	1,87	1,42	0,46	53,5	23,3
0,81	0,09	0,01	0,01	0,92	1,76	0,24	2,00	0,49	—	1,44	1,11	0,24	75,5	28,2
0,90	0,02	0,06	—	0,98	1,80	0,20	2,00	—	0,60	2,26	1,94	0,10	90,0	19,2
0,87	0,03	0,05	0,01	0,96	1,75	0,25	2,00	—	0,89	1,92	1,63	0,12	87,5	22,0
0,81	0,02	0,05	0,03	0,91	1,52	0,48	2,00	—	0,53	2,03	1,67	0,31	68,5	21,3
0,96	0,03	0,08	0,01	1,08	1,60	0,40	2,00	0,63	—	1,96	1,62	0,45	54,8	21,8
0,87	0,02	0,08	0,01	0,98	1,60	0,40	2,00	—	1,44	1,99	1,70	0,53	46,6	21,3
0,62	0,02	0,09	0,01	0,74	1,82	0,18	2,00	0,12	—	1,51	1,27	0,25	74,0	26,5
0,72	0,03	0,08	—	0,83	1,81	0,19	2,00	—	0,31	1,50	1,26	0,26	73,5	26,6
0,83	0,04	0,07	0,01	0,95	1,74	0,26	2,00	—	1,42	1,54	1,04	0,25	74,9	27,9
0,62	0,02	0,10	—	0,74	1,78	0,22	2,00	1,02	—	1,83	1,60	0,30	69,3	22,6
0,77	0,11	0,11	0,01	1,00	1,64	0,36	2,00	—	1,28	2,04	1,89	0,48	51,8	20,3
0,77	0,03	0,05	0,01	0,86	1,65	0,35	2,00	—	0,90	2,28	1,70	0,44	55,7	20,1
0,76	0,02	0,05	0,02	0,85	1,89	0,11	2,00	0,88	—	2,46	1,68	0,02	97,5	19,5
0,86	0,07	0,01	0,03	0,97	1,02	0,98	2,00	—	0,81	1,50	0,60	0,05	95,0	32,3
0,84	0,02	0,11	0,01	0,98	1,54	0,46	2,00	1,82	—	1,62	1,01	0,14	86,0	27,5
0,91	0,04	0,01	0,03	0,99	0,85	1,15	2,00	0,88	—	1,80	0,77	0,03	97,0	28,0

кальская зона

комплекс

0,72	0,08	0,22	—	1,02	1,64	0,36	2,00	—	0,3	1,72	1,07	0,48	82,3	25,3
0,91	0,05	0,01	—	0,97	1,57	0,43	2,00	—	0,6	1,53	1,15	0,17	82,0	27,4
0,77	0,10	0,18	—	1,05	1,83	0,17	2,00	—	0,2	1,53	1,15	0,17	82,0	27,2

комплекс

0,60	0,11	0,11	—	0,82	1,92	0,08	2,00	—	1,2	1,85	1,64	0,53	46,3	22,3
0,84	0,04	0,03	—	0,91	1,92	0,08	2,00	—	1,5	2,08	1,88	0,52	48,0	20,1
0,70	0,10	0,06	—	0,86	1,91	0,09	2,00	—	1,8	2,00	1,92	0,57	41,6	20,3
0,87	0,02	0,03	—	0,92	1,82	0,18	2,00	—	0,5	2,31	2,10	0,52	46,7	18,4
0,78	0,12	0,08	—	0,98	1,81	0,19	2,00	—	0,7	2,02	1,88	0,57	41,3	20,4
0,75	0,05	0,03	—	0,83	1,87	0,13	2,00	—	1,6	2,07	1,84	0,52	47,7	20,4
0,68	0,10	0,07	—	0,85	1,81	0,19	2,00	—	2,0	1,97	1,88	0,33	67,0	20,7
0,31	0,03	0,34	—	0,68	1,83	0,17	2,00	3,1	—	1,86	1,83	0,28	71,8	21,4
0,75	0,06	0,03	—	0,84	1,83	0,17	2,00	0,6	—	1,64	1,27	0,30	69,0	25,7
0,72	0,09	0,14	—	0,95	1,87	0,13	2,00	—	—	1,99	1,61	0,37	62,2	21,7
0,81	0,05	0,05	—	0,91	1,82	0,18	2,00	—	0,15	2,08	1,97	0,52	47,0	19,7
0,85	0,07	0,06	—	0,98	1,46	0,54	2,00	0,2	—	2,11	1,88	0,50	49,5	20,0
0,81	0,05	0,06	—	0,92	1,43	0,57	2,00	0,35	—	2,04	1,94	0,48	51,2	20,2
0,68	0,05	0,19	—	0,92	1,70	0,30	2,00	0,9	—	2,06	1,95	0,45	54,0	20,0
0,75	0,02	0,25	—	1,02	1,91	0,09	2,00	—	1,2	2,33	1,87	0,49	50,4	19,1
0,31	0,06	0,22	—	0,59	1,66	0,34	2,00	4,4	—	1,64	1,87	0,41	58,0	22,2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----

Амуджикано-сретен

183	Б-136	2,77	1,06	0,17	4,00	—	0,03	0,38	0,89	0,03	1,29	0,08	2,70
184	Б-156	2,84	1,14	0,02	4,00	—	0,12	0,37	0,85	0,05	1,34	0,10	2,83
185	0227	2,79	1,08	0,13	4,00	—	0,07	0,31	0,71	0,03	1,55	0,04	2,71
186	Б-103	2,88	1,08	0,04	4,00	—	0,13	0,28	0,74	0,03	1,48	0,05	2,71
187	Б-774	2,83	1,06	0,11	4,00	—	0,13	0,34	0,73	0,02	1,43	0,01	2,66
188	Б-222	2,79	1,13	0,08	4,00	—	0,11	0,41	0,80	0,05	1,31	0,05	2,73
189	Б-794	2,74	1,13	0,13	4,00	—	0,12	0,43	0,70	0,01	1,41	0,04	2,74
190	Б-612	2,81	1,13	0,06	4,00	—	0,12	0,27	0,77	0,03	1,52	0,04	2,75

Акатувевский

191	2	2,77	1,09	0,14	4,00	—	0,21	0,11	0,75	0,01	1,65	0,01	2,74
192	486	3,03	0,96	—	4,00	0,15	0,23	0,20	0,47	0,01	1,22	—	2,28
193	281	2,86	0,94	0,29	4,00	—	0,09	0,18	0,71	0,01	1,69	0,01	2,69
194	480	2,75	1,02	0,23	4,00	—	0,04	0,31	0,72	0,01	1,72	0,02	2,82
195	975	2,79	1,11	0,10	4,00	—	0,14	0,26	0,81	0,01	1,57	0,02	2,81
196	394	2,75	1,09	0,16	4,00	—	0,10	0,20	1,14	0,01	1,38	0,02	2,85
197	409	2,77	1,06	0,17	4,00	—	0,08	0,26	0,95	0,01	1,49	0,02	2,81
198	1394	2,74	1,10	0,16	4,00	—	0,13	0,23	1,06	0,01	1,37	0,02	2,82
199	216	2,86	1,06	0,06	4,00	—	0,09	0,13	0,99	0,01	1,66	0,01	2,89
200	582	2,73	1,04	0,23	4,00	—	0,09	0,23	0,83	0,01	1,64	0,01	2,81
201	167	2,76	1,15	0,09	4,00	—	0,18	0,19	0,74	0,01	1,68	0,02	2,82
202	326 ⁶	2,78	1,14	0,08	4,00	—	0,17	0,08	0,85	0,01	1,73	0,02	2,86
203	461	2,66	1,10	0,24	4,00	—	0,13	0,32	0,83	0,01	1,49	0,02	2,80
204	463	2,73	1,03	0,24	4,00	—	0,06	0,31	0,92	0,02	1,45	0,01	2,77

Борщевочный

205	KB-55	2,70	1,30	—	4,00	0,40	0,19	0,18	1,45	0,04	0,52	0,03	2,81
206	KB-69	2,86	1,14	—	4,00	0,49	0,19	0,23	1,18	0,07	0,37	0,09	2,62
207	KL-10	2,60	1,40	—	4,00	0,02	0,30	0,39	0,96	0,03	0,97	0,06	2,73

Кукельбейский

208	KC-65	2,85	1,15	—	4,00	0,27	0,16	0,25	1,55	0,08	0,26	0,21	2,78
-----	-------	------	------	---	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Химические анализы мусковитов из

Массив, участок (номер на рис. 1,2)	Порода	№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Агинская

Борщевочный

Халзанский (54)	Гранит двуслюдяной среднезернистый	1	XГ-4088	47,63	0,35	33,71	0,67	1,03
	Пегматитовый шпир	2	XГ-4079 ^a	48,22	0,25	32,76	0,62	1,93
		3	XГ-2279 ^r	45,31	0,11	36,12	0,93	1,26
	Пегматит кварц-микрорклиновый с биотитом и мусковитом	4	XГ-4082	45,16	0,11	33,07	1,00	1,48
	Пегматит кварц-микрорклиновый альбитизированный с мусковитом	5	XГ-4083	46,70	0,07	33,71	0,96	1,44
	Пегматит кварц-микрорклиновый с мусковитом	6	XГ-4092 ^a	46,26	0,06	34,34	0,41	1,08
Пегматит кварц-микрорклиновый альбитизированный								

15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
ский комплекс														
0,83	0,03	0,20	0,01	1,07	1,73	0,27	2,00	—	0,19	2,61	2,42	0,50	49,6	16,6
0,85	0,04	0,07	0,01	0,97	1,51	0,49	2,00	2,43	—	2,50	1,96	0,51	47,6	17,4
0,90	0,03	0,17	—	1,10	1,80	0,20	2,00	2,10	—	2,58	2,38	0,60	39,7	16,8
0,82	0,05	0,16	—	1,03	1,77	0,23	2,00	0,97	—	2,66	2,32	0,58	40,8	16,7
0,82	0,05	0,14	—	1,01	1,86	0,14	2,00	1,10	—	2,66	2,35	0,57	42,8	16,6
0,85	0,04	0,09	0,01	0,99	1,68	0,32	2,00	4,40	—	2,47	2,23	0,50	48,0	17,5
0,88	0,03	0,06	—	0,97	1,88	0,12	2,00	2,22	—	2,42	2,25	0,56	43,9	17,5
0,87	0,03	0,13	—	1,03	1,89	0,11	2,00	0,67	—	2,48	2,27	0,59	40,6	17,4

комплекс														
0,80	0,07	0,41	—	0,98	1,79	0,21	2,00	2,56	—	2,54	2,30	0,65	34,3	17,1
0,56	0,24	0,40	—	1,20	1,87	0,13	2,00	—	0,16	2,73	1,70	0,64	35,4	18,4
0,70	0,05	0,21	—	0,96	1,86	0,14	2,00	—	0,82	3,05	2,75	0,65	34,5	14,7
0,84	0,05	0,04	—	0,93	1,85	0,15	2,00	—	1,06	2,70	2,70	0,62	37,4	15,6
0,88	0,04	0,03	—	0,95	1,67	0,33	2,00	—	1,56	2,50	2,37	0,59	40,5	16,9
0,87	0,01	0,04	—	0,94	1,88	0,12	2,00	—	1,63	2,51	2,48	0,50	49,3	16,6
0,83	0,01	0,08	—	0,93	1,88	0,12	2,00	—	1,72	2,61	2,55	0,55	44,8	16,2
0,88	0,01	0,05	—	0,94	1,88	0,12	2,00	—	1,68	2,49	2,42	0,51	48,5	16,9
0,88	0,04	0,01	—	0,93	1,73	0,27	2,00	—	1,16	2,70	2,70	0,59	40,3	15,8
0,89	0,04	0,03	—	0,96	1,67	0,33	2,00	—	2,01	2,61	2,59	0,60	39,2	16,1
0,89	0,03	0,04	—	0,96	1,72	0,28	2,00	—	1,04	2,41	2,27	0,64	35,6	17,6
0,90	0,04	0,05	—	0,99	1,80	0,20	2,00	—	1,64	2,43	2,34	0,65	34,9	17,3
0,87	0,02	0,02	—	0,91	1,88	0,12	2,00	0,71	—	2,42	2,40	0,56	43,6	17,2
0,65	0,02	0,20	—	0,87	1,88	0,12	2,00	0,33	—	2,64	2,60	0,54	45,9	15,9

комплекс														
0,69	0,08	0,08	—	0,85	1,75	0,25	2,00	0,9	—	1,58	1,27	0,24	76,0	26,0
0,74	0,06	0,03	—	0,83	1,43	0,57	2,00	1,2	—	1,75	1,09	0,20	79,4	26,0
0,77	0,04	0,09	—	0,90	1,58	0,42	2,00	2,25	—	1,83	1,63	0,41	58,0	22,5

комплекс														
0,88	0,05	—	—	0,93	1,47	0,53	2,00	—	1,0	2,00	1,57	0,12	87,2	22,5

Таблица III

гранитоидов Центрального Забайкалья, вес. %

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	P ₂ O ₅	F	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
0,10	0,70	0,19	0,55	9,82	0,060	0,064	0,0031	Н. 0.	0,20	4,75	0,25		100,07
0,04	0,83	0,29	0,36	9,82	0,217	0,051	0,0019		0,42	4,35	0,11		100,05
0,05	0,46	0,18	0,65	9,51	0,038	0,106	0,003	Н. 0.	0,34			4,30	99,37
0,05	0,55	0,40	0,73	9,73	0,168	0,179	0,0056		0,45	6,02	1,28		100,38
0,03	0,21	0,03	0,96	9,05	0,100	0,173	0,0056		0,48	5,37	0,58		99,86
0,02	0,44	0,22	0,86	9,50	0,033	0,195	0,0062		0,15	5,63	0,66		99,85

1	2	3	4	5	6	7	8	9
К у к у л ь б е й с к и й								
Саханайский (58)	Пегматит микроклин-кварцевый с мусковитом	7	197	43,50	0,45	32,22	1,75	1,80
		8	XГ-1517	45,86	0,45	34,42	2,17	1,57
Зун-Ундурский (59)	Гранит мусковитовый крупнозернистый грейзенизированный	9	XГ-275	45,31	0,48	31,15	0,25	4,89
		10	XГ-1532	46,71	0,40	31,25	0,35	3,37
Дурулгуевский (61)	Грейзен кварц-мусковитовый околосильный	11	XГ-270	45,49	0,26	33,37	0,52	3,64
		12	XГ-2311	46,05	0,63	34,18	0,67	1,66
	Гранит мусковитовый крупнозернистый, грейзенизированный	13	XГ-2306	45,67	0,49	32,25	1,39	3,19
		14	XГ-3171	45,90	0,48	33,17	0,94	2,25
	Грейзен кварц-мусковитовый околосильный	15	XГ-3168	45,50	0,41	33,77	0,95	2,33
		16	XГ-3170	45,33	0,38	33,00	0,69	3,32
	Гранит мусковитовый средне-мелкозернистый пегматитоносный	17	XГ-1466	45,97	0,48	33,46	0,88	1,89
		18	XГ-4112	47,15	0,10	35,30	0,56	1,08
		19	XГ-4121	47,69	0,05	34,34	0,36	1,26
		20	XГ-4710	45,42	0,29	35,08	0,72	0,89
Хангилайский (62)	Аплит-пегматит кварц-микроклиновый с мусковитом	21	XГ-2320	46,05	0,34	35,30	0,65	1,26
		22	XГ-3173	46,50	0,11	35,74	0,75	1,08
	Пегматит кварц-микроклиновый с мусковитом	23	XГ-3176	46,59	0,25	36,49	0,56	0,67
		24	XГ-2324 ^a	44,48	0,19	34,03	0,40	3,32
	Пегматит альбитизированный	25	XГ-3181 ^b	45,67	0,08	35,53	0,37	1,93
		Гранит мусковитовый средне-мелкозернистый грейзенизированный	26	XГ-4148	47,21	0,57	29,94	1,46
	27		XГ-4510	47,12	0,28	32,76	0,91	2,16
	Куливинская группа (64)	Гранит мусковитовый крупнозернистый пегматитоносный	28	XГ-4348	46,77	0,42	32,87	1,14
29			XГ-4174	46,16	0,16	32,88	1,14	2,69
30		XГ-4177	46,90	0,10	32,79	0,44	3,50	
31		XГ-4155	46,84	0,04	34,18	0,52	1,98	
32		XГ-4158 ^b	45,29	0,08	33,18	0,40	1,80	
Кангпский (65)	Пегматит кварц-микроклиновый с мусковитом	33	XГ-4266	46,06	0,10	35,08	0,47	1,57
		34	XГ-4268	47,16	0,14	34,65	0,47	1,30
	Гранит мусковитовый крупнозернистый мусковитизированный	35	XГ-4407	47,02	0,14	34,24	0,28	1,62
		36	XГ-4285	46,17	0,42	33,75	0,53	2,29
	Олдовинский (70)	Гранит мусковитовый крупнозернистый грейзенизированный	37	XГ-4286	47,63	0,42	33,08	1,01
38			XГ-4290	47,31	0,14	33,71	0,28	2,07
Гранит мусковитовый крупнозернистый грейзенизированный		39	XГ-4235	48,23	0,54	29,62	1,14	2,69
Олдовинский (70)	Гранит мусковитовый крупнозернистый грейзенизированный	40	XГ-4598	46,60	0,23	32,15	0,37	3,23

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
комплекс													
0,07	0,59	0,08	0,81	9,63	0,184	0,164	0,003	0,08	0,98	Σ7,57	—	100,47	
0,11	0,63	0,12	0,53	9,51	0,053	0,134	0,003	Н. о.	0,65		4,35	100,55	
0,53	1,18	0,12	0,39	9,99	0,238	0,262	0,020	»	2,08		4,09	100,98	
0,67	1,05	0,18	0,35	9,99	0,345	0,189	0,017		2,08		4,49	101,44	
0,26	0,38	0,23	0,50	9,99	0,341	0,251	0,014		1,38		3,39	100,01	
0,09	0,97	0,12	0,53	10,11	0,217	0,134	0,009	Н. о.	0,67		3,60	99,64	
0,52	0,84	0,12	0,35	10,05	0,285	0,294	0,032		1,17		4,40	101,04	
0,15	0,97	0,29	0,50	9,63	0,268	0,196	0,015		0,85		4,60	100,20	
0,23	0,67	0,23	0,47	9,99	0,238	0,250	0,015		1,17		3,57	99,79	
0,30	0,67	0,12	0,38	10,41	0,268	0,250	0,025		1,25		4,44	100,84	
0,07	0,84	0,06	0,59	10,11	0,213	0,146	0,050		1,08	—	4,39	100,23	
0,02	0,38	0,14	0,46	9,96	0,044	0,136	0,0025		0,20	4,82	—	100,35	
0,02	0,48	0,33	0,46	9,84	0,098	0,156	0,0031	Н. о.	0,30	4,81	—	100,19	
0,13	0,47	0,14	1,13	10,92	0,0747	0,1024	0,0020	—	0,40	4,50	—	100,26	
0,06	0,37	0,41	0,54	10,05	0,113	0,131	0,005		0,69	—	4,14	100,10	
0,06	0,17	0,12	0,63	9,15	0,055	0,370	0,011		0,52	—	4,55	99,81	
0,02	0,50	0,18	0,58	9,39	0,027	0,060	0,003		0,19	—	4,75	100,26	
0,06	0,29	0,12	0,55	9,99	0,332	0,545	0,067		1,04	—	4,60	100,01	
0,06	0,17	0,35	0,58	9,39	0,147	0,283	0,008		0,60	—	4,89	100,06	
0,15	1,50	0,03	1,09	9,72	0,338	0,218	0,022		0,98	4,07	—	100,40	
0,26	0,68	0,25	0,50	10,16	0,157	0,198	0,0236		0,78	4,18	—	100,42	
0,05	0,95	0,26	0,69	9,90	0,137	0,099	0,0045	Н. о.	0,45	4,34	—	99,79	
0,15	0,26	0,04	1,42	9,82	0,159	0,247	0,0070		0,68	4,10	—	99,92	
0,16	0,41	0,23	0,46	10,08	0,271	0,293	0,0064		1,08	3,98	—	100,69	
0,04	0,44	0,41	0,55	9,44	0,157	0,142	0,0062		0,58	4,45	—	99,77	
0,06	0,26	0,04	1,55	9,98	0,186	0,178	0,0064		0,78	5,98	0,82	100,58	
0,01	0,47	0,21	0,69	9,50	0,110	0,163	0,0057		0,40	4,55	—	99,38	
0,01	0,62	0,25	0,69	9,40	0,100	0,086	0,0019		0,28	4,42	0,17	99,75	
0,03	0,62	0,31	0,69	9,88	0,181	0,179	0,0032		0,48	4,72	0,09	100,48	
0,09	0,74	0,22	0,59	10,00	0,367	0,127	0,0108		0,82	4,29	0,15	100,57	
0,05	0,61	0,08	0,15	9,78	0,237	0,116	0,0064		0,50	4,73	0,13	100,24	
0,06	0,31	0,18	0,50	10,10	0,181	0,247	0,014		0,70	4,53	0,11	100,44	
0,11	1,82	0,21	0,55	9,80	0,303	0,176	0,0102		1,70	4,01	—	100,91	
0,11	0,56	0,26	0,63	10,50	0,161	0,175	0,0098		1,12	4,48	—	100,58	

Пересчет силикатных анализов мусковитов

№ п/п	№ пробы	Si	Al _{IV}	ΣZ	Al _{VI}	Ti	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Li	ΣУ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13

Агинская

Борщевочный

1	XГ-4088	3,17	0,83	4,00	1,81	0,02	0,03	0,06	0,01	0,07	0,02	2,02
2	XГ-4079 ^a	3,20	0,80	4,00	1,76	0,01	0,03	0,11	—	0,08	0,06	2,05
3	XГ-2279 ^Г	3,03	0,97	4,00	1,88	0,01	0,05	0,07	—	0,05	0,01	2,07
4	XГ-4082	3,11	0,89	4,00	1,79	0,01	0,05	0,08	—	0,06	0,05	2,04
5	XГ-4083	3,16	0,84	4,00	1,85	—	0,05	0,08	—	0,02	0,03	2,03
6	XГ-4092 ^a	3,13	0,87	4,00	1,87	—	0,02	0,06	—	0,04	0,01	2,00

Кукуньейский

7	197	3,05	0,95	4,00	1,82	0,02	0,09	0,10	—	0,07	0,05	2,15
8	XГ-1517	3,06	0,94	4,00	1,77	0,02	0,11	0,09	0,01	0,06	0,01	2,07
9	XГ-275	3,11	0,89	4,00	1,63	0,02	0,01	0,28	0,03	0,12	0,07	2,16
10	XГ-1532	3,17	0,83	4,00	1,67	0,02	0,02	0,19	0,04	0,11	0,09	2,14
11	XГ-270	3,08	0,92	4,00	1,74	0,01	0,03	0,21	0,01	0,04	0,09	2,13
12	XГ-2311	3,08	0,92	4,00	1,77	0,03	0,03	0,09	0,01	0,10	0,06	2,09
13	XГ-2306	3,09	0,91	4,00	1,66	0,02	0,07	0,18	0,03	0,08	0,08	2,12
14	XГ-3171	3,09	0,91	4,00	1,72	0,02	0,05	0,13	0,01	0,10	0,07	2,10
15	XГ-3168	3,07	0,93	4,00	1,75	0,02	0,05	0,13	0,01	0,07	0,07	2,10
16	XГ-3170	3,08	0,92	4,00	1,71	0,02	0,03	0,19	0,01	0,07	0,07	2,10
17	XГ-1466	3,10	0,90	4,00	1,76	0,02	0,04	0,11	—	0,08	0,06	2,07
18	XГ-4112	3,12	0,88	4,00	1,88	—	0,03	0,06	—	0,04	0,01	2,02
19	XГ-4121	3,17	0,83	4,00	1,86	—	0,02	0,07	—	0,05	0,03	2,03
20	XГ-4710	3,05	0,95	4,00	1,82	0,02	0,03	0,05	—	0,05	0,02	1,99
21	XГ-2320	3,07	0,93	4,00	1,84	0,02	0,03	0,07	—	0,04	0,03	2,03
22	XГ-3173	3,10	0,90	4,00	1,90	0,01	0,04	0,06	—	0,02	0,01	2,04
23	XГ-3176	3,07	0,93	4,00	1,91	0,01	0,03	0,04	—	0,05	0,01	2,05
24	XГ-2324 ^a	3,04	0,96	4,00	1,78	0,01	0,02	0,19	—	0,03	0,09	2,12
25	XГ-3181 ^б	3,06	0,94	4,00	1,87	—	0,02	0,11	—	0,02	0,04	2,06
26	XГ-4148	3,19	0,81	4,00	1,57	0,03	0,07	0,17	0,01	0,15	0,09	2,09
27	XГ-4510	3,16	0,84	4,00	1,75	0,01	0,05	0,12	0,01	0,07	0,04	2,05
28	XГ-4348	3,14	0,86	4,00	1,74	0,02	0,06	0,10	—	0,09	0,04	2,05
29	XГ-4174	3,12	0,88	4,00	1,74	0,01	0,06	0,15	0,01	0,03	0,04	2,04
30	XГ-4177	3,15	0,85	4,00	1,74	0,01	0,02	0,20	0,01	0,04	0,07	2,09
31	XГ-4155	3,13	0,87	4,00	1,82	—	0,03	0,11	—	0,04	0,04	2,04
32	XГ-4158 ^б	3,11	0,89	4,00	1,80	—	0,02	0,10	—	0,03	0,05	2,00
33	XГ-4266	3,11	0,89	4,00	1,86	0,01	0,02	0,09	—	0,05	0,03	2,06
34	XГ-4268	3,13	0,87	4,00	1,84	0,01	0,02	0,07	—	0,06	0,03	2,03
35	XГ-4407	3,13	0,87	4,00	1,82	0,01	0,01	0,09	—	0,06	0,05	2,04
36	XГ-4285	3,09	0,91	4,00	1,75	0,02	0,03	0,13	0,01	0,07	0,10	2,11
37	XГ-4286	3,18	0,82	4,00	1,78	0,02	0,05	0,10	—	0,06	0,06	2,07
38	XГ-4290	3,16	0,84	4,00	1,82	0,01	0,01	0,12	—	0,03	0,05	2,04
39	XГ-4235	3,24	0,76	4,00	1,59	0,03	0,06	0,15	0,01	0,18	0,08	2,10
40	XГ-4598	3,16	0,84	4,00	1,73	0,01	0,02	0,18	0,01	0,06	0,04	2,05

на кристаллохимические формулы

K	Na	Ca	Rb	ΣX	OH	F	ΣОН, F	H ₂ O		S	m	M	f	l
								изб.	нед.					
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28

зона

КОМПЛЕКС

0,83	0,07	0,01	—	0,91	1,96	0,04	2,00	0,34	—	1,20	0,06	0,41	56,2	44,2
0,83	0,05	0,02	—	0,90	1,91	0,09	2,00	0,05	—	1,25	0,09	0,36	63,6	42,8
0,81	0,08	0,01	—	0,90	1,93	0,07	2,00	—	0,02	1,06	0,06	0,29	70,6	47,1
0,85	0,01	0,03	0,01	0,90	1,90	0,10	2,00	1,87	—	1,16	0,07	0,32	68,4	44,8
0,78	0,13	—	0,01	0,92	1,90	0,10	2,00	1,15	—	1,21	0,06	0,13	86,7	44,8
0,82	0,11	0,02	0,01	0,96	1,97	0,03	2,00	1,26	—	1,14	0,04	0,33	66,4	45,7

КОМПЛЕКС

0,87	0,11	0,01	0,01	1,00	1,78	0,22	2,00	3,8	—	1,10	0,09	0,27	73,0	45,7
0,81	0,07	0,07	0,01	0,90	1,86	0,14	2,00	0,18	—	1,13	0,10	0,22	76,9	44,9
0,87	0,05	0,01	0,01	0,94	1,55	0,45	2,00	0,67	—	1,23	0,16	0,27	70,7	41,7
0,86	0,05	0,01	0,01	0,93	1,55	0,45	2,00	1,06	—	1,26	0,13	0,31	65,6	41,7
0,86	0,07	0,02	0,01	0,96	1,70	0,30	2,00	—	0,38	1,16	0,10	0,14	85,7	44,2
0,86	0,07	0,01	0,01	0,95	1,86	0,14	2,00	—	4,17	1,15	0,08	0,44	54,5	44,9
0,87	0,05	0,01	0,01	0,94	1,75	0,25	2,00	0,53	—	1,20	0,13	0,22	75,8	42,9
0,83	0,07	0,02	0,01	0,93	1,82	0,18	2,00	0,56	—	1,17	0,11	0,35	64,3	43,8
0,86	0,06	0,02	0,01	0,95	1,75	0,25	2,00	—	3,89	1,15	0,09	0,27	72,0	44,7
0,90	0,05	0,01	0,01	0,97	1,73	0,27	2,00	0,65	—	1,17	0,11	0,23	73,0	43,8
0,87	0,07	—	0,01	0,95	1,77	0,23	2,00	0,44	—	1,17	0,09	0,35	65,2	44,4
0,84	0,06	0,001	0,01	0,92	1,96	0,04	2,00	0,38	—	1,13	0,05	0,31	69,2	45,9
0,83	0,06	0,02	0,01	0,92	1,94	0,06	2,00	0,43	—	1,18	0,05	0,36	64,3	44,8
0,93	0,15	0,01	—	1,09	1,91	0,09	2,00	0,25	—	1,10	0,04	0,38	61,5	46,6
0,85	0,07	0,03	0,01	0,96	1,85	0,15	2,00	—	4,16	1,11	0,05	0,29	71,4	46,3
0,78	0,08	0,01	0,02	0,89	1,89	0,11	2,00	0,29	—	1,11	0,04	0,17	83,3	46,5
0,79	0,07	0,01	—	0,87	1,96	0,04	2,00	0,30	—	1,08	0,04	0,42	58,3	47,1
0,87	0,07	0,01	0,02	0,93	1,78	0,22	2,00	0,70	—	1,11	0,09	0,12	87,5	45,5
0,80	0,08	0,03	0,01	0,92	1,87	0,13	2,00	0,71	—	1,10	0,05	0,13	86,7	46,7
0,84	0,14	—	0,01	0,99	1,79	0,21	2,00	0,09	—	1,34	0,16	0,38	61,5	39,9
0,87	0,06	0,02	0,01	0,96	1,83	0,17	2,00	0,09	—	1,22	0,09	0,28	70,8	43,2
0,85	0,09	0,02	—	0,96	1,90	0,10	2,00	0,09	—	1,21	0,10	0,36	64,0	43,4
0,85	0,19	—	0,01	1,05	1,85	0,15	2,00	—	—	1,20	0,09	0,12	87,5	43,8
0,86	0,06	0,02	0,01	0,95	1,77	0,23	2,00	0,02	—	1,21	0,10	0,15	84,6	43,2
0,80	0,07	0,03	0,01	0,91	1,88	0,12	2,00	0,22	—	1,16	0,07	0,22	77,8	44,8
0,87	0,21	—	0,01	1,09	1,83	0,17	2,00	1,97	—	1,26	0,06	0,20	80,0	45,2
0,81	0,09	0,01	0,01	0,92	1,92	0,08	2,00	0,22	—	1,13	0,06	0,31	68,8	45,7
0,80	0,09	0,02	—	0,91	1,94	0,06	2,00	0,05	—	1,15	0,06	0,40	60,0	45,2
0,84	0,09	0,02	0,01	0,96	1,90	0,10	2,00	0,45	—	1,16	0,06	0,38	62,5	45,0
0,85	0,08	0,02	0,01	0,96	1,83	0,17	2,00	0,20	—	1,16	0,09	0,29	69,6	44,5
0,83	0,02	0,01	—	0,86	1,89	0,11	2,00	0,47	—	1,22	0,08	0,29	71,4	43,4
0,86	0,06	0,01	0,01	0,94	1,85	0,15	2,00	0,38	—	1,19	0,06	0,19	81,2	44,5
0,84	0,07	0,02	0,01	0,94	1,64	0,36	2,00	0,36	—	1,38	0,16	0,45	53,8	39,3
0,91	0,08	0,02	0,01	1,02	1,76	0,24	2,00	0,58	—	1,23	0,10	0,22	76,9	42,9

Содержания редких элементов в биотитах, г/т*

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Cs	Be	Sn	W	Zr	Nb	Zn	Pb
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Даурский комплекс, главная фаза

1	XГ-1535	190	450	26	0,55	4		Нет данных		290	1
2	XГ-1537	230	430	26	Н. д.	5		» »		310	1

Кыринский комплекс, главная фаза

3	XГ-1012	560	830	68	0,7	23	Н. о.	Нет данных		260	8
4	XГ-1027	620	940	106	0,8	44	»	130	90	300	24
5	XГ-774	320	600	68	Н. д.	21	Нет данных		580	4	
6	XГ-2028	710	780	100	1,1	51	Н. о.	Нет данных		500	15
7	XГ-3085	400	820	68	0,8	22	16	»	»	360	16
8	XГ-128	660	830	86	1,4	55	Н. о.	»	»	370	12
9	XГ-130	600	690	53	Н. д.	80	Н. д.	»	»	300	25
10	XГ-135	390	600	53	»	50	»	»	»	520	9
11	XГ-138	790	840	105	2,1	80	2,0	»	»	300	16
12	XГ-370	560	840	107	1,4	60	Н. о.	160	100	280	13
13	XГ-637	770	720	80	1,4	90	»	Нет данных		560	21
14	КЛ-17	430	570	57	0,8	27	»	»	»	200	6
15	КЛ-21	470	840	120	Н. д.	24	Н. д.	»	»	550	10
16	КЛ-22	630	810	85	»	25	»	»	»	550	5
17	XГ-121	280	710	75	»	25	»	»	»	300	8
18	XГ-55	440	510	38	»	14	»	»	»	530	12
19	XГ-34	470	450	38	1,0	9	Н. о.	»	»	150	4
20	XГ-552	250	510	47	0,8	18	»	»	»	160	4
21	XГ-549	400	580	38	0,6	Н. д.	»	»	»	Нет данных	
23	XГ-538	370	510	47	0,7	24	»	»	»	200	11
24	XГ-536	390	710	104	1,0	67	»	»	»	290	14
25	XГ-541	480	560	56	0,7	24	»	»	»	110	8
26	XГ-47	630	430	47	1,6	37	»	»	»	190	12
27	XГ-90	390	720	75	Н. д.	23	Н. д.	»	»	320	8
28	XГ-97	700	960	95	1,4	44	»	»	»	560	31

Кыринский комплекс, Ф Д И

34	427	1360	1200	150	Н. д.	120	Н. о.	Нет данных		1100	~100
35	428	740	900	140	»	68	~1	»	»	600	11
36	394	540	270	28	»	14	Н. о.	»	»	920	80
37	3946	700	750	85	»	80	7,1	»	»	1000	28
38	XГ-762	640	1000	180	»	84	Н. о.	150	100	470	20
39	XГ-319	530	1600	200	Н. д.	72	Н. о.	Нет данных		700	72
40	XГ-3040	700	810	66	2,0	115	~1	»	»	680	21
41	XГ-3044	950	1350	200	7,2	250	4,7	»	»	600	18
42	XГ-3046	1680	1100	150	3,0	185	17	»	»	620	7
43	XГ-393	1220	1000	130	Н. д.	77	Н. д.	640	130	490	23
44	XГ-405	1400	1180	320	7,4	240	11	Нет данных		200	50
45	XГ-1699	830	1600	100	2,8	240	50	»	»	250	27
46	XГ-1743	400	770	95	2,7	210	47	»	»	160	4
47	XГ-29	580	380	30	3,6	25	Н. д.	»	»	550	105
48	XГ-4002	1460	1000	200	Н. д.	25	2,2	340	169	1400	45
49	XГ-4032	1200	760	76	6,5	17	1,5	200	190	1500	100
50	XГ-4013	1080	580	69	4,3	27	6,3	480	140	1500	80
51	XГ-4031	1170	800	52	4,8	12	Н. д.	270	160	930	50
52	XГ-4017	760	820	160	2,9	14	1,3	480	170	420	60
53	XГ-4021	710	690	69	Н. д.	50	1,0	340	150	600	30
54	XГ-4059	1320	900	120	2,7	56	Н. д.	600	270	800	30

Сохондинский комплекс, главная фаза

55	XГ-730	400	510	37	0,7	12	~1	Нет данных		300	10
56	XГ-746	510	650	48	0,6	28	3,2	»	»	300	6
57	XГ-756	550	800	105	0,5	51	2,0	»	»	230	6
58	XГ-1037	710	980	85	0,8	40	4,6	»	»	350	17

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Соходдинский комплекс, заключительная фаза											
60	XГ-2026	900	620	280	2,5	74	26	Нет данных		540	21
61	XГ-1629	850	620	48	3,0	32	6,3	»	»	250	18
62	XГ-1638	750	580	42	3,2	31	3,6	»	»	290	13
63	XГ-2073	750	750	80	4,1	57	3,8	»	»	350	31
64	XГ-2114	830	670	58	2,2	59	12,6	»	»	200	17
65	XГ-2116	530	650	95	3,0	74	4,0	»	»	290	24
66	XГ-2131	640	770	38	2,8	36	~1	»	»	220	21
67	XГ-2513	1170	1000	19	3,8	57	5,5	»	»	290	31
68	XГ-2514	600	380	76	1,6	39	~1	»	»	380	13
69	XГ-3151	740	650	80	2,8	39	5,9	»	»	400	36
Харалгинский комплекс											
70	XГ-794	1020	810	150	9,0	300	17	Нет данных		640	70
71	XГ-85	2050	630	95	Н. д.	70	Н. д.	»	»	780	160
72	XГ-1300	1540	1300	240	11	165	54	»	»	790	100
73	XГ-2516	3000	2300	230	10	400	69	»	»	630	80
Шахтамнский комплекс											
89	XГ-260	160	300	38	1,0	7	Н. о.	37	11	200	12
90	XГ-265	370	650	100	1,4	20	»	Нет данных		250	12
93	XГ-1463	480	780	24	Н. д.	9,3	2,0	»	»	280	2
94	XГ-2345	320	840	31	2,9	18	Н. д.	»	»	300	4
95	XГ-2348	270	560	10	1,9	9	»	»	»	140	6
96	XГ-2333	370	560	<5	1,8	4,5	2,3	»	»	210	3
97	XГ-2334	390	640	21	Н. д.	5,2	5,0	»	»	250	4
98	XГ-2339	310	620	10	2,3	12	3,5	»	»	260	~2
99	XГ-1472	130	400	<5	1,8	11	2,6	»	»	360	3
100	XГ-4718	190	700	31	0,6	8	1,4	»	»	200	1
101	XГ-4262	190	150	2	2,8	5	Н. о.	110	20	400	3
102	XГ-4747	240	590	50	2,6	17	2,1	Нет данных		510	7
103	XГ-4388	190	530	40	0,8	10	1,0	130	70	250	3
104	XГ-4588	240	680	52	1,5	7	1,4	300	100	200	~1
105	XГ-4371	410	560	12	0,9	22	Н. д.	620	100	340	4
106	317	440	400	90	Н. д.	29	»	Нет данных		340	21
Борщевочный комплекс											
107	XГ-2286	1450	1570	98	2,1	96	Н. д.	470	280	960	6
108	XГ-2289	910	970	56	0,6	37	2,0	~300	~200	620	4
109	XГ-4094	350	1060	30	Н. д.	15	1,5	310	80	370	7
110	XГ-4705	970	1860	200	»	150	2,1	Нет данных		1160	5
111	XГ-2299	440	920	31	»	21	Н. д.	470	120	640	5
112	XГ-4091	650	1720	81	»	48	13	300	200	440	5
113	XГ-4703	1600	1460	110	»	120	Н. д.	Нет данных		1000	12
114	XГ-4079	3400	1200	260	3,3	63	2,3	570	170	800	5
115	XГ-4086	2600	950	320	Н. д.	60	4,0	450	230	780	8
116	XГ-1426	4000	1780	260	»	190	5,0	490	210	~1000	28
117	XГ-1415	1220	1600	100	3,1	24	2,0	530	180	800	~5
118	XГ-1401	900	1210	65	3,9	40	3,6	~50	~250	850	3
119	XГ-4275	370	300	24	2,5	17	Н. д.	380	120	400	16
120	XГ-4273	2000	2850	560	6,5	360	»	Н. о.	~1000	790	2
Кукульбейский комплекс											
121	XГ-240	1620	1200	180	3,4	120	7,1	260	220	540	38
122	XГ-1508	3400	1850	220	4,9	180	22	330	250	700	15
123	XГ-1509	2600	2070	320	6,3	180	13,4	120	250	650	30
124	XГ-2350	1380	900	42	4,2	100	9,1	Нет данных		540	16
125	XГ-2352	1390	1030	74	Н. д.	125	5,9	»	»	400	14
126	XГ-251	2550	960	170	4,4	170	4,4	490	180	520	15
127	XГ-4103	3200	2200	460	4,0	180	27	310	320	550	4
128	XГ-4109	2260	2100	290	3,0	100	3,6	450	240	600	5
129	XГ-3180	1240	1170	94	2,9	125	4,0	760	160	1240	9
130	XГ-4116	1840	1960	140	6,0	60	5,0	350	320	800	3
131	XГ-4708	2020	2510	190	Н. д.	150	6,9	Нет данных		1530	4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
132	XГ-4135	1950	1460	260	7,0	105	2,7	600	280	600	24
133	XГ-4139	1820	870	74	Н. д.	57	16	790	280	900	35
134	XГ-4146	3270	1820	190	14	100	2,1	800	390	1100	40
135	XГ-4243	890	1200	56	2,8	54	1,9	350	290	1000	3
136	XГ-4255	570	1170	56	Н. д.	34	2,0	440	220	1000	3
137	XГ-4259	580	1160	52	4,0	32	2,3	310	220	1000	3
138	XГ-4768	730	1200	61	Н. д.	42	1,8	Нет данных		980	5
139	XГ-4343	3700	630	380	2,3	74	2,8	380	30	380	3
140	XГ-4345	5100	2000	1070	3,3	165	5,2	Нет данных		330	2
141	XГ-4166	700	1020	59	2,5	56	1,4	1000	120	540	10
142	XГ-4163	5100	1280	1240	5,4	280	8,0	1100	100	300	5
143	XГ-4520	1310	1290	530	Н. д.	100	20	850	30	660	3
144	XГ-4403	1930	2730	450	5,1	90	Н. д.	260	180	720	~2
145	XГ-4756	2940	1600	270	Н. д.	115	2,0	Нет данных		1500	8
146	XГ-4292	3080	1340	170	2,8	50	3,5	340	190	490	5
147	XГ-4293	2500	1480	180	1,8	70	1,1	490	110	570	4
148	XГ-4279	2250	1980	330	Н. д.	120	3,8	170	370	1250	5
152	XГ-4224	2330	2140	290	4,6	44	5,6	450	160	850	20
154	XГ-4221	2230	1300	140	5,5	150	14	1300	390	800	10
155	XГ-4239	1880	1900	260	3,4	80	5,6	970	440	900	24
156	XГ-4377	3060	2000	420	Н. д.	Н. д.	Н. д.	1050	330	Н. д.	Н. д.
158	XГ-4195	2000	1430	500	8,5	42	2,0	280	90	500	25
159	316	1550	1730	480	Н. д.	100	Н. д.	Нет данных		680	23
160	XГ-4210	680	3140	275	4,7	100	2,9	240	1000	1500	250
161	XГ-4389	7000	5200	530	23	260	Н. д.	60	730	1380	42
163	XГ-4390A	7600	5450	580	Н. д.	210	»	50	990	2400	180

* Порядковые номера проб соответствуют их порядковым номерам в табл. I Приложения. Пропуск порядкового номера означает отсутствие данных по редкоземельному составу слюды.

Таблица VI

Содержание редких элементов в мусковитах, г/т*

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Cs	Be	B	Sn	W	Zr	Nb	Zn	Pb
Борщевочный комплекс												
1	XГ-4088	280	580	29	18	41	90	9,6	100	90	50	5
2	XГ-4079A	100	460	18	Нет данных		40	18	60	90	50	3
3	XГ-2279Г	200	1000	34	8,7	26	250	34	20	200	56	4
4	XГ-4082	790	1630	53	18	30	200	18	10	330	220	<1
5	XГ-4083	470	1580	53	15	54	140	9,6	20	400	110	<1
6	XГ-4022A	160	1780	58	15	30	150	12	20	310	50	<1
Кукульбейский комплекс												
7	197	840	1140	47	Нет данных		260	Нет данных		130	10	
8	XГ-1517	260	1260	36	Н. д.	51	300	76	<10	220	60	<1
9	XГ-275	2150	2300	200	15	98	370	82	<10	140	180	<1
10	XГ-1532	1440	1700	170	Н. д.	120	220	25	Нет данных		60	<1
11	XГ-270	1450	2250	140	Нет данных		210	125	»	»	240	<1
12	XГ-2311	1000	1100	85	»	»	170	76	60	160	70	<1
13	XГ-2306	1380	2900	340	16	49	470	62	<10	170	220	<1
14	XГ-3171	1200	1550	110	Нет данных		220	43	40	170	130	3
15	XГ-3168	1140	2330	200	16	43	500	47	30	170	140	<1
16	XГ-3170	1230	1900	200	Нет данных		350	250	10	110	120	<1
17	XГ-1466	1000	1350	430	18	68	350	75	50	210	140	<1
18	XГ-4112	200	1240	23	15	49	90	26	50	320	90	3
19	XГ-4121	460	1440	29	20	40	150	26	50	400	110	3
20	XГ-4710	350	930	19	Н. д.	34	Н. д.	76	Нет данных		180	6
21	XГ-2320	500	1160	45	Нет данных		250	45	»	»	56	4
22	XГ-3173	280	3500	120	26	120	175	22	»	»	54	<3
23	XГ-3176	130	550	52	Нет данных		27	35	40	120	29	3

№ п/п	№ пробы	Li	Rb	Cs	Be	B	Sn	W	Zr	Nb	Zn	Pb
24	XГ-2324А	1420	4800	600	Нет данных		710	11	Нет данных		180	<1
25	XГ-3181Б	640	2400	75	22	160	270	16	»	»	200	<1
26	XГ-4148	1580	1980	200	21	49	180	70	50	200	90	3
27	XГ-4510	740	1820	220	23	140	180	185	20	220	70	<1
28	XГ-4348	650	900	41	19	42	90	28	70	180	47	3
29	XГ-4174	750	2250	66	Нет данных		260	19	20	360	80	2
30	XГ-4177	1280	2660	60	32	30	250	14	20	330	150	<1
31	XГ-4155	740	1300	58	25	157	100	30	20	300	170	<1
32	XГ-4158Б	950	1700	87	Нет данных		Н. д.	31	<10	250	240	<1
33	XГ-4266	520	1480	54	»	»	120	33	10	290	140	<1
34	XГ-4268	470	790	18	10	65	80	26	40	220	80	<1
35	XГ-4407	850	1640	30	21	100	150	22	30	340	60	<1
36	XГ-4285	1780	1160	100	11	75	120	44	30	230	70	<1
37	XГ-4286	1120	1060	60	12,5	75	130	52	30	220	60	3
38	XГ-4290	1000	2250	130	20	87	240	19	20	330	160	<1
39	XГ-4235	1200	1600	96	14	19	200	39	90	110	100	2
40	XГ-4598	760	1600	84	18	30	200	59	30	100	~100	3

* Порядковые номера проб соответствуют их порядковым номерам в табл. II Приложения.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Гранитоидные формации Забайкалья	7
Формационная схема гранитоидного магматизма	—
О генетических соотношениях гранитоидных комплексов	25
Глава 2. Химический и минеральный состав слюд	30
Состав биотитов	—
Изменение составов биотитов в процессах дифференциации	44
Отражение в составе биотитов физико-химических условий формирования гранитов	49
Состав мусковитов	54
Глава 3. Редкоэлементный состав слюд	57
Элементы-примеси в слюдах	—
Закономерности распределения концентраций летучих и редких элементов в биотитах гранитоидных формаций Забайкалья	59
Изменение редкоэлементного состава биотитов в процессах дифференциации рудоносных интрузий	77
Связи элементов в процессах их концентрирования, средние и фоновые содержания редких элементов в биотитах	85
Распределение редких элементов в парагенетических биотитах и мусковитах гранитоидов Забайкалья	88
Закономерности распределения и средние уровни концентраций редких элементов в мусковитах гранитоидов Забайкалья	89
Глава 4. Рудоносность и генетические особенности гранитоидов	103
Состав слюд и потенциальная рудоносность гранитоидов	—
Граничные положения к понятию потенциальной рудоносности	106
Отражение в составе слюд генетических особенностей гранитоидов	108
Литература	116
Приложение	121

**Валерий Дмитриевич Козлов,
Людмила Николаевна Свядковская,
Игорь Константинович Карпов**

**СЛЮДЫ
МАГМАТИТОВ
ЗАБАЙКАЛЬЯ**

**(вопросы генезиса
и рудоносности гранитоидов)**

Ответственный редактор *Борис Матвеевич Шмакин*

Редактор *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Ф. Ф. Орлова*
Корректоры *В. Е. Торгашева, О. А. Максеева*

ИБ № 9869

Сдано в набор 5. 08. 77. Подписано в печать 19. 10. 78.
МН-10306. Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага типографская № 2.
13,3 усл. печ. л. +1 вкл. 14,4 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз.
Заказ № 638. Цена 2 р. 20 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099. Новоси-
бирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077. Новосибирск, 77,
Станиславского, 25.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии

Типы редкометальных геохимических провинций Забайкалья

Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений

**Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на
Дальнем Востоке**

**Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных
пород**

Рентгенография и спектроскопия минералов

**Трошин Ю. П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах,
ореолах и рудах Восточного Забайкалья**

Сутурин А. Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте
по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Мага-
зин «Наука».*

Цена 2 р. 20 к.

2791



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ